

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«СЕВЕРО-КАВКАЗСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

З. В. Стерленко, Т. В. Логвинова

ПЕТРОГРАФИЯ

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Специальность 21.05.02 – Прикладная геология

Специализация «Геология нефти и газа»

Квалификация – специалист

Ставрополь
2016

УДК 55 (075.8)
ББК 26.3 я73
С 79

Печатается по решению
редакционно-издательского совета
Северо-Кавказского федерального
университета

Рецензенты:

канд. геол.-минерал. наук, доцент **О. А. Линенко**,
канд. техн. наук **В. А. Васильев**

Стерленко З. В., Логвинова Т. В.
С 79 **Петрография**: учебное пособие. – Ставрополь: Изд-во
СКФУ, 2016. – 78 с.

Пособие составлено в соответствии с Федеральным государственным образовательным стандартом высшего образования, рабочим учебным планом и программой дисциплины, представляет собой курс лекций для ознакомления с содержанием и задачами общей петрографии, общими понятиями о магматизме и метаморфизме, классификацией и номенклатурой метаморфических и магматических горных пород. Предложенный комплекс лекций служит также практической основой для выполнения лабораторных, практических и курсовых работ.

Предназначено для студентов, обучающихся по специальности 21.05.02 – Прикладная геология.

УДК 55 (075.8)
ББК 26.3 я73

© ФГАОУ ВПО «Северо-Кавказский
федеральный университет», 2016

ПРЕДИСЛОВИЕ

Целью освоения дисциплины является формирование набора профессиональных компетенций будущего специалиста в области обучения, воспитания и развития по специальности 21.05.02 – Прикладная геология.

Для освоения дисциплины поставлены следующие задачи:

- ознакомиться с условиями образования минералов, магматических и метаморфических пород;
- привить основные навыки работы с минералами и горными породами;
- научить работать с поляризационными микроскопами при одном, двух николях в параллельном свете и коноскопии;
- научить диагностировать минералы и магматические горные породы;
- помочь развитию четкого логического мышления;
- подготовить к научно-исследовательской работе в области микроскопического изучения минералов и горных пород;
- вооружить основами минералого-петрографических знаний, необходимыми при поисках, разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений.

Компетенции обучающегося, формируемые в результате изучения дисциплины:

- умение использовать теоретические знания при выполнении производственных, технологических и инженерных исследований в соответствии со специализацией – ПК-1;

- умение выбирать технические средства для решения общепрофессиональных задач и осуществлять контроль за их применением – ПК-2.

В данном курсе показана связь дисциплины с другими геологическими науками, при этом подчеркнута роль петрографии как одной из фундаментальных наук геологического цикла, в различных областях геологических исследований, в том числе и в новых научных и прикладных направлениях, связанных с поисками, разведкой и разработкой различных полезных ископаемых, в том числе нефти и газа.

1. СОДЕРЖАНИЕ И ЗАДАЧИ ОБЩЕЙ ПЕТРОГРАФИИ КАК НАУКИ О МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

План лекции

1.1. Петрография как наука и учебная дисциплина.

1.2. Методика работы с микроскопом.

1.1. Петрография как наука и учебная дисциплина

Горная порода представляет собой естественный минеральный агрегат определенного состава, структуры, текстуры и происхождения. Горные породы могут состоять из минералов, обломков горных пород, окаменелой фауны, вулканического стекла, пирокластического материала.

К горным породам не относятся осадки, находящиеся на дне современных водных бассейнов или вдоль их берегов.

Все горные породы делятся на две основные группы: эндогенные (собственно магматические, метаморфические, метасоматические породы) и экзогенные (осадочные горные породы).

Предметом изучения петрографии служат прежде всего магматические и метаморфические горные породы, в то время как изучением осадочных горных пород занимается отдельная наука – литология.

Методы изучения горных пород весьма разнообразны и определяются целями и задачами, стоящими перед исследователем. Эти задачи могут являться в основном геологическими (установление формы и размеров геологических тел, сложенных различными горными породами, выяснение соотношения горных пород в том или ином геологическом теле, возраста, мощности, тектонических особенностей), и в таком случае на первое место выходят полевые исследования, непосредственно в районе залегания изучаемых горных пород. Лабораторные же методы уходят на второй план, и являются дополнительными. С их помощью более точно устанавливаются структурные и текстурные особенности горных пород, минеральный состав, определяются фаунистические остатки, возраст горных пород.

В случае, когда исследования направлены на выяснение минерального состава горных пород, содержания в них каких-либо по-

лезных ископаемых, детали химизма и происхождения горных пород, основное внимание уделяется лабораторным методам исследования. Среди лабораторных методов наиболее значимыми являются макроскопические и химические. Микроскопический же метод является одним из основных методов петрографии.

При выяснении происхождения горных пород большую роль играют экспериментальные методы исследования, которые проводятся в специальных лабораториях, позволяющих имитировать естественные условия, в частности большие температуры и давление.

Как уже было сказано, основным предметом изучения петрографии являются магматические и метаморфические горные породы.

Под *магматическими горными породами* понимаются естественные ассоциации минералов, либо минералов и вулканического стекла, либо одного вулканического стекла, образовавшиеся в результате кристаллизации магматических расплавов.

В зависимости от условий, в которых происходит кристаллизация расплава, различают интрузивные, или плутонические (затвердевание происходит на глубине), и эффузивные, или вулканогенные (кристаллизация расплава происходит на поверхности земли), горные породы.

В свою очередь интрузивные горные породы, в зависимости от глубины кристаллизации, подразделяются на две группы:

1) абиссальные, или глубинные, горные породы, образующиеся на значительной глубине;

2) гипабиссальные, или полуглубинные, образующиеся на незначительной глубине (2–3 км).

Магматический расплав всегда содержит некоторое количество перегретых газов и паров воды, что приводит во время извержения к взрыву. В результате этого происходит выброс раздробленных и распыленных продуктов, таких как вулканические пепел и песок, лапилли, вулканические бомбы. В совокупности они называются пирокластическим материалом, который, оседая на склонах вулканов, долинах и т. д. формирует так называемые пирокластические горные породы (вулканические туфы) – группу пород, переходную, между вулканогенными и осадочными.

Метаморфическими горными породами называются породы, которые сформировались в результате перекристаллизации исходных осадочных или магматических горных пород. Главными фак-

торами метаморфизма являются температура, давление и химически активные растворы.

Различают изохимический и аллохимический метаморфизм. В первом случае химический состав породы практически не меняется, а во втором – происходит изменение химического состава, что связано с поступлением веществ из восходящих растворов, которые вытесняют некоторые исходные соединения. Последний процесс известен под названием метасоматоза.

1.2. Методика работы с микроскопом

Наиболее часто используются поляризационные микроскопы марок МП-3 и МИН-10. Описание микроскопа МП-3 приводится ниже. Поляризационный микроскоп МП-3 состоит из штатива 1, осветительной системы II, столика III и тубуса IV (рис. 1).

Осветительная система II состоит из конденсора, поляризатора и зеркала.

Конденсор состоит из двух линз. Верхняя – линза Лазо (L) – съёмная, применяется для получения сходящегося пучка световых лучей. Нижняя линза конденсора располагается над поляризатором и направляет поток параллельных световых лучей на исследуемый объект. Поляризатор (P) (призма Николя) – устройство, с помощью которого естественный свет превращается в плоскополяризованный (рис. 2).

Над поляризатором располагается диафрагма, которая с помощью рычажка регулирует освещенность исследуемого предмета.

Зеркало (S) двустороннее, плосковогнутое, вращается вокруг двух осей.

Вращающийся столик III имеет лимб с градусными делениями и два нониуса для отсчета угла поворота с точностью до десятых долей градуса.

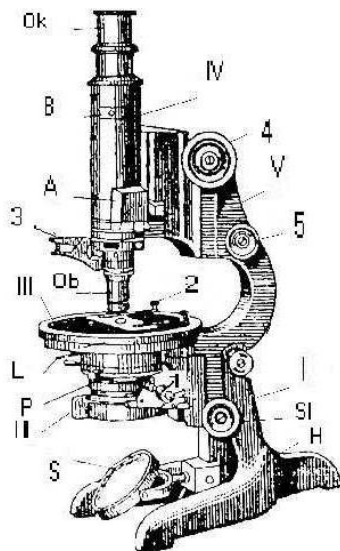


Рис. 1. Поляризационный микроскоп МП-3

На столике с помощью пружин – «лапок» (2) укрепляется объект исследования – шлиф, представляющий собой плоскопараллельный срез горной породы или минерала толщиной 0,03 мм, помещенный между двумя стеклами – предметным и покровным. Пластика горной породы или минерала склеивается со стеклами смолой пихты или канадской сосны (канадский бальзам). Канадский бальзам – это вещество с постоянным и известным показателем преломления ($n = 1,537$ или $1,54$), бесцветное, прозрачное и обладающее способностью долго не раскристаллизовываться. Шлиф устанавливается на столике покровным стеклом вверх.

Тубус IV. В нижней его части с помощью щипцевого зажима 3 укрепляется объектив Об.

На оправе каждого объектива располагаются два центрировочных винта и фиксирующий штифт для правильного закрепления объектива в щипцевом устройстве.

Над объективом в тубусе микроскопа вмонтирована подвижная колодка с анализатором (А) – второе поляризующее устройство, аналогичное поляризатору. Некоторые оптические константы минералов определяются с выключенным анализатором.

В верхней части тубуса располагается подвижная планка с линзой Бертрана (В), которая применяется при исследовании минералов в сходящемся пучке световых лучей. При определении констант в параллельном свете линзу Бертрана выключают.

Сверху в тубус микроскопа вставляют окуляр (Ок.)

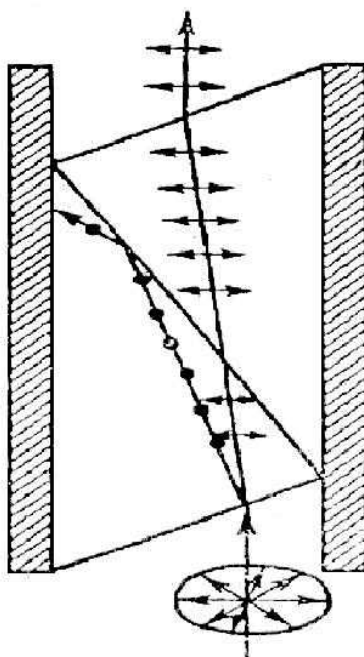


Рис. 2. Ход лучей через призму
Николя

В окуляре с 6-кратным увеличением имеется микрометрическая линейка, которая используется для измерения размеров микрообъектов. Цена минимального деления этой линейки с объективом 8-кратного увеличения равна 0,02 мм. Общее увеличение микроскопа равно произведению чисел, показывающих увеличение установленных объектива и окуляра.

Основные поверки микроскопа

- Поверка скрещенности николей. В поляризационном микроскопе два николя – поляризатор и анализатор – должны быть установлены так, чтобы плоскости колебания лучей света, проходящих через них, были расположены взаимно перпендикулярно. Такое положение николей называют скрещенным.

- Поверка положения нитей окуляра. Нити окуляра должны располагаться параллельно плоскостям поляризации николей. Для установки нитей окуляра параллельно плоскостям колебаний поляризатора и анализатора необходимо поступить следующим образом:

- анализатор выключить, и в точку пересечения нитей окуляра поместить зерно биотита с хорошо выраженными трещинами спайности;

- затем столик микроскопа повернуть до момента наиболее темной окраски биотита. В таком положении одна из нитей окуляра должна быть параллельна его спайности;

- если этого не наблюдается, то следует повернуть окуляр так, чтобы нить совпадала с направлением трещин спайности. В тубусе микроскопа имеется прорезь для фиксации правильного положения окуляра.

- Центрировка объектива. До начала проведения кристаллооптических исследований следует отцентрировать объектив, т. е. совместить его оптическую ось с осью вращения предметного столика.

Если микроскоп отцентрирован, то зерно, поставленное в точку пересечения нитей окуляра, при вращении столика микроскопа не перемещается и остается в центре поля зрения. При центрировке микроскопа возможны два случая:

- зерно, поставленное в центр поля зрения не уходит за его пределы при повороте столика микроскопа на 360°.

– зерно при повороте столика микроскопа исчезает из поля зрения.

Основы работы с одним николем

Изучение формы зерен, степени их идиоморфизма и спайности. Форма кристаллов в породе зависит от кристаллографических особенностей минерала, условий кристаллизации, химического состава магмы и др. В условиях свободного роста образуются кристаллы, обладающие правильными очертаниями, которые присущи только данному минералу. Поэтому форма кристаллов является диагностическим признаком и при изучении минералов под микроскопом на форму зерен следует обращать особое внимание.

Зерна, имеющие очертания, характерные для данного минерала и грани которых полностью соответствуют кристаллографической форме его, называются идиоморфными (греч. *idios* – своеобразный, присущий самому себе; *morphe* – форма). Если форма кристаллов только частично соответствует кристаллографической форме, то такие кристаллы называются гипидиоморфными (греч. *huro* – частично, относительно). Если кристаллы минералов не имеют правильных кристаллографических очертаний и образуют зерна неправильной формы, то они называются ксеноморфными (греч. *xenos* – чужой).

Степень идиоморфизма минералов в магматических породах позволяет судить о последовательности их выделения: минералы с идиоморфными очертаниями образовались первыми, а минералы, кристаллы которых ксеноморфны, последними.

Наиболее часто минералы в шлифах наблюдаются в виде зерен изометрической, таблитчатой, призматической формы, реже встречаются минералы, которым присущи шестоватая и игольчатая формы.

Спайность – свойство кристаллов раскалываться при ударе или давлении по определенным направлениям (чаще всего параллельным граням).

В зернах минералов, обладающих спайностью, наблюдается система параллельных трещин, хорошо заметных под микроскопом. Они проявляются тем отчетливее, чем выше степень совершенства спайности.

При микроскопическом изучении обычно различают минералы с совершенной и несовершенной спайностями. Трещины спай-

ности могут проходить в одном направлении (слюды), в двух (минералы группы полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и др.), в трех (кальцит, доломит, галит и некоторые другие минералы), в четырех (флюорит) и в шести (сфалерит) направлениях.

Для минералов, имеющих спайность в двух и более направлениях, один из диагностических признаков – величина угла между трещинами спайности (угол спайности)

Изучение цвета и плеохроизма минералов. При изучении минералов в проходящем свете следует выделять зерна непрозрачные, – полностью поглощающие световые лучи, и прозрачные, – полностью или частично пропускающие свет. К непрозрачным относятся в основном рудные минералы. Все породообразующие минералы – прозрачные. Одни из них в шлифе бесцветные (они поглощают одинаково лучи различной длины и поэтому кажутся бесцветными), другие – окрашенные (они поглощают лучи разных длин волны по-разному).

Многие окрашенные минералы, кристаллизующиеся во всех сингониях, кроме кубической, обладают плеохроизмом. Он связан с различным характером поглощения световых лучей по разным направлениям в кристалле и проявляется при изучении окрашенных минералов под микроскопом при одном николе.

Плеохроизм может выражаться в изменении цвета (например от бледно-розового до бледно-зеленого, как у гиперстена), изменении интенсивности окраски (например от темно-бурого до светло-бурого, как у базальтической роговой обманки), в изменении и цвета и интенсивности (например, от темно-коричневого до светло-желтого, как у биотита).

Изучение показателей преломления. Показатель преломления является одним из важнейших диагностических признаков. Наиболее простой и доступный способ определения показателя преломления минералов при изучении их с помощью поляризационного микроскопа – метод сравнения с показателем преломления канадского бальзама, величина которого всегда постоянна (1,537–1,54). При различных показателях преломления зерна и канадского бальзама возникают световые эффекты: рельеф, шагреньевая поверхность и полоска Бекке.

Рельеф. При разнице показателей преломления зерна и канадского бальзама 0,02 и более зерна становятся зрительно выпуклыми

ми и как бы приподнимаются над плоскостью шлифа. Различают рельеф слабый, средний, сильный, резкий.

Шагреновая поверхность, или шагрень. Если показатель преломления зерна отличается от показателя преломления канадского бальзама на 0,02 и более, то поверхность зерна кажется шероховатой и напоминает поверхность ватманской бумаги или шагреновой кожи (отсюда название – шагрень).

Световая полоска, или линия Бекке (по имени австрийского петрографа Ф. Бекке). При разнице показателей преломления зерна и канадского бальзама в 0,001 и более на границе минерала с канадским бальзамом появляется тонкая световая полоска – линия Бекке, точно повторяющая контуры зерна. При подъеме тубуса микроскопа линия Бекке перемещается в сторону среды с большим показателем преломления.

Схема прохождения света через систему «поляризатор – кристалл – анализатор»

Для того чтобы понимать явления, наблюдаемые в минерале при скрещенных николях, необходимо ясно представлять себе особенности прохождения света через систему «поляризатор – кристалл – анализатор».

Рассмотрение начнем с минерала кубической сингонии, или сечения, перпендикулярного к оптической оси анизотропного минерала. В том и другом случае имеем дело с изотропной средой, пропускающей световые волны, колеблющиеся в любых направлениях, следовательно, наблюдаемые явления ничем не будут отличаться от тех, которые описаны ранее для системы двух скрещенных николей. Плоскополяризованная волна, выйдя из поляризатора, пройдет через изотропную среду, сохранив плоскость колебаний без изменения, анализатором пропущена не будет, и поле зрения микроскопа останется темным при любых поворотах столика микроскопа.

Если же между николями поместить анизотропную пластинку, то возникнут явления, существенно отличающиеся от вышеописанных. Как уже известно, анизотропное сечение минерала пропускает световые волны только в двух взаимно перпендикулярных направлениях, соответствующих направлениям осей эллиптического сечения индикатрисы, лежащего в плоскости исследуемого разреза.

Если поворотом столика микроскопа минерал поставить так, чтобы оси его индикатрисы совпали с плоскостями колебаний нижнего и верхнего николей, то волны, вышедшие из нижнего николя – поляризатора, беспрепятственно пройдут через минерал, сохраняя приобретенные в поляризаторе колебания, и далее верхним николем – анализатором пропущены не будут. При повороте столика микроскопа на 360° оси эллиптического сечения индикатрисы четыре раза совпадут с плоскостями колебаний в николях и, следовательно, четыре раза минерал будет на погасании (рис. 3).

При условии косо́го положения осей индикатрисы исследуемого сечения минерала относительно плоскостей колебаний поляризатора и анализатора плоскополяризованная волна с амплитудой k , приобретенной в поляризаторе, войдя в минерал, разложится по правилу параллелограмма на две взаимно перпендикулярные волны с амплитудами k_1 и k_2 , колеблющиеся в направлении осей эллиптического сечения индикатрисы pq и pr . Скорость колебаний каждой волны обратно пропорциональна показателям преломления соответствующих направлений. При прохождении через минерал волна, колеблющаяся в направлении оси pr и поэтому имеющая большую скорость, обгонит волну, колеблющуюся в направлении pg с меньшей скоростью, на некоторую величину Δ (дельта), называемую разностью хода. Выйдя из минерала, обе плоскополяризованные волны будут перемещаться с одинаковыми скоростями, сохраняя разность хода и направления колебаний, которые они приобрели в кристалле.

Проходя через верхний нико́ль (анализатор) под углом к плоскости его колебаний, каждая из волн вновь разложится на две.

Для одной пары k_1 и k'_2 направлением возможных колебаний явится плоскость колебаний анализатора A , перпендикулярная к плоскости рисунка, для другой пары k_1 и k'_2 – перпендикулярная ей плоскость Π , лежащая в плоскости рисунка. Волны, колеблющиеся в направлении A , получают полное внутреннее отражение и погасятся оправой анализатора; волны, колеблющиеся в направлении Π , поляризованы в одной плоскости, имеют одинаковую длину и поэтому способны интерферировать.

Таким образом, верхний нико́ль в системе «поляризатор – кристалл – анализатор» не только позволяет отличать изотропный

минерал от анизотропного, но и создает условия, необходимые для интерференции.

Учитывая необходимость ясно понимать оптические явления, наблюдаемые в минерале при скрещенных николях, подчеркнем основной вывод, который заключается в следующем.

Минерал в анизотропном сечении при повороте столика микроскопа на 360° четыре раза погаснет и четыре раза приобретет некоторую интерференционную окраску. Момент погасания свидетельствует о том, что направления, вдоль которых минерал пропускает световые колебания (оси эллиптического сечения индикатрисы), совпали с направлением колебаний поляризатора и анализатора (с нитями окулярного креста).

Работа в скрещенных николях в параллельном свете

Сила двойного лучепреломления минералов

Луч света, проходящий через пластинку анизотропного минерала (кристаллы средних и низших сингоний), разлагается на два луча с разными показателями преломления, распространяющимися с различными скоростями и колеблющимися во взаимно-перпендикулярных плоскостях. Это явление получило название двойного лучепреломления.

Силой двойного лучепреломления (Δ) называется величина, показывающая, насколько показатель преломления одного луча отличается от показателя преломления другого:

$$\Delta = n_1 - n_2, \quad (1)$$

где n_1 и n_2 – величины показателей преломления.

Сила двойного лучепреломления – величина переменная. Она изменяется от 0, когда луч направлен по оптической оси кристалла, до какого-то максимума, когда луч направлен перпендикулярно к оптической оси (в одноосных кристаллах) или к плоскости оптических осей (в двуосных кристаллах). За истинную величину силы двойного лучепреломления (ведь только она может использоваться для определения минерала) принимают ее максимальное значение

$$\Delta = n_g - n_p, \quad (2)$$

где n_g – наибольший по величине показатель преломления данного минерала, а n_p – наименьший.

Определение силы двойного лучепреломления минералов основано на изучении явления интерференции световых волн, проходящих через кристалл в шлифе

При определении силы двойного лучепреломления минералов пользуются таблицей Мишель-Леви, которая является графическим выражением зависимости $R = d\Delta = d(ng - np)$.

По горизонтальной оси этой таблицы нанесены величины разности хода (в миллимикронах) с соответствующей им интерференционной окраской (в виде вертикальных полосок соответствующих цветов).

По вертикальной оси таблицы отложена толщина шлифов (в сотых и тысячных долях мм). Из нижнего левого угла таблицы веерообразно вверх и вправо расходятся прямые линии, на концах которых указаны значения силы двойного лучепреломления.

Определение силы двойного лучепреломления по краевым каемкам в зернах. Весьма часто зерна минералов утончаются к краям, в то время как значительно большая площадь зерна имеет плоскую поверхность, параллельную нижней поверхности зерна. В зависимости от этого интерференционная окраска зерна пони-

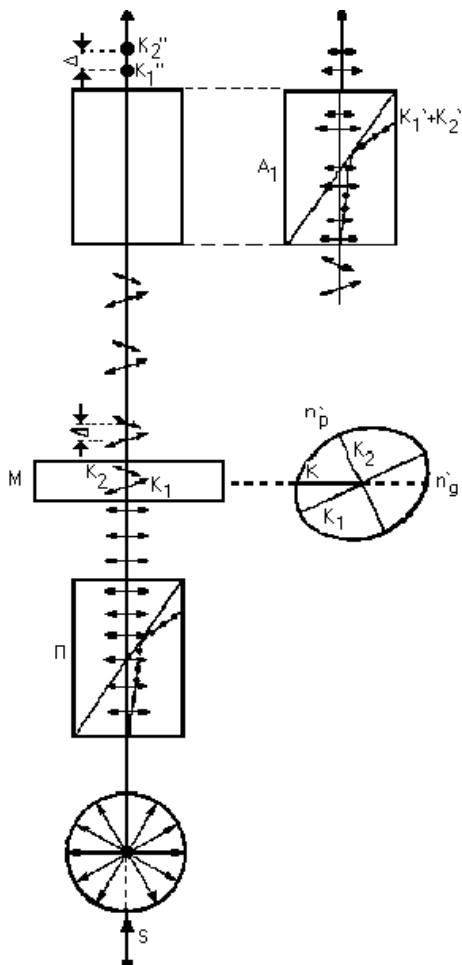


Рис. 3. Схема хода лучей через систему «поляризатор (П) – анизотропный кристалл (М) – анализатор (А)». Ход лучей в анализаторе изображен справа (А1) в разрезе, перпендикулярном к плоскости рисунка

жается к самым краям зерна, на которых наблюдаются различия в интерференционных окрасках, так что нередко можно различать цвета первых порядков.

Наблюдая от края к центру зерна полосы интерференционных цветов, заканчивающиеся красным цветом, можно подсчитать, сколько красных полосок сменяют друг друга в направлении от края к его центру, и, следовательно, выяснить, к какому порядку относится интерференционная окраска зерна в его центральной части (количество красных каемок плюс единица). Затем необходимо использовать номограмму Мишель-Леви для определения силы двойного лучепреломления.

Определение силы двойного лучепреломления при помощи компенсатора. Компенсатор представляет собой прибор, изготовленный из кристаллов кварца и гипса. В том случае, когда он имеет постоянную разность хода около 550 миллимикрон, (что соответствует собственной интерференционной окраске кварца или гипса – красной первого порядка), то его называют кварцевой пластинкой.

Компенсатор, называемый кварцевым клином, представляет в поперечном разрезе пластинку в форме тонкого клина. Его разность хода переменная. На оправе указана его оптическая ориентировка, обычно сходная с той, которая указана для гипсовой и кварцевой пластинок (т. е. N_g соответствует короткой, а N_p – длинной стороне оправы).

При вдвигании кварцевого клина в прорезь тубуса микроскопа изменяются последовательно интерференционные цвета от начала 1 порядка до 4 порядка. При определении силы двойного лучепреломления используется правило компенсации.

Определение характера, угла погасания и оптической ориентировки минерала. Определить оптическую ориентировку означает найти положение осей индикатрисы n_g и n_p относительно кристаллографических осей (X , Y , Z).

Практически определение оптической ориентировки сводится к замеру угла (угол погасания) между осью индикатрисы и спайностью, или удлинением зерна. Угол погасания замеряется в разрезе, параллельном плоскости индикатрисы, или, что то же самое, плоскости оптических осей. Этот разрез характеризуется наивысшей для данного минерала интерференционной окраской.

Если оси индикатрисы в кристаллах совпадают с кристаллографическими осями, (например, со спайностью) то угол погасания в таких кристаллах будет равен 0. Такой тип погасания получил название прямого погасания.

Если же оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими осями, то угол погасания в этом случае не равен 0, а тип погасания называется косым погасанием.

При полном повороте столика микроскопа совпадение направлений колебаний в кристалле и в николях, а следовательно, и погасание происходят четыре раза, через каждые 90°.

В отрегулированном микроскопе николи установлены так, что плоскости колебаний пропускаемых ими световых лучей ориентированы параллельно нитям окуляра. Нити окуляра в момент погасания зерна указывают на положение осей его индикатрисы.

Для измерения угла погасания берут отсчеты по лимбу столика микроскопа при двух его положениях. Первый отсчет берут тогда, когда направление трещин спайности параллельно одной из нитей окуляра.

Второй отсчет производят в момент погасания зерна, когда параллельно нитям окуляра располагаются оси индикатрисы минерала. Помимо положения осей индикатрисы, в кристалле, для определения оптической ориентировки необходимо знать их наименование, то есть определить, какая из них является осью n_g , а какая n_r . Для этого используют компенсатор. Обычно применяют кварцевый компенсатор с постоянной разностью хода в 560 миллимикрон.

Если при введении компенсатора в оптическую систему микроскопа оси индикатрисы в нем и в зерне минерала совпадают по направлению и наименованию, то в соответствии с правилом компенсации разность хода компенсатора прибавляется к разности хода минерала, вследствие чего интерференционная окраска зерна повышается на 560 миллимикрон. В случае совпадения разноименных осей индикатрисы, разность хода компенсатора вычитается из разности хода минерала (или наоборот), и интерференционная окраска зерна понижается.

В этот момент одна из нитей окуляра должна быть параллельна его спайности.

Если этого не наблюдается, следует повернуть окуляр так, чтобы нить совпала с направлением трещин спайности.

Определение состава плагиоклазов. Возможность быстрого и точного определения состава плагиоклазов кристаллооптическим методом имеет исключительное значение для диагностики пород. Состав плагиоклазов является своеобразным индикатором, указывающим на химико-минералогическую группу пород, поэтому изучение вещественного состава последних, как правило, начинается с исследования плагиоклазов. В химическом отношении плагиоклазы представляют собой непрерывную изоморфную смесь альбитовой $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортитовой $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ молекул. Классифицировать минералы этого ряда принято по соотношению альбитовой (Ab) и анортитовой (An) составляющих. При этом процентное содержание анортитовой составляющей принято обозначать номерами от 0 до 100. Так, при соотношении An:Ab = 32:68 в плагиоклазе его состав обозначают № 32.

Весь ряд плагиоклазов принято делить на шесть групп:

1. Альбиты от № 0 до № 10
2. Олигоклазы от № 11 до № 30
3. Андезины от № 31 до № 50
4. Лабрадоры от № 51 до № 70
5. Битовниты от № 71 до № 90
6. Анортиты от № 91 до № 100

Кроме того, плагиоклазы делятся на кислые (альбиты и олигоклазы), средние (андезины) и основные (лабрадоры, битовниты и анортиты).

В шлифах разрезы плагиоклазов имеют призматическую, часто прямоугольную форму.

Под микроскопом они легко определяются по бесцветности, отсутствию шагрени и рельефа, низкой (серой или белой) интерференционной окраске и характерному для всех них сложнодвойниковому, полосчатому или зональному угасанию. В плагиоклазах очень сходны между собой и другие оптические свойства: величина показателей преломления и угол $2V$, степень идиоморфизма, направление спайности и т. д.

Поэтому для диагностики номера плагиоклаза в шлифах обычно используют зависимость, которая существует между химическим составом этих минералов и положением в их кристаллах оптической индикатрисы.

Симметричное погасание двух систем двойниковых полосок (одна система двойников гаснет при повороте столика по часовой стрелке, другая – при повороте против часовой стрелки).

Определение состава плагиоклаза производится по наибольшему углу погасания из всех замеров с помощью приведенной диаграммы.

На вертикальной оси диаграммы от нулевой точки отложите величины углов погасания выше нулевой линии, если показатель преломления плагиоклаза выше, чем у канадского бальзама, и, наоборот, ниже нулевой линии, если показатель преломления ниже, чем у канадского бальзама. От полученной отметки проведите горизонтальную линию до пересечения с кривой диаграммы. Затем от точки пересечения опустите перпендикуляр на горизонтальную ось, где и определяется номер плагиоклаза.

Компенсаторы и правило компенсации

На оправе компенсатора (кварцевого клина) указана его оптическая ориентировка, обычно сходная с той, которая указана для гипсовой и кварцевой пластинок (т. е. Ng соответствует короткой, а Np – длинной стороне оправы).

При вдвигании кварцевого клина в прорезь тубуса микроскопа изменяются последовательно интерференционные цвета от начала 1 порядка до 4 порядка. При определении силы двойного лучепреломления используется правило компенсации.

Правило компенсации гласит: если на пути распространения света, над кристаллическим зерном поместить другую кристаллическую пластинку (в данном случае компенсатор) таким образом, чтобы направления одноименных осей оптических индикатрис зерна и компенсатора совпадали, то результирующая разность хода R_r будет равна сумме разностей хода зерна R_S и компенсатора R_K ($R_r = R_S + R_K$, т. е. она увеличится), что вызовет повышение интерференционной окраски.

Если поместить компенсатор таким образом, что будут совпадать разноименные оси оптических индикатрис зерна и компенсатора, то суммарная разность хода будет равна разности разностей хода зерна и компенсатора ($R_r = R_S - R_K$), что приведет к уменьшению порядка интерференционной окраски.

Если разность хода компенсатора будет равна разности хода исследуемому зерну минерала, то в итоге общая разность хода све-

товых волн будет равна нулю или, как принято говорить, произойдет компенсация разности хода в зерне, а зерно приобретет серую интерференционную окраску.

Вывод

В данной теме раскрываются такие вопросы, как содержание и задачи общей петрографии, методика работы с микроскопом. Даются общие понятия кристаллооптики, главные правила работы с поляризационным микроскопом. На данной лекции основывается большинство лабораторных работ по дисциплине «Петрография».

Вопросы для самопроверки

1. Устройство призмы Николя.
2. Перечислите основные поверки микроскопа.
3. Какое положение николей называется скрещенным?
4. Какие оптические свойства минералов изучаются при 1 николе?
5. Что такое степень идиоморфизма минералов? Какие зерна минералов называются идиоморфными? Гипидиоморфными? Ксеноморфными?
6. Как по степени идиоморфизма можно судить о последовательности кристаллизации минералов?
7. Что такое спайность и как изучается спайность под микроскопом?
8. Что такое плеохроизм и как он выражается у различных минералов?
9. Что такое компенсатор, и какие типы компенсаторов Вы знаете?
10. Охарактеризуйте типы погасаний минералов?
11. Сформулируйте правило компенсации

2. РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД В СОСТАВЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ

План лекции

- 2.1. Роль отдельных групп минералов в сложении горных пород.*
- 2.2. Морфология геологических тел интрузивных магматических горных пород.*
- 2.3. Морфология геологических тел эффузивных магматических горных пород.*

2.1. Роль отдельных групп минералов в сложении горных пород

Вся земная кора может быть разделена на два типа областей: глубокие океанические впадины и континенты. Строение этих областей различно: дно океанов сложено однотипными по составу оливиновыми базальтами (океанитами), тогда как в строении континентов участвуют все известные магматические горные породы.

С. П. Соловьевым установлено, что самыми распространенными среди интрузивных пород в пределах России являются граниты и гранодиориты, занимающие более 84 % площади, занятой интрузивными породами. Среди основных пород наибольшее развитие получили породы, близкие по составу к габбро (габброиды). Несколько уступают им по площади перидотиты, дуниты и пироксениты. Диориты развиты незначительно. Щелочные интрузивные породы очень редки. Среди эффузивных образований основная масса принадлежит базальтам и затем андезитам, занимающим в сумме более 80 % всей площади развития эффузивных пород. На втором месте стоят риолиты и совсем ничтожную роль играют щелочные эффузивы.

Приведенные данные имеют большое значение для установления характера магматической деятельности в различных геотектонических зонах и в различные геологические эпохи, а также помогают подойти к правильному решению проблемы образования магматических горных пород в целом.

Важнейшими классификационными минералами являются полевые шпаты не только потому, что это наиболее распространенные

минералы, присутствующие в огромном большинстве магматических пород, но также по той причине, что породы различного химического типа характеризуются наличием плагиоклазов более или менее определенного состава. Очень важны для классификации также количественные соотношения плагиоклазов и натриево-калиевых полевых шпатов (ортоклаза, микроклина, санидина).

Вторым по распространенности и классификационному значению является кварц. Далее следуют железо-магнезиальные силикаты (оливин, пироксены, роговая обманка, биотит), имеющие важное значение, особенно при определении видового названия породы и, наконец, фельдшпатыды (нефелин, лейцит), типичные для немногочисленной, но весьма специфической группы щелочных пород.

2.2. Морфология геологических тел интрузивных магматических горных пород

Формы залегания магматических пород весьма разнообразны и определяются они, прежде всего, тектоникой района залегания, количеством внедряющегося магматического расплава, его химическими и физическими особенностями.

Выделяют следующие морфологические типы интрузий магматических пород:

Несогласные интрузии:

- батолиты – крупные интрузивные тела (площадью более 200 км²), сложенных главным образом гранитоидами. Батолиты, как правило, длинной осью ориентированы параллельно простиранию складчатых структур. Контакты батолитов с вмещающими породами чаще всего секущие, но могут быть и согласными. Образуются батолиты на значительной глубине и обнажаются в результате интенсивной эрозии;

- шток – относительно небольшое интрузивное тело, часто неправильной формы, но в общем приближающейся к цилиндрической.

- гарполит – интрузивное тело, имеющее в разрезе серповидную форму.

- хонолит – тело неправильной формы. Хонолиты обычно сложены гранитоидами;

- некк (жерловина) – заполнения вертикальных трубообразных каналов. Чаще всего образуются в результате застывания лавы

или смеси лавы и рыхлых продуктов извержения в нижней части жерла вулкана;

- дайка – вертикальное или крутопадающее тело, ограниченное двумя параллельными стенками трещин и простирающееся от нескольких метров до сотен и тысяч метров и километров;

- жила – интрузивное тело, образующееся в результате проникновения магматического расплава в трещины (разломы);

- кольцевая интрузия (кольцевая дайка) – интрузия, имеющая в плане форму дуги или замкнутого кольца, часто неправильной формы.

- апофиза – ответвление от магматического тела, связь с которым можно непосредственно проследить. Апофизы имеют форму даек, либо неправильного удлиненного тела.

Согласные интрузии:

- силл – пластообразное интрузивное тело, залегающее в горизонтально лежащих или слабо дислоцированных осадочных толщах. Размеры силлов зависят от объема внедрившейся магмы, ее химических и физических особенностей, особенностей вмещающих пород. Мощность может достигать нескольких сотен метров, а площадь сотен тысяч кв. км;

- лополит – по своему происхождению близок к силлам, отличается от которых прогнутостью в средней части, вследствие чего напоминает гигантскую чашу;

- этмолит – чашеобразное тело с воронкообразным окончанием в нижней части, представляющее собой бывший магмоподводящий канал;

- лакколит – грибообразное или караваяеобразное тело, расположенное согласно с вмещающими осадочными слоями. Форма его в плане близка к круговой или эллиптической. Дно лакколита более или менее горизонтальное, в то время как кровля выпуклая наподобие свода, что вызвано давлением вязкой кремнекислой магмы, которая проникая между слоями неспособна распространяться на значительное расстояние, формируя сил.

2.3. Морфология геологических тел эффузивных магматических горных пород

По выражению в рельефе они могут быть как положительными (потоки, покровы, вулканические купола, диатремы, вулканические

конусы, стратовулканы, щитовидные вулканы и др.), так и отрицательными (кратеры, маары, лавовые колодцы, кальдеры и др.).

Лавовый покров – это плоское тело больших размеров, мощность которого по сравнению с площадью невелика, от 6 до 30 метров. При повторных извержениях мощность может возрасти до 3 000 метров.

Лавовый поток – представляет собой сильно вытянутое тело, возникшее в результате движения лавы по наклонной поверхности; длина намного больше ширины. Нередко потоки заполняют ущелья рек и долины.

Вулканический купол (пик) – куполовидное тело, имеющее высоту до 700–800 м и крутые склоны (40° и больше). Образуется в результате выжимания из вулканического канала вязкой лавы.

Вулканический конус – вулканическая постройка, имеющая форму конуса; образуется путем отложения вулканического материала вокруг жерла.

При образовании диатремы лава не изливается, а внедряется в магмоподводящий канал, сложенный вулканической брекчией. Диаметр поперечного сечения диатерм достигает 1 км. Особый интерес представляют алмазоносные диатермы, сложенные кимберлитовой брекчией.

Вулканический кратер – впадина в виде чаши или воронки, преимущественно образованная в результате эксплозивных извержений.

Кальдера – циркообразная впадина с крутыми стенками и более или менее ровным дном; образуется в результате провала вершины вулкана и в некоторых случаях прилегающей местности. От кратера кальдера отличается и происхождением и большими размерами (10–15 км в поперечнике).

Вывод

В лекции дается характеристика морфологии геологических тел интрузивных и эффузивных магматических горных пород. Раскрывается роль отдельных групп минералов в сложении горных пород.

Вопросы для самопроверки

1. Какие минералы называются пороодообразующими, главными, второстепенными, акцессорными?

2. Какие минералы именуются фемическими?
3. Какова роль отдельных групп минералов в сложении магматических горных пород?
4. Каким образом определяют химический состав магмы?
5. Какие химические элементы являются породообразующими?
6. Что такое несогласные и согласные интрузии?
7. Что такое диатрема?
8. Перечислите основные формы залегания интрузивных и эффузивных пород.

3. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

План лекции

- 3.1. *Текстура магматических горных пород.*
- 3.2. *Структуры магматических горных пород.*
- 3.3. *Химический состав магматических горных пород.*
- 3.4. *Минеральный состав магматических горных пород.*

3.1. Текстура магматических горных пород

Особенности строения горных пород, зависящие от условий образования, выражаются в структурных и текстурных признаках.

Текстура – совокупность признаков, определяемых расположением и распределением составных частей породы относительно друг друга в занимаемом ими пространстве. Текстуры, как правило, изучаются макроскопически, причем часто наиболее важные наблюдения получают именно в поле при изучении обнажений. Тип текстуры зависит и от условий кристаллизации и от влияния внешних факторов, особенно давления, на формирующуюся породу.

Структура определяется степенью кристалличности и размерами зерен, а также формой и взаимными отношениями составных частей породы (минералов или минералов и вулканического стекла). Первая группа признаков часто достаточно отчетливо может быть установлена макроскопически и уже в поле позволяет судить о принадлежности породы к глубинному, гипабиссальному или эффузивному генетическому типу. Вторая группа структурных признаков относится к микроструктурам и требует изучения породы под микроскопом.

Структурные и текстурные признаки не всегда могут быть четко разграничены, иногда они сливаются. Особенно это касается пород, сложенных призматическими, отчетливо удлиненными кристаллами, субпараллельно (суб- – почти) ориентированными в пространстве. Примером является пилотакситовая структура, характеризующаяся наличием мельчайших призматических кристаллов, образующих потоки.

Особенности взаимного расположения составных частей пород позволяют выделить четыре основные группы текстур: одно

родные, так ситовые, или шлировые, шаровые и направленные (директивные).

Одно родные текстуры имеют породы однородного состава без какой-либо ориентировки составных частей породы относительно друг друга. Такие текстуры возникают в условиях спокойной кристаллизации. Они наиболее характерны для магматических, особенно абиссальных, пород.

Так ситовые текстуры характерны для пород, отдельные участки которых имеют либо различный состав, либо различное строение.

Шаровые текстуры свойственны интрузивным породам, в которых минералы располагаются в виде концентрических слоев вокруг некоторых. Кроме того, к категории шаровых принадлежат сферолитовая и вариолитовая текстуры, но данные термины применяются в основном относительно вулканических пород.

Направленные текстуры определяются ориентированным расположением минералов относительно какой-либо линии или плоскости. Среди этих текстур наибольшее распространение имеют гнейсовидная, флюидальная и полосчатая.

Гнейсовидная (трахитоидная) текстура характеризуется субпараллельным расположением зерен минералов, ориентированных в одной плоскости. Она возникает под влиянием одностороннего давления или течения магмы вдоль контакта с вмещающими породами. Текстура присуща интрузивным породам.

Флюидальная текстура проявляется в ориентированном расположении кристаллов вдоль направления движения магматического расплава, при этом крупные вкрапленники «обтекаются» микролитами. Данная текстура характерна для неполнокристаллических эффузивных пород.

Полосчатая текстура наблюдается в породах с чередующимися слоями разного состава или структуры.

По характеру заполнения пространства выделяют плотную и пористую текстуры.

Плотная текстура характеризуется плотным прилеганием минеральных частиц друг к другу, в породе отсутствуют пустоты.

Пористую текстуру имеют породы с порами или пустотами различной величины.

При заполнении пустот вторичным материалом, текстура породы называется миндалекаменной.

К текстурным признакам относятся также трещины и отдельность магматических пород. Трещины образуются как при непосредственном образовании интрузий вследствие тектонических причин, так и при охлаждении магматических тел в связи с уменьшением их объема (до 70 %). Наиболее часто они располагаются перпендикулярно поверхности охлаждения.

Трещины охлаждения. Трещины охлаждения обычно располагаются перпендикулярно или параллельно к плоской поверхности охлаждения, либо вдоль концентрических шаровых поверхностей.

3.2. Структуры магматических горных пород

По степени кристалличности структуры подразделяются на полнокристаллические, неполнокристаллические и стекловатые.

По абсолютному размеру кристаллов выделяются следующие структуры: гигантозернистые (размер зерен более 50 мм), крупнозернистые (50–5 мм), среднезернистые (5–1 мм), мелкозернистые (менее 1–0,1 мм) и скрытокристаллические (менее 0,1 мм).

По относительной величине зерен минералов выделяются равномерно- и неравномернозернистые структуры.

Последние в свою очередь подразделяются на порфировидные (мелкокристаллическая основная масса и крупные вкрапленники или фенокристаллы) и порфировые (стекловатая основная масса и крупные вкрапленники).

Форма зерен зависит от физико-химических особенностей магмы, кристаллизационной способности минералов и последовательности их выделения.

Существенное влияние на процесс кристаллизации расплава влияет количество летучих компонентов (минерализаторов). Присутствие газов и паров способствует более полной раскристаллизации. В соответствии с изменениями условий кристаллизации магмы меняется и степень идиоморфизма даже у одних и тех же минералов, что отражается в названии конкретных структур.

Структуры абиссальных пород

Процесс остывания абиссальных пород протекает медленно и вся масса силикатного расплава полностью раскристаллизовывается. Образовавшиеся породы имеют полнокристаллическое строе-

ние, они равномернокристаллические и средне- или крупнокристаллические. Эти признаки общие для структур абиссальных пород. Выделяемые среди них разновидности различаются по степени идиоморфизма зерен минералов, слагающих породу.

1. Панидиоморфнозернистая структура отличается тем, что большинство минералов имеют идиоморфные очертания. Такая структура часто наблюдается у пород ультраосновного состава, например, перидотитов, дунитов.

2. Гипидиоморфнозернистая структура характеризуется различной степенью идиоморфизма минералов, входящих в состав породы. Такая структура у гранитов и близких к ним пород называется гранитовой, при этом наиболее четко идиоморфизм выражен у цветных минералов (биотит, роговая обманка), несколько хуже у плагиоклазов и ортоклаза, а зерна кварца и микроклина – резко ксеноморфны.

3. Офитовая структура является разновидностью гипидиоморфной. Для нее характерен резко выраженный идиоморфизм призматических и таблитчатых зерен плагиоклазов по отношению к пироксенам, которые занимают промежутки между зернами. Эта структура присуща некоторым габбро и габбро-диабазам.

4. Габбровая структура свойственна габбровым породам и характеризуется примерно одинаковым идиоморфизмом изометричных зерен плагиоклазов и пироксенов.

Структуры гипабиссальных пород

Структуры гипабиссальных пород, образующихся в земной коре из магматических расплавов на относительно небольшой глубине в условиях значительной разнице температур магмы и окружающей среды, характеризуются полнокристаллическим строением. Однако, в отличие от абиссальных пород мелко- или среднекристаллические. Кроме того, многие гипабиссальные породы имеют неравномерно кристаллическое строение (порфиривидное).

Кроме того, имеются несколько специфических структур, среди которых наибольшее распространение имеют следующие:

1. Пойкилитовая – беспорядочное включение многих зерен одного или нескольких минералов в значительно более крупные зерна другого.

2. Диабазовая (микроофитовая) – средне- и мелкозернистые разновидности офитовой структуры (хорошо образованные длин-

нопризматические плагиоклазы и ксеноморфный пироксен), в которых размеры плагиоклазов и авгита примерно равные.

3. Пегматитовая – порода сложена закономерными сростками двух минералов (например, кварца и калиевого полевого шпата), причем один из них образует крупные выделения, проросшие оптически одинаково ориентированными кристаллами другого.

Структуры эффузивных пород

Эффузивные породы образуются из магматического расплава, излившегося на поверхность земли.

Кристаллизация магмы при этом происходит в две фазы:

первая – начальная стадия кристаллизации – при относительно медленном остывании расплава на глубине в первичной магматической камере и, возможно, при перемещении его в верхние части земной коры;

вторая – при быстром остывании в процессе излияния лавы на поверхность земли. В первую фазу образуется небольшое количество крупных и хорошо окристаллизованных кристаллов, называемых вкрапленниками (фенокристаллы, фенокристы). Во вторую – мельчайшие кристаллы (< 0,1 мм) – микролиты и вулканическое стекло.

Основными структурами эффузивных пород являются:

1) афировая – представлена лишь основной частью породы без вкрапленников. Возникает при достаточно быстром и безостановочном поднятии магмы к поверхности;

2) витрофировая, или стекловатая (гиалиновая), – основная масса сложена нераскристаллизованным вулканическим стеклом;

3) трахитовая – основная масса породы сложена субпараллельно расположенными призматическими микролитами калиевого полевого шпата с незначительным количеством вулканического стекла между ними. Такая структура наиболее характерна для трахитов;

4) флюидальная – встречается в эффузивных породах различного состава и характеризуется наличием в основной массе следов течения – микролиты, или вулканическое стекло как бы обтекают отдельные вкрапленники;

5) базальтовая, или интерсертальная, – характерна для базальтов. Основная масса породы слагается относительно крупными микролитами плагиоклазов, в промежутках между которыми располагаются очень мелкие зерна пироксенов, хлорит и рудный ми-

нерал. В небольшом количестве может присутствовать вулканическое стекло;

6) андезитовая – микролиты плагиоклазов погружены в вулканическое стекло, причем расположение микролитов беспорядочно. Данная структура характерна в основном для андезитов;

7) сферолитовая – обычно встречается в виде участков на общем фоне фельзитовой структуры, но иногда составляет большую часть основной массы. Состоит из сферолитов диаметром 0,1–0,3 мм, которые сложены радиально-волокнистыми зернами калиевого полевого шпата и кварца. Встречается в риолитах и трахитовых порфирах;

8) фельзитовая – микрокристаллическая структура основной массы, состоящая из мельчайших, тесно сросшихся, отдельно не различимых и неопределимых минералов, действующих на поляризованный свет (агрегатное погасание). Такое строение основная масса приобретает в результате раскристаллизации вулканического стекла. Фельзитовая структура характерна для палеотипных эффузивных пород кислого и среднего составов: трахитовый, липаритовый, дацитовый порфиры.

3.3. Химический состав магматических горных пород

Вещественный состав магматических пород определяется их валовым химическим составом и их минеральным составом. Оба эти качества находятся в определенной зависимости друг от друга, что позволяет по химическому составу приблизительно судить о минеральном составе породы и, наоборот, зная количественные соотношения минералов, получать представления о ее химическом составе.

Изучением химического состава магматических горных пород занимается раздел петрографии, называемый петрохимией. Определение химического состава горных пород осуществляется путем количественного химического (силикатного) анализа. Кроме того, в последнее время большое внимание уделяется применению таких методов химического анализа, как атомно-абсорбционная спектроскопия, нейтронная спектроскопия и т. д.

О химическом составе магмы судят по составу лав и различных магматических горных пород. В связи с тем что при застывании даже на глубине часть летучих веществ теряется, полного сходства пород и магм быть не может. В составе магматических горных пород только восемь элементов ПСХЭ в количественном отношении занимают ве-

дущее место: O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K. Американский геохимик Г. Вашингтон назвал их петрогенными элементами, в отличие от металлогенных, слагающих основную часть руд. В подчиненном положении находятся такие элементы (десятые и сотые доли процента), как Ti, P, C, Cl, S, Ba, Sr, Mn, Zr, Ni, Co, V.

Химический состав магматических горных пород принято выражать в виде процентного содержания окислов.

На долю таких окислов, как SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, H₂O приходится 98 % вес. валового состава пород. Около 1,7 % распределяется между TiO₂, MnO, P₂O₅, CO₂, SO₂, Cl, F; оставшиеся 0,3 % включают все остальные элементы таблицы Менделеева, в том числе редкие элементы, содержания которых в породах часто так малы, что могут быть установлены только с помощью специальных анализов.

Эти окислы, слагающие главную массу пород, принято называть породообразующими. Содержания главных окислов ограничены определенными интервалами, что и обуславливает более или менее постоянный состав каждого типа магматических пород.

Среди них ведущая роль принадлежит кремнезему, поэтому магматические горные породы можно называть силикатными. В разных их типах содержание кремнезема варьирует в пределах 75–35 %. Кремний, кислород и большая часть породообразующих элементов занимают место в верхней части ПСХЭ, их порядковый номер не превышает 26. Ядра этих элементов отличаются высокой устойчивостью и наименее склонны к самопроизвольному распаду.

Содержание кремнезема как главного окисла положено в основу химической классификации магматических горных пород.

3.4. Минеральный состав магматических горных пород

Ведущая роль SiO₂ и Al₂O₃ определяет минеральный состав магматических пород, сложенных преимущественно алюмосиликатами и силикатами.

По генетическому признаку породообразующие минералы делятся на первичные и вторичные.

Первичные минералы по их роли в составе магматических пород делятся на главные, второстепенные и аксессуарные.

Главные породообразующие минералы слагают основную массу породы и определяют ее название. По химическому составу

они разделяются на две группы: силикатные минералы – полевые шпаты, фельдшпаты, кварц; главными химическими элементами их являются Si и Al; феррические минералы – оливины, пироксены, амфиболы, слюды – характеризуются высоким содержанием Fe и Mg.

Второстепенные минералы находятся в породе в незначительном количестве (1–5 %). Их присутствие не отражается на общем названии породы. В числе второстепенных могут быть любые минералы из состава главных.

Акцессорные минералы содержатся в породах обычно в ничтожно малых количествах в виде единичных мелких зерен и лишь в редких случаях образуют существенные скопления, иногда представляющие промышленный интерес (например, апатит в нефелинсодержащих породах или магнетит в рудном габбро).

Основная масса магматических пород сложена щелочными полевыми шпатами и плагиоклазами, на втором месте стоят кварц и пироксены.

Подавляющее большинство главных породообразующих минералов магматических пород (оливины, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты) представляют собой изоморфные ряды переменного химического состава. Одновременно с изменением состава изменяются их свойства: цвет, твердость, плотность, показатели преломления, двупреломление, ориентировка оптической индикатрисы и другие, что делает условной границу между двумя соседними минералами одного изоморфного ряда. Для правильной диагностики минералов необходимо учитывать всю сумму их свойств. Важно также знать, что минералы, слагающие горную породу, представляют собой не случайные сочетания, а закономерные парагенетические ассоциации, образовавшиеся одновременно при общем процессе. Зная парагенетические ассоциации, можно избежать многих грубых ошибок при определении минералов. Большинство породообразующих минералов магматических пород играет существенную роль также и в составе метаморфических пород, что будет отмечаться в каждом конкретном случае.

Ниже приводится характеристика важнейших представителей породообразующих минералов магматических пород, знать которые необходимо для видового определения породы, выявления

особенностей ее образования и объяснения присущих ей физико-механических свойств.

Минеральный состав пород тесно связан с их химическим составом, вместе с тем он определяется не только последним, но и условиями кристаллизации. Излившаяся лава застывает настолько быстро, что не успевает полностью превратиться в кристаллические минеральные образования, и поэтому главной характеристикой пород остается их химический состав.

В магматических породах известно довольно большое число минералов, но лишь немногие из них содержатся в значительных количествах. Так же, как и главные окислы, они называются породообразующими.

Среди породообразующих минералов обычно выделяют силические (или салические), содержащие большое количество окислов кремния и алюминия и имеющие светлую окраску (полевые шпаты, мусковит, кварц и др.), и фемические (или мафические) со значительным содержанием железа и магния, темноокрашенные (пироксен, амфиболы, биотит, оливин). Породообразующие минералы обычно составляют 90–95 % породы и определяют ее структуру, состав, физические свойства. От количественных соотношений салических и фемических минералов зависит окраска пород. Светлоокрашенные называют лейкократовыми, а темноокрашенные – меланократовые.

Кроме породообразующих минералов, выделяют второстепенные, или акцессорные. Они обычно содержатся в небольшом количестве – не более 5 % объема, но являются характерной примесью для данного типа пород. К ним относятся циркон, титанит, магнетит, хромит, пирротин и др.

Все минералы, возникшие при кристаллизации магмы, называются первичными.

В результате изменения магматических пород после их формирования образуются различные вторичные минералы, количество которых иногда может быть очень большим. Часть из них является продуктами воздействия на главные минералы постмагматических растворов, их называют эпимагматическими (послемагматическими). Другая часть образуются под воздействием процессов гипергенеза уже после выхода на дневную поверхность.

Группа фемических минералов представлена железомagneзиальными силикатами и алюмосиликатами.

Существенной особенностью минералов этой группы является темная окраска – черная или зеленая различных оттенков, что позволяет называть их «цветными», или «меланократовыми» (греч. «меланос» – темный).

В количественном отношении фемические минералы значительно уступают салическим, однако в отдельных типах пород они слагают большую их часть, а иногда целиком или почти целиком всю их массу.

К группе салических минералов относятся полевые шпаты, фельдшпаты и кварц. Роль этих минералов в составе магматических пород резко неравноценна.

В отличие от фемических минералов все салические минералы, как правило, светлоокрашенные, в шлифах бесцветные, имеют низкие показатели преломления и низкое двупреломление.

Полевые шпаты – наиболее распространенные минералы земной коры, составляющие около 60 % всей ее массы и являющиеся главными компонентами большинства магматических, метаморфических и некоторых осадочных пород.

По химическому составу полевые шпаты представляют собой алюмосиликаты Na, K, Ca, имеют каркасную структуру и образуют изоморфные ряды. Макроскопически минералы этой группы мало отличаются друг от друга. Все они преимущественно светлоокрашенные: белые, розовые, красноватые, серые. Иногда встречаются темно-серые разности. Габитус кристаллов короткопризматический, или таблитчатый. Легко узнаются по окраске, наличию совершенной спайности в двух направлениях по (010) и (001) под углом, близким к 90°, сильному стеклянному блеску на плоскостях спайности и высокой твердости, равной 6–6,5. Плотность полевых шпатов колеблется в пределах 2,5–2,7.

В соответствии с особенностями химического состава полевые шпаты образуют три изоморфных ряда: натриево-кальциевые полевые шпаты, или плагиоклазы, натриево-калиевые полевые шпаты и калиево-бариевые полевые шпаты.

Оливины $(MgFe)_2[SiO_4]$. Группа минералов, представляющих изоморфный ряд от магнезиальных членов, именуемых форстери-

тами до преимущественно железистых – фаялитов. В природе преобладают магнезиальные разновидности оливинов.

Сингония ромбическая. Форма зерен в шлифах часто неправильная, правильные кристаллы имеют широкотаблитчатую форму с пирамидальными окончаниями. Бесцветные, прозрачные. Показатели преломления изменяются, увеличиваясь от форстерита к фаялиту (1,635–1,879). Рельеф высокий, шагреневая поверхность резко выражена. Спайность отсутствует или весьма несовершенная, в виде грубых, слегка извилистых коротких трещин, расположенных беспорядочно. Сила двойного лучепреломления увеличивается с увеличением содержания железа и составляет 0,035–0,052. Максимальная интерференционная окраска – зеленая второго порядка. Погасание прямое. В зернах оливина нередко присутствуют включения магнетита, ильменита, апатита, вулканического стекла, жидкости и газов.

Продукты замещения. Оливины легко замещаются серпентином, который развивается преимущественно по магнезиальным разностям. Серпентинизация наиболее интенсивно развивается на периферии зерен и вдоль трещин спайности, образуя как бы сетку с характерной пятнисто-петельчатой структурой. При замещении выделяется магнетит в виде зерен неправильной формы в сопровождении бурых окислов железа. Неизменные участки оливина имеют округленно-овальную форму и характеризуются одновременным погасанием, позволяя иногда судить о первоначальной форме и размерах зерен.

Похожие минералы. Близки по оптическим свойствам к оливинам пироксены. От ромбических пироксенов оливин отличается бесцветностью и более высоким двупреломлением от моноклинных – прямым погасанием, большим двупреломлением, от тех и других отсутствием спайности или весьма несовершенной спайностью.

Происхождение. Оливин – типичный минерал основных и ультраосновных магматических пород, перидотитов, габбро, базальтов и других.

Пироксены. Цепочечные силикаты магния и железа, кристаллизующиеся в ромбической и моноклинной сингониях. Соответственно разделяются на две подгруппы: ромбических и моноклинных пироксенов. Ромбические пироксены представлены тремя минеральными видами – энстатитом $Mg_2[Si_2O_6]$, бронзитом $(MgFe)_2[Si_2O_6]$, ги-

перстеном $(\text{MgFe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Моноклинные пироксены представлены диопсидом $(\text{Ca,Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$, авгитом $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})[\text{SiAl}_2\text{O}_6]$ и эгирином $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (щелочной пироксен).

Студентам следует приобрести навыки различения ромбических и моноклинных пироксенов, памятуя при этом о сходстве оптических свойств минералов соответствующих подгрупп. Отдельные минералы внутри подгрупп во время лабораторных занятий студентами обычно не определяются, хотя в некоторых случаях это возможно сделать. Например, гиперстен отличается от бесцветных энстатита и бронзита окраской и плеохроизмом в зеленоватых и розовых тонах.

Пироксены в шлифах бесцветны (кроме гиперстена). Для них характерна совершенная спайность в двух направлениях с углом между трещинами спайности около 87° (правда, в шлифах могут встречаться разрезы со спайностью в одном направлении). Показатели преломления высокие (1,650–1,731), поэтому рельеф их очень высокий, трещины спайности резко выступают, шагреневая поверхность резко выражена. Ромбические пироксены характеризуются низким двупреломлением (0,008–0,02). Максимальные интерференционные окраски не выше 1 порядка. У моноклинных пироксенов величина двупреломления достигает 0,030, что обуславливает довольно высокую интерференционную окраску до розовой второго порядка в шлифах нормальной толщины. Угасание – от прямого (у ромбических пироксенов) до косого (у моноклинных).

Похожие минералы. Пироксены можно спутать с оливинами. Отличаются от бесцветного оливина слабой окраской, лучше выраженной спайностью, меньшим двупреломлением, характером погасания (оливин характеризуется прямым погасанием, тогда как у пироксенов оно может быть и прямым – у ромбических, и косым – у моноклинных). От роговых обманок пироксены отличаются окраской (пироксены бесцветные или слабо окрашенные, роговые обманки окрашены в зеленый цвет) и углами спайности (у пироксенов они почти прямые, у роговых обманок острые, близкие к 56°).

Щелочные пироксены (эгирины). Сингония моноклинная. Форма зерен удлинненно-призматическая, остроконечные лучистые агрегаты, часто неправильные зерна. Спайность в двух направлениях (угол 87°). Отличаются зеленой окраской и плеохроизмом от заметного до сильного в зеленых тонах. Показатели преломления

высокие (1,776–1,836). Резкая шагреневая поверхность и высокий рельеф. Двойное лучепреломление высокое (0,05–0,06). Интерференционная окраска четвертого порядка маскируется собственной окраской минерала и требуется при определении применять кварцевый клин. В качестве включений в зернах эгирина присутствуют магнетит, апатит, циркон.

Продукты замещения. Может замещаться щелочным амфиболом. При выветривании переходит в лимонит и частично опал.

Похожие минералы. От роговых обманок эгирина отличается углами между направлениями спайности, высокой интерференцией, очень большими углами погасания и отрицательным удлинением.

Происхождение. Все пироксены – типичные магматические минералы, встречающиеся в основных и ультраосновных породах. Ромбические пироксены характерны для более основных пород, кристаллизовавшихся при более высоких температурах, в то время как моноклинные пироксены могут встречаться и в кислых породах (пироксеновых гранитах). Отсюда вытекает необходимость различения их принадлежности к той или иной из этих подгрупп. Эгирины – типичные магматогенные минералы, встречающиеся в богатых щелочами породах (нефелиновые сиениты, щелочные граниты и др.).

Амфиболы. Группа цепочечных (ленточных) алюмосиликатов сложного и непостоянного состава, отдельные представители которых трудно отличаются друг от друга. Главными представителями этой группы являются роговые обманки, с оптическими свойствами которых и предполагается ознакомить студентов. Следует обратить внимание на широко развитый изоморфизм, определивший значительные изменения оптических свойств. Сингония моноклиная. Форма кристаллов таблитчатая, удлинённая, часто неправильная. Минерал окрашен в зелёный цвет различной интенсивности. Наблюдается сильный плеохроизм в зелёных или буровато-коричневых тонах. Показатели преломления составляют 1,630–1,704. Наблюдаются высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Двойное лучепреломление от 0,014 до 0,026. Интерференционная окраска синяя, красная, жёлтая второго порядка. Визуальное определение интерференционной окраски затруднено, так как она маскируется собственной окраской минерала и при определении необходимо применять кварцевый клин. Угасание косое, удлинение положительное.

Разновидностью обыкновенной роговой обманки является базальтическая роговая обманка. Она отличается бурой окраской и плеохроизмом в коричневато-бурых тонах, более высоким преломлением и двупреломлением, соответственно 1,670–1,760 и 0,023–0,068. Включения в роговой обманке представлены апатитом, сфеном, рудными минералами.

Продукты замещения. Как продукт замещения роговой обманки чаще всего наблюдается хлорит, иногда совместно с эпидотом, карбонатами, кварцем, реже по ней развивается биотит.

Похожие минералы. Обыкновенная роговая обманка сходна с эгирином, от которого отличается углом между двумя системами трещин спайности, меньшим углом погасания (14–25°), положительным удлинением, более низким двупреломлением. Базальтическая роговая обманка похожа на биотит. Отличается от него менее совершенной спайностью и косым погасанием.

Происхождение. Роговая обманка – типичный минерал многих изверженных пород (габбро, диоритов, гранитов). Часто содержится в различных эффузивных и метаморфических породах.

Биотит $(K(Mg,Fe)_3[SiAlO_{10}][OH,F]_2)$. Группа слюд. Сингония моноклинная. Форма кристаллов в шлифах неправильная. Чаще это вытянутые в направлении спайности пластинки и таблички, иногда более или менее изометрические кристаллы. Зерна биотита обычно окрашены в коричневато-бурые и желтовато-бурые цвета различной интенсивности. На разрезах, перпендикулярных спайности, наблюдается резкий плеохроизм. На разрезах, параллельных спайности, плеохроизм замечен слабее, иногда не проявляется. Спайность весьма совершенная в одном направлении. Показатели преломления зависят от содержания железа и сильно колеблются (1,609–1,696). Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность характерны для разрезов, перпендикулярных спайности, для других разрезов они выражены слабее.

Двойное лучепреломление высокое (0,089–0,081), интерференционная окраска второго и третьего порядка маскируется собственным цветом. Погасание прямое. В зернах биотита часто присутствуют включения циркона, апатита, монацита.

Продукты замещения. Биотит является легко изменяющимся минералом под влиянием гидротермальных и вторичных процессов. Чаще всего по биотиту, вплоть до полного замещения, разви-

ваются хлорит, эпидот, мусковит. Иногда выделяются гидрооксиды железа, карбонаты и кварц.

Похожие минералы. Биотит бывает весьма сходен с амфиболами. В разрезах, перпендикулярных спайности, от них легко отличается по прямому погасанию и резкому плеохроизму. На разрезах, где спайность не видна, отличается меньшими показателями преломления, большим двупреломлением. От похожего на биотит хлорита его отличает резкий плеохроизм и более высокая интерференционная окраска 2 и 3 порядков.

Происхождение. Биотит – типичный магматогенный минерал, наиболее часто встречающийся во многих интрузивных и гипабиссальных породах. В эффузивах редок. Обычен в метаморфических породах, таких, как гнейсы, сланцы.

Мусковит ($\text{Al}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$.) Группа слюд. К числу феррических минералов отнесен условно из-за сходства с биотитом по форме кристаллов и оптическим свойствам. Ни железа, ни магния в своем составе не содержит.

Сингония моноклинная. Имеет в шлифе форму неправильных чешуек, листочков, пластинок, табличек. Редко в виде кристалликов псевдогексагонального облика. Бесцветный. Показатели преломления составляют 1,552–1,624. На разрезах, перпендикулярных спайности, обладает рельефом, шагреневою поверхностью и заметной псевдоабсорбцией. В срезах, параллельных спайности, эти явления отсутствуют. Двойное лучепреломление 0,036–0,054. В разрезах, перпендикулярных спайности, интерференционные окраски чистые, яркие, второго и третьего порядков. В разрезах, параллельных спайности, интерференционная окраска серая первого порядка. Угасание прямое в разрезах, перпендикулярных спайности. Мусковит часто содержит обильные газо-жидкие и кристаллические включения. Последние представлены цирконом, апатитом, сфеном, гранатами, турмалином, кварцем и др.

Мелкочешуйчатый мусковит именуется серицитом. Он возникает при изменении плагиоклазов.

Похожие минералы. В разрезах, параллельных спайности, мусковит схож с кварцем. Отличается осностью.

Происхождение. Мусковит встречается в гранитах, чаще как продукт постмагматического замещения плагиоклазов, биотита и других минералов. Характерен для гидротермальных и пневмотолитовых образований. Встречается в гнейсах и разнообразных сланцах.

Характеристика основных силикатных минералов

Кварц (SiO_2). Сингония тригональная. По распространенности среди породообразующих минералов является вторым после полевых шпатов. Форма зерен в интрузивных породах постоянно неправильная. Ксеноморфность их связана с тем, что зерна кварца выделяются на заключительных стадиях магматической кристаллизации после основных своих предшественников – биотита, роговой обманки, кислых плагиоклазов, полевых шпатов, либо одновременно с полевыми шпатами. В эффузивах часто имеет скелетные очертания или форму дипирамидальных удлинённых призм. Двойники, видимые под микроскопом, исключительно редки.

Оптические свойства. В шлифе совершенно бесцветен. Показатели преломления составляют 1,544–1,553, шагреневой поверхности и рельефа нет. Двупреломление низкое (0,009), интерференционная окраска серая, белая первого порядка, в утолщённых шлифах – желтая первого порядка. Спайность отсутствует. Угасание неопределённое, облачное, волнистое. Прямое угасание устанавливается в тех редких случаях, когда зерна имеют идиоморфные очертания. В породах: испытавших динамометаморфизм, кварц приобретает облачное или мозаичное угасание. Срезы, перпендикулярные оптической оси, не действуют на поляризованный свет (изотропны) и дают ясную интерференционную фигуру – крест без изохроматических колец. Одноосный, положительный.

Кварц часто содержит многочисленные газожидкие или твёрдые включения, расположенные беспорядочно или параллельными цепочками. Твёрдые включения представлены рутилом, апатитом, цирконом и другими акцессорными минералами.

Похожие минералы. Кварц в шлифах похож на плагиоклазы в срезах: где у последних не наблюдается двойникования. От ортоклаза отличается несколько большим преломлением и осностью от нефелина оптическим знаком.

Происхождение. Кварц – типичный минерал кислых магматических пород и связанных с ними пегматитов. Обычен в метаморфических и осадочных породах.

Продукты замещения. Кварц – минерал исключительно стойкий и не изменяется даже тогда, когда породы подвергаются интенсивному метаморфизму. В исключительных случаях замещается альбитом или серицитом.

Нефелин – $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. Группа фельдшпатов (щелочных полевых шпатов).

Сингония гексагональная. В шлифе образует неправильные зерна или зерна прямоугольного, квадратного или гексагонального сечений. Иногда имеет зональное строение. Бесцветный, прозрачный. Спайность несовершенная в двух направлениях. Показатели преломления составляют 1,529–1,547, рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Двупреломление низкое (0,003–0,005). Иногда почти изотропный. Интерференционная окраска серая первого порядка. Погасание прямое. Одноосный, отрицательный.

Похожие минералы. Нефелин в шлифе походит на кварц, ортоклаз, апатит, альбит и др. От кварца отличается несколько меньшими показателями преломления и двупреломлением, а также оптическим знаком; от апатита – меньшим преломлением и отсутствием удлиненных призмочек; от альбита – осностью и отсутствием спайности.

Продукты замещения. Нефелин замещается различными минералами. Наиболее часто преобразуется в цеолиты волокнистого сложения, анальцит или содалит. Значительно реже замещается серицитом с одновременным образованием кальцита. Иногда по нефелину развивается каолинит, гранат, коллоидальное вещество.

Происхождение. Нефелин встречается только в щелочных обедненных кремнеземом магматических породах (нефелиновые сиениты, фонолиты, нефелиновые породы), а также сопутствующих им пегматитах. Никогда не встречается совместно с кварцем.

Микроклин – $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Группа полевых шпатов. Подгруппа ортоклаза. Всегда содержит примесь альбита. Сингония тригональная. Обычен в виде неправильных зерен разных размеров. Крупные правильной формы кристаллы образует в порфировидных гранитах и пегматитах, где их образование связывают с процессами метасоматического замещения. Идиоморфные вкрапления микроклина характерны для некоторых кислых эффузивов. Спайность в двух направлениях. Угол между направлениями спайности почти прямой (отличается на 20°). Показатели преломления 1,518–1,530. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Двупреломление низкое (0,007), интерференционная окраска белая первого порядка. Угасание, близкое к прямому (угол погасания в зависимости от среза изменяется от 5° до 19°). Образует простые двой-

ники, но шире распространены полисинтетические микродвойники в двух направлениях, так называемая микроклиновая решетка. Двуосный отрицательный угол оптических осей $2V = 60-80^\circ$.

В скрещенных николях иногда видны срастания микроклина с альбитом в виде неправильно полосчатых включений. Такие прорастания именуют пертитом – в случае преобладания в них микроклина, либо антипертитом – при преобладании альбита. В микроклине часто содержатся включения: лейсты плагиоклаза, зерна кварца, чешуйки биотита, разнообразные акцессории – апатит, циркон, сфен и др. Включения альбита (пертит) охарактеризованы выше.

Похожие минералы. Если микроклин имеет решетчатое погасание – его определение однозначно. От альбита отличается меньшими показателями преломления и отрицательным знаком.

Происхождение. Микроклин является одним из главных породообразующих минералов в породах кислого и щелочного состава (гранитах, гранодиоритах, сиенитах и др.).

Продукты замещения. Чаще всего имеет место каолинизация, благодаря которой микроклин мутнеет. При альбитизации замещается альбитом. В отличие от плагиоклазов серицитизации не подвергается.

Ортоклаз – $K[AlSi_3O_8]$. Группа полевых шпатов. Подгруппа ортоклаза.

Сингония моноклиная. Чаще всего форма зерен неправильная; кристаллы правильной формы могут встречаться в эффузивах кислого состава. Показатели преломления 1,518–1,535, рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Спайность в двух направлениях, угол спайности 90° . Двупреломление низкое (0,006–0,007). Интерференционная окраска серая, белая первого порядка. Иногда образует простые двойники. Двуосный, отрицательный. Угол оптических осей колеблется от 30° до 84° . В ортоклазе обычны многочисленные включения различных акцессорных минералов и плагиоклазов. Кварц может образовывать с ортоклазом закономерные (кристаллографически ориентированные) срастания (пегматит). Как и микроклин, ортоклаз содержит включения альбита (пертит). Нередко отмечаются многочисленные вторичные продукты, благодаря чему ортоклаз становится мутноватым.

Похожие минералы. В шлифе ортоклаз походит на альбит или олигоклаз в срезах, параллельных двойникованию. Отличается от

альбита оптической отрицательностью, большим показателем преломления. От кварца отличается осностью, оптическим знаком, меньшим преломлением и наличием спайности. От нефелина – осностью, меньшим преломлением, формой зерен.

Происхождение. Ортоклаз как один из главных породообразующих минералов широко развит в гранитоидах, щелочных, средних и основных породах и в интрузивной, и в эффузивной фациях.

Продукты замещения. Ортоклаз замещается каолинитом, приобретая при этом буроватую окраску. Изредка внутри зерен ортоклаза наблюдают эпидот и кальцит.

Плагиоклазы. Группа полевых шпатов. Подгруппа плагиоклазов. Образуют непрерывные ряды твердых растворов от чистого альбита ($\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) до чистого анортита ($\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$). Номенклатура этого ряда основывается на указании процентного содержания в плагиоклазе альбитовых (Ab) и анортитовых (An) молекул, например, Ab₂₅ An₇₅ или коротко An₇₅ (плагиоклаз номер 75).

По процентному содержанию анортитового компонента выделяются разновидности плагиоклазов. Большинство свойств этих минералов монотонно изменяется с изменением химического состава.

Все плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии. Форма кристаллов таблитчатая, слегка удлинённая. Степень идиоморфизма обычно несколько повышается у основных плагиоклазов. В шлифах плагиоклазы бесцветны, прозрачны. Показатели преломления изменяются у альбита – от 1,527 до 1,538, у анортита – от 1,577 до 1,590. Рельеф отсутствует у альбита и становится заметным у анортита. Шагреновая поверхность отсутствует. Спайность в одном или двух направлениях. Двупреломление низкое и составляет 0,01 – для альбита и 0,013 – для анортита. Интерференционная окраска серая, белая, иногда с желтоватым оттенком первого порядка. Углы угасания всегда косые, зависят от состава и увеличиваются от кислых плагиоклазов к основным.

Широко распространены полисинтетические двойники в виде чередующихся, погасающих попеременно, полос с четкими параллельными границами. Двуосные, положительные и отрицательные углы оптических осей близки к 90°. Состав плагиоклазов может быть определен в срезах с симметричным погасанием двойников относительно плоскости двойникования.

Плагиоклазы могут содержать мелкие зерна различных акцессорных минералов (апатит, циркон, магнетит, гранат и др.) и газо-во-жидкие включения в основных плагиоклазах. Кроме того, нередко амфиболы, авгит, оливин.

Похожие минералы. Полисинтетическое двойникование в совокупности с другими свойствами заметно выделяют плагиоклазы среди других минералов. В срезах, параллельных плоскостям двойникования, и в неправильных зернах плагиоклазы походят на кварц (отличаются наличием спайности и осностью) и на нефелин (отличаются осностью и косым погасанием).

Происхождение. Плагиоклазы являются породообразующей группой минералов в магматических горных породах. Сообразно подразделению на кислые, средние и основные они содержатся в магматических породах соответствующих химических классов. Это придает плагиоклазам важное классификационное значение и определяет необходимость установления их состава. Альбит присутствует в гидротермальных жилах. Альбит и олигоклаз широко распространены как вторичные минералы в породах, подвергающихся натровому метасоматозу, чаще всего в этом случае они развиваются по основным плагиоклазам.

Вывод по лекции

Тема раскрывает особенности строения и вещественный состав магматических горных пород. Приводится описание структур и текстур магматических горных пород. В лекции в полном объеме описаны все фемические и салические минералы, и их оптические свойства.

Вопросы для самопроверки

1. Какими признаками характеризуются особенности строения магматических горных пород?
2. Что такое структура и текстура пород?
3. Какие текстуры называются однородными (массивными)?
4. Что такое степень идиоморфизма?
5. Чем отличаются габбровая и диабазовая структуры, гранитовая и аплитовая, андезитовая, трахитовая?
6. Перечислите неплнокрсталлические структуры.
7. Перечислите фемические минералы.
8. Перечислите салические минералы.

4. КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

План лекции

4.1. *Общая классификация и номенклатура магматических горных пород.*

4.2. *Геолого-генетическая классификация магматических пород.*

4.3. *Классификация магматических пород по химическому составу.*

4.4. *Классификация магматических пород по минералогическому составу.*

4.1. Общая классификация и номенклатура магматических горных пород

Пока еще нет единой общепризнанной классификации магматических пород, удобной для практического использования. Трудность создания такой классификации объясняется разнообразием условий образования пород этой группы, а также отсутствием четких границ между отдельными видами и разновидностями пород, которые связаны между собой постепенными структурными и минеральными переходами.

Предложено большое число классификационных схем, основанных на различных признаках. Наиболее широкое признание получили классификации, в основу которых положены:

- 1) условия образования и залегания и структурные особенности пород,
- 2) химический состав,
- 3) количественные соотношения главнейших породообразующих минералов в породах.

Каждая классификация имеет свои положительные и отрицательные стороны, но все вместе они дополняют друг друга, позволяя наиболее полно охарактеризовать породу и найти ее положение в общем ряду магматических пород.

Все горные породы по различным признакам собраны в единую классификацию. В данной классификации выделяются следующие иерархические уровни: тип, класс, группа, ряд, семейство, вид, разновидность.

Тип – это прежде всего генетическое понятие, например, магматический, метаморфический, осадочный.

В свою очередь магматический тип горных пород подразделяется на два класса: вулканический и плутонический.

Группы магматических горных пород выделяются по содержанию в них кремнезема:

- а) ультрамафиты (ультраосновные),
- б) мафиты (основные),
- в) среднекремнекислые породы (средние),
- г) кремнекислые породы (кислые).

По содержанию кремнезема в одну и ту же группу возможно включение горных пород с различным содержанием минералов, поэтому часто вводятся различные поправки для соотнесения химического и минерального составов.

Ряд – понятие петрохимическое. По относительному содержанию щелочей в группу входят три ряда, которые выражаются отношением содержания оксидов щелочных металлов (Na, K) к содержанию кремнезема – 1) нормальной щелочности, 2) повышенной щелочности (субщелочной), 3) щелочной. Граница между первым и вторым рядами проводится по появлению некоторых индикаторных минералов, например, титаносодержащих клинопироксенов и амфиболов, биотита. Субщелочные и щелочные породы разграничиваются по появлению в составе горных пород фельдшпатоидов и щелочных пироксенов.

Семейство – это совокупность магматических горных пород сходного минерального состава с определенным соотношением петрохимических параметров (SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$). Четкое разграничение семейств магматических горных пород не всегда возможно, так как они могут частично перекрывать друг друга.

Вид определяется посредством наличия и соотношения типоморфных минералов.

Разновидность магматических горных пород выделяется в ней по содержанию типоморфного (главного) и второстепенного характера минералов, причем количество последнего не должно превышать 10 %.

4.2. Геолого-генетическая классификация магматических пород

В основе геолого-генетической классификации магматических пород лежит понятие о фациях, сформулированное М. А. Усовым.

Согласно представлениям этого ученого, фация отражает основные геологические особенности среды, в которой происходит формирование магматических пород.

Главными факторами, определяющими фацию, являются прежде всего глубина образования породы и затем величина и форма остывающих магматических масс, что контролируется тектоническими структурами.

В зависимости от условий образования выделяют две основные группы магматических пород – интрузивные и эффузивные. В составе интрузивных пород в зависимости от глубины образования различают глубинные (абиссальные) и полуглубинные (гипабиссальные) породы. Каждая из выделенных групп отличается признаками, отражающими условия их формирования. К таким признакам относятся форма магматических тел и их взаимоотношения с вмещающими породами, а также структурно-текстурные особенности пород. Однако, учитывая структурный признак, следует иметь в виду, что иногда породы, имеющие однотипную структуру, могут кристаллизоваться в геологически различных условиях. Например, эффузивные породы в центральных частях мощного покрова или потока остывают медленно и поэтому будут иметь полнокристаллические структуры, существенно не отличающиеся от структур гипабиссальных пород. Или другой пример: на глубине, но в зоне контакта с холодными вмещающими породами магма кристаллизуется достаточно быстро, и структура образовавшейся породы может оказаться мелкозернистой, тоже существенно не отличающейся от структуры гипабиссальной или даже эффузивной породы и т. д. Сказанное, конечно, не умаляет значения структурного признака в качестве классификационного, но несколько ограничивает степень его надежности.

Особенности классификации интрузивных пород

Главной особенностью интрузивных пород является их полнокристаллическая, часто достаточно крупнозернистая структура, позволяющая со значительной степенью точности определять количественные соотношения слагающих ее минералов.

По минеральному составу можно определить место каждой породы в общем ряду интрузивных пород.

Особенности классификации эффузивных пород

Выделение эффузивных пород в качестве «аналогов» соответствующих интрузивных представителей в известной мере условно.

Фациальная обстановка формирования эффузивных пород отражается не только на их структуре, но и на их химическом и особенно минеральном составе. Расплав, из которого образуется эффузивная порода, в отличие от интрузивной породы лишен летучих компонентов. Иные условия температур и давлений являются причиной выделения несколько иного комплекса минералов (санидина вместо ортоклаза; базальтической роговой обманки вместо обыкновенной роговой обманки и т. д.). Порфиновые вкрапленники, широко распространенные в эффузивных породах, кристаллизуются первыми на глубине; основная масса – позднее в наземных условиях. Поэтому минералы вкрапленников, как правило, стоят в реакционном ряду выше минералов основной массы и часто выше минералов соответствующих интрузивных пород. Все это необходимо учитывать при определении места эффузивной породы в ряду магматических пород.

Для систематики эффузивных пород важное значение имеет степень их измененности, на основании которой породы делят на:

кайнотипные – свежие, неизменные и

палеотипные – измененные. Оба термина возникли исторически как результат не совсем правильного представления о прямой зависимости степени измененности пород от их возраста (кайнотипные – современные, палеотипные – древние). Более поздними исследованиями было установлено, что и среди современных эффузивных образований встречаются в значительной мере измененные породы, и среди древних палеозойских пород не исключено наличие свежих разностей.

Породы кайнотипные и соответствующие им палеотипные представители получили несколько различные названия. Так, кайнотипная эффузивная порода, аналог габбро, называется базальт; палеотипная разновидность этой породы – базальтовый порфирит; кайнотипная разновидность эффузивного аналога гранита называется риолит (липарит); его палеотипная разность – риолитовый порфир, или кварцевый порфир.

Кайнотипные породы от палеотипных отличаются по ряду признаков.

Для кайнотипных пород характерно:

1) наличие вулканического стекла в виде изотропной массы;

- 2) натриево-калиевые полевые шпаты представлены свежим водяно-прозрачным санидином;
- 3) роговая обманка – базальтическая;
- 4) хлорит и эпидот отсутствуют;
- 7) цвет породы в штуфе белый, светло-серый (для кислых пород), темно-серый, черный (для средних и основных пород).

Для палеотипных пород характерно:

- а) замещение вулканического стекла вторичными минералами;
- б) калиевые шпаты представлены ортоклазом или микроклином;
- в) роговая обманка обыкновенная;
- г) оливин серпентинизирован;
- д) обычны хлорит и эпидот;
- е) вследствие широкого развития вторичных минералов кислые породы приобретают буроватый оттенок, основные – зеленоватый.

Определение количественно-минерального состава эффузивных пород вследствие их слабой раскристаллизации и часто значительной степени измененности затруднено. Поэтому при диагностике таких пород приходится руководствоваться главным образом наличием тех или иных минералов во вкрапленниках и типом структуры основной массы.

Особенности классификации жильных пород

Жильные породы разделяются на две подгруппы: породы асхистовые (нерасщепленные) и диасхистовые (расщепленные).

Асхистовые породы по минеральному составу аналогичны глубинным породам, с которыми они генетически связаны, отличаясь от них только структурой. Названия пород этой группы образуются из названия соответствующих им интрузивных пород с добавлением приставки «микро» или слов «порфир» или «порфирит» в зависимости от структуры породы. Приставка «микро» употребляется для пород, имеющих микрозернистую структуру (микрoгранит, микродиорит, микрогаббро); слова «порфир» и «порфирит» употребляются для порфировых пород в том же значении, что и для эффузивных пород, а именно, «порфир» – для пород, содержащих в своем составе натриево-калиевые полевые шпаты (гранит-порфир, сиенит-порфир); «порфирит» – для пород, в которых натриево-калиевые полевые шпаты отсутствуют (диорит-порфирит, габбро-порфирит).

Диасхистовые породы, не имеют интрузивных аналогов и разделяются на породы лейкократовые – аплиты, пегматиты и породы меланократовые – лампрофиры.

4.3. Классификация магматических горных пород по химическому составу

Химический состав магматических горных пород является основой ряда классификаций, подробному рассмотрению которых посвящен специальный раздел петрографии – петрохимия.

Химическая классификация магматических пород, основанная на количественном содержании в их составе кремнезема, является одной из самых ранних, но до настоящего времени не утративших своего значения. На основании этого принципа выделяются породы ультраосновные с содержанием SiO_2 менее 45 %, основные 45–52 %, средние 52–65 %, кислые более 65 %. Соотношения молекулярных количеств Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O позволяют дополнить характеристику породы и отнести ее к одному из следующих рядов:

- 1) известково-щелочному, или нормальному;
- 2) пересыщенному щелочами $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$;
- 3) пересыщенному глиноземом $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$.

Особенности химического состава пород отражаются на их минеральном составе. Породы, пересыщенные кремнеземом, содержат в своем составе свободный кварц; в породах, пересыщенных щелочами, наблюдается повышенное содержание щелочных полевых шпатов (ортоклаза, микроклина, альбита), обычны щелочные цветные минералы (эгирин, арфведсонит) и возможно появление фельдшпатов (нефелина, лейцита). Как увидим из дальнейшего, группировка пород по содержанию кремнезема полностью соответствует выделению основных групп по минеральному составу.

При всей важности химических классификаций для региональных сопоставлений, а также для определения химического типа плохо раскристаллизованных пород самостоятельное значение и ограничено. По одному химическому составу без знания минерального состава и структуры назвать породу невозможно. Известно много примеров, когда породы близкого или даже аналогичного химического состава относились к совершенно различным генетическим группам пород – магматическим, осадочным или метаморфическим.

4.4. Классификация магматических пород по минеральному составу

Классификация по минеральному составу проста и удобна, так как минеральный состав всех хорошо раскристаллизованных пород легко и надежно может быть определен под микроскопом. Затруднение вызывают, как было сказано, плохо раскристаллизованные породы, минеральный состав которых трудноопределим, а количественная оценка минералов, слагающих породу, может быть произведена только очень приблизительно.

Одной из наиболее распространенных является классификация А. Н. Заварицкого, основанная на количественном соотношении главных породообразующих минералов с учетом химического состава, структур и геологических условий образования породы.

По содержанию минералов А. Н. Заварицкий разделил все магматические породы на семь групп, в каждую из которых входят близкие по химическому и минеральному составу породы интрузивной, эффузивной и жильной фаций. Название каждой группы составлено из названия наиболее распространенной интрузивной породы и ее эффузивного аналога:

1) группа перидотитов, по содержанию кремнезема соответствующая ультраосновным породам (гипербазитам);

2) группа габбро – базальтов, соответствующая основным породам (базитам);

3) группа диоритов – андезитов, соответствующая средним породам;

4) группа гранитов – риолитов и гранодиоритов – дацитов, соответствующая кислым породам;

5) группа сиенитов – трахитов, соответствующая средним породам;

Эта группа А. Н. Заварицким названа группой бесполовошпатовых ультраосновных пород. В группе перидотитов известна только одна эффузивная порода – меймечит.

6) группа нефелиновых сиенитов – фонолитов, соответствующая щелочным породам;

7) группа щелочных габброидов – базальтоидов, соответствующая щелочным породам.

Главной особенностью интрузивных пород является их полнокристаллическая, часто достаточно крупнозернистая структура,

позволяющая со значительной степенью точности определять количественные соотношения слагающих ее минералов.

На рис. 4 представлена диаграмма, на основании которой по минеральному составу можно определить место каждой данной породы в общем ряду интрузивных пород. Вдоль верхней рамки диаграммы указано положение точек, соответствующих составам главнейших разновидностей пород; вдоль нижней рамки отмечено количество кремнезема, характеризующее эту разновидность; по вертикали против названия породы указаны процентные содержания наиболее характерных для нее минералов. Между каждой парой соседних пород имеются породы промежуточного состава, что находит отражение в их двойных названиях (габбро-диорит, гранодиорит, граносиенит и т. д.). Исключение составляет сиенит, который имеет переходные разности с габбро и диоритами (габбро-сиенит, сиенито-диорит).

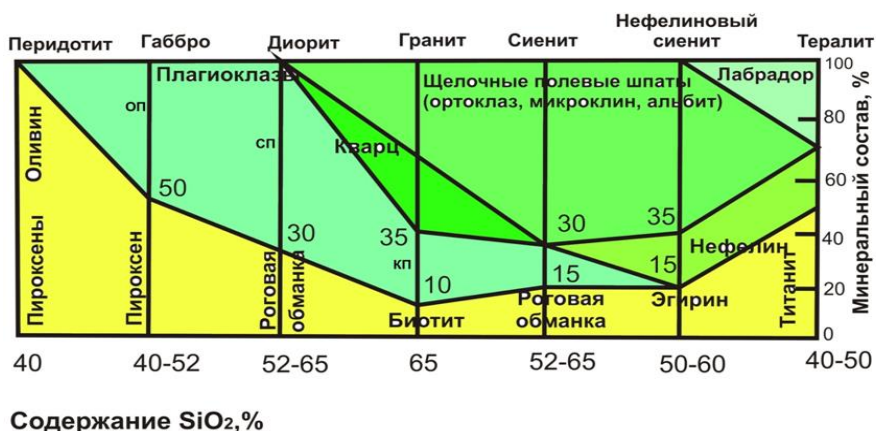


Рис. 4. Диаграмма минералогического состава интрузивных пород

Левая часть диаграммы от перидотита до сиенита отвечает ряду известково-щелочных (нормальных) пород; правая часть от сиенита до тералита соответствует щелочному ряду. Диаграмма иллюстрирует общую распространенность отдельных групп породообразующих минералов и их роль в составе отдельных разновидностей пород. Отчетливо видно также изменение состава минералов внутри группы, от более основных и тугоплавких представителей к более кислым и лег-

коплавким в серии плагиоклазов и от более железистых к менее железистым в серии цветных минералов.

Вывод по лекции

Классификация и номенклатура магматических пород раскрывается общей и геолого-генетической классификацией, классификацией по химическому и минералогическому составу. Лекция проиллюстрирована диаграммой минералогического состава интрузивных пород.

Вопросы для самопроверки

1. Понятие типа, класса, группа, ряда, семейства, вида и разновидности.
2. Группы магматических горных пород по содержанию в них кремнезема.
3. Особенности классификации интрузивных пород.
4. Особенности классификации эффузивных пород.
5. Особенности классификации жильных пород.
6. Химическая классификация магматических пород.
7. Классификация по минеральному составу.
8. Диаграмма минералогического состава интрузивных пород.

5. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ

План лекции

5.1. *Условия образования первичных магм.*

5.2. *Последовательность кристаллизации. Реакционный принцип Боуэна.*

5.1. Условия образования первичных магм

Проблема образования магматических пород тесно связана со сложнейшими проблемами происхождения магм и глубинного строения Земли.

Согласно современным представлениям, Земля имеет концентрически-зональное строение и состоит из ядра, промежуточной оболочки, или мантии, и внешней оболочки – коры. Последняя, в свою очередь, подразделяется на три слоя. Самый нижний – базальтовый (сима), выше – гранитный (сиаль) и верхний – тонкий чехол осадочных пород.

Сведения о составе и строении каждой зоны или слоя далеко неравноценны. Наиболее изученными являются доступные наблюдения верхние части коры, тогда как данные о ее нижних горизонтах, не говоря уже о мантии и ядре, весьма проблематичны и базируются на результатах геофизических исследований и некоторых материалах сопредельных наук. Представления о состоянии и составе ядра и мантии основываются главным образом на данных сейсмологов и на материале изучения вещества метеоритов, среди которых железные метеориты, как полагают, близки к составу ядра, а каменные (хондриты) – соответствуют составу мантии. Существует гипотеза, согласно которой вещество, слагающее мантию, отвечает составу перидотита. Не исключается гетерогенное строение мантии с обособлениями как перидотитовых, так и эклогитовых зон или участков.

Базальтовый слой коры, как говорит само название, состоит из пород основного состава. В пределах океанов верхняя его часть доступна непосредственному изучению: мощность базальтового слоя под океанами не превышает 5–6 км, тогда как в пределах континентов она достигает 40 км.

Гранитный слой состоит преимущественно из пород гранитного состава и различных метаморфических пород. Этот слой раз-

вит только в пределах континентов и континентальных склонов. Мощность его колеблется от 10 км в пределах платформ до 30 км в складчатых областях.

Общая мощность земной коры на платформах составляет 30–40 км, в складчатых зонах достигает 40–70 км.

В настоящее время общепризнанно, что Земля в целом представляет собой твердое тело, в пределах которого периодически возникают локальные очаги первичной магмы. Согласно этой гипотезе, очаги основной и, по-видимому, ультраосновной магмы образуются в нижнем слое коры или в верхнем слое мантии на глубинах порядка 50–100 км. Очаги кислой магмы возникают в пределах гранитного слоя в основании складчатых сооружений на глубине 10–30 км. Образование очагов первичной магмы происходит, как полагают, вследствие местного повышения температуры, притока глубинных растворов и других причин. Источниками тепла могут явиться тепловые конвекционные потоки, обусловленные гравитационным расслоением вещества Земли, энергия распада радиоактивных элементов, энергия различных химических и структурных превращений вещества Земли и др.

Существование самостоятельных основных и кислых магм подтверждается широким распространением соответствующих эффузивных пород, а также развитием определенных ассоциаций магматических пород, близких по химическому составу. В последнее время появляется все больше сторонников, разделяющих гипотезу А. Холмса о существовании первичной ультраосновной магмы.

В конце XIX в. возникло представление об одной первоначальной магме, отвечающей по составу андезито-базальтам (работы Н. Боуэна и др.). Предполагалось, что все другие типы пород образуются при ее застывании в разных условиях и вследствие происходящей при этом дифференциации. Русский ученый Ф. Ю. Левинсон-Лессинг полагал, что существуют не одна, а, по крайней мере, две родоначальные магмы – базальтовая и гранитная. Представление о самостоятельности гранитной магмы основано на том, что для формирования столь крупных и широко распространенных гранитных тел, какие известны на земле, за счет выплавки из первично базальтовой магмы потребовалось бы невероятно большое ее количество.

В последнее время появились работы, в которых обосновывается существование не только базальтовой и гранитной, но и ультраосновной – перидотитовой магмы.

Предполагается, что первичные магмы образуются в глубинных зонах земной коры в результате периодического локального расплавления слагающих ее твердых масс. Причины этого расплавления не совсем ясны. Многие исследователи связывают значительное повышение температуры, необходимое для расплавления:

1) с накоплением тепла вследствие распада радиоактивных элементов, весьма неравномерно распределенных в земной коре;

2) с резким уменьшением давления, обусловленным образованием глубинных разломов;

3) с влиянием длительных тепловых потоков, поднимающихся из глубин земного шара.

Неодинаковый состав магмы связан с тем, что расплавление происходит в различных оболочках земного шара: а) в земной коре, сложенной, особенно в верхней части, кислыми (сиалическими) породами или б) в залегающей под ней на глубине порядка 8–30 км мантии, состоящей из пород более тяжелых, основных (фемических).

В связи с тем что геофизическими методами установлено наличие магматических очагов некоторых ныне действующих и извергающих базальтовую лаву вулканов на глубинах порядка 50 км, предполагают, что зарождение основной магмы происходит внутри мантии.

Исследования в области геохимии и петрографии показывают, что кислая гранитная магма не может выплавляться непосредственно в верхней мантии, по крайней мере, не в количествах достаточных для формирования таких мощных гранитоидных образований, которые присутствуют в земной коре. Наиболее кислые продукты такого рода выплавления представлены андезитами. Гранитная магма, ее происхождение, связана с земной корой. Гранитная магма может формироваться в сиалической части земной коры, особенно мощной под континентами.

Допускается смешение корового и мантийного расплавов, при котором получатся магмы промежуточного типа.

5.2. Последовательность кристаллизации. Реакционный принцип Боуэна

Учитывая рассмотренные типы кристаллизации для многокомпонентной системы, какой является магма, известный петрограф и экспериментатор Н. Боуэн обосновал так называемый «ре-

акционный принцип». Согласно этому, принципу кристаллизация магмы осуществляется по двум ветвям – фемической (железо-магнезиальной) и сиалической (таблица 1).

Начинается она с наиболее тугоплавких минералов в каждой из ветвей. Медленное понижение температуры расплава сопровождается взаимодействием между жидкой и твердой фазами и образованием новых минералов, расположенных на следующих ступенях схемы. Конечный продукт кристаллизации по каждой из ветвей определяется исходным составом магмы. В случае кислой магмы обе ветви в конечную стадию кристаллизации объединяются, при этом выделяются калиевые полевые шпаты и кварц.

Таблица 1

Реакционный ряд Боуэна

<i>ФЕМИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ</i>	<i>САЛИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ</i>	
ОЛИВИН		
↓	Салических минералов нет	АССОЦИАЦИЯ
РОМБИЧЕСКИЙ ПИРОКСЕН		УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД
↓		
МОНОКЛИННЫЙ ПИРОКСЕН		
↓		
ОЛИВИН	АНОРТИТ	АССОЦИАЦИЯ
↓	↓	ОСНОВНЫХ
РОМБИЧЕСКИЙ ПИРОКСЕН	ОСНОВНЫЕ	ПОРОД
↓	(лабрадор, битовнит, анортит)	
МОНОКЛИННЫЙ ПИРОКСЕН	ПЛАГИОКЛАЗЫ	
↓	↓	
	СРЕДНИЕ	АССОЦИАЦИЯ
	(андезин)	СРЕДНИХ
		ПОРОД
РОГОВАЯ ОБМАНКА	ПЛАГИОКЛАЗЫ	
↓	↓	
	КИСЛЫЕ	
	(альбит, олигоклаз)	
	ПЛАГИОКЛАЗЫ	АССОЦИАЦИЯ
БИОТИТ	↓	КИСЛЫХ
↓	АЛЬБИТ	ПОРОД
МУСКОВИТ	↓	
	НАТРИЕВО-КАЛИЕВЫЕ	
	ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ	
	↓	
	КВАРЦ	

В пределах фемической ветви происходит кристаллизация по схеме реакционных превращений; ряд плагиоклазов является изоморфным, а между ветвями возможна кристаллизация по типу эвтектики.

При быстром охлаждении магматического расплава реакции взаимодействия между твердой и жидкой фазами не всегда успевают полностью завершиться и могут сохраниться минералы начальных этапов кристаллизации. Следовательно, при одном и том же исходном химическом составе магмы минеральный состав глубинных и излившихся ее разновидностей будет различен.

После полного застывания минеральный состав магматической горной породы может несколько измениться под действием более поздних горячих водных растворов (эпимагматический процесс), а после выхода на поверхность – в результате выветривания (гипергенный процесс).

Вывод

Тема лекции раскрывает условия образования первичных магм, последовательность кристаллизации минералов. Представлен реакционный принцип Боуэна, четко рассматривается его структура и компонентный состав.

Вопросы для самопроверки

1. Какие типы кристаллизации выделяются?
2. Что такое эвтектика? Особенности эвтектического процесса кристаллизации.
3. Особенности кристаллизации с образованием твердых растворов.
4. Охарактеризуйте реакционный принцип Боуэна.

6. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

План лекции

6.1. Дифференциация магмы.

6.2. Кристаллизация магмы.

6.3. Ассимиляция магмы.

6.1. Дифференциация магмы

Признание существования двух или даже трех первичных магм различного состава (кислого, основного, ультраосновного) еще не объясняет всего огромного разнообразия магматических пород, участвующих в строении земной коры. Изучение ассоциаций пород, их петрографических особенностей, а также экспериментальные исследования позволили прийти к выводу о наличии определенных физико-химических процессов, которые нарушают однородность первичного магматического расплава, обуславливая образование различных по составу пород. Одним из таких процессов является дифференциация.

Магма представляет собой силикатный расплав, образующийся в геологически активных частях земной коры и верхней мантии. При благоприятных условиях она перемещается в верхние горизонты земной коры вплоть до излияния на земную поверхность.

Температура излившейся магмы от 900 до 1200 °С, редко до 1300 °С, интрузивной – от 700 до 1100 °С, иногда несколько выше.

Причины подъема магмы пока не совсем ясны. Для передвижения возникшей в недрах Земли магмы необходимо заложение магмоподводящего канала, то есть образование трещины (разлома). Сильно возросшее давление разрешается подъемом магмы вдоль разлома.

При описании главнейших групп магматических пород неоднократно обращалось внимание на значительные вариации их химического и минерального состава, заставляющие выделять большое число их разновидностей. Вместе с тем главную массу магматических образований составляют всего 3–4 десятка пород.

Все магматические породы образуются путем кристаллизации магмы. Трудно допустить, что каждая из многочисленных разновидностей кристаллизуется из магмы специфического состава, об-

разующейся только в данном участке земной коры. Такое предположение было бы неправильным и потому, что многие из магматических пород встречаются в одних и тех же массивах, образуя постоянные ассоциации, причем здесь же наблюдаются многочисленные разности промежуточного состава, позволяющие проследить постепенные переходы от пород одной группы к другой. Поэтому уже более ста лет назад в работах первых ученых-петрографов обсуждался вопрос о том, как и где образуются первичные магмы и сколько типов магм дает начало всем разнообразным магматическим образованиям.

Образование многочисленных разновидностей пород из родоначальных магм связывается в основном с процессами дифференциации и ассимиляции.

Различают магматическую и кристаллизационную дифференциацию.

Магматическая (или ликвационная) дифференциация происходит на больших глубинах еще в жидкой стадии. Здесь возможны явления диффузии, ликвация и перемещение ряда компонентов в газообразном состоянии. Из этих процессов наибольшую роль играет ликвация. Полагают, что такое ликвационное разделение магм происходит легче, если в магме содержатся вода и другие летучие (F, Cl, P и др.) компоненты. С ликвационной дифференциацией связывают обособление сульфидов тяжелых металлов – меди, железа, никеля от силикатного расплава. Концентрация сульфидов может быть настолько высокой, что образуются их промышленные месторождения. С сульфидами могут ассоциировать хром и платина (г. Норильск, месторождения Кольского полуострова).

Газовый перенос особенно сильно проявляется при вулканических извержениях, когда вследствие быстрого падения давления газы, выделяющиеся из магмы, захватывают с собой в виде летучих соединений и ряд тяжелых элементов.

Кристаллизационная (или гравитационная) дифференциация протекает во время кристаллизации магмы, ей придается решающее значение в разделении расплава.

Наиболее тугоплавкие компоненты выделяются первыми и плавают в еще жидком расплаве. Если их удельный вес выше удельного веса расплава, они медленно опускаются, образуя относительные скопления в нижних частях магматического резервуара.

Легкие минералы, наоборот, всплывают вверх. Таким образом, в едином резервуаре после застывания возникают породы разного состава. Эти процессы осложняются реакциями вновь образующихся твердых минералов с расплавом.

На последних этапах застывания расплава заметно могут влиять тектонические силы. Под их действием происходит отжатие жидкости из твердой фазы и в случае наличия полостей в земной коре образование самостоятельной интрузии. Видимо, таким путем могут формироваться системы жил, сопровождающих большие интрузивные массивы.

6.2. Кристаллизация магмы

Начало кристаллизации связано с перемещением расплава в более высокие зоны земной коры, сопровождающимся постепенным понижением температуры и давления. Если давление снижается медленно, столь же медленно выделяются из расплава летучие компоненты, а их наличие, как говорилось выше, способствует росту крупных кристаллов. Образуются крупнокристаллические или даже гигантокристаллические структуры – кристаллы отдельных минералов достигают по величине десятков сантиметров (пегматиты).

Наоборот, при быстром понижении давления и температуры в расплаве одновременно возникает большое число центров кристаллизации и структуры получаются мелкозернистыми. Если охлаждение происходит неравномерно (сначала медленно, затем быстро), образуются неравномерно кристаллические структуры – крупные кристаллы первой фазы располагаются в мелкозернистой массе второй фазы. На скорость кристаллизации влияет и размер образующихся кристаллов, а также химический состав магмы. По Г. Тапману, скорость кристаллизации какого-либо компонента увеличивается при наличии в растворе других веществ. Поэтому полиминеральные породы при прочих равных условиях должны состоять из кристаллов меньшего размера, чем мономинеральные. Это справедливо, например, для лабрадоритов, оливинитов и других простых по составу пород. Величина минеральных зерен зависит от скорости кристаллизации.

Величина минеральных зерен зависит также от содержания соответствующих компонентов в магме. Если их мало, то и зерна

минералов получают мелкими, что свойственно, например, большей части аксессуарных минералов.

С последовательностью кристаллизации минералов тесно связана форма их выделений. Те из них, которые выделяются в первую очередь при медленном охлаждении, растут в жидком расплаве и имеют хорошо выраженные кристаллографические очертания; их зерна называются идиоморфными (т. е. имеющими присущую им собственную форму). В следующий период – в главной фазе кристаллизации – одновременно образуется много центров роста, кристаллы частично мешают расти друг другу, в связи с чем их форма не столь совершенна – гипидиоморфные зерна. Наконец, в последней фазе кристаллизации минералы выполняют промежутки между ранее образованными зернами, и их форма имеет случайный характер – ксеноморфные зерна.

Наблюдая под микроскопом форму минералов, по степени их идиоморфизма, устанавливается порядок их кристаллизации.

6.3. Ассимиляция магмы

Ассимиляцией называется процесс поглощения магмой вмещающих пород. Если эти породы значительно отличаются по химическому составу от интрузирующей их магмы, протекают энергичные реакции, приводящие к существенному изменению первоначального расплава. Образуются гибридные породы. Иногда часть крупных обломков вмещающих пород перерабатывается не полностью, их называют ксенолитами (от греческого слова «ксенос» – чуждый в приконтактных зонах).

Именно с процессами ассимиляции многие исследователи связывают образование весьма своеобразных по составу нефелиновых сиенитов.

Вывод по лекции

В данной лекции раскрываются условия образования магматических горных пород, т.е. стадии дифференциации, кристаллизации и ассимиляции магмы.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте определение понятий о родственных сериях магматических по род, о петрографических провинциях, магматических комплексах и магматических формациях.

2. На каких глубинах возникают очаги ультраосновной и кислой магм?
3. Чем объясняется вертикальное движение магмы?
4. Чем объясняется образование многочисленных разновидностей пород из родоначальных магм?
5. Что такое дифференциация, ассимиляция, ликвация магм?

7. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ

План лекции

- 7.1. Общие понятия и основные факторы метаморфизма
- 7.2. Основные типы метаморфизма
- 7.3. Минеральный состав метаморфических горных пород
- 7.4. Структуры и текстуры метаморфических горных пород

7.1. Общие понятия и основные факторы метаморфизма

Метаморфическими (преобразованными, превращенными) породами именуется породы, возникшие за счет исходных осадочных либо магматических пород, подвергшихся действию повышенных температур, давлений, химически активных растворов, именуемых факторами метаморфизма.

Как правило, порода подвергается совместному воздействию указанных факторов, реже один из них превалирует и вызывает основные изменения. Изменения эти заключаются в приспособлении к новым физико-химическим условиям и могут быть выражены достаточно многообразно: изменение формы, размеров зерен, их взаимной ориентировки, появление новых минеральных компонентов. Существенным в процессах метаморфизма является то, что преобразование вещества осуществляется в твердом состоянии. Температура обычно не достигает точек плавления вещества. Исключение составляет процесс ультраметаморфизма, сопровождающийся частичным плавлением вещества и являющийся процессом переходным, между метаморфизмом и магматизмом.

При классификации метаморфических пород по возможности учитываются ведущие факторы их преобразования, а также геологическая обстановка.

7.2. Основные типы метаморфизма

Прежде всего необходимо разделить метаморфизм по площади и объемам горных пород, подверженных преобразованиям. По этим признакам выделяется локальный и региональный типы метаморфизма.

В свою очередь, локальный тип подразделяется на несколько подтипов в зависимости от преобладания тех или иных факторов метаморфизма:

1) динамический метаморфизм, заключающийся в процессах дробления, перетиранья горных пород в условиях так называемого стресса – направленного сжатия. Типичные породы – тектонические брекчии, катаклазиты и милониты;

2) автометаморфизм, проявляющийся в изменении остывающей магматической породы под влиянием циркулирующих сквозь нее паров и газов, обычно выделяющихся из того же магматического очага. Типичные породы автометаморфизма – грейзены, березиты, пропилиты, серпентиниты, тальковые сланцы, вторичные кварциты;

3) термический метаморфизм, связанный с внедрением и излиянием магматического расплава. Если процессы метаморфизации происходят при контакте с интрузиями – это контактовый метаморфизм;

4) контактовый метаморфизм, заключается в изменении горных пород, испытавших контакт с раскаленной магмой и воздействием активных газов и растворов, выделяемых ею. Типичными породами являются роговики, мраморы, скарны.

5) региональный метаморфизм, охватывает одновременно гигантские объемы горных пород (миллионы куб. км), что и подчеркнуто в его названии. Региональный метаморфизм, по сути, является динамотермальным. Типичными породами являются филлиты, кристаллические сланцы, слюдяные гнейсы, кварциты, мраморы.

6) метасоматоз, связь которого с магматическими очагами не столь очевидна, выделяется в качестве самостоятельной разновидности – метасоматического метаморфизма. Данный вид метаморфизма связан прежде всего с растворами и газами, выделяющимися при перекристаллизации горных пород, за счет процессов трения при смещении блоков горных пород. Типичными породами являются грейзены, пропилиты, серпентиниты, тальковые сланцы.

Кроме того, выделяется так называемый ультраметаморфизм – при котором происходит частичное расплавление горных пород.

7.3. Минеральный состав метаморфических горных пород

Химический состав метаморфических горных пород не имеет столь важного значения для классификации, как в случае с магматическими породами. Это связано с тем, что при одинаковом валовом химическом составе исходных пород вследствие воздействия факторов метаморфизма могут возникать различные минералы.

Кроме того, исходными породами для одних и тех же метаморфических пород могут выступать как осадочные, так и магматические породы, примерно одинакового химического состава, например, такой ряд продуктов регионального метаморфизма, как I – глина – глинистый сланец – филлит – слюдяной сланец – гнейс; II – гранит – гнейс.

Поэтому при классификации метаморфических пород наибольшее внимание уделяется их минеральному составу.

В наиболее общем виде в составе метаморфических горных пород можно выделить три основные группы минералов:

1) минералы, образующиеся при перекристаллизации исходных компонентов, но без существенного изменения состава (кварц, полевые шпаты, карбонаты и т. п.);

2) новые минералы, возникшие из исходных при различных реакциях с водными растворами, газами;

3) реликтовые минералы, сохранившиеся без изменений от исходных горных пород.

Принадлежность породы к группе метаморфических в полевых условиях устанавливается обычно по условиям ее залегания, например, порода, встречена в мощном комплексе метаморфизованных образований. Тектурные и структурные признаки, минеральный состав являются в данном случае дополнительными уточняющими признаками.

7.4. Структуры и текстуры метаморфических горных пород

Структуры метаморфических пород подразделяются на несколько типов:

1) кристаллобластические (бластические);

2) катакластические и милонитовые;

3) реликтовые или остаточные.

Кристаллобластические структуры

Метаморфические процессы происходят в твердом состоянии или при небольшом количестве жидкой фазы. Жидкая фаза может играть значительную роль в процессах ультраметаморфизма и при метасоматозе.

Для структур метаморфических пород, образующихся путем перекристаллизации в твердом состоянии при разнообразных значениях температуры и давления с участием растворов, применяется

иная номенклатура, чем для исходных пород. В названия структур входит слово «бласто» или «бластовый». Если слово «бласто» поставлено в конце названия структуры, это указывает на возникновение новой структуры, если в начале названия, то подразумевает, что следы исходной (реликтовой) структуры сохранены.

Если в процессе метаморфизма исходный материал полностью перекристаллизован и порода достигла равновесного состояния по отношению к новым термодинамическим условиям, то структура этой породы называется кристаллобластической. Эти структуры широко распространены в породах регионального и контактового метаморфизма.

Кристаллобластез обуславливает специфические особенности метаморфических структур, важнейшие из которых следующие:

- структура метаморфических пород не отражает последовательность кристаллизации минералов, которая характерна для магматических пород. Форма минералов в большинстве метаморфических пород зависит от кристаллизационной способности минералов и от концентрации веществ, идущих на построение минералов;

- наличие многочисленных включений одних минералов в другие, что связано с одновременной кристаллизацией минералов метаморфических пород. В процессе роста минерал, имеющий большую силу кристаллизации, очищается от таких включений;

- наличие равномерно-крупнозернистых структур, что объясняется растворением мелких зерен при перекристаллизации;

- расположение минералов в виде скоплений; эта особенность связана с собирательной кристаллизацией, происходящей в начальной стадии метаморфизма.

Среди кристаллобластовых структур выделяются следующие:

- По абсолютной величине зерен минералов:

- микробластовые;

- гигантбластовые.

- По степени идиоморфизма зерен:

- идиобластовая,

- гипидиобластовая,

- ксенобластовая.

- По относительным размерам зерен:

- гомеобластовая структура – зерна породы имеют примерно одинаковые размеры;

- гетеробластовая структура – зерна породы имеют различные размеры.

- По форме зерен:
 - гранобластовая,
 - зубчатая,
 - фибробластовая,
 - чешуйчатая,
 - листоватая.

Катакластические и милонитовые структуры

Эти структуры типичны для продуктов динамометаморфизма. Их формирование обусловлено раздроблением минералов или всей породы.

Катакластические структуры возникают в начальных стадиях раздробления пород. Дробление пород не сопровождается перекристаллизацией и минералообразованием. Породы, имеющие катакластическую структуру, характеризуются однородной текстурой и отсутствием сланцеватости.

Милонитовые структуры возникают в породах, подвергшихся интенсивному дроблению. Эти породы обладают тонкополосчатой текстурой. В милонитах, наряду с раздроблением, могут происходить перекристаллизация и образование новых минералов.

Реликтовые или остаточные структуры

Эти структуры характеризуются наличием в метаморфической породе остатков исходной породы, из которой она произошла. Тип исходной породы позволяет подразделить реликтовые структуры на следующие подгруппы:

1. Реликтовые структуры с остатками магматического материала.
2. Реликтовые структуры с остатками осадочного материала.

7.4. Структуры и текстуры метаморфических горных пород

Текстуры метаморфических пород объединяют в три группы:

Массивные или однородные, такситовые или неоднородные, остаточные или реликтовые.

Массивные, или однородные текстуры характеризуются равномерным распределением минералов в породе.

Такситовые, или неоднородные текстуры подразделяются следующим образом:

– сланцеватые текстуры, характеризующиеся наличием сравнительно мелких пластинчатых, чешуйчатых или вообще заметно уплощенных зерен минералов, располагающихся взаимно параллельно. Сланцеватые текстуры возникают в условиях одностороннего давления (стресс), обуславливающего кристаллизационную сланцеватость, вызванную ориентировкой минералов во время перекристаллизации. Эти текстуры широко распространены в гнейсах и сланцах;

– пloyчатые и микроплойчатые текстуры, характеризующиеся расположением минералов в виде извилистых полос (в сланцеватой породе развивается мелкая складчатость). Они представляют собой текстуры сильно деформированных пород в условиях, когда эти породы приобретают способность к пластическому течению;

- очковые текстуры, характеризующиеся наличием отдельных округлых крупных зерен, облекаемых сланцеватой основной массой породы. Показательны очковые текстуры для гнейсов.

- полосчатая текстура, обусловленная чередованием полос различного состава и структуры.

- пятнистые текстуры возникают при неравномерном распределении зерен отдельных минералов, которое формируют скопления различной величины.

Остаточные, или реликтовые текстуры наблюдаются часто среди полосчатых и сланцеватых текстур, которые развиваются вдоль видимой или скрытой первичной слоистости. Метаморфизм в этом случае вызывает усиление слоистой текстуры осадочных пород.

Вывод по лекции

Дается понятие метаморфизма, характеристика основных факторов метаморфизма. Раскрываются минеральный состав, структура и текстуры метаморфических пород.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое метаморфизм и каковы его факторы?
2. Какие типы метаморфизма Вы знаете?
3. Перечислите основные типы метаморфических пород.
4. Особенности формирования структур метаморфических пород.
5. Перечислите основные типы структур и текстур метаморфических пород

6. По каким признакам классифицируются структуры метаморфических пород?

7. От чего зависит структура метаморфических пород? Отражает ли она последовательность кристаллизации минералов?

8. Перечислите текстуры метаморфических пород и охарактеризуйте их.

8. КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД. ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД, ИХ МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

План лекции

8.1. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород.

8.2. Типы метаморфических пород, их минеральный и химический состав, условия образования.

8.1. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород

При классификации метаморфических пород по возможности основываются на выявлении ведущих факторов их преобразования. Используемая классификация учитывает также принадлежность породы к той или иной конкретной геологической обстановке.

В 1904 году У. Грубенманом было введено понятие о зонах регионального метаморфизма, зависящих от глубины: 1) верхняя – эпизона; 2) средняя – мезозона; 3) нижняя – катазона.

В эпизоне господствуют одностороннее давление (стресс) и сравнительно невысокие температуры. Типичными минералами эпизоны являются хлорит, тальк, серпентин, серицит, карбонаты, эпидот, альбит, кварц и др. Текстуры пород сланцеватые, катаклатические. Наиболее характерными являются такие породы, как филлиты, хлоритовые, эпидотовые сланцы, кварцито-сланцы.

В мезозоне наряду со стрессом появляется гидростатическое давление, кроме того, более высокие температурные условия. Появляются более плотные минералы: биотит, мусковит, ставролит, кианит, актинолит, кислые плагиоклазы. Структуры пород в основном кристаллобластовые. Наиболее характерными являются следующие породы: гнейсы, амфиболиты, слюдяные сланцы.

Катазона соответствует наиболее глубинным условиям. В ее пределах проявляются наиболее высокие температуры и гидростатическое давление. Данные условия приводят к формированию очень плотных минералов. Характерными породами являются гранатовые, пироксеновые гнейсы и т. п.

В дальнейшем было показано, что формирование тех или иных метаморфических пород указывает не столько на глубину происхождения, сколько на определенные термодинамические условия, так как температура и давление в земной коре изменяется не всегда в линейной зависимости.

В. Гольдшмит и П. Эскола в 1920 году предложили понятие «метаморфическая фация» – комплекс пород, возникший в таких сходных термодинамических условиях, что определенный химический состав приводит одной и той же ассоциации минералов.

Первоначально П. Эскола предложил 5 метаморфических фаций, в дальнейшем было предложено более дробное деление, принятое в настоящее время большинством ученых.

Цеолитовая фация характеризует переход от диагенеза к метаморфизму при захоронении осадков, когда температура и давление выше, чем на поверхности: $p = 2000\text{--}3000 \text{ кгс/см}^2$, $T = 200\text{--}300 \text{ }^\circ\text{C}$. Типичные минералы: цеолиты, альбит, кварц, адуляр. Встречается достаточно редко.

Фация зеленых сланцев формируется на несколько большей глубине: $T > 300^\circ$, $p = 2\ 000\text{--}4\ 000 \text{ кгс/см}^2$. Характерны минералы зеленого цвета: хлорит, эпидот, актинолит. Выделяются три субфации, именуемые по типичным минералам.

Фация глаукофановых сланцев имеет не вполне определенное положение. В современных работах ее относят к фации более высоких давлений, чем это было сделано Тернером Ф. ($p > 10\ 000 \text{ кгс/см}^2$).

Фация альмандиновых амфиболитов выделяется в зонах высокой степени регионального метаморфизма. T почти достигает $700 \text{ }^\circ\text{C}$. По типичным ассоциациям минералов выделяются три субфации. В наиболее высоких зонах наблюдается гранитизация, что свидетельствует о высоких температурах.

Фация гранулитов охватывает совокупность метаморфических пород, характеризующихся ассоциациями силлиманит – гранат, диопсид – гиперстен. $T > 700 \text{ }^\circ\text{C}$, $p = 3\ 000\text{--}10\ 000 \text{ кгс/см}^2$. Наблюдается частичное расплавление пород. Выделяются две субфации.

Фация эклогитов формируется в условиях высоких температуры и давления. Состав отвечает ультраосновным породам. Предполагается, что эклогиты образуются на глубинах около 40 км при температурах более $700 \text{ }^\circ\text{C}$ и давлении более $10\ 000 \text{ кгс/см}^2$.

При исследованиях минеральных ассоциаций метаморфических пород выяснилось, что некоторые из них могут быть установлены в пределах нескольких фаций. Поэтому для отнесения породы к той или иной фации пользуются не любыми ассоциациями, а так называемыми критическими, то есть такими, которые очень чутко реагируют на изменение условий. Для этой цели используют индекс-минералы.

8.2. Типы метаморфических пород, их минеральный и химический состав, условия образования

Породы динамического (катакластического) метаморфизма

Тектонические брекчии весьма часто наблюдаются как в складчатых областях, так и на платформах. Они состоят из различных по величине угловатых обломков, сцементированных более мелкими частицами того же состава.

Катаклазиты – породы более сильно раздробленные. Сохранившиеся реликты минералов позволяют установить характер первоначальных пород.

Милониты – породы, раздробленные в еще большей степени. Они почти нацело состоят из тонкого, даже пылеватого материала с редкими обтертыми с краев зернами.

Породы автосметаморфизма

Грейзены образуются за счет изменения главным образом гранитов и гранитоидов в периферических частях их штоков под воздействием газообразных, парообразных и летучих компонентов магмы.

Березиты образуются подобно грейzenам, но при более низких температурах и ином составе парообразных компонентов.

Пропилиты возникают при изменении средних и основных вулканических пород поствулканическими растворами.

Серпентиниты образуются при изменении ультраосновных оливиновых пород под влиянием гидротермальных растворов сравнительно невысокой температуры.

Тальковые сланцы образуются главным образом из ультраосновных магматических пород; иногда из доломитов.

Породы контактового метаморфизма

Роговики – общее наименование группы метаморфических пород, образующихся при контакте магмы с глинистыми или пес-

чано-глинистыми породами. Главные минералы: плагиоклазы, ортоклаз, кварц, биотит.

Мраморы образуются как при контактовом, так и при региональном метаморфизме осадочных пород – известняков и доломитов.

Скарны образуются в результате глубокой переработки известняков под воздействием проникающих из остывающей магмы разнообразных остаточных растворов, газообразных и летучих соединений.

Характерны миминералами скарнов являются кальцит, гранаты (особенно андрадит), диопсид, роговые обманки.

Породы регионального метаморфизма

Глинистые сланцы – продукты неглубокого метаморфизма глинистых, алевроглинистых, песчано-глинистых пород.

Филлиты являются продуктами более глубокого метаморфизма тех же самых глинистых и песчано-глинистых пород.

Слюдяные сланцы могут образовываться как в результате глубокого метаморфизма глинистых и песчано-глинистых осадочных пород, так и в результате глубокого метаморфизма и перекристаллизации некоторых кислых магматических пород (порфиры, кварцевые порфиры и др.).

Гнейсы по происхождению разделяются на ортогнейсы, образующиеся при метаморфизме магматических пород (главным образом, гранитоидов), и парагнейсы, образующиеся при глубоком метаморфизме обломочных осадочных пород (пески, песчаники, алевролиты, глины).

Мигматиты – продукты так называемого инъекционного метаморфизма. Представляют собой смесь внедряющегося по слоистости, по плоскостям сланцеватости или по системе трещин магматического материала с окружающими породами.

Хлоритовые сланцы образуются главным образом в результате метаморфизма основных и ультраосновных магматических пород (ортосланцы). Иногда при глубоком метаморфизме некоторых обломочных осадочных пород (ы).

Серпентиниты – характеристика их, как и тальковых сланцев, дана при описании пород автосметаморфизма.

Кварциты образуются при глубоком метаморфизме кварцевых песчаников и песчаников. Некоторые разновидности кварцитов содержат значительное количество магнетита и гематита. В этом случае они носят название железистых кварцитов (джеспилитов).

Кремнистые сланцы образуются в результате метаморфизма кремнистых осадочных пород (трепелов, диатомитов, радиоляритов и др.).

Амфиболиты образуются в результате метаморфизма основных магматических пород.

Внутри семейства амфиболитов подразделение ведется по добавочным минералам. Так выделяют гранатовые амфиболиты, хлоритовые амфиболиты и др.

Роговообманковые сланцы образуются главным образом в результате метаморфизма ультраосновных магматических пород: пироксенитов, перидотитов, горнблендитов и др., окраска их темная: зеленая, серовато-зеленая, темно-зеленая до черной.

Актинолитовые сланцы могут образовываться как в результате метаморфизма магматических пород пироксенито-перидотитового ряда, так и при метаморфизме карбонатных осадочных пород (мергелей, глинистых известняков, чистых известняков, доломитов), особенно при наличии магнезиального и кремнистого метасоматоза.

Эклогиты – темно-зеленые, почти черные породы. Структура крупнокристаллическая, текстура массивная. Состоят эклогиты в основном из сильножелезистого граната, близкого к пиропу, и моноклинного пироксена. Эклогиты характеризуются ограниченным распространением и недостаточной изученностью.

Вывод по лекции

Тема лекции раскрывает главные типы метаморфических пород, их структуры и текстуры. Раскрывает основные принципы номенклатуры метаморфических горных пород, их классификацию.

Вопросы для самопроверки

1. Какие структуры характерны для пород динамометаморфизма?

2. Как называется процесс перекристаллизации в твердом состоянии?

3. При изменении каких пород возникают пропилиты, тальковые сланцы?

4. Основные факторы динамометаморфизма и автometаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА И ИНТЕРНЕТ-РЕСУРСЫ

1. Булах А. Г. Минералогия: учебник для студентов учреждений высшего профессионального образования, обучающихся по направлению подготовки «Геология». М.: Академия, 2011. 278 с., цв. ил.: ил.

2. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2008. 320 с.: ил.

3. <http://eLibrary.ru/> – Научная электронная библиотека.

4. <http://www.biblioclub.ru/> – Электронная библиотечная система «Университетская библиотека онлайн».

5. <http://e.lanbook.com/> – Электронно-библиотечная система «Издательство «Лань»».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Курс подготовлен в соответствии с требованиями государственных образовательных стандартов высшего профессионального образования по дисциплине «Петрография». Содержит курс лекций с дополнительной информацией, способствующей усвоению основного материала, вопросами для повторения тем для специальности 21.05.02.

В учебном курсе доступность изложения материала сочетается с полнотой и системностью освещения вопросов по различным разделам минералогии, петрографии магматических и метаморфических пород. Приводятся сведения о методах исследования минералов и горных пород и методика микроскопического изучения. Курс рассчитан на студентов очной формы обучения, его информационное содержание достаточно для изучения дисциплины в полном объеме.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
1. Содержание и задачи общей петрографии как науки о магматических и метаморфических горных породах.....	4
2. Распространенность различных типов магматических горных пород в составе земной коры и геологические особенности их залегания.....	20
3. Особенности строения и вещественный состав магматических горных пород.....	25
4. Классификация и номенклатура магматических пород...	45
5. Происхождение магм.....	54
6. Условия образования магматических горных пород.....	59
7. Общие понятия о метаморфизме.....	64
8. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород. Типы метаморфических пород, их минеральный и химический состав, условия образования.....	71
Литература и Интернет-ресурсы	76
Заключение.....	76

Учебное издание

Стерленко Зинаида Васильевна
Логвинова Татьяна Витальевна

ПЕТРОГРАФИЯ

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Редактор, технический редактор Н. Б. Копнина
Компьютерная верстка М. И. Толмачёв

Подписано в печать 21.01.2016

Формат 60x84 1/16
Бумага офсетная

Усл. печ. л. 4,54
Заказ 229

Уч.-изд. л. 4,03
Тираж 30 экз.

Отпечатано в Издательско-полиграфическом комплексе
ФГАОУ ВПО «Северо-Кавказский федеральный университет»
355029, г. Ставрополь, пр-т Кулакова, 2