

Лекция 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для того чтобы представить себе состав и строение земной коры — важнейшей для нас геосферы Земли в целом, рассмотрим детально ее вещественный, то есть химический, минеральный и петрографический состав, а также современные взгляды на ее строение.

3.1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Верхняя каменная оболочка Земли — земная кора — сложена различными по составу и происхождению горными породами. Любая горная порода представляет собой определенное сочетание минералов, являющихся, в свою очередь, химическими элементами или их природными соединениями.

Таким образом, вещество земной коры в порядке усложнения степени его организации образует иерархический ряд: химический элемент — минерал — горная порода. Именно в такой последовательности и рассматривается ниже вещественный состав земной коры.

Внутреннее строение Земли по геофизическим данным

Земная кора – твердая верхняя оболочка Земли мощностью 30-75 км.

Мантия Земли распространяется до глубин 2900 км.

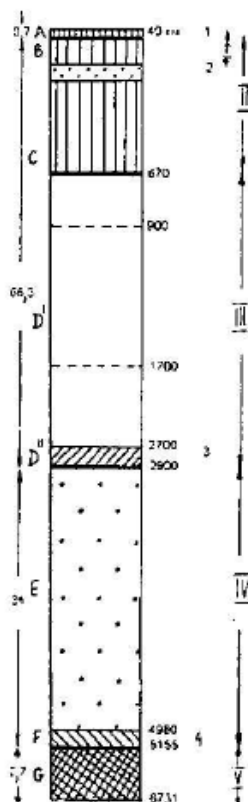
Ядро Земли находится ниже 2900 км.



Внутреннее строение Земли по геофизическим данным

Земная кора отделяется от мантии поверхностью Мохоровичича. Литосфера – твердый надстеносферный слой мантии с земной корой.

Внутреннее строение Земли.



I – литосфера, II – верхняя мантия, III – нижняя мантия (пунктиром показаны уровни второстепенных разделов), IV – внешнее ядро, V – внутреннее ядро; 1 – земная кора; 2 – астеносфера; 3-4 - переходные слои. Цифры слева – доля геосфер (в % от объема Земли), буквы слева – геосферы по К.Буллену

Наиболее достоверные сведения о химическом составе земной коры относятся к ее верхней части (до глубины 16-20 км), доступной для непосредственного изучения. Проблемы химического состава, закономерностями его изменения в пространстве и во времени занимается сравнительно молодая еще наука геохимия.

По данным современной геохимии, в земной коре установлено 93 химических элемента. Большинство из них являются сложными, то есть представлены смесью различных изотопов. Лишь 22 химических элемента (например, натрий, марганец, фтор, фосфор, золото) не имеют изотопов и поэтому называются простыми.

Распределены химические элементы в земной коре крайне неравномерно.

Первые серьезные исследования, касающиеся распространенности химических элементов, принадлежат американскому геохимику Ф. Кларку. Путем математической обработки имевшихся в его распоряжении результатов 6000 химических анализов различных горных пород Ф. Кларк установил средние содержания в земной коре 50 наиболее распространенных химических элементов. Данные Ф. Кларка, опубликованные впервые в 1889 г., впоследствии уточнялись многими отечественными и зарубежными исследователями: Г. Вашингтоном, В. Гольдшмидтом, Г. Хевеши, В. Мейсоном, В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом, Л. П. Виноградовым, А. А. Ярошевским и др.

В знак особой заслуги Ф. Кларка перед геохимической наукой средние содержания химических элементов в земной коре называют кларками и выражают в весовых, атомных или объемных процентах. Наиболее часто используют весовые кларки элементов. В табл. 5.1 приведены кларки наиболее распространенных элементов земной коры по данным различных исследователей.

Таблица 1 - Весовые кларки наиболее распространенных химических элементов земной коры

Химический элемент	Кларк, вес. %			
	по Ф. Кларку (1924)	по А. П. Виноградову (1962)	по В. Мейсону (1971)	по А. А. Ярошевскому (1988)
Кислород	49,52	49,13	46,60	47,90
Кремний	25,75	26,00	27,72	29,50
Алюминий	7,51	7,45	8,13	8,14
Железо	4,70	4,20	5,00	4,37
Кальций	3,29	3,25	3,63	2,71
Натрий	2,64	2,40	2,83	2,01
Калий	2,40	2,35	2,59	2,40
Магний	1,94	2,35	2,09	1,79
Водород	0,88	0,15	—	0,16
Титан	—	0,61	—	0,52
Углерод	—	0,36	—	0,27

Приведенные данные показывают, что главными элементами-строителями земной коры являются O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, составляющие более 98 % ее веса. Ведущее место среди них принадлежит кислороду, на долю которого приходится почти половина массы земной коры и около 92 % ее объема. По преобладающим химическим элементам земную кору иногда называют *оксиферой*, а также *сиалической* оболочкой.

Распространенность химических элементов связана с их положением в периодической системе. Как отмечал еще Д. И. Менделеев, наиболее распространенные элементы земной коры располагаются в начале периодической системы. С увеличением порядкового номера распространенность элементов неравномерно убывает.

Так, среди первых 30 элементов кларки редко опускаются ниже сотых долей процента и чаще выражаются в десятых долях или даже в целых процентах. У остальных элементов преобладают малые кларки, которые лишь очень редко поднимаются до тысячных долей процента.

Таким образом, в земной коре явно преобладают легкие элементы, что отличает ее от других внутренних геосфер, более бедных этими элементами и обогащенных тяжелыми металлами.

Взаимосвязь между кларками химических элементов и их положением в периодической системе позволяет предположить, что одной из основных причин различной распространенности химических элементов в земной коре являются строение и энергетическая устойчивость ядер их атомов.

Следует отметить, что наши представления о распространенности химических элементов не всегда согласуются с истинными значениями их кларков. Например, такие обычные элементы, как медь, цинк, свинец, имеют кларки во много раз меньшие, чем считающиеся редкими цирконий, ванадий. Причиной такого несоответствия является различная способность химических элементов к образованию значительных концентраций в земной коре — месторождений. Эта способность определяется их химическими свойствами, зависящими от структуры внешних электронных оболочек атомов, а также термодинамическими условиями земной коры.

Химический состав земной коры изменяется в течение геологического времени, причем эта эволюция продолжается по сей день. Основными причинами изменения химического состава являются:

- процессы радиоактивного распада, приводящие к самопроизвольному превращению одних химических элементов в другие, более устойчивые в условиях земной коры. Согласно расчетам В. И. Вернадского, в современную эпоху только за счет ядерных превращений ежегодно обновляют свой химический состав 10^6 - 10^{10} т вещества земной коры;
- поступление метеорного вещества в виде метеоритов и космической пыли (16 тыс. т. ежегодно);
- продолжающиеся процессы дифференциации вещества Земли, приводящие к миграции химических элементов из одной геосферы в другую.

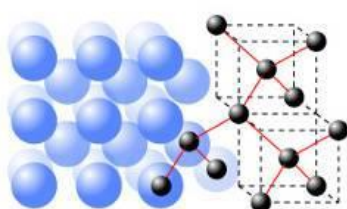
Атомы химических элементов в земной коре образуют разнообразные сочетания друг с другом, главным образом химические соединения. Формы их нахождения достаточно многообразны, однако основной формой существования химических элементов в земной коре является минеральная. При этом в одних случаях они образуют самостоятельные минеральные виды, и других — входят в кристаллические решетки других минералов в виде примесей.

В земной коре минералы находятся в кристаллическом и аморфном (бесформенном) состояниях.

Кристаллы – геометрически правильные твердые тела, в которых атомы и молекулы расположены в строго заданном геометрическом порядке.

КРИСТАЛЛЫ

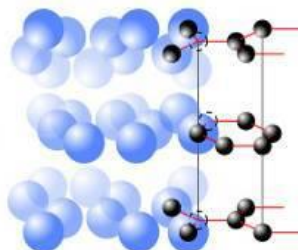
УПАКОВКА АТОМОВ
И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ
РЕШЕТКА АЛМАЗА



АЛМАЗ



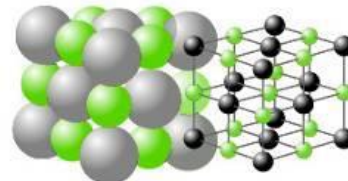
УПАКОВКА АТОМОВ
И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ
РЕШЕТКА ГРАФИТА



ГРАФИТ



УПАКОВКА АТОМОВ
И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ
РЕШЕТКА
ПОВАРЕННОЙ СОЛИ



ПОВАРЕННАЯ СОЛЬ



Кристаллы по своей форме классифицируются на семь групп (сингоний). Выделяются кубическая, тетрагональная, гексагональная, ромбическая, моноклинная, триклинная, тригональная группы кристаллов.

Категория	Сигония	Характерная симметрия кристаллов	Особенности элементарной ячейки
Высшая	Кубическая	Содержит несколько осей симметрии порядка выше, чем 2, обязательно 4 оси 3-го порядка	$\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$, $a=b=c$.
Средняя	Тетрагональная, Тригональная, Гексагональная	Содержит одну ось 3-го порядка, одну ось 4-го порядка и одну ось 6-го порядка.	$\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$, $a=b\neq c$. $\alpha=\beta=90^\circ$, $\gamma=120^\circ$, $a=b\neq c$.
Низшая	Ромбическая, Моноклинная, Триклинная.	Не содержит в себе осей порядка выше, чем 2.	$\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$, $a\neq b\neq c$. $\alpha=\gamma=90^\circ$, $\beta\neq 90^\circ$, $a\neq b\neq c$. $\alpha\neq\beta\neq\gamma\neq 90^\circ$, $a\neq b\neq c$.

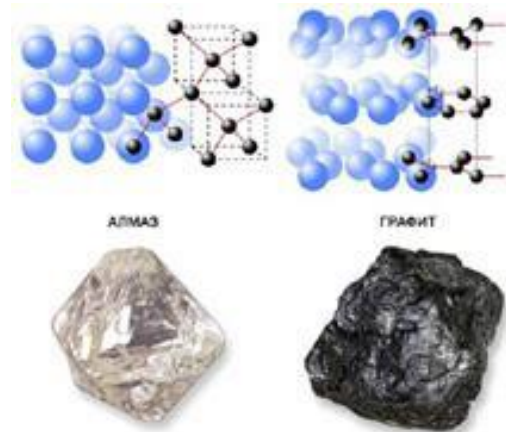
Свойства кристаллов

1. Явление анизотропии.



Анизотропия кристалла слюды

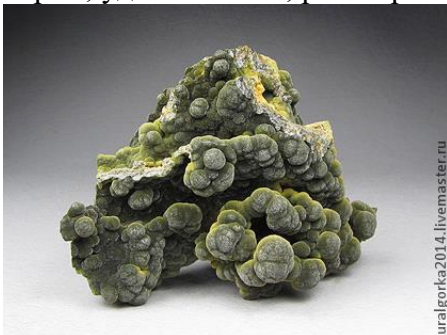
2. Полиморфизм.



3. Однородность кристаллических веществ.

4. Изоморфизм.

5. Физические свойства кристаллов – твердость, спайность, излом, цвет, блеск, цвет черты, удельный вес, растворимость, прочность, вкус, ощущение на ощупь, запах, габитус.



3.2. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Минералами называются природные химические соединения или отдельные элементы, однородные по составу и внутреннему строению, образующиеся в результате различных физико-химических процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности.

Детальное изучение состава, свойств, строения, условий образования минералов является предметом минералогии.

В настоящее время в земной коре установлено около 3000 минеральных видов, из которых только около 70 являются распространенными, входя в состав слагающих земную кору горных пород. Эти минералы называют породообразующими.

Образование минералов в условиях земной коры может происходить несколькими способами, отличающимися друг от друга главным образом характером среды минералообразования.

1. Путем кристаллизации природных силикатных расплавов — магм — при понижении их температуры ниже точки затвердевания; именно таким способом образуются породообразующие минералы глубинных магматических пород.

2. Посредством отложения минерального вещества из водных растворов, истинных или коллоидных. Такие растворы могут быть горячими, как так называемые гидротермальные растворы, из которых образуются многие рудные минералы, или холодноводными, как, например, растворы соляных озер.

3. В результате реакционного взаимодействия между растворами и горными породами, а также благодаря диффузионным процессам, протекающим в твердом состоянии.

4. Наконец, известны случаи кристаллизации минералов из газовой фазы; так образуются, например, из вулканических газов кристаллы самородной серы.

Указанные способы образования минералов реализуются в определенных геологических процессах — эндогенных и экзогенных. Процессы минералообразования являются их неотъемлемой составной частью.

Каждый минерал устойчив в определенных термодинамических условиях, при изменении которых он разрушается и переходит в новое, устойчивое в создавшихся условиях состояние.

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

Твердые кристаллические минералы обладают закономерным внутренним строением, выражающимся в наличии у них кристаллических решеток — однородных бесконечных векториальных построений, в которых материальные точки (атомы, ионы и их группы) занимают строго определенные, геометрически закономерные места в пространстве, называемые узлами решеток. Поскольку все основные свойства минералов, как и любых кристаллических тел, определяются их внутренним строением и химическим составом, кратко остановимся на их характеристике.

Важнейшими факторами, от которых зависит внутреннее строение, или кристаллическая структура минералов, являются структурные единицы кристаллических решеток, их размеры, характер связей друг с другом, координация.

Структурными единицами, из которых строятся решетки минералов, могут быть ионы, атомы, реже молекулы, при этом большинство минералов — это ионные постройки. Размеры структурных единиц характеризуются с помощью их эффективных радиусов, под которыми понимаются радиусы сферы воздействия данной структурной единицы на окружающие.

Строя минералы, структурные единицы соединяются друг с другом при помощи различного вида химических связей. Главными их типами являются ионная, ковалентная,

донорно-акцепторная, металлическая и молекулярная. В мире минералов наиболее распространен ионный тип связи, а также переходные виды связи между ионным и ковалентным типами.

Характер химических связей и их направленность определяют преимущественное направление в распространении атомов, ионов и их групп (радикалов) в кристаллических решетках минералов, или ее структурный мотив. Выделяют следующие основные виды структурных мотивов.

1. Координационный — характеризуется равномерным распределением атомов, ионов и химических связей в кристаллических структурах.

2. Островной — отличается наличием в структуре обособленных групп атомов (радикалов), связи внутри которых всегда более прочные, чем связи их с окружающими структурными единицами.

3. Кольцевой — характеризуется объединением изолированных групп атомов в кольца различной конфигурации — трех-, четырех-, шести- и восьмичленные.

4. Цепочечный — отличается ярко выраженной линейной направленностью наиболее прочных связей в кристаллической решетке. Для него характерно наличие «бесконечных» групп атомов, расположенных в виде цепочек. При этом связи внутри цепочек всегда более прочные, чем между ними. Цепочки могут быть как одиночными, так и сдвоенными. Такие сдвоенные цепочки также называют лептами, а структуры, для которых они характерны, — ленточными.

5. Слоевой (листовой) — характеризуется двумерным распределением наиболее прочных связей в структуре, то есть расположением структурных единиц (атомов, радикалов) в плоскости. Отсюда наличие в них группировок атомов, составляющих «бесконечные» слои, связи между которыми всегда менее прочные, чем внутри них. В поперечном сечении слои могут быть простыми, состоящими из одной сетки атомов, или сложными, состоящими из нескольких плоских сеток.

6. Каркасный — возникает в том случае, когда образующие кристаллическую структуру радикалы через общие вершины соединяются друг с другом в виде трехмерного каркаса. Характеризуется равномерным распределением в пространстве прочнейших химических связей.

Важнейшие структурные мотивы минералов наиболее отчетливо проявляются в классе силикатов, где основой кристаллической структуры является радикал $[\text{SiO}_4]^4$, или кремнекислородный тетраэдр.

Наибольшее число минералов имеют островное строение, реже встречаются минералы цепочечной структуры, и лишь около 50 минеральных видов имеют каркасное строение. Но именно каркасные минералы, ввиду высокой прочности их решеток, наиболее распространены в земной коре, и к ним принадлежат главнейшие породообразующие минералы.

Важной особенностью кристаллических структур минералов является полиморфизм (от греч. «поли» — много, «морфэ» — форма). Это явление было впервые обнаружено Э. Митчерлихом в 1920 г.

Полиморфизмом называется свойство соединений и простых веществ кристаллизоваться в зависимости от внешних условий в различных структурных типах. Полиморфизм широко распространен в мире минералов. Яркий пример этого явления представляют полиморфные модификации углерода — графит и алмаз. Графит кристаллизуется в гексагональной сингонии, алмаз — в кубической и требует для своего образования высокого давления.

Устойчивые в определенных физико-химических условиях разновидности данного кристаллического вещества называются полиморфными модификациями. Примерами полиморфных модификаций минералов являются дистен и силлиманит, кальцит и арагонит, сфалерит и вюртцит, пирит и марказит.

Химический состав минералов достаточно сложен, в них входит абсолютное большинство элементов периодической системы. Минералообразующие элементы играют неравноценную роль в составе минералов. Один из них образуют самостоятельные минеральные виды (их количество указано в скобках) и называются видообразующими. Это — O (1364), H (908), Si (432), Al (320), Si (184), P (178), Bi (61) и Ni (49). Другие не дают самостоятельных минералов и обычно входят в их состав в виде примесей. Их называют рассеянными элементами (Rb, Hf, Ro, Re, Ra и др.).

Важнейшей особенностью химического состава минералов является широкая распространенность среди них соединений переменного состава, или неопределенных соединений. Способность к образованию соединений переменного состава основана на явлениях изоморфизма (от греч. «изос» — равный, одинаковый, «морфэ» — форма). Под изоморфизмом понимается явление взаимного замещения атомов, ионов или их групп в кристаллических решетках минералов без нарушения их строения. Образующиеся при этом вещества называются изоморфными смесями, или твердыми растворами.

В зависимости от количественных соотношений замещающих друг друга единиц различают изоморфизм полный, или совершенный, и неполный, или несовершенный. В случае полного изоморфизма смесимость компонентов возможна в любых количественных соотношениях.

Примером полного изоморфизма является группа плагиоклазов, представляющая собой непрерывный изоморфный ряд, крайними членами которого являются альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ со схемой замещения $\text{Na}^{1+}, \text{Si}^{4+} - \text{Ca}^{2+}, \text{Al}^{3+}$. Полный изоморфизм в классе окислов наблюдается также в ряду колумбит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ - танталит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$ со схемой замещения $\text{Nb} \rightarrow \text{Ta}$.

При неполном изоморфизме смесимость компонентов возможна только в определенных количественных отношениях. Например, в кальците только не более 22 % кальция может замещаться магнием по схеме $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$.

В минералах с существенно ионным типом связи различают также изовалентный и гетеровалентный (от греч. «гетерос» — другой, различный) изоморфизм.

При изовалентном изоморфизме взаимозамещаются ионы с одинаковыми зарядами, так, $\text{K}^{1+} \rightarrow \text{Rb}^{4+}$ в полевых шпатах, $\text{Mo}^{4+} \rightarrow \text{Re}^{4+}$ в молибдените, $\text{Ba}^{2+} \rightarrow \text{Sr}^{2+}$ в барите, $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$ в гранатах и т.д.

При гетеровалентном изоморфизме взаимозамещаются ионы различной валентности, но замещение происходит с компенсацией зарядов, то есть при сохранении электростатического баланса решетки. Подобные замещения наблюдаются в плагиоклазах ($\text{Na}^{1+} \text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Ca}^{2+} \text{Al}^{3+}$), биотите ($3\text{Mg}^{2+} \rightarrow 2\text{Al}^{3+}$), нефелине ($2\text{Na}^{1+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}$).

Состав и внутреннее строение каждого минерала определяют комплекс характерных для него свойств. Простейшие свойства, используемые для визуального определения минералов и обычно применяемые в полевой геологической практике, называются диагностическими свойствами или признаками. К ним относятся: цвет минерала, цвет черты или цвет его в порошке, блеск, прозрачность, твердость, спайность, излом, удельный вес, а для некоторых минералов растворимость в воде (вкус), реакция с соляной кислотой, магнитность.

В природе минералы встречаются либо в виде скоплений минеральных зерен, называемых минеральными агрегатами, либо в виде отдельных кристаллов и их сростков. Причем формы природных выделений минералов определяются в первую очередь условиями минералообразования, поэтому один и тот же минерал может давать выделения различной морфологии.

Среди минеральных агрегатов наиболее распространены зернистые, в которых отчетливо различимы отдельные минеральные зерна. Далее, приблизительно в порядке уменьшения степени распространенности, следуют землистые агрегаты, сплошные массы, округлые выделения (секреции, конкреции, оолиты), натечные образования (почки, сталактиты, сталагмиты), тонкие пленки (налеты, примазки, дендриты).

Единичные хорошо ограненные кристаллы минералов (монокристаллы) или их сростки (друзы, щетки, двойники, тройники) встречаются гораздо реже минеральных агрегатов, поскольку образуются только в условиях свободного роста (в трещинах, пустотах и других полостях).

Поскольку каждый минерал имеет свою кристаллическую решетку с присущей ей внутренней и внешней симметрией, форма кристаллов является важным признаком, облегчающим диагностику минералов. Так, хорошо известны кубические кристаллы пирита и галита, пластинчатые кристаллы слюды, ромбоэдрические кальцита и др.

Более подробная характеристика диагностических свойств и форм выделения минералов дается в пособии к лабораторным занятиям по общей геологии (том II).

Все многообразие минералов, встречающихся в земной коре, определенным образом классифицируется. Современная классификация минералов основана на кристаллохимических принципах. Наиболее крупные ее единицы — типы (надклассы) и классы, выделяются по химическому принципу — типу химического соединения или характеру кислотного остатка. Выделение более мелких единиц — подклассов осуществляется по структурному принципу, а именно по характеру структурных мотивов в кристаллических решетках минералов. Упрощенная классификация приведена в таблице 2.

Таблица 2 Классификация минералов (упрощенный вариант)

Тип	Класс	Подкласс	Примеры минералов	
1. Простые вещества (самородные элементы)			Сера, графит, алмаз, медь, золото	
2. Сернистые соединения и их аналоги	Сульфиды		Пирит, марказит, халькопирит, галенит, сфалерит	
3. Галоидные соединения	Хлориды		Галит, сильвин, карналлит	
	Фториды		Флюорит	
4. Кислородные соединения	Оксиды и гидроксиды		Кварц, гематит, магнетит, корунд, халцедон, опал, лимонит	
	Силикаты и алюмосиликаты	Островные		Оливин, гранат
		Кольцевые		Берилл
		Цепочные		Пироксены (авгит)
		Ленточные		Амфиболы (роговая обманка)
		Слоевые (листовые)		Тальк, серпентин, хлорит, слюды (мусковит, биотит), каолинит
		Каркасные		Полевые шпаты, нефелин
	Карбонаты		Кальцит, доломит, магнезит	
	Сульфаты		Гипс, ангидрит, барит	
	Фосфаты		Апатит	
Вольфраматы и молибдаты		Вольфрамит, шеелит		

Большое число известных в земной коре минералов имеет практическое значение. Минералы используются, во-первых, для извлечения из них ценных компонентов; такие минералы обычно называют рудными: галенит, халькопирит, сфалерит, магнетит, апатит и др. Во-вторых, они могут быть использованы непосредственно в виде минералов благодаря их полезным свойствам: асбест, мусковит, исландский шпат, драгоценные и поделочные камни. Наконец, многие минералы образуют горные породы, которые часто находят практическое применение.

Изучение минерального состава горных пород и месторождений полезных ископаемых уже давно привело исследователей к мысли о том, что минералы в природе встречаются определенными группами, то есть образуют закономерные сообщества (ассоциации) друг с другом.

Идея закономерности совместного нахождения минералов, зародившаяся вначале как итог эмпирических обобщений многочисленных фактов, накопленных в результате многовековой горнодобывающей и поисковой деятельности людей, впервые нашла свое научное отражение в трудах академика В. М. Севергина, который в 1798 г. ввел в минералогии понятие «смежности» минералов.

В Европе его обнародовал в 1849 г. И. Брейтгаупт под названием «парагенезис». С тех пор это понятие прочно вошло в геологическую литературу.

Парагенезисом называют совместное нахождение минералов, обусловленное общностью их происхождения.

В этом смысле можно говорить о минеральных ассоциациях магматических, осадочных образований, ассоциациях кор выветривания и т. д. Детализация минералогических исследований позволила выделить парагенетические ассоциации, характерные для определенных типов месторождений полезных ископаемых и даже отдельных типов руд. Например, для хромитовых месторождений собственно магматического происхождения характерна ассоциация хромита и серпентина, для сульфидных медно-никелевых месторождений — ассоциация пирротина, пентландита, халькопирита, магнетита, минералов платины и палладия, для сурьмяно-ртутных месторождений — ассоциация киновари, антимонита, флюорита и т. д.

Анализ парагенетических соотношений минералов является ключом к расшифровке всякого процесса минералообразования. Кроме того, изучение парагенетических ассоциаций минералов имеет важное значение для промышленной оценки месторождений полезных ископаемых.

Наиболее распространенными и устойчивыми формами парагенетических ассоциаций минералов являются горные породы.

3.3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Горными породами называются устойчивые парагенетические ассоциации минералов, образующиеся в результате различных геологических процессов и слагающие геологических самостоятельные тела в земной коре. Всестороннее изучение горных пород является предметом петрографии (от греч. «петрос» — камень, порода; «графо» — пишу).

Следует подчеркнуть, что искусственные агрегаты, полученные в результате практической деятельности человека (цемент, шлаки, керамика и т. д.), не относятся к горным породам. Нельзя считать горными породами и современные осадки (например, пески и глины в руслах рек, на морских берегах), являющиеся продуктами не законченных еще геологических процессов. Минеральные ассоциации, слагающие рудные жилы, также обычно не относят к горным породам.

Любая горная порода может быть охарактеризована с точки зрения ее состава и строения.

Вещественными составляющими горных пород различных генетических типов могут быть:

- зерна минералов;
- обломки ранее существовавших пород и минералов;
- органические остатки;
- вулканическое стекло (нераскристаллизованная минеральная масса).

При этом в большинстве пород ведущая роль принадлежит слагающим их минералам, которые называются пороодообразующими. По своей роли в составе пород они делятся на главные и второстепенные.

Главными считаются минералы, количественно преобладающие (более 5 % объема) в составе породы и определяющие ее принадлежность к определенному виду. Например, кварц, калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы и биотит являются главными минералами гранита, нефелин — нефелинового сиенита и т.д.

Несмотря на большое количество известных в природе минералов, к главным породообразующим минералам принадлежит лишь незначительное их число — всего 20—30 минеральных видов. Причем среди них существенно преобладают представители класса силикатов и алюмосиликатов, подчиненную роль играют карбонаты, сульфаты, хлориты, фосфаты.

Второстепенные минералы входят в состав горной породы в меньшем (менее 5 % объема) количестве и не определяют ее видовой принадлежности.

Еще менее значительная доля в составе пород приходится на так называемые акцессорные минералы. Однако часто по акцессорным и второстепенным минералам производится выделение отдельных разновидностей горных пород в пределах единого вида. Так, гранит, содержащий помимо биотита мусковит, называют двуслюдяным, гранит, содержащий в качестве акцессорного минерала циркон, — циркониевым гранитом и т. д.

В качестве второстепенных и акцессорных в состав многих горных пород входят и рудные минералы (хромит, магнетит, ильменит, пирит), которые обычно не образуют скоплений, а присутствуют в виде рассеянной вкрапленности.

В зависимости от времени образования минералы, входящие в состав горных пород, делят на первичные и вторичные.

Первичные минералы образуются при процессах формирования самой горной породы.

Вторичные возникают позднее, за счет различных процессов преобразования горных пород путем изменения первичных минералов.

По числу слагающих их минералов горные породы делятся на мопо-минеральные, образованные одним минералом (кварцит, мрамор, лабрадорит и др.), и полиминеральные, состоящие из нескольких минералов (гранит, диорит, гнейс, габбро и др.). Полиминеральные породы распространены в земной коре более широко.

Детальные минералогические исследования горных пород проводятся путем микроскопического изучения их тонких срезов — шлифов. Предварительная оценка минерального состава пород дается макроскопически, что особенно важно в полевых условиях.

С минеральным составом горных пород тесно связан их химический состав, изучаемый методами химического анализа. Результаты анализов принято выражать в процентных содержаниях оксидов основных химических элементов, входящих в состав горных пород (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O и др.). Показатели химизма часто используются для классификации горных пород различных типов.

Строение пород характеризуется их структурой и текстурой.

Под структурой понимается совокупность признаков горных пород, обусловленная формой, абсолютными и относительными размерами, способом сочетания минеральных составляющих, степенью кристалличности породы, а также характером самих ее минеральных составляющих (зерна минералов, обломки, органические остатки, вулканическое стекло).

Так, если магматическая порода целиком состоит из кристаллических зерен минералов, говорят о полнокристаллической структуре. Если наряду с зернами минералов присутствует нераскристаллизованная минеральная масса (вулканическое стекло), структуру называют неполно кристаллической.

Когда в составе горной породы преобладают обломки других пород и минералов, выделяют обломочную структуру, при большом количестве органических остатков говорят об органогенной структуре.

Для кристаллических и обломочных пород структурными будут и такие понятия, как крупнозернистая (крупнообломочная), среднезернистая (среднеобломочная), мелкозернистая (мелкообломочная), поскольку в основе их выделения лежит абсолютный размер минеральных составляющих.

По относительному размеру минеральных зерен выделяют структуры равномернозернистые, если слагающие породу зерна обладают приблизительно одинаковыми размерами, и неравномернозернистые, если их размеры сильно различаются.

Текстурой называется особенность строения горной породы, обусловленная пространственным расположением слагающих породу минеральных масс.

Выделяются текстуры однородные, характеризующиеся равномерным распределением минеральных агрегатов в пространстве, и неоднородные, ориентированные (слоистые, пятнистые, сланцеватые и др.). В зависимости от плотности упаковки минеральных составляющих в объеме породы текстуры могут быть плотными, или массивными, и пористыми.

Еще одной важной характеристикой горных пород, изучаемой только в полевых условиях, являются формы залегания, то есть формы геологических тел, образуемых ими в земной коре. Эти тела очень многообразны — от сравнительно простых пластов и линз до сложных неправильной формы тел (батолиты, штоки, купола и пр.).

Состав, строение и формы залегания горных пород всецело зависят от условий их образования. Поэтому разные по происхождению породы обладают различными вещественными и пространственно-морфологическими особенностями.

Геологические процессы, приводящие к образованию горных пород, называют процессами петрогенеза. Таких процессов, в сущности, три.

1. Кристаллизация, или застывание, природных силикатных расплавов (магм и лав), поступающих из недр Земли; этот процесс носит название магматизма.

2. Разрушение ранее существовавших горных пород в поверхностных условиях и последующее отложение продуктов разрушения в различного рода водоемах и на поверхности суши — осадконакопление.

3. Перекристаллизация горных пород любого происхождения в результате изменения физико-химических условий — повышения температуры и давления {метаморфизм).

В соответствии с основным» процессами петрогенеза все горные породы, слагающие земную кору, делят на три основные генетические группы: магматические, осадочные и метаморфические.

Магматические горные породы наиболее распространены в земной коре. До глубины 16 км на их долю приходится около 95 вес. %.

По условиям образования магматические породы делятся на интрузивные (глубинные), сформировавшиеся при кристаллизации магмы на той или иной глубине, и эффузивные (излившиеся), возникающие при застывании лавы, излившейся на земную поверхность.

По химическому составу, в качестве основного показателя которого берется содержание кремнезема (SiO_2), среди них выделяют: кислые, содержащие 78-64 % SiO_2 , средние (64-53 % SiO_2), основные (53-42 % SiO_2) и ультраосновные (менее 44 % SiO_2).

Из интрузивных пород в земной коре наиболее распространены кислые, близкие по составу к гранитам, из эффузивных — основные (базальты).

Осадочные горные породы слагают только самую верхнюю оболочку земной коры - стратиферу. На них в составе земной коры приходится около 1 вес. %, однако на поверхности Земли доля осадочных пород возрастает до 75 %.

По условиям образования и особенностям состава среди осадочных пород выделяют три главные группы — обломочные, химико-органогенные и глинистые.

Обломочные породы состоят в основном из продуктов механического разрушения ранее существовавших пород (обломков), которые могут быть сцементированы. По

величине обломков они подразделяются на грубообломочные (более 2 мм), среднеобломочные (2-0,1 мм) и мелкообломочные (0,1-0,01 мм).

Химико-органогенные породы образованы продуктами химического разрушения ранее существовавших пород, а также продуктами жизнедеятельности живых организмов.

По химическому и минеральному составу среди них выделяют: карбонатные, кремнистые, сульфатные, галоидные, фосфатные, железистые, углеродистые.

Глинистые породы являются промежуточными по составу, включая в себя продукты как механического, так и химического разрушения исходных пород. Важнейшей их особенностью является необычайно тонкий гранулометрический состав (размер частиц менее 0,01 мм). Из всех осадочных пород глинистые пользуются наибольшим распространением в земной коре.

Метаморфические горные породы в земной коре составляют около 4 вес. % и развиты в основном в пределах гранитно-метаморфической оболочки. По условиям образования, точнее по видам метаморфизма, их принято делить на породы регионального, контактового и динамо-метаморфизма.

В земной коре горные породы, как и минералы, образуют определенные сообщества друг с другом, называемые геологическими формациями. Формации могут выделяться в зависимости от происхождения пород (магматические, осадочные, метаморфические), их петрографического состава (карбонатные, галогенные), преимущественного развития в различных структурных элементах земной коры (платформенные, подвижных поясов), а также по некоторым другим признакам.

Описание состава, структурно-текстурных особенностей, классификации наиболее распространенных горных пород приводятся в пособии к лабораторным занятиям по общей геологии

3.4. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В первые годы изучения земной коры нашей планеты было принято выделять два основных типа земной коры — континентальный и океанский. По мере поступления нового материала появилась возможность выделить еще два подтипа: субконтинентальный и субокеанский, сопровождающие соответственно переходные зоны от континентов к океанам и окраинные (а также внутренние) моря континентов.

В пределах континентов обособливаются равнины и горные сооружения. В океанах выделяются:

- подводные окраины континентов, включающие шельф (глубина до 200 м), континентальный склон и континентальное подножие (до 2,5-3 км);
- ложе с глубиной 4-6 км и глубоководные желоба (до 11 км);
- срединно-океанские хребты (см. параграфы 12 и 13).

Континентальная земная кора в районах равнин имеет мощность до 40 км, под горными сооружениями — 60-70 км, причем максимальные значения выявлены под Андами и Гималаями (до 75 км).

Выделяют в строении континентальной коры две части: верхнюю — осадочную — и нижнюю, сложенную магматическими и метаморфическими породами. Нижняя часть условно делится на так называемые гранитный и базальтовый слои. Граница между ними носит имя Конрада, прослеживается не повсеместно и не везде четко. Из-за этой неопределенности геофизики на своем конгрессе в Париже еще в 1965 г. решили не учитывать это понятие и не употреблять этот термин, однако он все еще продолжает встречаться в геологической литературе.

Скорость распространения сейсмических волн в осадочном слое 3-5 км/с, в гранитном (его еще называют гранитогнейсовым) — 5,5-6,5 км/с, в базальтовом (гранулитобазитовом) — 6,6-7,2 (7,4) км/с. На древних щитах осадочного слоя мало или его может не

быть вообще, в пределах же континентальных равнин и в крупных прогибах мощность его измеряется километрами — до 10 км и более.

Новейшие геофизические данные и последняя информация самой глубокой скважины в мире — Кольской сверхглубокой (СГ-3), достигшей глубины 12 261 м, позволяют подойти к интерпретации строения земной коры более объективно.

Строение земной коры

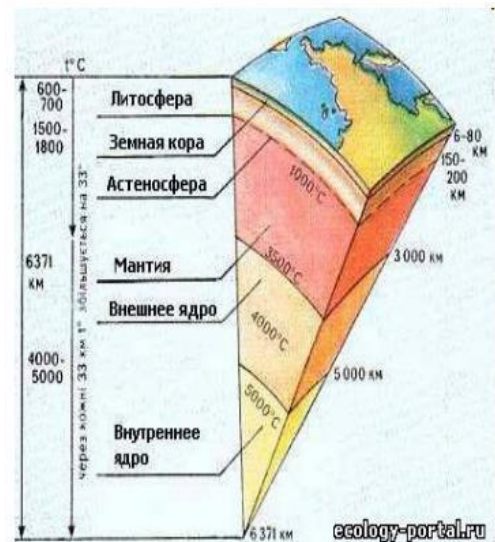
Мощность земной коры изменяется от 0 до 75 км.

Земная кора почти повсеместно имеет четкую нижнюю границу — поверхность Мохоровичича.

Земная кора вместе с астеносферой называется литосферой.

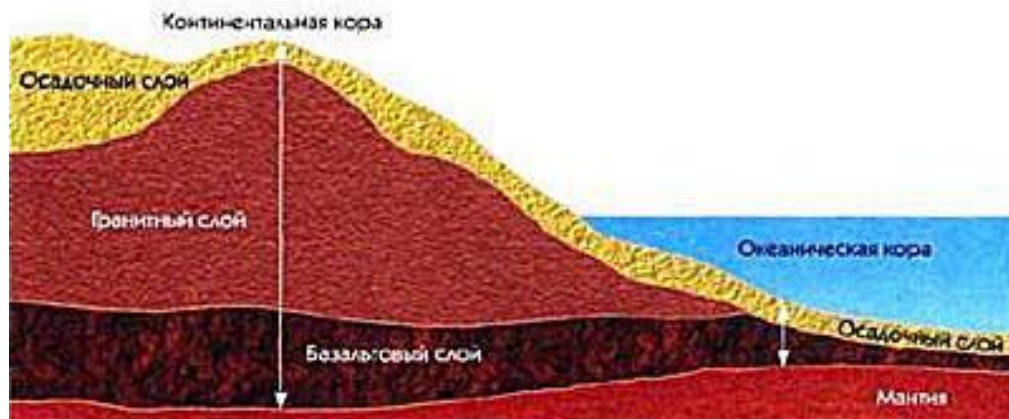
литосфера

- Литосфера (от греч. камень и — шар, сфера) — твёрдая оболочка Земли. Состоит из земной коры и верхней части мантии, до астеносферы.
- Астеносфера — пластичный слой в верхней мантии Земли. Астеносфера выделяется по понижению скоростей сейсмических волн. Граница между литосферой и астеносферой может лежать на глубине от 4 км (под рифтами) до 200 км (под кратонами).
- Блоки литосферы — литосферные плиты — движутся по относительно пластичной астеносфере..



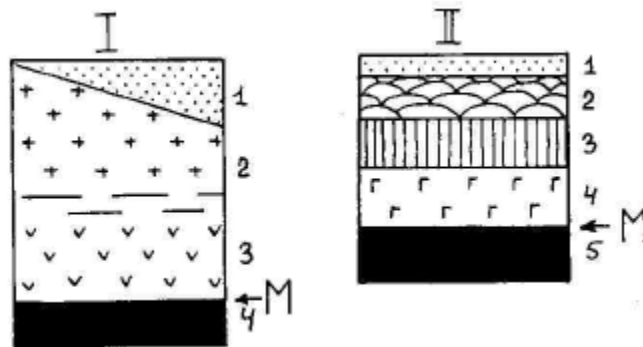
Верхняя оболочка земного шара, где происходят процессы, оказывающие наиболее важное влияние на формирование земной коры, континентов и океанских впадин, называется тектоносферой.

Типы земной коры: 1. Континентальный тип. 2. Океанский тип. 3. Субокеанский тип.



Континентальный тип земной коры

Имеет мощность от 35 до 75 км. Характерен для материков и выклинивается на материковом склоне на глубинах 2-2,5 км.



Схемы строения земной коры.

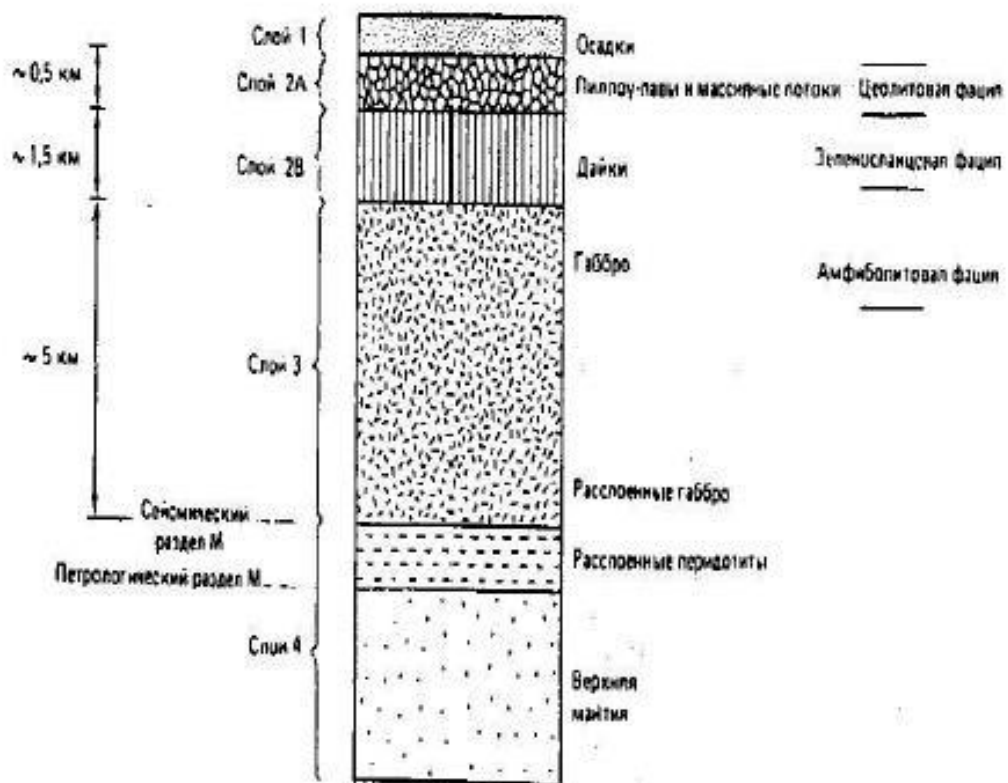
I – континентальная кора, слои: 1 – осадочный, 2 – гранитно-метаморфический, 3 – гранулитно-базитовый, 4 – перидотиты верхней мантии. II – океаническая кора, слои: 1 – осадочный, 2 – базальтовых подушечных лав, 3 – комплекса параллельных даек, 4 – габбро, 5 – перидотиты верхней мантии. М – граница Мохоровичича

Состоит из 3 слоев:

1. Верхнего осадочного слоя мощностью от 0 до 5-20 км
2. Гранитно-метаморфического (15-30 км)
3. Гранулитно-базитового (базальтового) слоя от 15 до 35 км.

Граница, разделяющая гранитно-метаморфический и гранулитно-базитовый слои – сейсмический раздел Конрада.

Океанский тип земной коры



Строение океанической земной коры

Развита в ложе Мирового океана. Мощность колеблется от 5 до 12 км. Имеет трехслойное строение: 1. Верхний осадочный слой мощностью до 15 км. 2. Второй океанский слой (1-3 км) представлен базальтовыми подушечными лавами (пиллоу) в

верхней части и комплексом параллельных даек в нижней части. 3. Нижний слой (3,5-5 км) сложен габбро и ультраосновными породами (серпентинитами, пироксенитами).

Субокеанский тип земной коры

Приурочен к глубоководным котловинам окраинных морей (Охотского) и внутренних морей (Черного, Средиземного) и др.

Имеет большую мощность осадочных пород (4-20 км). Осадочный слой располагается прямо на третьем океанском слое мощностью 5-10 км.

Наряду с тем что имеется огромный объем опубликованной информации, наши представления непрерывно меняются по мере поступления новых данных. Особый интерес представляют материалы СОСОРП (Консорциум по континентальному отраженному профилированию) и других источников. В частности, из них следует важный вывод о крайней неоднородности коры и ее участков. Модель простой слоистости коры не отвечает действительности. Одни из глубоководных слоев могут представлять собой захороненные пластины осадочных пород, другие — захороненную океанскую кору и т. п. Одним словом, слоистость земной коры имеет прерывистый характер (Тейлор, 1988).

По мнению Н. И. Павленковой, континентальная земная кора (ниже осадочного слоя) может быть разделена на три этажа, каждый из которых характеризуется различным составом слагающих его горных пород. Нижний этаж сложен гранулитами (см. параграф 9.4), основными и ультраосновными породами, а верхний и промежуточный этажи — кислыми.

Анализ характера деформаций на разных глубинах континентальной земной коры свидетельствует о том, что в ее разрезе можно выделить верхнюю кору, прослеживаемую практически повсюду до глубин порядка 10 км — это область хрупких деформаций, и нижнюю кору, занимающую нижнюю часть разреза коры, которой присущи пластически деформации.

Океанский тип земной коры отличается от континентального по мощности и составу. Мощность ее изменяется от 5 до 12 км (6-7 км в среднем). Верхний слой морских осадков характеризуется мощностью до 1 км (скорость распространения сейсмических волн менее 3 км/с). Ниже залегает второй слой мощностью от 1 до 3 км (4-4,5 км/с).

Результаты глубоководного бурения свидетельствуют о том, что он состоит из базальтов. Третий слой, еще не достигнутый бурением, имеет мощность 3-5 км (6,3-6,4 (7) км/с). Пробы, отобранные драгами, говорят о том, что сложен он основными (габбро) и частично ультраосновными (пироксениты) породами.

Субокеанский подтип земной коры подстилает котловины окраинных и внутренних морей: Черного, Охотского, Средиземного и др. Для него характерна большая мощность осадков — 5-10 км (до 20), которые перекрывают слой со скоростью сейсмических волн 6-6,4 км/с и мощностью от 5 до 10 км.

Суммарная мощность земной коры 10-20 км, изредка она достигает 25 км.

Субконтинентальный подтип земной коры подстилает островные дуги (Курильскую и др.). По основным характеристикам близок к континентальному, но мощность его заметно меньше — 20-30 км.

На пассивных континентальных окраинах континентальный тип коры продолжается в подводную окраину материков, а так называемый гранитогнейсовый слой выклинивается.

Упомянутая двухслойная (гранитный и базальтовый слои) модель бурно дискутируется. Как уже отмечалось, доказана полная несостоятельность так называемой границы Конрада. Скорее всего, скважина СГ-3, которая должна была вскрывать ее на глубине ~7 км, вошла в монотонную толщу метаморфических пород.

Формы нахождения минералов в природе



1. В виде отдельных кристаллов



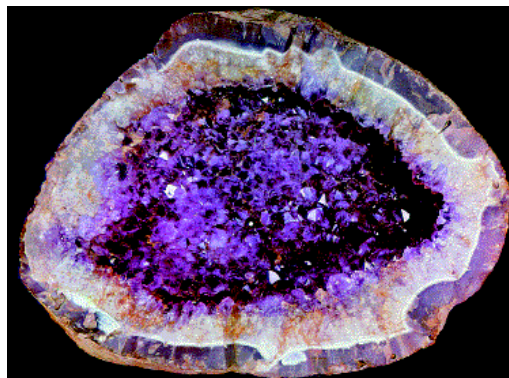
2. В виде сростков (двойников).

Друзы-группы кристаллов, приросших к стенкам пустот или трещин.



Друза аметистовидного кварца

3. В виде минеральных скоплений.



4. В виде минеральных агрегатов.

Классификация минералов

По химическому составу и кристаллической структуре минералы объединяются в 9 классов:

1. Самородные - золото, серебро, медь, платина, графит, сера, алмаз.



Самородок золота

Всего их известно около 45.

К важнейшим из них относятся: медь, золото, серебро, платина, графит, сера и некоторые другие.

Их доля в земной коре меньше 0.1%.

2. Сульфиды – пирит, халькопирит, галенит, сфалерит.



Халькопирит

Соединения разных химических элементов с серой. Широко распространены: пирит (серный колчедан), халькопирит (медный колчедан), галенит (свинцовый блеск), сфалерит (цинковая обманка), киноварь. Многие из них являются важнейшими рудами.



Галенит

3. Галогениды – галит, сильвин, карналлит, флюорит.



Галит

Самые распространённые из них: галит (поваренная соль), флюорит.

Сильвин и карналлит – важнейшие минеральные удобрения.

4. Оксиды и гидроксиды – кварц, халцедон, магнетит, гематит, хромит, лимонит, гиббсит, касситерит.

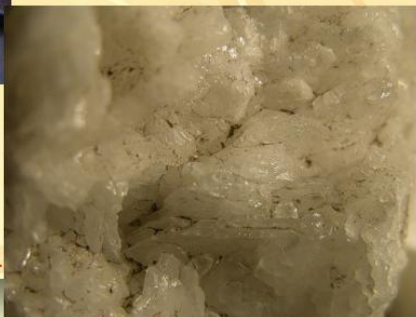
Оксиды и гидроксиды



Важнейший из оксидов – окись кремния, или кварц, на долю которого приходится 12% массы земной коры.

Гидроксид кремния – опал.

К минералам этой группы относятся соединения некоторых элементов с кислородом (окислы) и гидроксильной группой OH (гидроксиды)



4. Карбонаты – кальцит, доломит, магнезит, малахит, сода.



Исландский шпат

Соли угольной кислоты. В состав этой группы входят такие распространённые минералы, как *кальцит* (если он прозрачный, то его называют исландским шпатом), *доломит*, *сидерит*, *магнезит*.



Магнезит

5. Фосфаты – апатит, фосфорит, монацит.



Апатит золотистый

Апатит в кальците

Соли фосфорных кислот. Самые важные минералы этой группы – *apatит* и примерно такой же по составу, но скрытокристаллический *фосфорит*. Эти минералы входят в состав удобрений.



6. Сульфаты – гипс, ангидрит, мирабилит, барит.



7. Вольфраматы – вольфрамит, шеелит.



9. Силикаты – гранаты, оливин, берилл, гиперстен, глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда), ортоклаз, полевые шпаты, плагиоклазы.



Литература к лекции 3.

1. Короновский Н.В. Общая геология. – М.: МГУ, 2006.
2. Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Геология. – М.: МГУ, 2003.
3. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология. – М.: МГУ, 1988.
4. Соколовский А.К. Общая геология. Том 1 – М.: 2006.
5. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М., Мир, 1984, 261 с.
6. Шейдеггер А. Основы геодинамики. М.: Недра, 1987, 384 с.
7. Аллинсон А., Палмер Д. Геология. М., Мир, 1984.
8. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля – Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника, 1993, №1, с.13-22.
9. Почтарев В.И., Михлин Б.З. Тайна намагниченной Земли. М., Педагогика, 1986, 111 с.