

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию
Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Магнитогорский государственный технический
университет им. Г.И. Носова»

В.Н. Кобелькова, Е.А. Горбатова, Е.А. Емельяненко

ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

*Утверждено Редакционно-издательским советом
университета в качестве учебного пособия*

Магнитогорск
2009

Рецензенты:

*Заведующий кафедрой декоративно-прикладных технологий,
доцент, кандидат педагогических наук ГОУ ВПО «МаГУ»
С.А. Гаврицков*

*Горный инженер I категории геологоразведочной партии
горно-обогатительного производства ОАО «ММК»,
кандидат технических наук
И.С. Белобородов*

Кобелькова В.Н., Горбатова Е.А., Емельяненко Е.А.

Процессы минералообразования: Учеб. пособие. – Магнитогорск:
ГОУ ВПО «МГТУ», 2009. – 49 с.

Пособие предназначено для студентов технических университетов, обучающихся по специальностям 130405 «Обогащение полезных ископаемых» по направлению «Горное дело» и 150104 «Литейное производство черных и цветных металлов» по направлению «Металлургия», изучающих дисциплины «Геология», «Основы кристаллографии и минералогии», а также для выполнения лабораторных работ по данным дисциплинам.

Данное пособие дает углубленное знание эндогенных, экзогенных и метаморфических процессов минералообразования. Подробно рассматриваются процессы собственно магматической кристаллизации расплава, постмагматических процессов. Рассмотрены процессы минералообразования при выветривании и метаморфизме.

УДК 553.06 (075)

© ГОУ ВПО «МГТУ», 2009

© Кобелькова В.Н.,

Горбатова Е.А.,

Емельяненко Е.А., 2009

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРОЦЕССАХ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	4
2. ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	5
2.1. Магматизм. Магматические процессы минералообразования	5
2.2. Постмагматические процессы минералообразования	15
2.2.1. Пегматитовый процесс минералообразования	15
2.2.2. Пневматолитовый процесс минералообразования	18
2.2.3. Гидротермальный процесс минералообразования	20
3. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	22
3.1. Процесс выветривания	22
3.1.1. Коры выветривания	27
3.1.2. Зоны окисления	29
3.2. Осадконакопление	31
3.2.1. Механические осадки	31
3.2.2. Химические осадки	32
3.2.3. Органические осадки	33
4. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	33
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	48
КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ	49
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	50

ВВЕДЕНИЕ

Процессы минералообразования являются важнейшим разделом при изучении не только минералогии, но и других геологических дисциплин.

Составляя настоящее учебное пособие, авторы ставили целью помочь студентам более углубленно изучить курс минералогии, особенно при самостоятельной проработке теоретического материала. Природные процессы минералообразования многогранны. В настоящей работе рассмотрены характер течения и результаты эндогенных и экзогенных процессов минералообразования.

Авторы понимают, что учебное пособие не лишено недостатков, и будут признательны читателям, предоставившим свои замечания и отзывы по его содержанию.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРОЦЕССАХ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Минерал – это продукт природных физико-химических процессов. Огромная энергия, необходимая для протекания этих процессов, черпается от источников, находящихся как внутри Земли, так и снаружи – от Солнца, Луны, ближнего и дальнего Космоса. В зависимости от источников энергии все процессы минералообразования разделяются на две большие группы: глубинные, связанные с внутренней энергией Земли, и поверхностные, связанные с энергией Солнца.

Эндогенные (или глубинные) процессы минералообразования, протекающие в недрах Земли за счет внутренней энергии развития материи, связаны с магматической деятельностью. С процессами движения и кристаллизации магмы связаны процессы, называемые, собственно, магматическими, пегматитовыми, пневматолитовыми и гидротермальными.

Экзогенные (или поверхностные) процессы минералообразования происходят на поверхности Земли или близко к ней за счет энергии Солнца.

Представляя земную кору как результат взаимодействия внешних и внутренних оболочек планеты, учеными разработана условная схема минералообразования, по которой значительная часть минералов образуется в недрах Земли при кристаллизации магматического расплава или его производных (газов паров, горячих водных растворов и пр.). Это первичные эндогенные минералы. Вторичные минералы – продукт экзогенного процесса, образовавшийся за счет разрушения первичных минералов.

Метаморфические (глубинные) процессы – это изменение и преобразование ранее образованных минералов (горных пород) под влиянием эндогенных сил. В процессе метаморфизма горная порода частично или полностью изменяет не только свой облик, т.е. структуру и текстуру, но и минеральный состав.

2. ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

2.1. Магматизм. Магматические процессы минералообразования

Магматизм – эндогенный геологический процесс, связанный с образованием, движением и кристаллизацией магмы.

Магма – тестообразный или кашеобразный высокотемпературный расплав силикатного и алюмосиликатного состава, находящийся в недрах Земли под большим давлением, насыщенный газовыми компонентами, кислотами и водой.

Причины возникновения магмы

Принято считать, что внутри Земли для разных глубин установилось определенное термодинамическое равновесие. Любое нарушение этого равновесия, будь то повышение температуры или изменение давления, способствует переходу вещества в расплавленное состояние, т.е. образованию магмы. Жидкие магматические расплавы возникают не во всем объеме литосферы, а на локальных участках, преимущественно в верхней части мантии. Такие участки возникают, например, при тектонических движениях земной коры или при образовании глубоких расколов. Известные на Земле интрузивные и эффузивные породы связаны с деятельностью магматических источников, которые расположены в интервале глубин от 15 до 250 км.

Механизм зарождения магмы

Принято считать, что существуют три главных механизма зарождения магмы в верхней мантии и земной коре.

Первый механизм предполагает нагревание глубинного вещества выше температуры его плавления. Конкретные источники тепла известны лишь для коровых магматических очагов, которые возникают под тепловым воздействием мантийных магматических масс, нагретых до высокой температуры. Причины нагрева самого мантийного вещества во многом остаются неясными. С одной стороны, нагрев связывают с выделением тепла при радиоактивном распаде урана, тория, калия. С другой стороны, эти элементы сосредоточены в коре, а мантия бедна ими. Рассчитанные физические модели связывают нагрев глубинного вещества с выделением тепла от трения при пластических деформациях (например, горных пород).

Второй механизм зарождения магмы основан на подъеме нагретого вещества, при котором на некоторой глубине достигается температура плавления. Этот механизм реализуется при быстром (в геологическом масштабе времени) перемещении крупных масс нагретого и пластичного глубинного материала.

Третий механизм связан с дегидратацией гидроксилсодержащих минералов, имеющих в горных породах. Распространенными минералами такого рода являются, например, слюды, которые при нагревании выделяют до 4 масс.% воды. Если в магматическом источнике имеется вода, то температура плавления силикатного вещества понижается на десятки и сотни градусов. Чем больше давление, тем больше воды может раствориться в силикатном расплаве. Если в глубинном веществе имеются гидроксилсодержащие минералы, то при нагревании они разлагаются с выделением воды, которая растворяется в возникающем магматическом расплаве, это снижает температуру, при которой расплав может оставаться в жидком состоянии.

Свойства магматического расплава

Почти все магмы и возникающие при их затвердевании магматические горные породы имеют силикатный и алюмосиликатный состав. Значительно реже и в несоизмеримо меньшем количестве образуются несиликатные магмы, например карбонатные.

Температура силикатных магм в момент зарождения варьирует от 1800-1600°С до 600-500°С. Максимальные температуры относятся к наиболее глубинным ультраосновным расплавам, которые возникают при плавлении перидотитов верхней мантии. Минимальные – к наименее глубинным кислым магмам, образующимся в земной коре. Они, обогащенные водой или фтором, что значительно понижает температуру их плавления.

Плотность жидких магм равна 2,2-3,0 г/см³, что примерно на 10% меньше, чем плотность твердых пород соответствующего состава. Максимальная плотность характерна для глубинных мантийных магм, которые оказываются более плотными (тяжелыми), чем вещество континентальной земной коры (2,7-2,8 г/см³).

Вязкость магм – свойство, определяющее их подвижность (текучесть). Вязкость магматических расплавов зависит от состава и температуры и может изменяться от 1 до 108 Па·с. Наименьшей вязкостью и, следовательно, наибольшей подвижностью обладают высокотемпературные магмы ультраосновного и основного составов, а наибольшая вязкость характерна для кислых магм, возникающих при относительно низкой температуре.

Роль давления – удерживание в расплаве летучих компонентов магмы, таких как вода, бор, углекислый газ, фосфор, фтор, хлор. Присутствие этих компонентов значительно снижает температуру кристаллизации магмы.

Химический состав магмы: кремний SiO₂, алюминий Al₂O₃, магний MgO, железо FeO, кальций CaO, калий K₂O, натрий Na₂O – преобладающие компоненты магматического расплава. Эти компоненты составляют основную массу минералов, называемых породообразующими магматических пород. В сумме на их долю приходится около 90% состава минералов, кристаллизующихся в виде силикатов и алюмосиликатов.

Кроме породообразующих компонентов в расплаве находятся рассеянные компоненты – марганец, барий и никель. Они встречаются в подчиненном количестве в магматическом расплаве и не дают самостоятельных минералов, а рассеиваются в виде изоморфных примесей в решётках кристаллических минералов.

Также в расплаве встречаются акцессорные компоненты – циркон, фтор, титан, железо, хром и редкие земли. Они содержатся в магме в небольших количествах, но даже при очень малом содержании стремятся обособиться в виде самостоятельных минералов. При этом они образуют не силикаты – апатит, монацит, рутил, хромит и др.

Минеральный состав

Минеральный состав продуктов кристаллизации магмы весьма разнообразен. Основными минералами являются силикаты и алюмосиликаты.

Среди породообразующих минералов магматических горных пород различают: главные (первичные), акцессорные и вторичные (табл. 1). *Первичные* минералы образуются в результате непосредственной кристаллизации из магматического расплава (оливин, пироксен, полевошпат и др.). *Вторичные минералы* – в результате замещения первичных минералов или образованных в постмагматических процессах, протекающих после кристаллизации основного магматического расплава.

Таблица 1

Породообразующие минералы магматических горных пород

Первичные		Акцессорные	Вторичные
Г л а в н ы е			
салические	фемические		
Полевые шпаты, Нефелин, Кварц, Мусковит	Оливин, Пироксен, Амфибол, Биотит	Апатит Циркон, Титан, Серпентин, Серицит и др.	Хлорит, Минералы группы эпидота

Главные минералы составляют основную массу породы (70-80%) и определяют её название. По химическому составу они разделяются на две группы: салические минералы (бледно-окрашенные), главными химическими элементами их являются Si, Al; и фемические (густо- или темноокрашенные) минералы, характеризующиеся высоким содержанием Fe, Mg.

Акцессорные минералы в породе присутствуют в небольшом количестве в виде редкой, но характерной примеси, например апатит, циркон, сфен, флюорит, ильменит, пироксенол, ортит и др.

Вторичные минералы образуются в результате разложения главных минералов при участии остаточных водных растворов и частично при поверхностном выветривании. Вторичные минералы генетически не связаны с породообразующими минералами, они образуются после формирования самой породы и заполняют поры, пустоты, трещины в породе.

Механизм подъёма магмы

Поскольку расплав магмы легче, чем твердые породы (разность плотностей составляет около $0,5 \text{ г/см}^3$), а его вязкость на 10-20 порядков ниже вязкости пород, магматические очаги механически неустойчивы. Магматический расплав, возникающий при частичном плавлении, выжимается из связной системы межзерновых пор, наподобие того, как выжимается вода из рыхлого осадка на дне моря или озера. В результате чего более легкие компоненты расплава накапливаются в верхней части области зарождения магм, а более тяжелые в виде твердого остатка – в нижней.

При движении расплава по трещинам в земной коре скорость просачивания магматического расплава составляет от нескольких сантиметров или метров в год. Скопления относительно легкой жидкости обладают некоторым избыточным давлением и начинают пробивать путь наверх самостоятельно, раздвигая стенки ранее существовавших трещин и заполняя плоские и линзообразные трещинные каналы. При этом скорость подъема не очень вязких магм может достигать километров и даже десятков километров в час. Глубина, до которой может подняться расплав, определяется его общим количеством, соотношением плотностей расплава и вмещающих твердых пород, а также соотношением между температурой и содержанием растворенной в расплаве воды.

Чем глубже зарождаются магмы, тем меньше общая масса расплава, видимо, поэтому они не достигают поверхностной зоны и затвердевают на относительно небольшом расстоянии от места зарождения. Кроме того, плотность расплавов мантийного происхождения может быть выше, чем плотность твердых пород, образующих земную кору, и такие тяжелые расплавы могут также не дойти до дневной поверхности.

Магмы, возникшие выше поверхности Моховичича (данная поверхность простирается на глубине 33-280 км), легче, чем материал земной коры, и такие расплавы сохраняют шанс достичь дневной поверхности.

Достигнув поверхности Земли, магма может излиться в виде лавы, а может закристаллизоваться в виде интрузии.

Интрузия (от лат. *intrusio* – вталкивание, внедрение) имеет двоякий смысл. С одной стороны, интрузией называют процесс внедрения магмы в толщу земной коры, с другой – геологическое тело магматического происхождения в толще земной коры.

Однажды возникнув, магма в течение длительного времени остывает и затвердевает, т.е. кристаллизуется.

Типы магматизма

По способу кристаллизации магмы выделяют два типа магматизма:

– интрузивный магматизм или плутонизм (Плутон – бог подземелья), при котором магматический расплав кристаллизуется внутри земной коры. Магмы, кристаллизующиеся близко к магматическому бассейну, называются *абиссальными* и *гипабиссальными*, если кристаллизация происходит в удалении от него (рис. 2.1);

– эффузивный магматизм (от лат. *effusio* – излияние) или вулканизм (Вулкан – бог огня) проявляется по участкам дробления и разломам земной коры, что позволяет магме подняться и излиться на дневную поверхность в виде лавы. Лава отличается от магмы отсутствием летучих компонентов, так как они при падении давления отделяются от магмы и уходят в атмосферу.

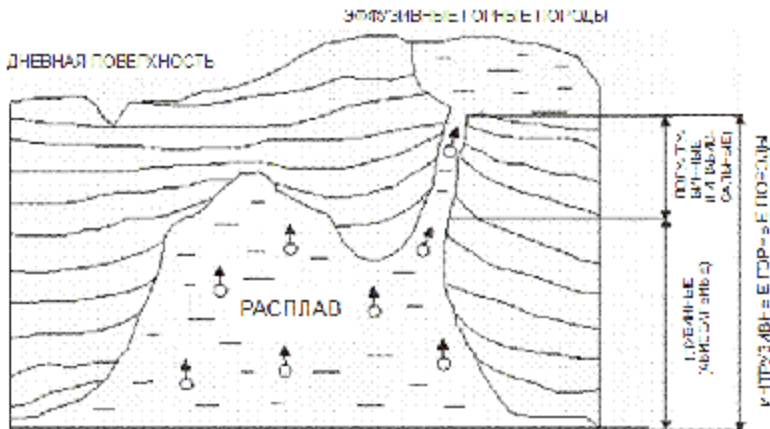


Рис. 2.1. Образование интрузивных магматических пород

В результате кристаллизации магмы образуются магматические горные породы. Породы, затвердевшие и сформировавшиеся в недрах земли, называются *интрузивными*, а затвердевшие на поверхности – *эффузивными*.

Кристаллизация магматических расплавов

В результате высокой скорости подъема происходит резкое снижение температуры расплава, что является основной причиной начала его кристаллизации. Форма и размер возникающих при этом кристаллов определяется степенью переохлаждения расплава относительно равновесной температуры кристаллизации, что, в свою очередь, зависит от темпа охлаждения. При быстром остывании магматических тел достигается высокая степень переохлаждения и в этих условиях вместо хорошо ограничен-

ных кристаллов появляются скелетные формы причудливых очертаний. О том, что такое скелетный кристалл, можно судить по форме снежинок как представителей скелетных кристалликов льда.

При кристаллизации магматических расплавов сначала возникают точечные зародыши кристаллов, которые затем увеличиваются в размерах. Линейные размеры кристаллов определяются соотношением скоростей образования зародышей и их последующего роста. При малом переохлаждении скорость возникновения зародышей мала, а скорость их роста велика; в результате возникают крупнозернистые кристаллические агрегаты, состоящие из относительно небольшого числа крупных кристаллов. При значительном переохлаждении скорость образования зародышей достигает максимума, а скорость роста каждого зародыша падает, вследствие этого формируются мелкозернистые магматические породы. Максимальное переохлаждение достигается при затвердевании тонких лавовых потоков, а минимальное – при кристаллизации крупных интрузивных тел.

Стадии затвердевания магмы

В этом процессе схематично различают ряд стадий – этапов:

1) стадия, собственно, магматическая (охлаждение огненного расплава с последующей кристаллизацией на большой глубине только началось);

2) стадия пневматолитовая и пегматитовая (охлаждение и кристаллизация продолжаются, летучие элементы, выделяющиеся из магмы, оказывают большое влияние на расплав);

3) стадия гидротермальная (затвердевание и кристаллизация продолжаются, образуются горячие водные растворы – гидротермы, которые выделяются из расплава и проникают в трещины пород, находящиеся над магматической камерой);

4) стадия вулканическая (магма, растеряв летучие компоненты и газы, пробилась на поверхность земли, где происходит ее быстрое охлаждение и кристаллизация).

Таким образом, процесс образования минералов из магмы происходит на разных этапах её существования. *К, собственно, магматическим процессам минералообразования относят те, при которых минералы образуются непосредственно при кристаллизации магмы. К постмагматическим процессам минералообразования относятся пегматитовый, пневматолитовый и гидротермальный процессы, когда минералообразование происходит из остаточного расплава, газовой и водной фаз.*

Во время магматической стадии и постепенном затвердевании жидкой магмы на глубине ее медленное остывание и кристаллизация начинаются при температуре около 1800⁰С.

Реакционный ряд Боуэна

В результате охлаждения магмы происходит кристаллизация минералов из магматического расплава, при этом каждый выделившийся из расплава минерал стремится прийти в равновесие с жидкой фазой. Для того, чтобы сохранить это равновесие при падении температуры, ранее выделившиеся минералы вступают в реакцию с жидкой магмой, меняя при этом свой состав.

Родоначальником магматических породообразующих минералов считают два основных окисла MgO и CaO . Именно эти два окисла по мере снижения температуры выделяют из охлаждающейся магмы кристаллы, где SiO_2 в виде тетраэдров объединяет катионы. Последовательность выделения минералов при кристаллизации магмы отвечает двум реакционным рядам, которые были установлены американским петрографом Н. Боуэном в виде следующих схем (рис. 2.2, 2.3). Ниже приведены две трактовки реакционного ряда Боуэна.

1. Кристаллизация магмы (см. рис. 2.2) начинается с образования наиболее тугоплавких, богатых Mg и Fe , минералов – силикатов. Позже, по мере снижения температуры, в результате реакций с расплавом к ним присоединяются Ca - Mg силикаты и алюмосиликаты кальция, натрия и калия. В итоге образуется прерывистый ряд железомagneзиальных силикатов, называемых фемическими (от Fe к Mg) или мафическими (от Mg к Fe), и непрерывный параллельный ряд силикатных (от Si к Al) алюмосиликатов. Первый ряд представлен оливинами, пироксенами, амфиболами, биотитом. Второй – целым рядом плагиоклазов от анортита до альбита. В последнюю очередь кристаллизуются калиево-натриевые полевые шпаты и кварц.



Рис. 2.2. Реакционный ряд Боуэна

2. «Магнезиальная» часть ряда (см. рис. 2.3.) представлена минералами, образующимися с помощью окиси магнезия. Магний и железо – слабые элементы, поэтому самокристаллизующийся магний начинает выделять из расплава сначала отдельные тетраэдры кремния (оливин), а затем, с понижением температуры, более крупные сцепления – цепочки (авгит), ленты (роговая обманка). Венцом магнезиальной зоны служат черные слюды – биотит, где фигурируют уже не цепочки и ленты, а целые пакеты кремнезема. Параллельно этому по мере снижения температуры к окиси магнезия добавляется окись железа, которого в соединениях становится все больше и больше. Образуется прерывистый ряд железомagneзиальных силикатов, называемых *фемическими* (от Fe к Mg) или мафическими (от Mg к Fe). Ряд представлен оливинами, пироксенами, амфиболами, биотитом.

В правой полевошпатовой ветви ряда образуются полевые шпаты, главную роль в которых играет окись кальция, который и заполняет образующиеся пустоты в непрерывной сетке кремнеалюминиевых кристаллов. Возникают основные плагиоклазы – анортит, далее в реакцию вступает окись натрия – образуется альбит; наконец, начинает активизироваться окись калия – появляются ортоклазы. Калий мигрирует, покинутые пустоты становятся неустойчивыми и начинают образовываться кристаллы кварца. Магма застыла, затвердела, минералы закристаллизовались. В итоге образуется непрерывный параллельный ряд силикатных (от Si к Al) алюмосиликатов, представленный целым рядом плагиоклазов от анортита до альбита.

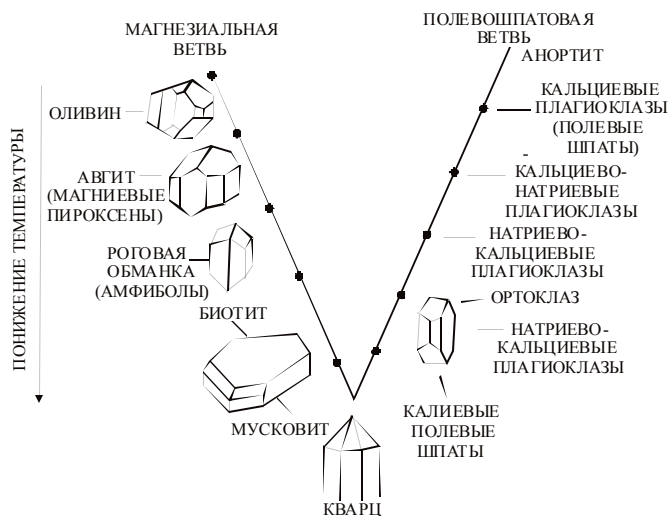


Рис. 2.3. Схема образования минералов по Боуэну

Из вышесказанного следует, что:

1. По мере кристаллизации расплава более поздние минералы оказываются более кислыми, т.е. богаче кремнезёмом.
2. Каждый вышестоящий минерал при реакциях с расплавом образует минерал, стоящий по схеме ниже.
3. Крайние члены ряда разделены промежуточными продуктами реакций и потому не могут равновесно сосуществовать друг с другом.

Классификация магматических расплавов

В основе классификации магматических расплавов лежит содержание кремнезёма. По содержанию кремнезёма расплавы делятся на следующие группы:

- кислые 65-75%;
- средние 52-65%;
- основные 45-52%;
- ультраосновные менее 45%.

Дифференциация магмы

Многие ученые признают существование одной исходной магмы – основной, базальтовой. По мнению других геологов существуют две магмы – кислая и основная. Независимо от этих точек зрения приходится признавать, что перед своим застыванием магма разделяется по составу, вследствие чего и образуется такое разнообразие горных пород.

Процесс разделения магмы носит название дифференциации магмы. Дифференциация магмы – это совокупность различных физико-химических процессов, которые происходят на значительных глубинах и ведут к тому, что разные части единого магматического резервуара обогащаются различными компонентами. Различают магматическую и кристаллизационную дифференциацию.

Магматическая дифференциация происходит раньше кристаллизационной дифференциации. В магматической дифференциации выделяются процессы ликвации и ассимиляции.

Ликвация – разделение магмы на две несмешивающиеся жидкости: тяжелую (обогащенную сульфидами) и силикатную (обогащенную газами). Экспериментальные исследования Я.И. Ольшанского показали, что сульфиды до некоторой степени растворяются в силикатной магме при температурах не ниже 1500⁰С. По мере понижения температуры растворимость сульфидов уменьшается и начинается разделение первичной магмы на два расплава: сульфидный и силикатный.

В начале ликвационного процесса сульфидная масса принимает форму мелких каплеобразных шариков, рассеянных в силикатной массе. Шарiki сливаются в полосы и гнездообразные скопления, которые вследствие большой плотности погружаются в глубокие части магматической

камеры. Этим и объясняется расположение рудных залежей в основании магматических массивов.

При дальнейшем охлаждении каждый расплав кристаллизуется самостоятельно. Кристаллизация сульфидных расплавов происходит после затвердения материнской силикатной магмы, т.е. при более низких температурах. Это приводит к образованию ликвационных месторождений никеля и меди, важных в промышленном отношении.

Ассимиляция – процесс расплавления или растворения и оплавления границ полостей вмещающих пород при внедрении магматического расплава в земную кору. Процесс ассимиляции приводит к образованию новой, иной по составу магмы, при кристаллизации которой происходит разделение магмы по составу.

Глыбы и участки чужих магме пород, наблюдаемые в застывших горных породах, получили название ксенолитов (от греч. *xenos* – чужой, *litos* – камень). По мнению некоторых ученых, ассимиляция осадочных или изверженных пород, богатых кремнеземом, приводит к образованию гранитов по периферии очагов основной магмы.

Кристаллизационная дифференциация связана с постепенным охлаждением магматического расплава и последовательной кристаллизацией сначала более тугоплавких минералов, затем менее тугоплавких, в последнюю очередь кристаллизуются легкоплавкие минералы (рис. 2.4).

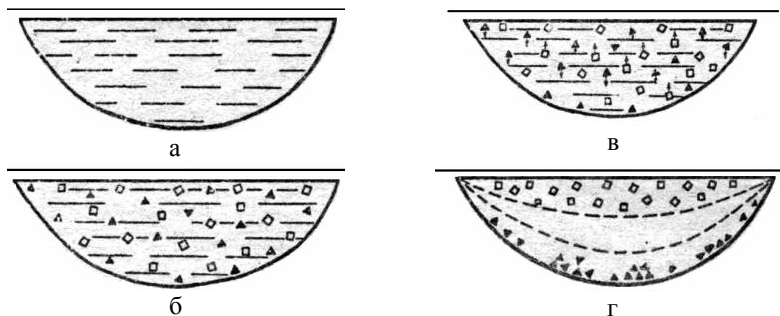


Рис. 2.4. Разделение магматического расплава по принципу кристаллизационной дифференциации: а – исходный расплав; б – образование легких и тяжелых кристаллов; в – гравитационное перемещение кристаллов; г – конечный результат – три слоя различного состава

Когда магма достигает определенной температуры, в ней возникают центры кристаллизации отдельных минералов, так как кристаллизация различных минералов происходит при разной температуре. Поэтому минералы, образовавшиеся в первую фазу кристаллизации, плавают в рас-

плаве. Если их плотность больше, чем плотность расплава, то они опускаются на дно магматического бассейна и скапливаются там. Однако это происходит при невязких магмах. Обычно первыми выпадают тяжелые железомagneзиальные минералы – оливины. Образовавшиеся в первую стадию кристаллы могут также долгое время находиться во взвешенном состоянии и реагировать с расплавом. Таким образом, например, оливин, взаимодействуя с расплавом, переходит в пироксен. В процессе кристаллизации состав магматического расплава изменяется и обогащается легкоплавкими компонентами.

2.2. Постмагматические процессы минералообразования

2.2.1. Пегматитовый процесс минералообразования

Пегматиты – геологические тела, образовавшиеся в последние этапы кристаллизации магматического очага. Тело пегматита сложено породообразующими минералами материнского магматического массива, т.е. в случае гранитных пород – полевыми шпатами (60-70%) и кварцем (35-25%), слюдами и другими темноцветами.

Существует несколько гипотез образования пегматитов. Все предложенные гипотезы могут быть отнесены к трем основным направлениям, определяющим способ образования пегматитов

1. Кристаллизация остаточного расплава – теория А.Е. Ферсмана;
2. Перекристаллизация пород и их последующий метасоматоз – теория А.Н. Заварицкого и др.;
3. В ходе метасоматоза – теория Д.С. Коржинского и ряда американских геологов.

Теория А.Е. Ферсмана

Пегматиты являются продуктами кристаллизации обогащенного летучими компонентами остаточного силикатного или алюмосиликатного расплава, отделившегося от магматических масс в процессе их остывания. Этот расплав внедряется во вмещающие породы, заполняет в них трещины и полости, кристаллизуется и образует жильные крупнокристаллические тела – пегматиты. Пегматитовый процесс протекает при условии: *внешнее давление горных пород больше внутреннего давления в магматическом очаге, а температура в остаточной магме значительно превышает температуру на контакте магматического очага и вмещающих горных пород.*

Из-за резкого перепада температур в очаге и на контакте, приконтактная зона горных пород растрескивается на ряд радиальных трещин, в которые устремляются газы остаточного расплава магмы, увлекая за со-

бой и сам расплав. Этот расплав внедряется во вмещающие породы, заполняет в них трещины и полости и, кристаллизуясь, образует жильные крупнокристаллические тела – пегматиты (рис. 2.5).

Процесс минералообразования по А.Е. Ферсману происходит в интервале температур от $800-700^{\circ}\text{C}$ до $500-400^{\circ}\text{C}$. В течение отдельных геофаз с интервалами примерно 100°C выделяются характерные для каждой геофазы минералы и происходят соответствующие изменения в теле пегматита.

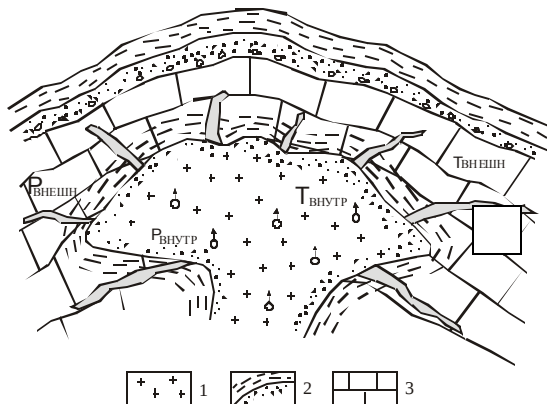


Рис. 2.5. Схема образования пегматитов:

- 1 – магматический расплав; 2 – приконтактная зона,
- 3 – неизменные породы; 4 – пегматитовые жилы

Строение пегматитов

Для пегматитов характерно зональное строение, обусловленное многостадийностью пегматитообразования. Внешняя оторочка пегматита выполнена вмещающей породой. Само пегматитовое тело начинается от аплитовой мелкозернистой зоны, переходящей в прекрасно выраженную графическую или письменную структуру взаимного прорастания кварца и полевого шпата, сменяющейся гигантокристаллическим строением (крупные кристаллы полевого шпата и кварца). Внутренняя зона пегматита представлена занорышем, окаймляющимся кварцевым ядром. Такое строение пегматитов и наличие в них минералов, содержащих летучие вещества, обусловлено участием минерализаторов (вода, CO , CO_2 , HF , HCl , H_2S , SO_2 и др.), игравших значительную роль в образовании этих минералов.

Пегматиты обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с различными магматическими породами. Они располагаются обычно группами, как в теле интрузивных массивов, так и во вмещающих породах. Формы их тел очень разнообразны: жилы, линзы, трубооб-

разные тела, залежи неправильной формы с раздувами и пережимами. Мощность тел колеблется от дециметров до 30 метров, длина – от дециметров до нескольких километров (рис. 2.6).

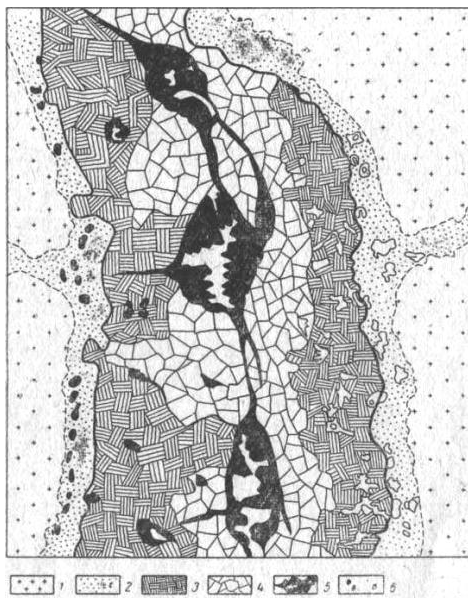


Рис. 2.6. Пегматит с занорышами:

1 – гранит; 2 – аплит; 3 – письменный гранит; 4 – гигантокристаллические породы кварц и полевого шпата; 5 – занорыши; 6 – сопутствующие минералы

Теория А.Н. Заварицкого

Пегматиты возникают в результате перекристаллизации интрузивных образований под воздействием летучих компонентов (флюидов), выделившихся из остывающего материнского магматического очага и проникающих вдоль зон трещиноватости пород в верхние горизонты уже затвердевших интрузивных массивов. Породы под воздействием этих летучих разлагаются, полевые шпаты и другие порообразующие минералы замещаются альбитом, мусковитом и др.

Теория Д.С. Коржинского

Первоначально возникшие «простые» пегматиты подверглись воздействию поступавших впоследствии из материнского очага растворов, обогащенных минерализаторами и флюидами. В результате происходило замещение полевых шпатов мусковитом и выделение ряда характерных для пегматитов ценных минералов.

Типы пегматитов

Наибольшее распространение и значение имеют гранитные и щелочные пегматиты, прочие весьма редки. А.Е. Ферсман разделил гранитные пегматиты на две группы: чистой линии и линии скрещения.

Пегматиты чистой линии залегают в породах, близких по составу к гранитам. Среди них выделяют шесть типов:

- редкоземельные;
- редкометалльные;
- мусковитовые;
- керамические;
- топазово-берилловые;
- пьезокварцевые.

Пегматиты линии скрещения (гибридные) образуются при внедрении гранитного пегматитового расплава в породы другого состава. В результате обменных реакций с вмещающими породами расплав, усваивая другие компоненты и приходя к равновесию, изменяет свой первоначальный состав. В таких пегматитах кристаллизуются изумруды, корунды и другие драгоценные и полудрагоценные минералы.

В случае внедрения расплава в ультраосновные и карбонатные породы возникают десилицированные (обедненные кремнеземом) пегматиты.

Щелочные пегматиты генетически приурочены к нефелиновым сиенитам.

Пегматиты являются важным источником для получения бериллия, рубидия, цезия, лития, ниобия, тантала, тория, циркония, гафния, олова, вольфрама, редкоземельных элементов, отчасти урана, а также слюды, флюорита, других драгоценных и полудрагоценных камней. Само тело пегматита, сложенное крупными кристаллами полевого шпата (ортоклаза, микроклина, альбита) и кварцем, является ценным керамическим сырьем.

Пегматиты, связанные с щелочными породами, особенно с нефелиновыми сиенитами, служат важным источником получения пирохлора, разнообразных редкометалльных минералов и др.

Пегматиты – источник редкоземельных (Sc, Y, Ce, La), редких (Be, Li, Ta, Nb, Sr) и других элементов. Это источник пьезокварца, мусковита.

2.2.2. Пневматолитовый процесс минералообразования

Пневматолитовый процесс или пневматолитиз (от греч. пневма – пар, дыхание) – является процессом образования минералов из газовой фазы.

На некоторых этапах кристаллизации магмы возможно отделение газов при условии, что давление внутри магматического очага больше, чем давление ранее образованного породного массива (рис. 2.7).

По мере движения вверх по трещинам эти газы охлаждаются и сжижаются, реагируют друг с другом и с вмещающими породами, в результате чего образуются минералы.

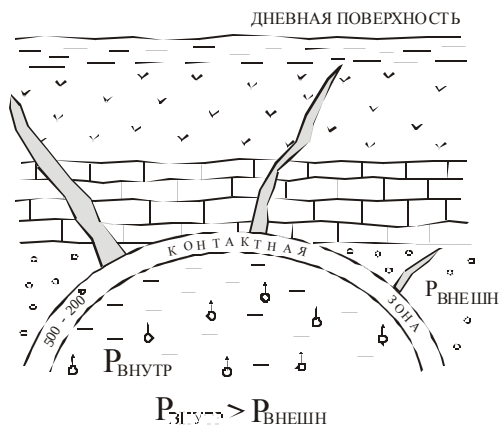


Рис. 2.7. Схема пневматолитового процесса минералообразования

Продукты пневматолитиза – пневматолиты – делятся на глубинные и вулканические.

Глубинные пневматолиты образуются в результате отделения газов от магматического очага в недрах земной коры. Они просачиваются сквозь горные породы, реагируют с ними, преобразуя их химический и минеральный состав. Степень химических преобразований пород под действием газов зависит от их активности, состава пород, тектонического строения и длительности процесса.

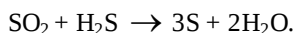
К глубинным относят, например, грейзены. Грейзены – породы, образовавшиеся путем переработки магматическими эманациями (газами и водными растворами) гранитов и жильных магматических пород, а также эффузивов и некоторых осадочно-метаморфических пород, богатых кремнеземом и глиноземом. Газовые и водные растворы, вызывающие грейзенизацию, содержат большое количество летучих компонентов F^+ , Cl^- , OH^- , в соединении с которыми происходит транспортировка редких металлов. Они возникают в куполовидных выступах гранитных интрузий, вдоль рудных тел.

По минеральному составу грейзен – существенно кварц-мусковитовая порода, содержащая рутил, флюорит, топаз и другие, а из рудных минералов – вольфрамит, касситерит, молибденит, арсенопирит.

Вулканические пневматолиты образуются в вулканических областях за счет газов, отделяющихся от магмы вблизи поверхности или на поверхности земли. Вулканические газы в огромных количествах уходят в

атмосферу через жерла вулканов, фумаролы и трещины. Главными газами при извержениях являются пары воды, HCl , H_2S , SO_2 , NH_4Cl , CO_2 , CO , H_2 , O_2 , хлористые и серно-кислые соединения Na , K , Ca . В газах также обнаруживаются хлористые соединения железа, меди, марганца, свинца, соединения бора, фтора, брома, фосфора, мышьяка, сурьмы и др.

В процессе возгона газов в трещинах лавовых покровов и кратеров вулканов происходит образование минералов. Преимущественно это хлориды и сульфаты – минералы легкорастворимые и поэтому не наблюдающиеся в больших количествах. Примером образования минералов может служить следующая реакция образования серы:



2.2.3. Гидротермальный процесс минералообразования

Гидротермальный процесс минералообразования протекает при температурах от 450 до 200⁰С, когда газообразные продукты, выделяющиеся из магмы, переходят в парообразное состояние. После чего постепенно охлаждаются и превращаются в горячие водные растворы или *гидротермы*.

Причиной движения гидротерм является разность давлений. Когда внутреннее давление растворов больше внешнего, растворы движутся вверх к поверхности земли по различным тектоническим нарушениям, трещинам, зонам контактов. По мере удаления растворов от магматического очага температура их падает. В результате падения температуры и реакций с вмещающими породами гидротермы отлагают свой груз в виде минералов.

Гидротермы выносят из магматического очага целый ряд соединений металлов и элементов, вступающих в реакции с вмещающими породами, и заимствуют различные вещества из боковых пород, по которым они движутся. В результате образуются разнообразные минералы и рудные тела.

Главнейшим жильным минералом является кварц.

Форма образующихся рудных тел в основном жильная (рис. 2.8).

Гидротермы могут быть высоко-, средне- и низкотемпературными (табл. 2.1).

Высокотемпературный гидротермальный процесс. Ближе к интрузии при температуре 450-300⁰С образуются высокотемпературные гидротермальные геологические тела, слагающие месторождения вольфрамитов, касситеритов. Высокотемпературный гидротермальный процесс способствует образованию таких минералов, как пирит, арсенопирит, молибденит, шеелит, кварц, калиевый полевой шпат, берилл, мусковит.

Минералы гидротермальных процессов

Ассоциации	Жильные минералы	Рудные минералы
Высокотемпературные	Кварц, берилл, топаз, флюорит	Касситерит, вольфрамит, арсенопирит, пирит, молибденит, пирротин
Среднетемпературные	Кварц, сидерит, барит, флюорит, серицит	Золото, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды
Низкотемпературные	Кварц, кальцит, барит, халцедон, флюорит	Киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, золото

Среднетемпературный гидротермальный процесс формируется при температурах 300-200⁰С на больших, средних и малых глубинах. Гидротермы не только способствуют образованию жил, но могут также просачиваться сквозь боковые породы, реагируя с ними, замещая их или привнося новые соединения, образуя тела других форм и минеральных составов. Изменения вмещающих пород происходят под действием гидротермальных растворов, когда, например:

- интрузивные породы кислого и среднего составов вблизи рудных тел переходят в березиты – в породу, состоящую из кварца, серицита, анкерита и пирита;
- основные и ультраосновные интрузивные породы переходят в листвиниты;
- вмещающие породы претерпевают хлоритизацию.

Низкотемпературный гидротермальный процесс протекает на небольших и средних глубинах при температуре ниже 200⁰С. Обычно они настолько удалены от магматического очага, что невозможно установить связь оруденения с интрузивными породами. Вмещающими породами являются осадочные отложения и эффузивы. Формы рудных тел – жилообразные, пластообразные, зоны вкрапленников (рис. 2.8).

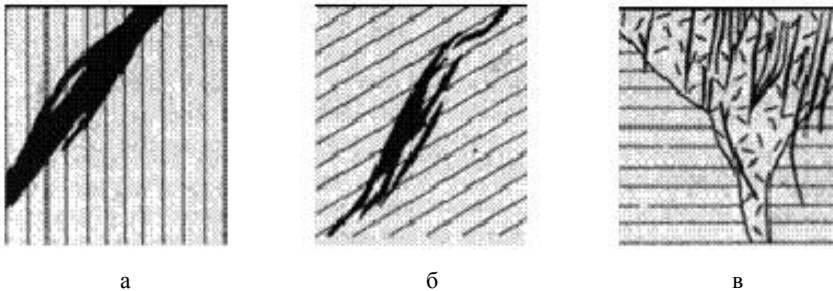


Рис. 2.8. Рудные тела жилообразной формы во вмещающих породах: а – простая жила; б – ветвящаяся жила; в – прожилковая зона (штокверк)

Действия гидротермальных растворов приводят к образованию асбеста, талька, магнезита, гипса, реалгара, аурипигмента, пирита, марказита и др.

Следует отметить, что гидротермальный и пневматолитовый процессы неразрывно связаны друг с другом.

3. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Главнейшими экзогенными процессами минералообразования являются процессы выветривания горных пород и руд и процессы осадконакопления. Областью минералообразования является поверхность Земли, а также гидросфера и атмосфера. Температура минералообразования – это климатическая температура в интервале от -50°C до $+50^{\circ}\text{C}$. Процессы эти связаны с энергией Солнца и происходят при нормальном атмосферном давлении.

3.1. Процесс выветривания

Выветривание – это сложный и весьма длительный процесс разрушения горных пород и минералов на земной поверхности и вблизи неё.

Факторы выветривания

Процесс разрушения первоначальных горных пород протекает под действием суточных и сезонных колебаний температур, химического воздействия воды, газов – кислорода и углекислоты, биохимического воздействия живых организмов и продуктов их разложения. Зону, в которой протекают процессы выветривания, называют зоной выветривания. Её нижняя граница находится на глубине несколько десятков метров, а иногда достигает 500 метров.

Типы выветривания

В зависимости от факторов, воздействующих на горные породы, различают 3 типа выветривания:

- 1) физическое;
- 2) химическое;
- 3) органическое.

Все они тесно связаны друг с другом, действуют совместно, одновременно, и только в зависимости от природных условий один тип выветривания может преобладать над другими.

При *физическом выветривании* происходит разрушение горных пород и минералов в результате суточных и сезонных колебаний температур. Изменяется структура горных пород, а минеральный и химический составы в основном сохраняются. При физическом выветривании образуются обломки разной величины. Более крупные обломки состоят из

разрушенных пород, а мелкообломочный материал состоит из отдельных минералов, входящих в состав этой породы.

Важным фактором физического выветривания является *инсоляция*, т.е. нагрев поверхности горных пород солнечными лучами, в результате чего происходит расширение минералов горных пород. Последующее затем охлаждение вызывает сжатие минералов, что приводит к образованию и росту трещин, раскалывающих породу на куски. Чем больше суточная амплитуда колебаний температуры, тем интенсивнее идет образование и рост трещин.

Разрушению горных пород способствуют также заключенная в их порах вода, корни растений, роющие животные и т.д. Особенно велика роль воды. При замерзании воды её объем увеличивается и она раздвигает частицы породы, вызывая появление трещин и постепенное разрыхление пород.

Образование трещин в горных породах в значительной мере зависит от их свойств – слоистости, сланцеватости или наличия спайности у слагающих их минералов. Механическому разрушению также способствует первичная отдельность, т.е. система взаимно пересекающихся трещин, возникшая в породе задолго до начала её выветривания. Часто первичная отдельность (рис. 3.1-3.4) может быть выражена лишь невидимыми невооруженным глазом трещинами, но при выветривании породы эти трещинки легко расширяются и способствуют её разрушению, придавая характерные формы образующимся обломкам (в виде столбов, шаров и др.).



Рис. 3.1. Столбчатая
отдельность базальтов



Рис. 3.2. Матрацевидная
отдельность гранита

Химическое выветривание заключается в изменении химического состава минералов и горных пород, неустойчивых в условиях земной по-

верхности с образованием новых устойчивых вторичных минералов. Особенно интенсивно химическое выветривание проявляется на поверхности, с глубиной его интенсивность снижается. При химическом выветривании главная роль принадлежит поверхностной и подземной воде с растворенными в ней компонентами (соли, газы). Такая вода способна разрушать и изменять все горные породы.

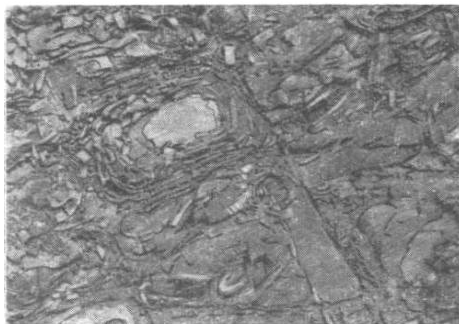


Рис. 3.3. Шаровая отдельность
в песчаниках триаса в Крыму



Рис. 3.4. Шаровая
отдельность в диабазах

Химическая активность природных вод зависит от содержания O_2 , CO_2 , NO_3^- , SO_4^{2-} , гуминовых кислот, NH_4^+ , галогенидов, поступающих из атмосферы, из выветривающихся пород, из разлагающихся организмов или из вулканических эманаций.

При химическом выветривании происходит растворение минералов горных пород. Степень их растворимости различна. Первыми выщелачиваются соли соляной и серной кислот, затем соединения кальция, натрия, калия, магния. Еще медленнее в раствор поступает кремнезем. В последнюю очередь в раствор поступают окислы железа, алюминия и кремния.

За растворением следует переотложение веществ горных пород, выходящих на земную поверхность. Поэтому выходы на поверхность ультраосновных и основных пород в большей степени подвержены выветриванию, чем граниты. На поверхности устойчивы многие минералы метаморфических толщ, а также кислородсодержащие минералы.

Сульфиды, напротив, неустойчивы в коре выветривания, они легко разлагаются и образуют многочисленные вторичные минералы. При химическом выветривании происходит вынос растворимых солей K, Na, Ca и Mg и накопление труднорастворимых продуктов: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 . Растворимые продукты выносятся из зоны выветривания и могут переноситься на значительные расстояния.

Наиболее интенсивно химическое выветривание протекает в условиях влажного и теплого климата. Основными химическими реакциями, протекающими при выветривании, являются:

а) гидратация минералов: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + n\text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{FeOOH}$ (гематит $\Rightarrow$ гидрогематит $\Rightarrow$ гетит);

б) гидролиз и растворение:
 $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \Rightarrow \text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + \text{K}_2\text{CO}_3 + \text{SiO}_2$
(калиевый полевой шпат $\Rightarrow$ каолинит);

в) окисление (при наличии свободного кислорода): $\text{Fe}^{2+} \Rightarrow \text{Fe}^{3+}$;

г) восстановление (при наличии захороненного органического вещества и деятельности микроорганизмов в почвенных горизонтах и некоторых водоемах): $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O} + \text{C}_{\text{орг.}} \Rightarrow \text{Fe}[\text{CO}_3]$ (гидроксиды железа $\Rightarrow$ сидерит);

д) карбонатизация: $4\text{Mg}_2[\text{SiO}_4] + 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 \Rightarrow \text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 2\text{Mg}[\text{CO}_3]$ (оливин $\Rightarrow$ серпентин + магнезит фарфоровидный).

В природных условиях очень активно протекают процессы окисления (присоединение кислорода) и гидратации (присоединение воды). В результате окисления образуются новые минералы. Так, магнетит и сидерит переходят в гематит, а если к ним присоединится вода, то образуется лимонит или бурый железняк.

Под действием воды происходит растворение минералов с образованием истинных и коллоидных растворов. Галоиды и сульфаты растворяются с образованием истинных растворов, силикаты растворяются с образованием коллоидных растворов. При выветривании силикатов происходит гидролиз, в результате которого образуются глинистые минералы, формируя коры выветривания. Разрушение рудных минералов способствует возникновению зон окисления.

При химическом выветривании порода разлагается с образованием новых минералов, при этом объем продуктов выветривания по сравнению с исходным материалом возрастает, а объемный вес уменьшается.

Органическое выветривание связано с воздействием кислот органического происхождения, а также растений и животных на горные породы. Роль организмов в химическом выветривании определяется тем, что они способны захватывать различные элементы из разрушаемой породы и выделять в нее разнообразные химически активные вещества.

Растения в процессе своей жизнедеятельности, проникая в трещины и поры горных пород, разрушают их не только механически, но и

химически, разъедая их кислотами, выделяемыми концами корешков. Одновременно с этим растения извлекают различные минеральные элементы горной породы в качестве питательных веществ: K, Ca, SiO₂, Mg, Na, P, S, Al, Fe и др. Это подтверждается опытами посадки лишайников на гладкое стекло. Через известный промежуток времени на поверхности стекла под лишайниками появляется помутнение, свидетельствующее о его частичном растворении. Разрушение горных пород начинается с воздействия на их поверхность первых поселенцев на скалах – микроорганизмов. Именно с микроорганизмами связаны первые стадии биологического воздействия на горные породы, и именно они подготавливают необходимый субстрат, на котором развивается растительность, способствующая дальнейшему разрушению пород. При этом в заселении скал намечается определенная последовательность. Первыми появляются бактерии и сине-зеленые водоросли; разрушая горные породы, они подготавливают почву для появления микрофлоры – диатомовых водорослей и простейших грибов, а затем литофильных растений – лишайников и мхов. Все они подготавливают почву для последующего заселения скал высшими растениями и сопутствующей им фауной. Изучение золы литофильной растительности, тем более представителей высшей растительности, показывает, что в ее состав всегда входят, помимо других элементов, кремнезем и глинозем. Из этого можно сделать вывод, что уже первичная литофильная растительность разрушает прочные связи между кремнеземом и глиноземом в решетках алюмосиликатов.

Большое значение имеют органические (гуминовые) кислоты, образующиеся при разложении и гниении органических остатков, а также газообразные продукты, такие как O₂ и CO₂, разрушительное воздействие которых на горные породы было отмечено.

Древесная растительность иногда поселяется на поверхности горных пород, не имеющей рыхлого почвенного покрова. Корни растений используют при этом трещины в породах, постепенно их расширяя (рис. 3.5, 3.6). Они способны разорвать даже очень плотную породу, так как давление, развивающееся в клетках тканей, достигает 60 и даже 100 атм.

Значительную роль в нарушении земной коры в ее верхней части играют земляные черви и особенно муравьи и термиты. Они проделывают незначительные по диаметру, но многочисленные и длинные ходы, способствуя проникновению в глубь почвы атмосферного воздуха, содержащего влагу и углекислый газ – мощные факторы химического выветривания. Кроме того, они перемешивают разрыхленные выветриванием массы, механически их нарушая. Нарушают верхние слои коры выветривания также землерои из числа позвоночных животных – кроты, суслики и др. Продуктами органического выветривания горных пород являются почвы.



Рис. 3.5. Сосна, выросшая на известняке без почвенного слоя в обрыве Яйлы в верховьях р. Барболы. Крым, окрестности г. Ялты



Рис. 3.6. Разрушение известняка корнями сосны. Крым, окрестности г. Ялты

3.1.1. Коры выветривания

В результате совокупности процессов разрушения горных пород образуются подвижные продукты выветривания, которые уносятся под влиянием силы тяжести, смыва и т.д., и продукты, которые остаются на месте разрушения материнских горных пород. Продукты, оставшиеся на месте выветривания, называются *элювием*.

Часть зоны выветривания, в которой породы и минералы сильно изменены, называется *корой выветривания*. Она представляет собой скопление рыхлых глинистых минералов с натечными образованиями бурых железняков и кремнистых минералов. Кору выветривания имеют зональное строение, обусловленное степенью разложения минералов с глубиной. Наиболее благоприятными условиями для образования мощной коры выветривания являются более или менее выровненный рельеф, влажный, жаркий климат и большое количество органических веществ.

В разрезе коры выветривания по преобладающему минеральному составу выделяют отдельные горизонты или зоны (рис. 3.7).

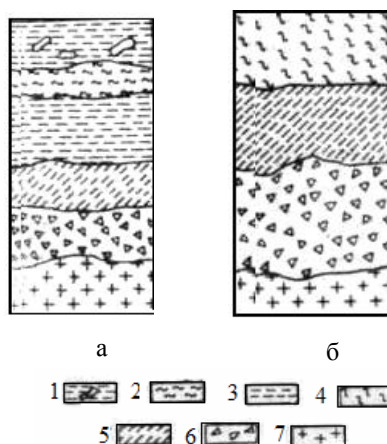


Рис. 3.7. Схема выветривания гранитов в условиях влажного (а) и сухого (б) климатов: 1 – зона латеритная; 2 – зона каолинитово-гипсбитовая; 3 – зона каолинитовая; 4 – зона монтмориллонитовая; 5 – зона гидрослюдистая; 6 – зона раздробленных (деинтегрированных) гранитов; 7 – свежий невыветрелый гранит

Самый верхний горизонт коры выветривания характеризуется наибольшей степенью разложения. За счёт присутствия свободных окислов алюминия и гидроокислов железа элювий этого горизонта в сухом состоянии напоминает обожженный кирпич (красного цвета). Кору выветривания такого типа называются *латеритными*. Вниз по разрезу латериты постепенно сменяются *каолинитовым пятнистым* горизонтом (пятнистость за счет присутствия локальных скоплений гидроокислов железа). Ещё глубже располагается *гидрослюдисто-монтмориллонитовый* горизонт, в котором встречаются обломки выветрелых первичных горных пород. Это начальный этап химического выветривания силикатов. В основании коры выветривания залегают раздробленные коренные породы, переходящие вниз в невыветрелые горные породы. Нижняя граница коры выветривания – карманообразная (рис. 3.8).

В зонах умеренного пояса мощность коры выветривания меньше. Латеритный горизонт, характерный только для влажного жаркого климата, здесь отсутствует. В районах сухих саванн, по мере приближения к пустыням, мощность коры выветривания также резко сокращается, и в её верхней части образуются минералы гидрослюдисто-монтмориллонит-бейделлитового горизонта.

Кору выветривания и особенно древние, погребённые под более молодыми осадочными породами, имеют большое практическое значение. С ними часто связывают крупные промышленные скопления некоторых рудных минералов, например никельсодержащих.

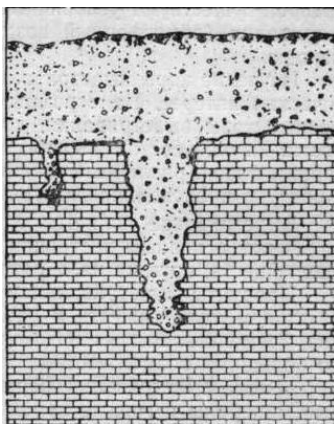


Рис. 3.8. Особенности нижней границы элювия
(глубокие карманы по трещинам)

3.1.2. Зоны окисления

Зона окисления месторождений полезных ископаемых находится вблизи земной поверхности и формируется вследствие химического разложения неустойчивых по составу минералов, под воздействием поверхностных и грунтовых вод, а также растворённых в этих водах и находящихся в атмосфере кислорода и углекислого газа. Это изменение определяется в основном процессом окисного преобразования. Наиболее интенсивно изменяются руды сернистых металлов, месторождения серы, солей и каменного угля. Сульфидные соединения металлов при этом заменяются окислами, гидроокислами, карбонатами и сульфатами тех же металлов. На месте серы возникают скопления алунита и гипса. Гипс также накапливается в залежах каменных солей.

Разложение пластов угля приводит к увеличению влажности, зольности и содержанию в них кислорода при одновременном снижении количества углерода и водорода. Возникающие при этом на залежах полезных ископаемых «покрышки» из продуктов окисления называются «минеральными шляпами». Для залежей сульфидных руд различают «железную шляпу», сложенную преимущественно бурым железняком, а для залежей соли и серы выделяют «гипсовую шляпу». Зона окисления распространяется вглубь до уровня грунтовых вод, обычно от нескольких метров до нескольких десятков метров, но иногда, на отдельных участках, до нескольких сот метров от поверхности Земли.

В процессе окисления часть минерального вещества полезного ископаемого может раствориться грунтовой водой, просочиться вниз и вновь

отложиться ниже уровня грунтовых вод, образовав зону вторичного минерального обогащения. Зона вторичного обогащения особенно характерна для некоторых месторождений меди, урана, золота и серебра.

Строение зоны окисления рудного (сульфидного) тела схематично представлено на рис. 3.9. Выше уровня грунтовых вод формируется собственная зона окисления с подзонами: окисленных руд, выщелоченных окисленных руд и богатых окисленных руд. Ниже уровня грунтовых вод располагается зона вторичных богатых окисленных руд. В зоне застойных вод находятся неизменные первичные руды.

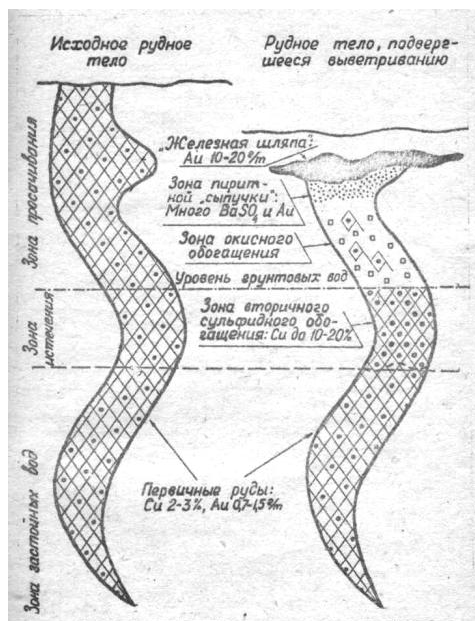


Рис. 3.9. Строение зоны окисления

В формировании зон окисления сульфидных месторождений важнейшее значение имеет вода, как переносчик реагентов и продуктов окисления.

Сульфиды легко разрушаются и переходят в многочисленные сульфаты, оксиды, карбонаты, фосфаты и другие соединения. Общая схема процесса следующая: $\text{FeS}_2 \Rightarrow \text{FeSO}_4 \Rightarrow \text{Fe}_2[\text{SO}_4]_3 \Rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_3 \Rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Возникающие сульфаты легко растворимы и, просачиваясь в нижнюю часть зоны окисления, участвуют в образовании новых минералов: $2\text{CuSO}_4 + 2\text{CaCO}_3 + 5\text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2 + 2\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (халькопирит $\Rightarrow$ малахит + гипс).

Ниже уровня грунтовых вод находится зона цементации или зона вторичного сульфидного обогащения. Сульфаты реагируют здесь с первичными рудами, в результате чего образуются вторичные сульфиды: $\text{FeS}_2 + \text{CuSO}_4 + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Cu}_2\text{S} + \text{CuS} + \text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$ (пирит $\Rightarrow$ халькозин + ковеллин).

3.2. Осадконакопление

Аккумуляция или осадконакопление – процесс, который происходит на поверхности земли и приводит к образованию осадочных горных пород. Рыхлые продукты разрушения называются минеральными осадками. Они осаждаются, накапливаются, уплотняются, а затем переходят в осадочные горные породы.

По месту накопления выделяют две группы минеральных осадков:

- 1) континентальные;
- 2) морские.

Местом нахождения континентальных осадков служат заливы рек, озерные впадины, болотистые низменности, отроговые долины, пустынные и полупустынные долины, склоны и подножья гор, а также плоские вершины гор и холмов.

По составу и способу образования все осадки делятся на 4 группы:

- 1) механические;
- 2) химические;
- 3) органогенные;
- 4) смешанные.

3.2.1. Механические осадки

Механические осадки состоят из обломков породы и минералов разнообразной формы и размеров. Механические осадки переносятся к месту накопления текучими водами, льдом, ветром путем перекачивания, волочения и во взвешенном состоянии.

Механические осадочные месторождения – россыпи в разрезе состоят из торфа, пласта, почвы и плотика. Пластом, а в золотых россыпях «песками», называется та часть россыпи, где произошла концентрация полезного компонента. Торф представляет собой толщу пород, перекрывающую пласт. Почва, или плотик, – это порода, на которой располагается пласт.

Наиболее богатые участки россыпи обычно располагаются вдоль изогнутой стороны русла рек и в устье впадающих рек. Для концентрации минералов существенное значение имеет характер плотика. Наиболее благоприятными породами, составляющими плотик, являются известняки и доломиты, а также тонкослоистые нетвердые породы типа глинистых сланцев. Иногда водные потоки выносят тяжелые минералы к берегам

озер и морей, образуя озерные и морские россыпи. Такие россыпи возникают также под влиянием размывающего действия самого моря или озера.

Механические осадочные месторождения известны для таких минералов, как золото, платина, алмаз, кварцевые пески, глины, каолинит, бокситы, фосфориты, монацит.

3.2.2. Химические осадки

Химические осадки состоят из минералов, образовавшихся в результате кристаллизации водных растворов. Химические осадки переносятся водой в растворенном или коллоидном состоянии и осаждаются в результате перенасыщения раствора или изменения физико-химических параметров среды минералообразования. Химическим путем образуются карбонатные, сульфатные, галоидные соединения.

Химические осадки, образовавшиеся из истинных растворов, представлены галогенной формацией, к которой принадлежат месторождения солей кальция, натрия, калия и магния (гипсы, ангидриты, каменная соль, калийные и магнезиальные соли, бораты). Эти скопления формируются за счет солевой массы мирового океана.

Осадки галогенной формации возникают лишь в морских лагунах в условиях аридного климата, когда образуется достаточно высокая концентрация солей в растворах. При увеличении концентрации растворов соли осаждаются в определенной последовательности, которая зависит, прежде всего, от их растворимости. Первыми выносятся труднорастворимые соли, последними – легкорастворимые. Кроме растворимости солей на последовательность их образования влияет относительное количество солей в растворе, температура раствора, а также наличие других солей.

Концентрация растворов в условиях земной поверхности может достичь насыщения только при определенном режиме бессточных водоемов, когда прилив в них воды, содержащей соли, будет равен (или меньше) испарению. Накопление солей происходит также в водоемах, отделенных от моря узкой пересыпью (баром), при непрерывном поступлении в них морской воды.

В условиях сухого климата, когда через пролив постоянно поступает такое же количество воды, какое испаряется с поверхности залива, в заливе будут накапливаться соли, образующие при соответствующей концентрации раствора осадок на дне залива. Толщина залежи зависит от глубины залива и от продолжительности процесса. Соли могут откладываться и в мелководных бассейнах, в которых накопление осадков сопровождается длительным пригибанием.

Химические осадки, образовавшиеся из коллоидных растворов, представлены рудами железа, марганца, меди и алюминия. Как правило, такие месторождения образуются на месте выветривания и разложения минералов магматических, метаморфических и осадочных пород.

Например, соединения железа характеризуются очень незначительной растворимостью в воде. Трёхвалентное железо находится в поверхностных водах в виде золя, защищенного коллоидным органическим веществом, или оксида кремния, а также в виде коллоидных комплексных железорганических соединений (гуматов железа). Такое железо очень чувствительно к реакции среды и оказывается устойчивым в растворе только при очень низком $pH = 2-3$. При повышении pH гидролиз солей железа повышается, а частички гидроокислов железа объединяются.

Наибольшее количество железа, как правило, концентрируется недалеко от берега и чаще в устьях рек, особенно в районах тропического и субтропического климата.

Озерно-болотные отложения развиты в северных районах, где котловины, депрессии и речные долины являются местами формирования озерно-болотных руд, а повышенные участки, разделяющие их, – источниками растворов и обломочного материала.

3.2.3. Органические осадки

Органогенные отложения образуются путём накопления отмерших организмов и растений. Это накопление приводит к образованию горючих пород, а также карбонатных и кремнистых пород.

Роль организмов заключается в том, что они аккумулируют вещества из ничтожных концентраций окружающей природы и после гибели или в результате жизнедеятельности дают особые минералы.

Биохимическим путем образовалось большинство скоплений известняков, фосфоритов, самородной серы и ванадатов. Возможно, что в образовании некоторых месторождений железа и марганца также определенная роль принадлежала биохимическим процессам.

4. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Под **метаморфизмом** понимается процесс *твердофазного* минерального и (или) структурного изменения пород под воздействием температуры и давления в присутствии флюида.

Причиной возникновения метаморфизма является погружение горных пород в нижние части Земли (особенно в области крупных прогибов земной коры) или процесс горообразования.

Факторами метаморфизма являются температура, давление и наличие химической среды.

Температура – важнейший фактор метаморфизма, влияющий на процессы минералообразования и формирование тех или иных минеральных ассоциаций. Повышение температуры может быть вызвано близостью магматического расплава или очага радиоактивного распада, теплотой трения от деформаций или геотермикой.

При повышении температуры резко увеличивается скорость химических реакций и возрастает интенсивность процессов перекристаллизации.

Температурный интервал проявления метаморфических процессов весьма широк, он не является строго установленным и сильно зависит от представлений конкретных исследователей. Условно можно принять следующий интервал: от 200°C (кинетическая граница метаморфизма) до $1000\text{--}1100^{\circ}\text{C}$ (температура плавления базитового субстрата).

Известна закономерность, по которой температура недр повышается с глубиной. Степень повышения температуры называется **геотермальным градиентом** и измеряется в градусах на километр. В большинстве геодинамических обстановок значения геотермального градиента варьируют от 15 до $30^{\circ}\text{C}/\text{км}$, однако в экстремальных случаях колебания могут быть значительно шире – от 5 до $60^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

Давление. Процессы метаморфизма проявляются на значительных глубинах, где давление играет существенную роль. В геологии давление оценивают в барах или килобарах. Соотношение единиц в разных системах исчисления выглядит следующим образом: $1 \text{ бар} = 0,987 \text{ атмосфер} = 105 \text{ паскалей}$. Давление при метаморфизме варьирует в широких пределах от $2,5$ до 12 кбар . Однако в случаях проявления метаморфизма высоких или ультравысоких давлений, значения давления могут достигать $12\text{--}18$ и $30\text{--}40 \text{ кбар}$ соответственно.

При метаморфизме различают литостатическое и направленное (стрессовое) давления.

Основное значение при процессах метаморфизма играет литостатическое давление $P_{\text{лит}}$, обусловленное нагрузкой вышележащих пород. Литостатическое давление прямо пропорционально глубине, а градиент давления колеблется от $0,26$ до $0,32 \text{ кбар}/\text{км}$ в зависимости от плотности перекрывающих пород. Такое давление способствует реакциям, идущим с сокращением объема твердой фазы, и приводит к образованию минералов с более плотной упаковкой. Кроме того, литостатическое давление вызывает повышение температуры плавления минералов, расширяя тем самым интервал температурных преобразований в твердой фазе.

Направленное (стрессовое) тектоническое сверхдавление проявляется в процессе быстрых тектонических смещений (например, в зонах разломов) пород и приводит к изменению их структурно-текстурных особенностей, вызывает их дробление. Под влиянием стресса минералы в породе приобретают закономерную ориентировку, располагаясь длинными осями и плоскостями спайности перпендикулярно к направлению давления.

Очень важным является также понятие флюидное давление $P_{\text{фл}}$, под которым понимается давление порового и межзернового флюида в породе. В большинстве случаев принимается, что $P_{\text{фл}} = P_{\text{лит}}$, однако это условие далеко не всегда может соблюдаться. Давление флюида может превышать литостатическое, и в таком случае применяют термин «флюидное сверхдавление».

Флюиды являются чрезвычайно важным компонентом метаморфических превращений, поскольку именно присутствие или отсутствие флюидов определяет саму возможность метаморфических реакций. Понятие «флюид» используется для жидкости, которая становится газом, с высокой плотностью и со многими свойствами жидкости в сверхкритических условиях, характерных для метаморфических процессов.

Наиболее важными составляющими метаморфогенных флюидов являются вода и углекислый газ, в меньших количествах могут присутствовать углеводороды, азот, а иногда и водород. В силикатных системах главным компонентом является H_2O , в то время как в карбонатах преобладающим будет CO_2 . В то же время температура метаморфизма также влияет на состав флюида. Существует общая тенденция повышения доли CO_2 с температурой.

В чем же заключается роль флюида при метаморфизме?

1. Прежде всего, многие метаморфические минералы, например, слюды, хлориты или амфиболы, содержат в кристаллической решетке воду. Соответственно, их образование невозможно без присутствия флюида в породе.

2. Присутствие воды резко ускоряет процессы перекристаллизации в силу того, что вода даже в небольших количествах действует как сильный катализатор.

3. Метаморфические реакции проходят в твердофазном состоянии, что приводит к растворению одних минералов с одновременным ростом других, в таких случаях флюид необходим для переноса необходимых компонентов.

4. Наличие флюидов в системе не позволяет породе, претерпевшей метаморфизм при $800^{\circ}C$, при ее остывании до $400^{\circ}C$ изменить свой минеральный состав.

Метаморфические фазы и компоненты

Породу, подвергающуюся метаморфизму, можно рассматривать как химическую систему, в которой происходит преобразование минералов с участием флюидов. Каждый минерал, а также флюид, будет являться фазой; фаза – это физически отдельная часть системы, характеризующаяся определенным составом, находящаяся в твердом, жидком или газообразном состоянии. Например, кварц и плагиоклаз – это отдельные фазы (не каждое зерно одного минерала, а все зерна), но в то же время плагиоклаз имеет переменный состав и представляет собой твердый раствор альбита и анортита.

Химическое равновесие и метаморфические реакции

Представим, что наша система находится под воздействием определенной температуры и давления в течение довольно долгого периода времени, достаточного, чтобы порода преобразовалась в наиболее стабиль-

ный минеральный агрегат. Такое состояние системы будет отвечать условиям химического равновесия. Равновесный минеральный агрегат может включать одну или несколько твердых фаз, жидкую или газообразную фазу в зависимости от химического состава и РТ-условий системы. Теперь начнем медленно изменять температуру или давление в системе. Присутствующие фазы перестают находиться в условии равновесия, что приводит либо к изменению химического состава фаз, либо к увеличению количества одной фазы за счет уменьшения количества другой (вплоть до исчезновения последней), либо к появлению одной или нескольких новых фаз. Такие изменения называются метаморфическими реакциями, ведущими к образованию новых минеральных ассоциаций, равновесных в новых РТ-условиях.

Следовательно, все минеральные ассоциации отражают физические условия, такие как температура и давление, во время преобразования первоначальной породы.

Метаморфические минералы

Метаморфические минералы, а точнее их ассоциации, являются важнейшими показателями метаморфических процессов. Тип минеральных парагенезисов зависит от исходного состава пород, температуры, давления и состава привносимого вещества. В метаморфической геологии мы можем изучать только результат метаморфических процессов, а никак не сам процесс. Именно минералы, их форма, состав и взаимоотношения и являются тем результатом, по которому оказывается возможным реконструировать многие параметры метаморфического процесса, такие как температура, давление и их изменение во времени, состав флюида и др.

Рассматривая краткую характеристику основных групп метаморфических минералов, следует выделить *гранаты, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты*. Большинство вышеперечисленных минералов имеет переменный состав, определяемый соотношением минералов (конечных членов), и может рассматриваться в качестве твердых смесей. Этот состав определяется, главным образом, двумя основными факторами: химическим составом породы и РТ-условиями метаморфизма. Если мы имеем породы близкого химического состава, то различие составов минералов может быть показателем разной степени их метаморфизма.

Гранаты представляют собой группу минералов двух изоморфных рядов. Метаморфические гранаты в большинстве случаев являются многокомпонентной твердой смесью, в составе которой присутствуют альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$,grossуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, спессартин $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. В очень небольших количествах (за исключением специфических типов пород) могут присутствовать андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_3+2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ и уваровит $\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$.

Состав гранатов зависит от химического состава пород и РТ-условий метаморфизма.

Главным компонентом метаморфических гранатов является альмандин. Его содержание может составлять от 95 до 50% в большинстве типов пород.

Богатые гроссуляром гранаты характерны только для карбонатных пород и метасоматических образований (например, скарны), связанных с процессами метаморфизма.

Пироповый компонент является хорошим индикатором вариаций температур и давлений. Для низко- и среднетемпературных условий метаморфизма характерны весьма низкие содержания MgO , не превышающие, как правило, 3-4%. Увеличение пиропового компонента отражает повышение температуры и (или) давления. Содержание пироба в метаморфических гранатах редко достигает 40-50% и только в условиях очень высоких температур и (или) давлений при метаморфизме.

Богатые спессартином гранаты (до 15-25% MnO) наиболее характерны (если исключить богатые марганцем породы) для низкотемпературных фаций метаморфизма. Зональность гранатов, то есть изменение состава от центра к краям кристаллов, является важным признаком, позволяющим оценить изменение PT -условий метаморфизма. Так, резкое уменьшение содержания спессартинового компонента, весьма характерное для гранатов низкотемпературных фаций, отражает увеличение температуры метаморфизма во время роста кристаллов граната.

Следует отметить, что гранаты относятся к тем немногочисленным метаморфическим минералам, по составу или изменению состава которых можно сразу ориентировочно судить об условиях метаморфизма.

Пироксены. В метаморфических породах встречаются две подгруппы пироксенов - ромбические и моноклинные. Ромбические пироксены образуют изоморфную серию, крайними членами которой являются энстатит – $Mg_2[Si_2O_6]$ и ферросилит – $Fe_2[Si_2O_6]$. Их наличие в составе разнообразных метаморфических пород является четким индикатором высоких температур при метаморфизме.

Моноклинные пироксены характеризуют гораздо более широкий интервал PT условий. Среди них различают кальциевые пироксены (диопсид-геденбергит) и натриевые пироксены (эгирины, жадеиты, омфацинты). В подавляющем большинстве случаев моноклинные пироксены метаморфических пород таких как кристаллические сланцы и гнейсы, скарны и метасоматические жильные образования Mg - Ca состава представлены Ca -пироксенами.

Амфиболы. К амфиболам относится очень сложная группа ромбических или моноклинных силикатов с общей формулой $A_{0-1} B_2 C_{3-5} D_{0-2} Z_8 (OH, F, Cl)_2$, где: $A = Ca, Na, K$; $B = Ca, Fe_{2+}, Li, Mg, Mn_{2+}, Na$; $C = Fe_{2+}, Mg, Mn$; $D = Al, Cr, Fe_{3+}$; $Z = Al, Ti, Si$.

Выделяются: железомagneиные (бескальциевые), кальциевые (сюда же входят кальциево-магнеиные) и щелочные амфиболы. Состав амфиболов тесно связан с условиями их образования. Наиболее распространены являются кальциевые амфиболы, представленные в метаморфических породах группой актинолита и роговыми обманками с весьма широкими вариациями химического состава.

Актинолит является обычным минералом в низкотемпературных метаморфических породах. В роговых обманках наблюдается общая тенденция повышения содержаний Al_2O_3 и TiO_2 по мере увеличения температуры метаморфизма.

Моноклинные амфиболы Fe-Mg ряда характерны для регионально метаморфизованных пород низких давлений и для контактово-метаморфизованных пород.

Ромбические амфиболы – антофиллит и жедрит входят в состав регионально-метаморфизованных пород и контактовых роговиков.

Слюды. Среди слюд выделяется две основные группы: диоктаэдрические и триоктаэдрические. Трудно назвать какой-либо вид горных пород, в которых бы не встречались триоктаэдрические Fe-Mg слюды группы биотита. Наиболее распространённые в слюдах:

Сидерофиллит	$\text{K}_2\text{Fe}_5\text{Al}_4 \text{ Si}_5\text{O}_{20}(\text{OH})_4$;
Истонит	$\text{K}_2\text{Mg}_5\text{Al}_4 \text{ Si}_5\text{O}_{20}(\text{OH})_4$;
Аннит	$\text{K}_2\text{Fe}_6\text{Al}_2 \text{ Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4$;
Флогопит	$\text{K}_2\text{Mg}_6\text{Al}_2 \text{ Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4$;
Биотит	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{OH},\text{F})_2 [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$,

формируются в широком диапазоне химических и термодинамических условий, входят в состав разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев, а также метасоматических образований, являются составными частями контактовых роговиков. Состав биотита контролируется, главным образом, химическим составом породы и, в меньшей степени, условиями метаморфизма. Наиболее индикаторной является тенденция увеличения содержания титана в биотите по мере роста температуры метаморфизма.

Флогопит встречается преимущественно в метаморфизованных карбонатных породах – мраморах и кальцифирах.

Мусковит – наиболее распространенный представитель диоктаэдрических слюд, встречающийся как в самых низкотемпературных, так и в высокотемпературных метаморфических породах, главным образом метапелитах. Идеальная формула мусковита $\text{KA l}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$, однако благодаря изоморфизму $\text{Si}+(\text{Fe}, \text{Mg}) \rightarrow 2\text{Al}$ в нем всегда содержатся небольшие количества магния и железа. Повышенное суммарное содержание железа и магния является качественным показателем повышенных давлений при метаморфизме.

Полевые шпаты. В метаморфических породах полевые шпаты являются одними из самых распространенных минералов и встречаются, главным образом, в виде двух групп полевых шпатов: калиевые шпаты, представленные микроклином и ортоклазом, и натриево-кальциевые шпаты (плагиоклазы).

Калиевые полевые шпаты характерны для высокотемпературных и среднетемпературных пород.

Плагиоклазы встречаются практически во всем интервале РТ-условий метаморфизма, будучи неустойчивыми только при очень высоких давлениях. По составу они варьируют от чистого альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ до практически чистого анортита $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Существует общая тенденция повышения содержаний анортитового компонента в плагиоклазах по мере роста температуры метаморфизма, наиболее отчетливо проявленная в низко- и среднетемпературной области метаморфических изменений. В наиболее низкотемпературной области метаморфизма (фация зеленых сланцев и ниже) устойчивым является практически чистый альбит, и только при температуре выше $450-500^\circ\text{C}$ в породах появляется олигоклаз. Обратная тенденция изменения состава плагиоклазов наблюдается по мере увеличения давления при метаморфизме.

Некоторые специфические метаморфические минералы, встречающиеся практически только в метаморфических породах или в синметаморфических метасоматических образованиях.

Полиморфы силиката глинозема. К ним относятся *андалузит*, *кианит* (*дистен*) и *силлиманит*. Эти минералы имеют одинаковый химический состав Al_2SiO_5 , но разную кристаллическую структуру, что определяет их устойчивость в разных интервалах РТ-условий.

Андалузит устойчив при низких давлениях и низких температурах, *силлиманит* – при низких и умеренных давлениях и высоких температурах, *кианит* характерен для пород с умеренными и высокими давлениями.

Кордиерит $(\text{Mg}, \text{Fe}_{2+})_2\text{Al}_3[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$ характерен для метаморфических пород широкого диапазона РТ-условий метаморфизма, за исключением области высоких давлений.

Ставролит $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Al}, \text{Fe}_{3+})_9\text{O}_6[\text{SiO}_4]_4(\text{O}, \text{OH})_2$ – типичный минерал кристаллических сланцев амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Ассоциирует с гранатом, дистеном, силлиманитом, мусковитом, кварцем.

Хлоритоид $(\text{Fe}_{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_2\text{Al}_4[(\text{OH})_2|\text{O}|\text{SiO}_4]_2$ встречается в метаморфических породах низкой степени метаморфизма.

Лавсонит $\text{CaAl}_2(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]\cdot\text{H}_2\text{O}$ можно рассматривать в качестве водного аналога анортита. Этот минерал встречается в породах основного состава в очень узком интервале температур и давлений. Он является одним из самых надежных индикаторов повышенных давлений и низких температур при метаморфизме.

Волластонит $\text{Ca}[\text{SiO}_3]$ встречается в карбонатных породах и продуктах синметаморфического метасоматоза. Характерен для наиболее высокотемпературных условий метаморфизма.

Метаморфические реакции

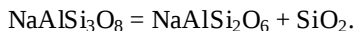
Метаморфические реакции отражают изменения РТ-условий метаморфизма. В первом приближении можно выделить три типа таких реакций:

1. *Полиморфные превращения*, при которых изменяется лишь кристаллическая структура минерала, но не происходят изменения химического состава минералов, а также появления новообразования или исчезновения минеральных фаз. Таких реакций не так много, но они являются весьма важными в метаморфической петрологии.

Наиболее известными полиморфными системами являются: графит-алмаз (полиморфные формы углерода), кристаболлит-тридимит-коэсит-стишовит (полиморфы SiO_2), андалузит-кианит-силлиманит (полиморфы Al_2SiO_5).

Полиморфные превращения графит-алмаз и полиморфы кремнезема для метаморфических пород очень немногочисленны. Наиболее важными являются полиморфные превращения андалузит-кианит-силлиманит, поскольку силикат глинозема весьма обычен в метаморфических породах глинистого состава, а разные его полиморфные системы отличаются по макроскопическим и оптическим свойствам, причем РТ-параметры устойчивости разных фаз определены экспериментально.

2. *Реакции с появлением новых минеральных фаз* являются наиболее распространенными в метаморфических процессах. При изменении РТ-условий существовавшие ассоциации минералов становятся неустойчивыми, происходит исчезновение всех или некоторых минералов, сопровождающееся ростом нового минерала или минералов. Примером может служить метаморфическое разложение альбита. При росте давления после достижения некоторых критических значений альбит, весьма обычный во многих типах горных пород, становится неустойчивым и разлагается с образованием парагенезиса жадеит + кварц



В таких реакциях может участвовать от одного до десятка минеральных фаз с новообразованием также разнообразного количества фаз. При этом далеко не все минералы ранней ассоциации будут исчезать полностью в соответствии с балансом химических компонентов.

3. *Обменные реакции без появления новых минеральных фаз* не изменяют минеральный состав породы, а изменяют лишь химический состав ассоциирующих минералов в зависимости от изменения температуры и давления. Говорить о таких реакциях можно на основании детального изучения изменения химического состава метаморфических минералов

по мере их роста. Большинство метаморфических минералов имеет переменный состав и может рассматриваться как твердофазная смесь. Поэтому сами минеральные фазы остаются прежними, но их состав существенно изменяется. Например, предположим, что порода при каких-то РТ-условиях сложена только пироксеном и гранатом. Этот парагенезис будет устойчив в достаточно широком интервале температур и давлений, то есть рост температуры на 100-200° не будет приводить к исчезновению одного из минералов или образованию новых минералов. Но по мере роста температуры минералы с первичным составом становятся неравновесными, и происходит перераспределение Fe-Mg между минералами. Гранат обогащается пироповым компонентом (магний), а пироксен – ферросилитовым компонентом (железо). Важным является то, что во многих случаях в реакции участвует не все зерно минерала, а только его краевые части, поэтому состав центральной части отвечает каким-то начальным РТ-условиям метаморфического процесса, в то время как состав каймы будет отражать иные РТ-условия. Зональные минералы используются для количественной оценки изменения условий метаморфизма.

В реальных метаморфических процессах может осуществляться как всего один из выделенных типов реакций, так и все три типа одновременно.

Метаморфическая фация – это ограниченная область в координатах температура-давление, характеризующаяся определенным специфическим набором минеральных ассоциаций, устойчивых только в этой области.

Следует подчеркнуть, что фация определяется не только единичным индекс-минералом, не одним каким-либо критическим минеральным парагенезисом, а именно полным набором относящихся к ней минеральных ассоциаций.

Существует много вариантов схемы метаморфических фаций, предложенных исследователями в разное время. Наиболее современная схема была разработана Н.Л. Добрецовым и другими учеными.

Согласно этой схеме выделяются фациальные серии, различающиеся по давлению (*A, B, C, D*) и по температуре (*A0-A3, B1-B4, C1-C4*).

Фациальные серии, различающиеся по давлению:

A – фации низких давлений, примерно соответствующие контактовому метаморфизму;

B – фации умеренных давлений, соответствующие обычному региональному метаморфизму;

C – фации высоких давлений в земной коре;

D – фации сверхвысоких давлений (в мантии).

Границами фаций служат линии минеральных равновесий, ограничивающие термодинамические поля устойчивости важнейших минералов и парагенезисов. При выделении фаций метаморфизма учитываются критические и запрещенные минеральные ассоциации.

Типы метаморфизма

Как указывалось ранее, главными факторами метаморфизма являются температура, давление, растворы и газы, выделяющиеся из магмы. Обычно эти факторы действуют одновременно, но преобладающим является какой-нибудь один, он и определяет тип метаморфизма.

Выделяют три типа метаморфизма. Метаморфизм, связанный с изменением давления, называется динамометаморфизмом, с изменением температуры – термальным метаморфизмом, а метаморфизм, связанный с газами и парами, – пневматолитовым и гидротермальным метаморфизмом.

Динамометаморфизм происходит под действием направленных давлений и заключается в механическом разрушении пород (катаклазе), когда величина направленного давления превышает их предел прочности. Динамометаморфизм характерен для метаморфических комплексов, локализованных в узких протяженных зонах и зон разломов на разных уровнях земной коры. Типичными продуктами динамометаморфизма являются *милониты* и *бластомилониты* (иногда применяется более общий термин *тектониты*).

При *термальном метаморфизме* главную роль играет повышение температуры. Разогрев породы вызывает перекристаллизацию вещества. В этом процессе часто принимает участие вода. Она превращается в пар и, вступая в реакцию, способствует образованию новых минералов.

Термальный метаморфизм очень четко проявляется на контактах с интрузиями, температура которых часто превышает 1000°C. Остывание интрузий идет очень медленно, поэтому происходит значительный прогрев вмещающих пород.

Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм способствует образованию в породе многочисленных новых минералов, а так как воздействие газов и паров совершается обычно в условиях повышенной температуры, то в породе одновременно происходит перекристаллизация первичного вещества, которое вступает в реакцию с вновь привнесенными в парах, газах и воде элементами.

В результате пневматолитового и гидротермального метаморфизма сильно изменяется не только структура и текстура породы, но и её химический состав.

Очень часто при метаморфизме, особенно пневматолитовом и гидротермальном, происходит замещение одних минералов другими – это явление называется метасоматозом.

Большое значение при метаморфизме играет вода, так как она облегчает перенос вещества и, растворяя и выщелачивая неустойчивые компоненты вмещающей породы, способствует образованию полостей, в которых отлагаются вновь приносимые компоненты.

Природа проявления метаморфизма

В зависимости от факторов, вызвавших метаморфизм, различают его отдельные виды: контактовый, региональный, локальный и ультраметаморфизм.

Контактный метаморфизм связан с интрузиями, которые, внедряясь в осадочные или ранее образованные изверженные породы, вносят в земную кору избыточное тепло (термальный метаморфизм). При этом интрузии занимают какое-то пространство, раздвигают, сдвигают и уплотняют вмещающие породы (динамометаморфизм).

Выделяющиеся из магмы газы и пары, вступая в реакцию с боковыми породами, способствуют образованию новых минералов (пневматометаморфизм), а гидротермальные растворы обуславливают явление метасоматоза. Таким образом, при внедрении магмы действуют все факторы метаморфизма.

Контактный метаморфизм подразделяется на термально-контактный и контактово-метасоматический.

Термально-контактный метаморфизм происходит главным образом под влиянием прогрева пород контактового ореола и не сопровождается существенным изменением их химического состава. Для данного вида метаморфизма характерно общее давление от 1 бар до 3-4 кбар, сильные колебания давления P_{H_2O} и P_{CO_2} . Температурный интервал метаморфизма – от $550^{\circ}C$ до $1200^{\circ}C$.

Идет этот процесс около контакта горных пород с интрузивными телами под влиянием высокой температуры. Две толщи разного химического состава не соприкасаются, но породы продолжительное время прогреваются за счет медленного охлаждения интрузий и перекристаллизуются, но без существенного изменения основного химического состава исходной породы. Так глинистые сланцы переходят в роговики, известняки в мраморы (рис. 4.1, 4.2), кремнистые пески в кварциты, а толща пород из кварца и цветных силикатов – в яшму.

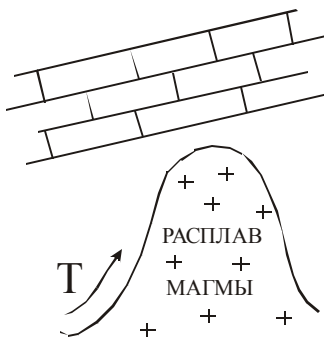


Рис. 4.1. Схема образования мрамора

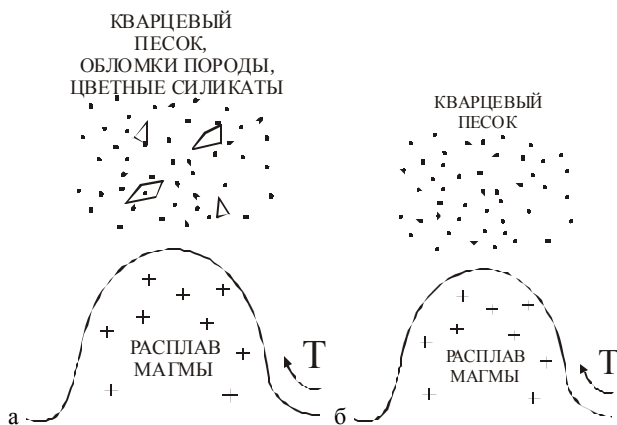


Рис. 4.2. Схема образования: а – яшмы; б – кварциты

Вблизи контакта магмы и вмещающих пород образуется пояс (ореол), сложенный метаморфическими породами. Степень изменения пород при контактовом метаморфизме зависит от термодинамических условий. Чем дальше от контакта, тем меньше изменений проявляется в первоначальных породах. На рис. 4.3 показано проявление процесса метаморфизма во вмещающих породах. Вновь образовавшаяся парагенетическая ассоциация соответствует определенной фации метаморфизма. Граница между фациями определяется сменой критических ассоциаций минералов.

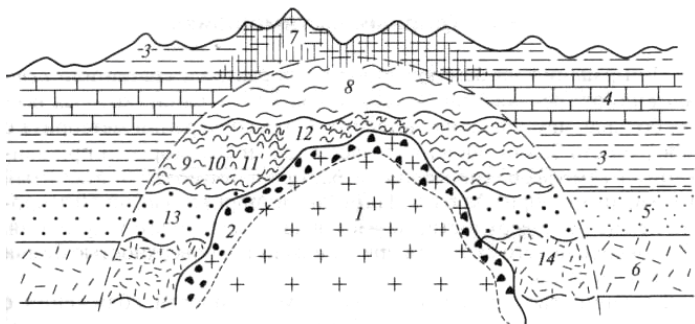


Рис. 4.3. Схема термально-контактового метаморфизма:

- 1 – граниты; 2 – эндоконтакт; вмещающие породы (рама): 3 – глины; 4 – известняки; 5 – песчаники; 6 – кислые лавы; породы контактового метаморфизма (чем ближе к интрузивному массиву, тем выше степень метаморфизма): 7 – дегидратированные породы; 8 – мраморы; 9 – глинистые сланцы; 10 – филлиты; 11 – хлоритовые сланцы; 12 – силлиманитовые сланцы; 13 – кварциты; 14 – вторичные кварциты

Выделяют следующие фации термально-контактового метаморфизма:
А0. Спуррит-мервинитовая фация. Температура от 900-1200⁰С, а давление от 1 до 200-300 бар. Она характерна для ксенолитов в вулканических породах или в непосредственном контакте с интрузиями габброидов. Имеет крайне ограниченное распространение. Фация для класса карбонатных составов подразделяется на две субфации: мервинит-кальцитовая субфация, монтичеллит-спуррит-тиллитовая субфация.

А1. Пироксен-роговиковая фация. Температура от 700-8000⁰С до 9000⁰С, давление от первых сотен бар до 3-4 кбар. Она характерна для внутренних частей ореолов, генетически связанных с интрузиями различных габброидов.

А2. Амфибол-роговиковая фация. Температура от 550⁰С чаще от 600 до 800⁰С, давление от первых десятков, сотен бар до 3-4 кбар

А3. Мусковит-роговиковая фация. Температура меньше 550-600⁰С, давление 3-4 кбар. Породы этой фации обычно локализованы во внешних частях контактовых ореолов.

А4. Минеральные фации, соответствующие гидротермальным и метасоматическим породам, связанным с контактными ореолами, сформированными при низких давлениях.

Породы термально-контактового метаморфизма – роговики, мраморы, яшмы, кварциты.

Контактово-метасоматический метаморфизм связан с привнесом и интенсивным воздействием постмагматических растворов и эманаций, обогащенных полезными компонентами, что приводит к резкому преобразованию химического состава первоначальных горных пород (рис. 4.4). Контактово-метасоматическим изменениям могут подвергаться как вмещающие породы экзоконтакта, так и сами магматические породы в эндоконтакте.

К контактово-метасоматическим породам относятся скарны. Скарны – метасоматические породы, сложенные известняково-железистыми и магнезиальными силикатами, образовавшиеся в результате реакционного взаимодействия карбонатных и алюмосиликатных пород при участии постмагматических растворов.

Расплав магмы, внедрившись в толщу известняка (см. рис 4.4), плавит его в «реакционной зоне», химические элементы, привнесенные магмой, замещают кальций, способствуя образованию новых минералов и новых пород-скарнов. Таким образом, скарны образуются в результате взаимодействия трёх сред: двух различных по составу вмещающих пород и постмагматических растворов. Последние и вызывают явления метасоматоза. Скарны возникают в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий, поэтому скарновые месторождения нередко называют также контактово-метасоматическими.

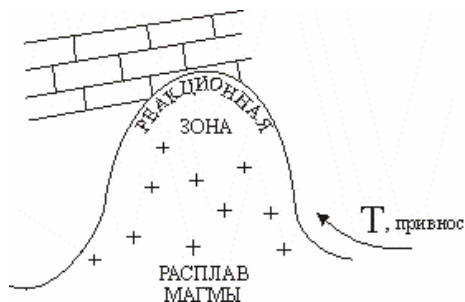


Рис. 4.4. Схема образования скарнов

Среди скарнов по механизму метасоматического замещения различают диффузионные и инфильтрационные скарны. Многие скарны развиваются биметасоматически, однако образование большинства рудных скарновых тел связано с инфильтрационным реакционным взаимодействием постмагматических растворов в контактах карбонатных и алюмосиликатных пород. Такие скарны называются контактово-инфильтрационными.

Среди скарнов в зависимости от состава замещающих карбонатных пород различают две группы: магнезиальные, развитые по доломитам, и известняковые – по известнякам. Минеральные ассоциации их различны.

Для магнезиальных скарнов характерны такие минералы, как форстерит, шпинель, диопсид, флогопит, людвигит; для известковых – диопсид-геденбергит, гроссуляр, андрадит, а также волластонит, везувиан, шеелит и другие кальциевые минералы.

Скарны являются очень важным генетическим типом месторождений полезных ископаемых: молибдена и вольфрама (Тырнауз на Северном Кавказе), свинца и цинка (средняя Азия), железа (Урал, Кустанай, Западная Сибирь), а также слюды - флогопита (Восточная Сибирь).

Региональный метаморфизм проявляется на обширных территориях в пределах складчатых областей и выступов фундамента на платформах.

Факторами регионального метаморфизма являются температура (термальный метаморфизм), давление (динамометаморфизм) и флюиды (метасоматоз), действующие совместно. При региональном метаморфизме осуществляются и изохимические и метасоматические процессы. Формирующиеся при этом породы отличаются большим разнообразием – сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, гранулиты.

Региональный метаморфизм обычно связан с активными геосинклинальными областями, однако в отношении условий его проявления существует две принципиально различные точки зрения. В соответствии с первой точкой зрения причиной метаморфизма является длительное, устойчивое прогибание участков земной коры, при котором осадочные и

вулканогенные толщи, погружаясь, попадают в условия более высоких температур и давлений. Вторая точка зрения, завоевывающая все большее признание, заключается в соотношении регионального метаморфизма с орогенной стадией развития земной коры, характеризующейся интенсивным складкообразованием, подъемом магматических масс и генетически связанными с ними термальными массами.

Для регионального метаморфизма характерны фации умеренных давлений в пределах от 3-5 кбар до 10-15 кбар. Температурный интервал метаморфизма от 300-400⁰С до 900-1000⁰С. Выделяют следующие фации регионального метаморфизма:

В1 – гранулитовая фация (двупироксеновых гнейсов). Температура метаморфизма – от 750-800⁰С до 900-1000⁰С, давление – от 4-5 кбар до 12-13 кбар. Сверху по температуре и давлению поле фации ограничено линией плавления базальта.

В2 – амфиболитовая фация (силлиманит-биотитовых гнейсов). Температура метаморфизма изменяется от 650⁰С до 800⁰С, а давление от 4 до 8 кбар.

В3 – эпидот-амфиболитовая фация (андалузит-мусковитовых сланцев). Верхний температурный предел соответствует 600-650⁰С. Нижняя температурная граница фации фиксируется на 500⁰С. По давлению фация **В3** соответствует 7,5-10 кбар.

В4 – фация зелёных сланцев. Температурный интервал от 300-400⁰С до 500-550⁰С. Давление 7-10 кбар.

В5 – цеолитовая фация и региональный эпигенез. Температура метаморфизма от 100 до 300-350⁰С, давление обычно не превышает 3-5 кбар.

Локальный метаморфизм проявляется в узких тектонических зонах, где преобладают фации высокого давления в 8 кбар при низкой температуре и свыше 15 кбар при высокой температуре. Температурный интервал от 300 до 1000⁰С. При локальном метаморфизме на первоначальные горные породы воздействуют все три фактора метаморфизма. Различают следующие фации:

С1 – эклогитовая фация. Температура метаморфизма изменяется от 850⁰С до 1000⁰С, а давление превышает 14 кбар. Нижний температурный предел фации фиксируется наличием граната с содержанием пиропового минала не менее 50%.

С2 – фация дистеновых гнейсов и амфиболитов. Температура от 650 до 800-850⁰С, давление свыше 10 кбар, но иногда достигает в условиях земной коры 15-17 кбар.

С3 – фация дистен-мусковитовых сланцев (глаукофан-альмандиновая). Нижняя её граница определяется устойчивостью дистена и альмандина в области давлений до 15 кбар. Температура – от 500 до 650⁰С.

С4 – жадеит-лавсонит-глаукофановая фация. Температурный интервал – 300-550⁰С, давление свыше 8-10 кбар. Фация, для которой очевидно наиболее высокое давление при относительно низкой температуре.

Основные породы, формирующиеся при локальном метаморфизме: эклогиты, гнейсы, амфиболиты и сланцы.

Ультраметаморфизм – это частичное или полное плавление вещества земной коры, он проявляется на значительных её глубинах.

Расплавляясь, вещество земной коры превращается в магматический расплав. При температуре 900°С образуется расплав кислого состава, при 1100-1200°С – основного состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Практическое значение геологии очень велико и разнообразно. Вся мощная современная техника основана на применении продуктов земных недр – нефти, угля, металлов, подземных вод и пр. Познавательное значение геологической науки переоценить трудно.

Практической областью изучения геологических дисциплин является земная кора, находящаяся в постоянном взаимодействии с атмосферой, гидросферой и биосферой, а также с внутренними оболочками, обладающими иным составом и другими физическими свойствами.

Поэтому весьма важно иметь четкое представление о различных геологических процессах как внешних, так и внутренних, в результате которых природные тела появились и появляются, изменяются и исчезают, а также формируется рельеф земной поверхности.

Важно знать причины и закономерности развития геологических процессов как источник огромного разнообразия природных минералов, малую толику которых изучают студенты в процессе обучения.

В настоящем учебном пособии рассмотрены далеко не все процессы минералообразования, а только основные, отражающие многообразие способов образования минералов и их минеральных ассоциаций при магматизме, метаморфизме и выветривании. Минеральные ассоциации составляют огромные геологические тела, называемые горными породами.

Имея представление об основных процессах минералообразования, легче понять, откуда появляется огромное количество минералов и горных пород. В природе существует около 6 тыс. минеральных видов, подразделяющихся по химическому составу с учетом внутреннего строения на классы: сульфиды, окислы и гидроокислы, силикаты и т.д. Минералы изучает наука минералогия.

Видов горных пород в природе существует более тысячи, они подразделяются по генетическому принципу образования, как магматические, метаморфические и осадочные. Горные породы изучает наука петрография.

Подробно ознакомиться с минералами и горными породами студенты могут по литературе, указанной в библиографическом списке, по учебным пособиям и методическим указаниям, составителями которых являются сотрудники кафедры маркшейдерского дела и геологии.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Объясните сущность эндогенных и экзогенных процессов.
2. Сущность магматизма. Что такое магма? Свойства магматического расплава.
3. Магматическая кристаллизация. Ряд Боуэна.
4. Стадии затвердевания магмы.
5. Объясните сущность процесса ликвации.
6. Объясните сущность процесса ассимиляции.
7. Объясните сущность кристаллической дифференциации.
8. Пегматитовый процесс минералообразования.
9. Пегматиты прямой линии и линии скрещения.
10. Пневматолитовый процесс минералообразования.
11. Гидротермальный процесс минералообразования.
12. Салические и фемические породообразующие минералы магматических горных пород.
13. Процессы физического выветривания.
14. Процессы химического и биологического выветривания.
15. Как образуются зоны окисления и коры выветривания?
16. Сущность метаморфизма. Факторы метаморфизма.
17. Виды метаморфизма.
18. Метаморфические фации.
19. Минералы метаморфических горных пород.
20. Как образуются скарны?
21. Как образуются мраморы?

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Буллах А.Г. Минералогия с основами кристаллографии: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1989. – 351 с.
2. Кравцов А.И., Бакалдина А.П. Геология: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1979. – 342 с.
3. Лазаренко Е.К. Курс минералогии: Учебник для университетов. – М.: Высш. шк., 1971. – 608 с.
4. Миловский А.В. Минералогия и петрография: Учебник для техникумов. – 5-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1985. – 432 с.
5. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. – Л.: Недра, 1973. – 390 с.
6. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. – М.: Недра, 1970. – 270 с.
7. Елисеев Н.А. Метаморфизм. – М.: Недра, 1963. – 427 с.
8. Жуков М.М., Славин В.И., Дунаева Н.Н. Основы геологии. – М.: Недра, 1961. – 527 с.