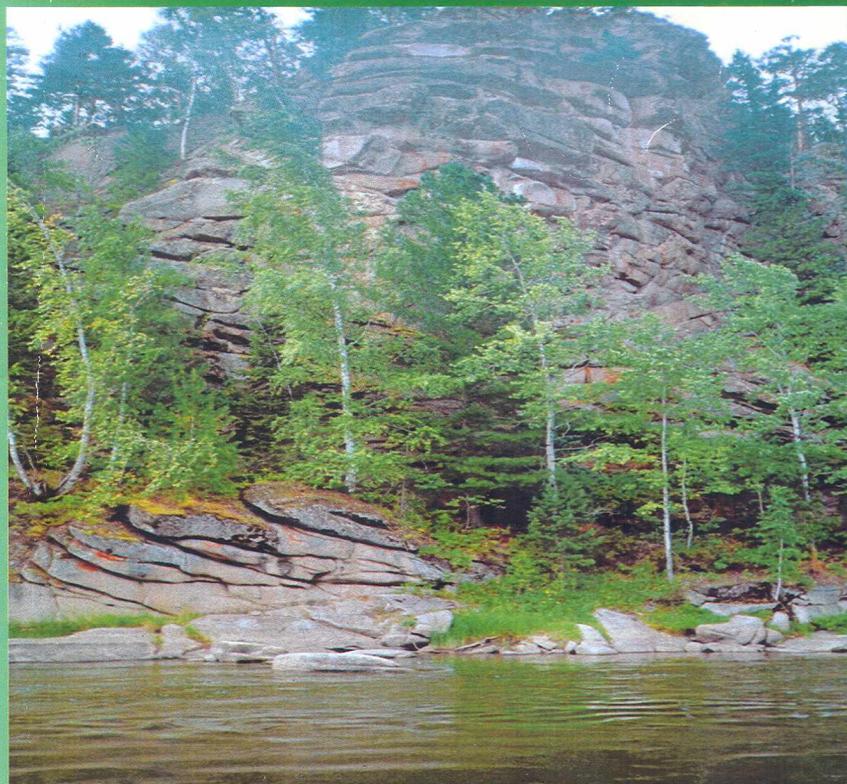


С.В. Белов

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
ЛИТОЛОГИЯ



С.В. Белов

**ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД**

ЛИТОЛОГИЯ

Учебное пособие



Москва
Издательство МГОУ
2008

УДК 552(075)
ББК 26.303
Б 43

Рецензенты:

д-р г.-м. наук А.А. Фролов (ВИМС),
доц., канд. г.-м. наук И.А. Транквилицкая (МГОУ)

Белов С.В.

Б 43 Петрография магматических и метаморфических пород.
Литология: Учеб. пособие. – М.: Изд-во МГОУ, 2008. –
– ISBN 978-5-7045-0796-3.

В учебном пособии дается характеристика магматических, метаморфических и осадочных пород.

Изложены методические рекомендации по определению и описанию пород.

Предназначено для студентов геологических специальностей (130301 и 130302).

УДК 552(075)
ББК 26.303

ISBN 978-5-7045-0796-3 © Белов С.В., 2008
© Оформление. Изд-во МГОУ, 2008

ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с государственным образовательным стандартом Российской Федерации для специальности 130301 – *Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых* предусматривается изучение следующих дисциплин:

Петрография магматических и метаморфических пород, петрология (190 ч)

Методы лабораторных исследований породообразующих минералов (методика исследования, оптические свойства, диагностические признаки, количественный состав); типы магм и магматические горные породы (структуры, текстуры, принципы классификаций, химический состав, обработка аналитических петрохимических данных на ПЭВМ); важнейшие семейства и виды магматических пород (химический и минеральный состав, разновидности пород, структуры, условия залегания пород); кристаллизация магматических расплавов; происхождение магматических горных пород; магматические горные породы в пространстве и во времени; типы метаморфизма; метаморфические реакции и основы парагенетического анализа; типы метаморфических пород; фации метаморфизма; метасоматизм и метасоматические породы; взаимодействие магматических, метаморфических и метасоматических процессов.

Литология (80 ч)

Состав и строение осадочных пород; типичные структуры и текстуры и их генетическое содержание; классификации осадочных пород; основные группы и семейства терригенные, глинистые, хемогенные, органогенные породы; условия образования осадочных пород; области осадконакопления; типы литогенеза; денудация, транспортировка, аккумуляция; диагенез, катагенез; генетические типы отложений; факторы седиментогенеза; методы литологических исследований; полевые и лабораторные методы анализа.

Для студентов специальности 130302 – *Поиски и разведка подземных вод* предусматривается изучение курса «**Петрография и литология**» в объеме 70 ч.

Текстуры и структуры магматических, метаморфических и осадочных горных пород, их вещественный состав и классификация; ассоциации, серии, формации горных пород, условия их образования и закономерности размещения.

Изучение дисциплины осуществляется путём самостоятельной проработки учебников и учебных пособий. При выполнении контрольной работы следует использовать дополнительную литературу, а также материалы по данной проблеме, которые можно найти в Интернете. Курс основан на знаниях кристаллографии и минералогии, физики, химии, использует сведения о горных породах, изучаемые в курсе «Общей геологии».

Петрография и литология относятся к числу фундаментальных геологических дисциплин, изучающих вещество земной коры. Нет ни одной ветви геологических знаний, которая могла бы обойтись без использования данных, являющихся предметом исследования петрографии или литологии. Учение о месторождениях полезных ископаемых рассматривает петрографические объекты либо как самостоятельные месторождения полезных ископаемых (например, многие строительные и облицовочные камни, бокситы и пр.), либо как источники оруденения (например, оловоносные граниты), либо в качестве тел, вмещающих полезные ископаемые (например, водоносные горизонты песчаников). Процессы осадконакопления и особенности магматизма и метаморфизма служат главнейшими отправными элементами построения всех геотектонических гипотез. Историческая геология также широко использует петрографические методы при восстановлении истории геологического развития определенных регионов. И даже наука биологического цикла – палеонтология при изучении форм окаменелых организмов прибегает к петрографическим методам изучения. Но наиболее тесная связь петрографии и литологии с месторождениями полезных ископаемых. В широком аспекте все руды

и рудные тела можно рассматривать как рудные типы петрографических объектов. Поэтому будущие инженеры-геологи должны уметь:

- грамотно проводить полевое изучение магматических, осадочных и метаморфических комплексов;
- отбирать материал для лабораторных исследований горных пород;
- диагностировать под микроскопом горные породы, знать и применять методы лабораторных исследований;
- обрабатывать данные по петрохимии;
- на основе собранных фактов делать петрологические выводы о происхождении и условиях формирования магматических, осадочных и метаморфических горных пород, выявлять связи между этими породами и оруденением;
- использовать петрографические и петрологические методы при прогнозе, поисках полезных ископаемых.

Во время учебно-экзаменационной сессии студенту необходимо прослушать обзорные и установочные лекции, выполнить практические и лабораторные работы, сдать зачёт и экзамен по курсу. Для самопроверки в конце каждого раздела приведены вопросы, которые рекомендуется использовать при подготовке к зачёту и экзамену.

Лабораторные и практические занятия проводятся с учебными коллекциями в лаборатории МГОУ. На лабораторных занятиях студенты должны усвоить методы макро- и микроскопического исследования состава и строения горных пород, познакомиться с особенностями магматических, осадочных и метаморфических горных пород, приобрести навыки работы с петрографическим микроскопом, усвоить методы диагностики породообразующих минералов и горных пород.

КОНТРОЛЬНЫЕ ЗАДАНИЯ

В соответствии с учебным планом по петрографии магматических и метаморфических пород и литологии необходимо выполнить одну контрольную работу. Контрольная работа выполняется путём ответов на вопросы, помещённые в

конце каждого раздела пособия. Из каждого раздела берётся один вопрос. Вопросы составлены в 10 вариантах. Выполняется тот вариант, номер которого соответствует последней цифре шифра студента. Если шифр заканчивается нулем или несколькими нулями, выполняется вариант 10.

Перед выполнением контрольной работы необходимо прочитать в учебнике (сверяясь с программой) соответствующие разделы. Отвечать на вопросы следует своими словами, не переписывая текста учебника. Ответы должны быть конкретными и точными и не содержать материала, не имеющего прямого отношения к поставленному вопросу. Объем контрольной работы не должен превышать ученической тетради. В конце работы приводится список использованной литературы, который необходимо составлять по установленной форме. (Подобные списки имеются в любом учебнике, посмотрите, как это следует делать). Рекомендуется остальные варианты контрольных заданий использовать в качестве вопросов для самопроверки при подготовке к зачетам и экзаменам.

1. ПРЕДМЕТ ИЗУЧЕНИЯ ПЕТРОГРАФИИ И ЛИТОЛОГИИ

Понятие горной породы. Связь между горной породой и полезным ископаемым. Значение петрографии и литологии для практики геолого-разведочных работ. Вещественный состав горных пород. Валовой химический и минеральный состав. Главные породообразующие окислы. Систематика горных пород. Породообразующие и акцессорные минералы. Структура и текстура пород. Петрофизические свойства пород и их анизотропия. Деление пород по условиям образования. Распространённость породообразующих минералов в земной коре.

Геологи изучают недра, и когда говорят о материале недр, то всегда имеют в виду твёрдый камень. Изучением этой твёрдой субстанции и занимается наука петрография (от греч. «петро» – камень, «графо» – пишу). Когда говорят о петрографии, то, как правило, речь идёт о магматических и метаморфических породах. Наука же, занимающаяся изучением осадочных пород, называется *литологией*, «литос» также означает камень.

Несмотря на то, что человек с незапамятных времён использует камень (каменные топоры, ножи, наконечники, кресала и т.д.), петрография относится к молодым наукам. Как самостоятельная ветвь геологии, она сформировалась лишь во второй половине XIX века, когда появился поляризационный микроскоп, который позволил детально изучать состав и строение горных пород. Собственно с этого момента петрография стала бурно развиваться. Так что же такое горная порода? *Горная порода – это природный минеральный агрегат, относительно постоянного состава и строения, являющийся продуктом геологических процессов и формирующий в земной коре самостоятельные тела.* В отличие от минералов горные породы – физически сложные образования. Надо сказать, что горная порода не всегда твёрдая, например, пластичная глина, сыпучий песок и галечник – это тоже горные породы.

Среди методов изучения горных пород различают: полевые, лабораторные, экспериментальные и теоретические (табл. 1.1). В ходе полевых работ основное внимание уделяется особенностям залегания и макроскопическому изучению пород. Арсенал лабораторных методов ныне пополнился новыми методами. Это микрозондовый анализ, рентгеноструктурный, атомно-адсорбционный, термобарогеохимический, изотопный анализ и др. Много для познания проблем происхождения горных пород (петрогенезиса) дают экспериментальные исследования.

Таблица 1.1

Методы изучения горных пород

Плотные горные породы	Рыхлые горные породы
1	2
<i>1. Полевая петрология</i>	
1. Изучение горных пород как геологических тел.	1. Изучение осадков как геологических образований, причем особое внимание уделяется их стратиграфии.
2. Макроскопическое изучение строения пород.	2. Макроскопическое изучение.

1	2
<i>II. Лабораторные исследования (петрография)</i>	
<i>A. Обработка полевых материалов</i>	
1. Кристаллооптический анализ: а) в параллельном поляризованном свете; б) в сходящемся поляризованном свете. 2. Химический анализ пород и минералов. 3. Микрoхимический анализ. 4. Исследование физических свойств. 5. Технические испытания.	1. Механический анализ (породы в целом и по фракциям). 2. Микрoхимический анализ. 3. Микроскопический анализ. 4. Химический анализ фракций и вытяжек. 5. Исследование физических свойств. 6. Технические испытания.
<i>B. Экспериментальная петрография</i>	
1. Плавка и синтез силикатов. 2. Исследования электромагнитных свойств и др.	1. Изучение водных минеральных растворов. 2. Изучение роли микроорганизмов в образовании осадков и др.
<i>III. Разработка проблем петрогенезиса</i>	
Обобщение материала (I + II) в виде петрогенетических гипотез и теорий.	Анализ полученных данных о минеральном составе стратиграфических разрезов с целью их параллелизации (корреляции)

Возникает вопрос: какая связь между горной породой и полезным ископаемым? Ведь последние также представляют собой скопления минералов. Дело в том, что полезным ископаемым являются лишь те породы, которые благодаря своим свойствам используются для нужд человека в промышленности, строительстве, сельском хозяйстве. То есть понятие *полезное ископаемое* категория экономическая. Она определяется, с одной стороны, потребностями производства, а с другой – экономической целесообразностью добычи и переработки тех или иных видов горных пород. Кроме того, горная порода – это, по сути дела, своеобразный историко-геологический документ, изучение которого даёт возможность выявить историю формирования породы. Отсюда вытекает и значение петрографии и литологии для практики геолого-разведочных работ и для народного хозяйства в целом.

Каждая горная порода образует в земной коре объемное тело (пласт, поток, линзу, массив), имеет определённый вещественный состав и обладает специфическим внутренним строением. Вещественный состав породы может быть охарактеризован валовым химическим составом и минеральным. Валовой химический состав характеризуется содержанием главных окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , H_2O . Валовой химический состав земной коры был вычислен американскими учёными Кларком и Вашингтоном при обработке более 5 тыс. химических анализов различных пород. И оказалось, что элементы этих главных окислов составляют по массе почти 99% объема коры. На все остальные элементы приходится примерно 1,4 %. Причем наибольшая доля (46,6%) приходится на кислород, 27,72% – на кремний. Это говорит о том, что земная кора преимущественно сложена кремнекислородными соединениями.

Когда определяют химический состав породы, то в лабораториях помимо вышеуказанного перечня главных окислов также определяют P_2O_5 , TiO_2 , SO_3 , CO_2 и воду общую и связанную в кристаллической решётке минералов. Естественно, что валовой химический состав определяют для того, чтобы определить место породы в химической систематике горных пород. Однако использовать все эти окислы при сравнениях сложно и не очень наглядно. Поэтому для наглядности производят так называемые петрохимические пересчёты, например по Ниггли, когда химический состав вместо многочисленных окислов характеризуется пятью числами, четыре из них (сумма которых равна 100) можно наглядно изобразить в виде точки на тетраэдре, а пятую характеристику подписать. Используют и более простые диаграммы, например, в координатах щелочность – кремнекислотность $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O}$, – SiO_2 .

Однако важно подчеркнуть, что при одном и том же валовом химическом составе породы могут состоять из разных минералов. Поэтому именно *минеральный состав играет решающую роль в определении типа горной породы*. Горные породы, состоящие из одного минерала, называются *мономинеральными* (дунит, мрамор, кварцит), из двух – *биминеральными* (перидотиты, амфиболы) и *полиминеральными*, если породы состоят из нескольких минералов (гранит, гнейс).

В породе различают: а) главные породообразующие минералы, составляющие около 95% породы, они определяют тип горной породы; б) второстепенные или аксессуарные минералы, они характерны для однотипных пород: пирит, циркон, апатит, пироп и др. Они широко используются при диагностике в качестве типоморфных минералов, характерных для той или иной породы. Например, пироповый метод поисков используется для выявления алмазоносных кимберлитов.

Около 90% породообразующих минералов представлены силикатами Al, Fe, Ca, Na, K, Mg. Это значит, что в природе наиболее распространены именно силикатные горные породы.

Распространённость минералов в земной коре тоже весьма различна: 58% приходится на полевые шпаты; 16,5% – на пироксены, амфиболы и оливины; 12,5% – на кварц; слюды дают 3,5%; магнетит с гематитом также дают 3,5%; на кальцит приходится 1,5% и 1% составляют глинистые минералы.

Светлоокрашенные породообразующие минералы называются *силикатными* (от Si – Al), а темноцветные – *фемическими* (от Fe – Mn). Важно также иметь в виду, что породообразующие минералы делятся на первичные, т.е. возникающие в процессе образования горной породы, и вторичные, т.е. формирующиеся в процессе её изменений.

Рассмотрим такую важную диагностическую характеристику горных пород, как СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА. Чтобы было понятно, о чём пойдёт речь, сравним, например, образцы гранодиорита, письменного гранита и кварцевого порфира. Все они несмотря на близкий минеральный состав имеют существенные различия во внешнем облике и, очевидно, в свойствах. Различия эти коренятся в размерах и форме зёрен, в расположении минералов, т.е. во внутреннем строении породы, которое и определяет её структурно-текстурные особенности.

СТРУКТУРА – это *особенность внутреннего строения* породы обусловленная степенью кристалличности, размерами зёрен и обломков, слагающих породу, их формой и взаимоотношениями. Например, гранодиорит имеет равномернозернистую структуру, письменный гранит – графическую и кварцевый порфир – порфиroidную.

ТЕКСТУРА породы – это особенность внешнего её строения, определяемая характером размещения и ориентировкой минеральных агрегатов в пространстве. То есть особенность породы, проявляющаяся в различиях между неориентированными (например, в граните) и ориентированными структурами (в гнейсе), и называется *текстурой*. Среди ориентированных текстур, например, есть сланцеватая и слоистая текстуры. В текущих расплавах возникает текстура течения или, как её называют, флюидальная. Подробно структуры и текстуры будут рассмотрены при изучении различных классов горных пород. Заметим, что со структурой связано одно из важнейших свойств горных пород – анизотропия, т.е. неодинаковость тех или иных её свойств по различным направлениям.

Надо сказать, что существует ещё одна совокупность свойств, по которым различаются горные породы. Это так называемые *петрофизические свойства*. Набор их достаточно обширен. Это плотность, пористость, прочностные свойства (крепость, хрупкость, пластичность, вязкость, упругие и реологические свойства), тепловые, электрические и магнитные свойства и, например, радиоактивные свойства.

Охарактеризуем их более подробно. Пористость – это совокупность всех пустот в породе, которые могут быть заполнены или не заполнены газами или жидкостями. Это свойство очень важное, так как та же пористость определяет, например, коллекторские свойства нефтяных, газовых и водоносных пластов, влияет на миграцию рудоносных растворов, на качество строительных камней и т.д. Прочностные свойства пород зависят: а) от вида напряжённого состояния: например, прочность пород на сжатие обычно в несколько раз больше прочности на растяжение; б) от анизотропии, т.е. неодинаковости свойств в направлениях параллельно и перпендикулярно слоистости. Для горного инженера важна динамическая прочность (сопротивление удару, истиранию, буримости, обрабатываемости). В экологии важны изолирующие свойства пород. Например, при создании могильников, где захораниваются радиоактивные вещества, важно выбрать такие участки литосферы, где проницаемость пород будет сведена к минимуму. Так на Сергиево-Посадском комбинате «Радон» изолирующую роль выполняют горизонты плотных глин.

В последние годы в качестве нового прикладного метода изучения горных пород и руд используется структурно-петрофизический анализ, разработанный в МГУ В.И. Старостиным и развитый А.А. Бурмистровым. Из отобранных в поле образцов изготавливаются ориентированные пластины, в которых определяется пространственная ориентировка анизотропии прочностных свойств (модуля Юнга, коэффициента Пуассона, и др.), пористость, динамика насыщения. Всё это позволяет прогнозировать рудные ловушки. Необходимо подчеркнуть, что петрофизические свойства пород лежат в основе широкого спектра геофизических методов поисков. Гравиразведка основана на изучении дефицита плотности, наземные и аэроварианты магнито- и электроразведки, гамма-спектрометрии используют соответствующие магнитные, электрические и радиоактивные свойства. Сейсмические методы основываются на различной скорости распространения в породах упругих волн.

Коснёмся теперь проблемы образования горных пород. Надо сказать, что породы живут своей жизнью, только жизнь эта по продолжительности не сопоставима с человеческой. Но тем не менее они рождаются, старятся и распадаются, хотя происходит это на протяжении сотен тысяч и миллионов лет.

По условиям своего образования горные породы делятся на: магматические; осадочные; метаморфические.

Магматические породы образуются путём остывания, затвердения и кристаллизации природных расплавов, зарождающихся в коре и верхней мантии. Магматические очаги фиксируются геофизическими методами на глубине нескольких километров под действующими вулканами, в рифтовых зонах, в так называемых «горячих точках», своеобразных структурах, образуемых поднимающимися из мантийных глубин горячими плюмами.

Осадочные породы образуются на поверхности земли (в том числе и в водной среде) из продуктов разрушения ранее возникших пород, а также из химических и органических остатков.

Метаморфические породы возникают в глубоких зонах земной коры путём коренного преобразования ранее возникших пород под влиянием температуры, давления и воздействия природных растворов. В результате чего, не переходя в расплав, они приобретают новый вещественный состав и внутреннее строение.

Подробному изучению каждой из этих групп будут посвящены соответствующие разделы.

Вопросы для самопроверки

1. Предмет изучения петрографии и литологии.
2. Понятие горной породы, виды горных пород, их применение в народном хозяйстве.
3. Связь между горной породой и полезным ископаемым. Значение петрографии и литологии для практики геолого-разведочных работ.
4. Основные методы изучения горных пород (полевые, лабораторные, экспериментальные, теоретические).
5. Химический и минеральный составы горных пород. Методы определения составов, способы сравнения составов пород.
6. Структура и текстура горных пород, главные виды структур и текстур для пород разного происхождения.
7. Петрофизические свойства горных пород, их анизотропия, практическое значение свойств и их использование.
8. Разделение горных пород по условиям образования.
9. Чем характеризуется вещественный состав земной коры?
10. Распространённость породообразующих минералов в земной коре.

2. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ КРИСТАЛЛООПТИКИ

Понятие о кристаллооптике, обыкновенный и поляризованный свет, показатели преломления минералов, иммерсионный метод, оптическая индикатриса, правило индикатрисы, главное сечение, поляризационный микроскоп и его устройство, призма Николя, петрографические шлифы, оптическая изотропность и анизотропность, двупреломление, оптические оси, идиоморфизм, шагренева поверхность, рельеф, полоска Беке, интерференционная окраска номограммы Мишель-Леви, толик Фёдорова.

Петрография как наука стала особенно активно развиваться после изобретения поляризационного микроскопа и его использования для изучения горных пород. Поэтому целесообразно рассмотреть *основные положения кристаллооптики*. Как известно, свет представляет собой не только поток фотонов, но и волновое электромагнитное излучение. *Обыкновенный свет* – тот, который мы обычно видим, это такой свет, когда плоскость колебаний электромагнитных волн вращается вокруг луча (рис. 2.1).

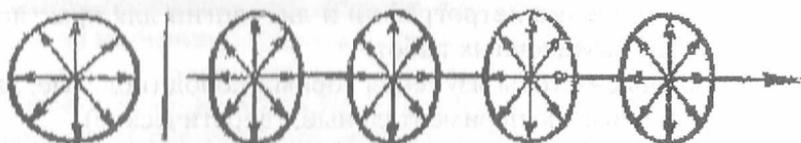


Рис. 2.1. Колебания обыкновенного света

Но есть и свет, который называется *плоскополяризованным*. Такой свет возникает тогда, когда колебания световых волн совершаются лишь в одной плоскости (рис. 2.2).

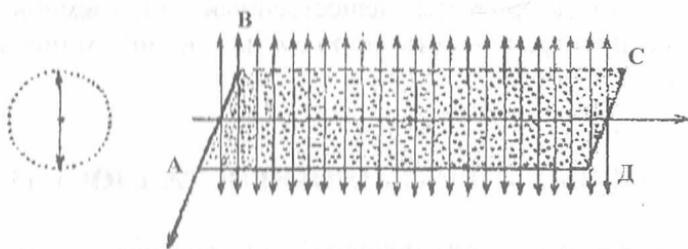


Рис. 2.2. Колебания плоскополяризованного света:
ABCD – плоскость поляризации

В кристаллооптике важным параметром является *показатель преломления n* – это отношение скорости света в пустоте V_1 к скорости прохождения света в данной среде V_2 . Показа-

тель преломления минерала – один из наиболее важных диагностических признаков минерала. Точно он определяется так называемым *иммерсионным методом*, когда показатель преломления неизвестного минерала сравнивается с известными показателями набора иммерсионных жидкостей. Под микроскопом в шлифах, с которыми предстоит работать студентам, показатель преломления приближённо определяется путем сравнения с канадским бальзамом (с его помощью наклеивают на стекло тонкий срез минерала). Показатель преломления канадского бальзама равен 1,537. Прохождение света в средах с разными показателями преломления вызывает ряд эффектов: шагреновая поверхность, рельеф, полоска Беке, плеохроизм, интерференционные окраски и др. Все эти эффекты студенты увидят, когда будут практически заниматься микроскопическим изучением шлифов. В кристаллах кубической сингонии и некристаллических образованиях показатель преломления постоянен во всех направлениях. То есть эти вещества *оптически изотропны*. В анизотропных кристаллах средних и низших сингоний обычный свет распадается на две взаимно перпендикулярные плоско поляризованные волны, скорость колебаний которых обратно пропорциональна показателям преломлений в этих направлениях. Вот такое интересное явление и называется *двупреломлением* (или двойным лучепреломлением). Такие кристаллы называются *оптически анизотропными*. Направление в кристалле, по которому нет двупреломления, называется *оптической осью*. В кристаллах средних сингоний такая ось одна, т.е. они одноосны. В кристаллах низших сингоний таких осей две – это двухосные кристаллы. Свойство двупреломления используется в *призме Николя* для получения плоскополяризованного света, в котором исследуются свойства кристаллов.

Рассмотрим важное для кристаллооптики понятие оптической индикатрисы, позволяющее понять эффекты, наблюдаемые при изучении шлифов под микроскопом (рис. 2.3). *Индикатриса* – это поверхность, в которой каждый радиус-вектор пропорционален показателям преломления, отложенным в направлениях колебания световой волны.

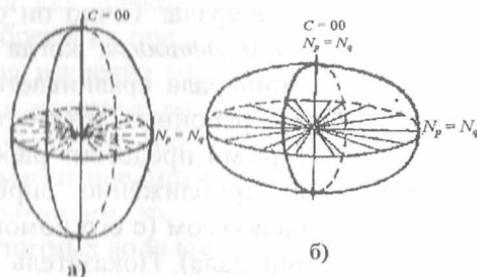


Рис. 2.3. Вид индикатрисы для одноосных положительных (а) и отрицательных (б) кристаллов

Из физики студенты должны помнить, что колебания световой волны перпендикулярны направлению её распространения. Поэтому если строить индикатрису для кристаллов кубической сингонии, где показатели преломления во всех направлениях идентичны, то получим шар. Для кристаллов средних сингоний получится эллипсоид вращения, ось которого и есть оптическая ось. Если эллипсоид вытянутый, то кристалл считается оптически положительным, если, наоборот, он сплюснут, то оптически отрицательным. Сечение индикатрисы, проходящее через оптическую ось, называется *главным сечением*. В нём разность показателей преломления (или двупреломления) становится максимальной. То есть $N_g - N_p$ наибольшее.

Для кристаллов низших сингоний индикатриса будет эллипсоидом с тремя неравными осями, соответствующими показателям преломлений максимальному N_g , минимальному N_p и среднему N_m . В таких кристаллах две оптические оси. Углы между ними – диагностический признак, называемый углами оптических осей ($2V$). Надо заметить, что индикатриса – это некая теоретическая поверхность, отражающая особенности прохождения света в разных средах.

В заключение теоретического раздела по кристаллооптике сформулируем *правило индикатрисы*, предложенное Лодочниковым. Это правило позволяет понять суть оптических свойств минерала в разных сечениях. Оно звучит так. Оптические свойства минерала в некоем разрезе характеризуются центральным сечением индикатрисы, перпендикулярным световому лучу. Применяя

это правило, легко понять, что в луче, идущем через изотропный минерал или вдоль оптической оси, анизотропного двойного лучепреломления не будет. В лучах, идущих через косые разрезы минералов средних сингоний, один показатель преломления N_o имеет постоянное значение, а второй N_e – переменное. Для минералов же низших сингоний в любом случайном сечении оба показателя преломления имеют случайные значения.

Изложенные выше основы кристаллооптики позволяют лучше понять устройство *поляризационного микроскопа* (рис. 2.4). Заметим, что с этим прибором обращаться требуется осторожно.



Рис. 2.4. Поляризационный микроскоп POLAM 312

Его главной особенностью является возможность изучения оптических свойств минералов в поляризованном свете. Рассмотрим устройство, превращающее простой свет в поляризованный. Это устройство называется *поляризатором*. В микроскопе поляризатор состоит из *призмы Николя*, сделанной из исландского шпата, распиленной под определенным углом и склеенной специальным бальзамом. При микроскопических исследованиях применяются два николя. Один (первый) создает плоскополяризованный свет, являясь как бы системой параллельных узких щелей, пропускающих колебания одного направления из бесконечного количества направлений колебаний обыкновенного света. Как бы мы ни поворачивали прибор, всегда только одно из этих колебаний пройдет через него. Первый николю называется *поляризатором*. Второй николю помещается над первым и задачей его является анализировать направление колебаний, пропущенных первым николю. Поэтому он называется *анализатором*.

Если плоскости колебаний световых волн в обоих николях совпадают (или, как говорят петрографы, николи параллельны), эффект освещенности не изменится. Если же плоскость верхнего николя расположить под углом 90 градусов к плоскости нижнего николя, то говорят, что николи скрещены и свет не будет пропущен, т.е. в окуляре микроскопа будет темнота. Если угол другой, то эффект освещенности будет промежуточным. Двупреломление минерала и обуславливает появление интерференционной окраски минерала, которую студенты будут наблюдать потом в шлифе. Интерференционная окраска используется для определения величины двупреломления в данном сечении с помощью номограммы Мишель-Леви.

Таким образом, практический вывод такой. Минерал в анизотропном сечении при полном обороте столика микроскопа два раза гаснет и два раза приобретает некую *интерференционную окраску*. Момент погасания свидетельствует, что оси эллиптического сечения индикатрисы совпали с нитями окулярного креста микроскопа (именно вдоль них происходят колебания света, проходящего через поляризатор и анализатор).

Обычные петрографические исследования ведутся в шлифах. Что же такое шлиф? Это специально отколотый небольшой образец горной породы, из которого в шлифовальной мастерской изготавливается тонкий (около 0,03 мм) и потому прозрачный срез, находящийся в канадском бальзаме (рис. 2.5).

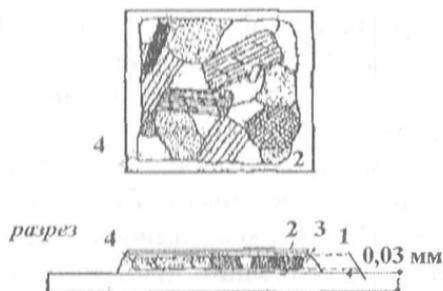


Рис. 2.5. Петрографический шлиф:

1 – предметное стекло; 2 – покровное стекло; 3 – канадский бальзам; 4 – пластинка горной породы

Шлиф помещается на предметный столик микроскопа, который вращается. Исследование его ведётся как при одном николе, так и в скрещенных николях. Чтобы сделать николи скрещенными, задвигается специальный рычажок. Что можно изучать при одном николе? Это – форма минералов, степень идиоморфизма (рис. 2.6), спайность (рис. 2.7), плеохроизм, псевдоабсорбция, полоска Бекке, показывающая относительную величину показателя преломления минерала.

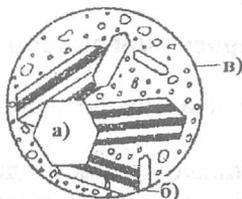


Рис. 2.6. Различная степень идиоморфизма минералов: а – идиоморфные; б – гипидиоморфные; в – ксеноморфные

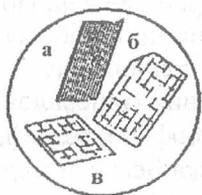


Рис. 2.7. Различная степень совершенства спайности: а – весьма совершенная; б – совершенная; в – средняя

Для определения точной ориентировки оптических осей существует прибор, называемый *столиком Фёдорова*. Поворотом шлифа в трёх плоскостях, добиваясь погасания, определяют координаты оптических осей.

При скрещенных николях появляется интерференционная окраска, типичная для различных минералов, используемая для определения силы двупреломления, определяются углы погасания и др. Надо запомнить, что чем выше интерференционные окраски, тем нежнее становятся оттенки окрасок, что отражено на цветной диаграмме Мишель-Леви. Изучая шлиф породы, необходимо прежде всего определить количество основных входящих в её состав минералов.

Завершая этот раздел, отметим, что основные понятия кристаллооптики студенту необходимо более основательно проработать по рекомендованной литературе, чтобы при переходе к практической работе с микроскопом, была более понятна суть наблюдаемых оптических эффектов и лабораторные занятия с микроскопом были бы более осмысленными. Специфика петрографического изучения магматических, осадочных и метаморфических пород рассматривается в соответствующих разделах.

Вопросы для самопроверки

1. Обыкновенный и поляризованный свет, их свойства и различия.
2. Показатели преломления и двупреломления минералов, их использование для диагностических целей.
3. Понятие оптической индикатрисы, её вид для кристаллов разных сингоний.
4. Оптически изотропные и анизотропные кристаллы.
5. Назначение и принцип работы поляризационного микроскопа, устройство шлифа.
6. Виды исследований минералов с одним николем.
7. Что такое идиоморфизм, рельеф, спайность, плеохроизм?
8. Что такое полоска Бекке, псевдоабсорбция?
9. Виды исследований минералов в скрещённых николях.
10. Чем обусловлено появление интерференционной окраски минерала? Диаграмма Мишель-Леви.

3. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Магма и лава, вязкость и другие их свойства, летучие вещества. Интрузивные и эффузивные породы, фации глубинности, роль магматических пород в составе земной коры и в формировании месторождений полезных ископаемых. Формы залегания магматических пород. Согласные и несогласные тела. Магматический диапиризм. Первичная отдельность массивов горных пород. Причины появления магматических расплавов. Диаграммы кристаллизации силикатов, ликвидус, солидус. Кристаллизационная дифференциация. Эвтектика. Реакционные ряды Боу-

эна. *Ассимиляция. Классификация магматических горных пород. Магматические формации.*

В предыдущем разделе студенты познакомились с общими аспектами петрографии, узнали, какие методы исследований применяются в этой науке, ознакомились с её ролью и местом среди других геологических дисциплин.

В данном разделе речь пойдёт о важнейшем классе горных пород – магматических горных породах.

Магматические горные породы (их также называют изверженными) – это породы, возникшие в результате охлаждения и затвердевания (или кристаллизации) природного высокотемпературного расплава, который называют *магмой*. *Магма – это сложный многокомпонентный силикатный расплав, в котором растворены различные летучие вещества и газы.* Это в основном вода, углекислота, фтор, хлор, бор. Общее количество летучих в магме может достигать 12%.

По консистенции магма вязкая, тестообразная, с этим связано её название, так как «магма» по-гречески означает – густая грязь. Изливаясь на поверхность земли, магма теряет пары воды и значительную часть других летучих веществ. Такая «обескровленная», лишённая воды и газов магма называется *лавой*, именно её извергают многочисленные вулканы, действующие и ныне на нашей планете.

Примечательно, что максимум активности наземных и подводных вулканов мира падает на июнь. Среднемесячная суммарная энергия вулканических извержений также достигает максимума в июне и составляет от 3,5 до $7,0 \cdot 10^{26}$ эрг. Аналогичную зависимость имеет и помесячное распределение суммарного объема извергнутого вулканического материала, максимум которого (30 – 70 км) также падает на июнь. При этом характерно, что форма кривых распределения энергии и объема извергнутого вулканического материала не изменяется от учёта данных по двум аномальным гигантским извержениям вулканов Косигуина и Тамбора.

Таким образом, существует чёткая сезонная периодичность в частоте современных вулканических извержений и масштабах проявлений глобального вулканизма в целом, при которых средний максимум вулканической активности Земли приходится на июнь.

Магма возникает в земной коре под влиянием различных эндогенных процессов. Она недоступна непосредственному изучению, так как очаги её находятся на значительной глубине. О её составе можно судить: а) наблюдая извергающуюся лаву; б) изучая строение и состав закристаллизовавшихся магматических пород; в) на основе экспериментальных петрологических исследований.

Основными свойствами магмы (лавы) являются:

- способность к переохлаждению с образованием стекла;
- вязкость, которая увеличивается с повышением содержания кремнезёма (кислые магмы более вязки и менее подвижны, чем основные, содержащие меньшее количество кремнезёма).

В остывающей магме, в процессе её кристаллизации происходит отделение летучих компонентов от твёрдой фазы. Эти летучие концентрируются в остаточном расплаве, который впоследствии внедряется по различным трещинам во вмещающие породы и там застывает.

В затвердевшей магме, таким образом, отсутствует большая часть летучих компонентов и поэтому *состав возникшей магматической горной породы не идентичен полностью составу исходной магмы.*

Магма может затвердевать на глубине, и в этом случае возникшие породы называются *интрузивными*. Деление магматических пород по фациям глубинности следующее: если глубина застывания большая (более 5 – 6 км), они носят название *абиссальных*; если глубина средняя (2 – 3 км), породы называются *гипабиссальными*; если магма застывает в приповерхностных условиях (0,5 км и менее), то возникающие породы называются *субвулканическими*.

Когда же магма изливается на поверхность, то возникают эффузивные вулканические породы (Вулкан – в римской мифологии бог огня). Если магматический расплав застывает на глубине, в спокойных условиях и охлаждение идёт медленно, то возникают кристаллически зернистые, хорошо раскристаллизованные породы, которые называются *плутоническими* (по имени древнегреческого бога Плутона – хозяина подземного царства).

Магматические горные породы в составе земной коры играют ведущую роль. В совокупности с возникшими за счёт их

метаморфическими породами они составляют около 90% объема земной коры. Магматические горные породы играют ведущую роль в образовании большинства рудных и целого ряда нерудных полезных ископаемых. Подробнее это будет рассмотрено при изучении соответствующих групп магматических пород.

Как же залегают магматические тела и каковы их взаимоотношения с вмещающими породами?

Вначале рассмотрим формы залегания интрузивных пород (рис 3.1). Все интрузивные, т.е. внедрившиеся магматические тела, можно разделить на *согласные* (когда внедрение идёт вдоль плоскостей напластования) и *несогласные* (когда интрузия занимает секущее по отношению к слоистости вмещающих пород положение).

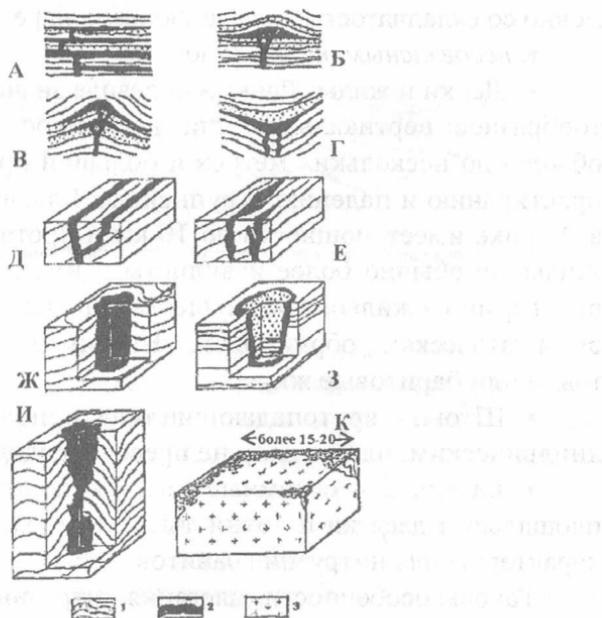


Рис.3.1. **Формы залегания интрузивных горных пород:**

а – пластообразные интрузивные залежи (силлы); б – лакколит; в – факолиты; г – лополит, д – дайки; е – жилы; ж – жерловина (некк), з – кольцевая жила; и – штوك; к – батолит; 1 – вмещающие породы (сланцы и песчаники); 2 – интрузивные породы; 3 – гранитоиды

К *согласным телам* относятся:

- Силлы, представляющие собой пластовые интрузии площадью до десятков тысяч квадратных километров. Очень характерны для пород основного состава, находятся в областях развития траппов, например на Сибирской платформе.

- Лополиты-чашеобразные тела крупных размеров, типичны для пород основного и ультраосновного и даже среднего составов.

- Лакколиты – караваеобразные тела до нескольких километров в диаметре, типичны для магм как основного, так и кислого составов.

- Факолиты – линзовидные тела, образующиеся одновременно со складчатостью и залегающие в ядре складки.

К *несогласным телам* относятся:

- Дайки и жилы. Дайка в переводе значит стена. Это плитообразное вертикальное или наклонное тело мощностью обычно до нескольких метров и большой протяжённостью по простиранию и падению. Крупнейшая Большая дайка Родезии в Африке имеет мощность до 10 км и протяжённость 500 км. Жилы же обычно более извилисты и имеют меньшие размеры. Термин «жилы» преимущественно используется для постмагматических образований. Например: кварц-полевошпатовые или баритовые жилы.

- Штоки – крутопадающие тела, приближающиеся к цилиндрическим, площадью, не превышающей 100 км^2 .

- Батолиты – огромные тела с куполообразной кровлей, площадью в десятки и сотни тысяч квадратных километров, характерны для интрузий гранитов.

Таковы особенности залегания интрузивных пород.

Теперь рассмотрим формы залегания эффузивных пород. Эффузивными называются, как выше упоминалось, вулканические породы. В зависимости от типа вулканических извержений формируются:

- при излияниях жидкой лавы по линейным трещинам – покровы, потоки, реже дайки;

- в результате деятельности вулканов центрального типа – купола, иглы, конусы, жерла (или некки), трубки взрыва (диатремы).

Расшифруем эти определения.

Покров – плоское тело большой площади (рис. 3.2).

Поток – узкое длинное тело.

Купол – конусовидное тело.

Игла – тело, сильно вытянутое по вертикали.

Некк – тело, образующее жерловину вулкана.

Диатремы аналогичны неккам, но образовались в ходе эксплозий, т.е. вулканических взрывов. Очень характерны они для таких пород, как кимберлиты, с которыми ассоциируют месторождения алмазов.



Рис. 3.2. Вид с высоты птичьего полета на базальтовый покров (трещинное излияние)

Изучая формы залегания магматических тел, следует иметь в виду такое явление, как механическая активность магмы, или, как её ещё называют, *магматический диапиризм*. Это явление характерно для так называемых интрузий центрального типа, для которых типично кольцевое строение. В этих условиях внедрение расплава происходит при активных вертикальных усилиях (давлении) со стороны самой внедряющейся магмы. Поэтому вокруг таких интрузий, как правило, формируется закономерная система кольцевых и радиальных трещин, обусловленных именно процессом магматического диапиризма, и возникают различные кольцевые и радиальные дайки и жилы. Рассматривая особенности залегания магматических пород, необходимо остановиться на так называемой первичной отдельности. *Отдельность* – это закономерная система трещин, возникающая в застывшей горной породе в ре-

зультате уменьшения объема при охлаждении – контракции. В гранитах, например, такие трещины формируют матрацевидную отдельность (рис. 3.3).



Рис. 3.3. Матрацевидная отдельность в гранитах

В базальтах возникает столбчатая отдельность (рис. 3.4), в кислых эффузивах – призматическая отдельность.

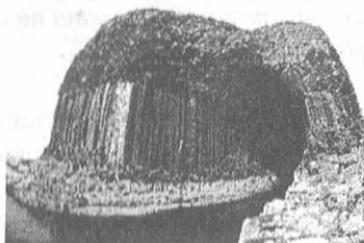


Рис. 3.4. Столбчатая отдельность в базальтах – результат контракционных напряжений, возникающих при остывании магмы и уменьшении объема

Различный характер отдельности дает возможность хорошо различать эти породы при дешифрировании аэрофотоснимков. Наблюдения над трещинами и текстурами течения, развитыми в магматических породах, составляют суть структурного анализа магматических пород, который позволяет расшифровать внутреннюю структуру plutons и понять механизм внедрения магмы, что важно для генетических построений.

Теперь рассмотрим *причины появления магматических расплавов в земной коре*. В настоящее время установлено, что такими причинами являются:

- 1) локальное повышение температуры в недрах;
- 2) резкое падение давления, например, в результате образования трещин;
- 3) привнос в область плавления так называемых плавней – специфических веществ, снижающих температуру плавления. Например, обогащение гранитной магмы фтором приводит к тому, что такой жидкий расплав может существовать при более низких температурах.

Вопросами, связанными с изучением поведения силикатных расплавов, занимается специальная наука – *петрология*. В основе её лежат экспериментальные данные по плавлению многокомпонентных силикатных систем. Простейшие диаграммы кристаллизации силикатов строятся на двух осях: температура – состав. На такой диаграмме верхняя кривая, отвечающая составу расплава и отражающая начало кристаллизации, называется *ликвидусом*. Нижняя кривая, обозначающая конец кристаллизации и определяющая состав кристаллов, называется *солидусом* (рис. 3.5).

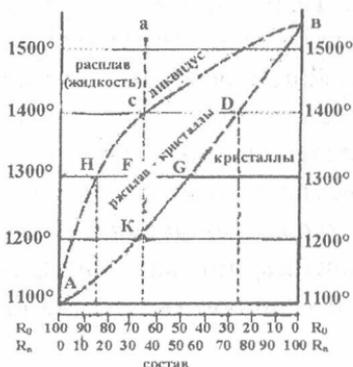


Рис. 3.5. Диаграмма кристаллизации изоморфной смеси.
Кристаллизация плагиоклаза

Необходимо иметь в виду, что кристаллизация может происходить различными путями:

- а) с образованием твёрдых растворов, это типично, например, для плагиоклазов, образующих изоморфные ряды;
- б) кристаллизация по закону эвтектики.

Эвтектика – это такое соотношение компонентов, при котором они имеют точку плавления ниже, чем каждый компонент в отдельности.

Такой тип кристаллизации очень широко распространён во многих магматических породах, когда образуется графическая или аллотриоморфнозернистая структура;

- в) кристаллизация соединений, плавящихся инконгруэнтно.

Надо отметить такое явление при кристаллизации магмы, как *ликвация*. Суть этого явления в том, что в гомогенной магме при остывании начинает происходить её расслоение. Как капли жира в молоке, сульфиды начинают обособляться, и вследствие различного удельного веса силикатный и сульфидный расплавы расслаиваются. Таким путём образуются многие медно-никелевые месторождения, например, Норильской группы.

Затем при дальнейшем остывании начинают кристаллизоваться сначала более высокотемпературные минералы (хромиты, оливины) и оседать на дно. Такой процесс расщепления ранее гомогенной магмы путём кристаллизации называется *кристаллизационной дифференциацией*. Это явление имеет фундаментальное значение, так как показывает, что породы разного состава могли возникнуть из единой первичной магмы.

Различаются два ряда минералов, параллельно кристаллизующихся из магмы. Называются они *реакционными рядами Боуэна* (рис. 3.6).



Рис. 3.6. Реакционные ряды Боуэна с дополнениями А. Н. Заварицкого

Один ряд, состоящий из темноцветных феррических минералов (оливин → пироксен → амфибол → биотит), называется прерывистым, поскольку при остывании каждый предыдущий минерал растворяется и лишь затем кристаллизуется следующий. Во втором же ряду, состоящем из салических, светлоокрашенных минералов (анортит → андезин → олигоклаз → ортоклаз → кварц, т.е. от основных плагиоклазов к кислым и далее к кварцу), предыдущий минерал при охлаждении не растворяется, а путём присоединения к нему кремнекислоты из расплава непрерывно переходит в следующий.

Накопление летучих компонентов в магме по мере кристаллизации расплава способствует тому, что давление в остывающей магме становится всё более высоким. Когда давление в остаточном расплаве превысит внешнее, то этот остаток (часто содержащий соединения металлов с фтором и хлором) выжимается во вмещающие породы, образуя постмагматические гидротермальные жилы с разнообразными полезными ископаемыми.

Необходимо также остановиться на понятии ассимиляции. *Ассимиляция* – это процесс поглощения и переработки магмой вмещающих пород. В ходе его магма обогащается элементами, которые присутствовали во вмещающей породе, и таким образом она меняет свой состав.

Важнейшим вопросом является *классификация магматических горных пород*. Следует заметить, что существуют различные виды классификаций: по условиям залегания, по химическому и по минеральному составу. В целом все магматические породы делятся на группы по содержанию кремнезёма:

- Кислые 65 – 72% (группа гранитов-риолитов и гранодиоритов-дацитов).
- Средние 52 – 65% (группа диоритов-андезитов и сиенитов-трахитов).
- Щелочные 55% (группа нефелиновых сиенитов-фонолитов).
- Основные 45% – 52% (группа габбро).
- Ультраосновные 45% (группа перидотитов).

Следует отметить, что в геологической литературе иногда ультраосновные породы называют *ультрамафитовыми*; основные – *мафитовыми*; средние – *салито-мафитовыми* и кислые породы называют *салитовыми*. Эти названия отражают соответственно доминирующую роль железа и марганца или алюминия и кремния.

Там, где группа пород пишется через чёрточку, первое название отвечает интрузивным породам, а второе – их эффузивным аналогам. Как известно, несмотря на один и тот же химический состав порода может быть как глубинной, так и излившейся. Среди последних выделяются два вида: кайнотипные – что значит свежие, неизменённые и палеотипные – изменённые, в них часто присутствует порфирировая текстура. Имеется также одна промежуточная группа – щелочно-ультраосновные породы, с которыми связаны такие знаменитые образования, как алмазоносные кимберлитовые трубки. В табл. 3.1 приведена схематическая классификация магматических пород, в определённой степени учитывающая все вышеупомянутые факторы, и которая может быть использована при практической работе с каменным материалом.

Как указывалось выше, по условиям залегания выделяют жильные или дайковые породы. Их названия образуются от названия пород соответствующей группы с добавлением слова порфир или порфирит, свидетельствующих о быстрых условиях кристаллизации. Например, гранит-порфир или габбро-порфирит (у пород, где калинатровый полевой шпат отсутствует). Кроме того, в группе лейкократовых (т.е. светлоокрашенных пород) выделяют аплиты и пегматиты, а среди меланократовых (темноокрашенных) – лампрофиры, дайковые породы бедные кремнием и обогащенные железом и марганцем.

Говоря о различных магматических породах, следует сказать, что с определенными их типами связаны конкретные полезные ископаемые. Так, с ультраосновными и основными магмами ассоциируют месторождения хрома, ванадия, платины, палладия, титаномагнетита, сульфидных руд железа, никеля, меди, алмазов. С кислыми породами ассоциируют месторождения олова, вольфрама, молибдена, бериллия, редких металлов, цинка, свинца, серебра, золота. С щелочно-ультраосновными месторождения алмазов, ниобия, фосфора, редких земель.

Таблица 3.1

Классификация магматических пород

Группа	Кол-во кварца, %	Интрузивные породы	Вулканические породы	Главные минералы	Второстепенные минералы
1	2	3	4	5	6
Кислые (65-72% SiO ₂)	До 50	Граниты	Липариты, кварцевые порфиры	Кварц, К-На полевой шпат, кислый плагиоклаз	Слоды, амфиболы
Средние (52-65% SiO ₂)	Менее 5	Диориты	Андезиты, андезитовые порфириты	Средний плагиоклаз, роговая. обманка	Кварц, К-На полевой шпат, слоды

1	2	3	4	5	6
		Сиениты	Трахиты (обсидиан)	К-На полевой шпат, кислый плагно- клиз, слоды, амфибол	Плагноклиз, кварц
Щелоч- ные (55%SiO ₂)	Нет	Нефелиновые сиениты, фоидолиты, якупирангиты, мельтейгиты	Фонолиты, лейцитовые порфиры	К-На полевой шпат, нефелин, лейцит, плагно- клиз, слоды, щелочной пироксен и амфибол	Бiotит
Основ- ные (45-52% SiO ₂)	Нет	Габбро	Базальты, диабазы	Основной плагнок- лиз, пи- роксен	Слоды, амфибол, оливины, магнетит
Ультраос- нов- ные (≤45% SiO ₂)	Нет	Дуниты, перидотиты, пироксениты, оливиниты	Пикриты, пикритовые порфириты, кимберлиты	Оливин, пироксен	Основной плагноклиз, магнетит

В петрологии существует такое понятие, как *магматические формации*. Что же это такое? Под магматическими формациями понимают характерные ассоциации пород, возникших в определённых геологических условиях, отличающихся друг от друга петрохимическим и минеральным составом и определённой металлогенической специализацией. Они делятся на формации подвижных зон и платформенных областей. Например, гранитная формация возникает в условиях коллизии (столкновения литосферных плит) или субдукции (погружения одной из сталкивающихся плит в мантию), и с этими тек-

тоническими процессами в металлогеническом плане ассоциируют месторождения олова, молибдена, вольфрама, золота.

Говоря о гранитах, следует иметь в виду их различное происхождение. В одних случаях их формирование может происходить как в пределах сиалической коры (так называемые коровые гранитоиды). В других случаях их образование – результат дифференциации глубинной мантийной магмы. Это подтверждается изотопными соотношениями Sr_{87}/Sr_{86} . Например, если стронциевое соотношение для гранитов равно 0,705 – 0,708, т.е. близко к соотношению, характерному для молодых океанических базальтов (оно для них составляет 0,7023 – 0,7045), то можно говорить о глубинном генезисе гранитов. Для гранитов, возникших в результате плавления материала верхней части коры (например, пород докембрийского метаморфического субстрата), это изотопное соотношение будет около 0,8–1,0.

Если же, например, рассматривать платформенную формацию щелочных ультраосновных пород и карбонатитов, то с ней ассоциируют месторождения ниобия, редких металлов, фосфора. А с кимберлитовой формацией связаны коренные месторождения алмазов в диатремах или трубках взрыва. Говоря о породах ультраосновного состава, требуется подробнее сказать о группе их вулканогенных аналогов. Так, главнейшими представителями дайковых и вулканических разновидностей перидотитов (содержащих примерно по 30 – 70% оливинов и пироксенов) являются пикриты, пикритовые порфириты, меймечиты, и главное – кимберлиты, образующие многочисленные трубки взрыва с алмазами. Кимберлиты имеют серо-зеленоватый оттенок и брекчиевую текстуру (рис. 3.7). В современном понимании кимберлит – это гипабиссальная ультраосновная щелочная порода, производная мантийной магмы. Она сложена кристаллами оливина, флогопита, пироксена, ильменита апатита с наличием акцессорного пирропа, хромдиоксида, алмаза, заключенных в основной массе. Обычно кимберлит изменен процессами серпентинизации и карбонатизации. Данное определение отражает всю полноту отличительных признаков кимберлитов как представителей одной из петрографической разновидностей ультраосновных пород.

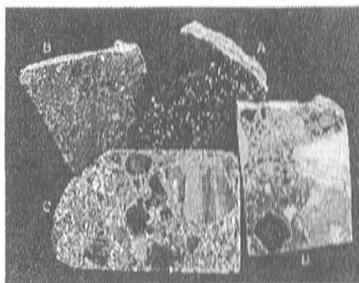


Рис. 3.7. Различные виды кимберлитов, видна брекчиевая структура

Рекомендации по макроскопическому изучению магматических пород

Прежде чем приступить к визуальному изучению магматических пород в лаборатории МГОУ, следует остановиться на том, как подходить к их описанию и определению. Существует ряд характеристик, которые используются геологами для макродиагностики образцов горных пород. Конечно, горные породы проще всего определять по условиям их нахождения (залегания) в природе. Горные породы и слагающие их минералы являются продуктами разнообразных геологических процессов, происходящих как в настоящее время, так и имевших место многие миллионы лет назад. Геологу в большинстве случаев приходится решать обратную задачу: по характеру продуктов (горных пород и минералов) устанавливать те процессы, в результате которых они образовались. Эту задачу решают, наблюдая в образце горной породы ее сложение (текстуру), строение (структуру) и минеральный состав, а также в ряде случаев некоторые дополнительные свойства.

Магматические породы образуются в результате кристаллизации силикатных расплавов, поэтому для них типичен силикатный состав. Главными их составными частями являются из светлоокрашенных минералов: кварц, полевые шпаты, светлая слюда (мусковит), а из темноцветных минералов – оливин, пироксен, роговая обманка, темная слюда (биотит). Количество главных минералов определяется в %. Наряду с главными в породе присутствуют акцессорные минералы. Часто это – циркон, сфен, магнетит, апатит и ряд вторичных минералов, т.е. тех,

что возникли в ходе преобразования первичных. Это обычно хлорит, эпидот, серпентин. Их довольно легко можно определить визуально. Если порода с подобным минералогическим составом обладает массивным, пористым или миндалекаменным сложением, или кристаллической, порфировой, или стекловатой структурой, ее с достаточным основанием следует отнести к группе магматических пород. Определив группу пород, нужно вспомнить, на какие классы (по составу и происхождению) она подразделяется и внешние признаки пород этих классов. Как указывалось выше, по химическому составу (по общему содержанию кремнезема) все магматические породы подразделяются на ряд групп. Такая диагностическая характеристика, как цвет, связана с содержанием кремнезёма в породе. Чем больше в породе темноцветных минералов, тем больше в ней так называемое цветное число – это количество темноцветных в %. Так, цветное число для ультраосновных пород – 100%, у основных оно 40 – 50%, у средних – 20% и у кислых – 5%.

В *кислых породах* характерно наличие кварца и калиевого полевого шпата, который количественно преобладает. В подчиненных количествах присутствуют кислые плагиоклазы и цветные минералы из групп слюд, роговых обманок и пироксенов. Удельный вес пород не превышает 2,7. В эту группу входят из глубинных пород граниты, а из излившихся – липариты, кварцевые порфиры, пемза, обсидиан и др. Для кислых (хорошо раскристаллизованных) пород характерна светлая окраска, значительное количество кварца; светлые минералы резко преобладают над темными; полевые шпаты – белые, желтоватые, розоватые. В *нормальных средних породах* кварц почти отсутствует; цвет пород темнее по сравнению с кислыми из-за большого количества темноцветных минералов, которые могут достигать 40 – 50%. Для них характерна роговая обманка обычно черного цвета, полевые шпаты – белые, светлосерые, желтоватые, розовые. *Основные породы* имеют, как правило, более темную – серовато-зеленую, темно-серую или темно-зеленую окраску, обусловленную большим количеством темноцветных минералов (пироксена, реже роговой обманки), которые зачастую преобладают над полевыми шпатами. Полевые шпаты белые, часто зеленоватые. Надежным признаком *ультраосновных пород* является полное отсутствие полевых шпатов. Эти породы целиком состоят из тем-

ных минералов: оливина, пироксена или роговой обманки, в силу чего имеют темно-зеленый, зеленовато-черный и черный цвет.

Как указывалось выше, по условиям образования магматические породы подразделяются на интрузивные (глубинные) – габбро, гранит и др. и эффузивные (излившиеся) – порфирит, базальт и др., а также жильные – аплит, пегматит. Отличительный признак интрузивных (плутонических) пород – *полная раскристаллизация* (они целиком состоят из кристаллов или кристаллических зерен минералов); породы всегда массивные. Пор, пустот и миндалин в них не бывает. Ещё раз подчеркнём, что для эффузивных вулканических пород (вулканитов) характерны порфиоровые (неполнокристаллические) стекловатые, очень плотные либо мелкозернистые структуры и пористые или миндалекаменные текстуры. Жильные породы, за исключением пегматита с его характерной структурой, отличительных черт не имеют. В куске они могут быть похожи и на интрузивные породы, и на эффузивные. Надежным признаком их является жильная форма залегания (ее можно наблюдать только в полевых условиях, а в образцах лишь тогда, когда мощность прожилков небольшая).

Диагностические признаки интрузивных пород:

- 1) полнокристаллические структуры;
- 2) кристаллы крупные, различимы простым глазом;
- 3) отсутствие пространственной ориентировки, минералы расположены без видимого порядка;
- 4) пустоты отсутствуют, породы весьма плотные, массивные;
- 5) окаменелости отсутствуют.

Диагностической характеристикой является и текстура. Для большинства магматических пород характерны следующие текстуры: массивная, полосчатая, пятнистая. Важнейшая диагностическая характеристика – структура (табл. 3.2).

Цвет магматических пород зависит от их минерального и химического состава, т.е. от содержания в них темно- и светлоокрашенных минералов. Светлоокрашенные породы, как правило, не содержат цветных минералов или же они присутствуют в них в очень небольшом количестве. Такие породы называются *лейкократовыми*. Темноокрашенные породы же, состоящие из темноокрашенных минералов, называются *меланократовыми*.

Структуры магматических пород

Интрузивные породы	Эффузивные породы
Афанитовые Мелкозернистые Среднезернистые Крупнозернистые Гигантозернистые Равномернозернистые Неравномернозернистые	Порфиоровые Афировые
<i>По степени кристалличности вещества</i>	
1. Полнокристаллические. 2. Неполнокристаллические. 3. Стекловатые	Все вещество раскристаллизовано в агрегат минералов (гранодиорит, гранит-порфир, диорит, пегматит). Часть вещества расплава затвердела в виде вулканического стекла (андезитовый порфир). Все вещество породы представлено вулканическим стеклом (обсидиан)
<i>По абсолютному размеру зерен</i>	
1. Гигантозернистые 2. Крупнозернистые 3. Среднезернистые 4. Мелкозернистые 5. Скрытокристаллические (афанитовые)	Размеры минеральных зерен превышают 1 см. Размеры минеральных зерен колеблются от 1 до 0,3 см. Размеры минеральных зерен от 0,3 до 0,1. Размеры минеральных зерен от 0,1 до 0,05. Размеры минеральных зерен менее 0,05
<i>По относительному размеру зерен</i>	
1. Равномернозернистые 2. Неравномернозернистые	Размеры минеральных зерен близки по величине. Размеры минеральных зерен существенно различаются по величине
<p>А) ПОРФИРОВИДНЫЕ – основная масса породы представлена полнокристаллическим равномернозернистым агрегатом минералов, заполняющим промежутки между более крупными порфиоровыми выделениями (гранит-порфир).</p> <p>Б) ПОРФИРОВЫЕ – основана масса породы представлен вулканическим стеклом, заполняющим промежутки между вкрапленниками (андезитовый порфирит).</p> <p>В) АФИРОВЫЕ – породы сложены вулканическим стеклом и не содержат вкрапленников (обсидиан).</p>	

В изверженных магматических породах структуры по степени кристаллизации подразделяются на *полнокристаллические, неполнокристаллические и стекловатые, или витрофировые*. В полнокристаллических породах все слагающие минералы присутствуют в виде кристаллических зерен и, реже, хорошо образованных кристаллов. Для структур неполнокристаллических наряду с кристаллическими зернами и кристаллами встречаются и стекловатые участки. Породы со стекловатой структурой почти целиком состоят из не успевшей закристаллизоваться массы (стекла), которая содержит только зародыши кристаллов. По размерам зерен различают структуры равномернoзернистые и неравномернoзернистые. В равномернoзернистых структурах слагающие зерна кристаллы имеют приблизительно одинаковые размеры.

Частным случаем полнокристаллической структуры является *пегматитовая*, или структура прорастания. Она возникает в результате одновременной кристаллизации двух компонентов, причем один из них может образовывать крупные кристаллы, проросшие одинаково ориентированными выделениями другого компонента (мелкие выделения кварца в крупных кристаллах полевого шпата). Такие структуры широко распространены в пегматитовых жилах, часто встречающихся в гранитных массивах (пегматит, письменный гранит). Точно структура породы определяется лишь при ее микроскопическом изучении. В частности, такой важный признак, как степень идиоморфности отдельных зерен, может быть уверенно установлен только под микроскопом. Но в крупнoзернистых породах структурные признаки хорошо различимы невооруженным глазом.

Без микроскопа распознаются такие структуры:

- Афанитовая, когда отдельные зёрна неразличимы.
- Мелкозернистая – зёрна менее 0,5 мм.
- Среднезернистая – зёрна 0,5-1 мм.
- Крупнозернистая – зёрна 1-5 мм.
- Гигантозернистая – зёрна более 5 мм.

Кроме того, выделяются равномернoзернистая, неравномернoзернистая, порфиоровая и пегматитовая структуры.

Методология макродиагностики *эффузивных* пород аналогична вышеописанной, но текстуры их могут быть: полосчатыми, пористыми, пузыристыми, миндалекаменными, флюи-

дальними. В последней видна поточность, вызванная движением расплава во время твердения магмы. Структура эффузивных пород чаще всего порфировая или афанитовая, т.е. скрытокристаллическая. В неполнокристаллических структурах основная масса состоит из тончайших кристаллов (микролитов), различимых только под микроскопом или с помощью лупы. Например, стекловатая или витрофировая структура. Структуры подобного рода характерны для эффузивных пород, которые быстро застывают, не успевая кристаллизоваться. Типичным внешним признаком их является раковистый излом. Особое внимание обращают на характеристику минералов вкрапленников, их состав, размеры.

Диагностические признаки эффузивных пород:

- 1) хорошо образованы лишь отдельные кристаллы (вкрапленники);
- 2) основная масса микрозернистая или аморфная (стекловатая);
- 3) многочисленные мелкие пустоты;
- 4) текстуры течения, часто наблюдается столбчатая отдельность (базальт).

На эти типичные признаки излившихся и малоглубинных пород следует обращать внимание в первую очередь при работе с учебными коллекциями. На практических занятиях по петрографии и литологии студенту все диагностические описания целесообразно делать в тетради, где велись записи прослушанных установочных лекций. Ниже приводятся примеры *типового описания пород*, которые следует использовать на практических занятиях.

Кислые породы. *Гранит* – глубинная полнокристаллическая порода, пересыщенная кремнеземом, бедная окислами железа и магния, с заметным преобладанием щелочей над щелочными землями.

Главными минералами гранитов служат щелочные полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), кварц и цветная группа, в которую включаются слюды, амфиболы и реже пироксены (авгит). В подчиненном количестве присутствует кислый плагиоклаз (чаще олигоклаз). К второстепенным минералам относятся обычно апатит, циркон, магнетит, титанит, пирит. В породе полевые шпаты составляют 60 – 65%, кварц – 30 – 35% и цветные мине-

ралы – 5 – 15%. Ортоклаз и микроклин в граните находятся в хорошо образованных кристаллах или крупных прямоугольной формы кристаллических вкраплениях с блестящими плоскостями спайности, в большинстве случаев они белые или серые, а иногда окрашены в розовый или мясо-красный цвет. Кварц чаще всего встречается в виде зерен неправильной формы, которые заполняют промежутки между кристаллами других минералов. Зерна кварца стекловатые с раковистым изломом или мутные, сахаровидные, легко различимы в массе породы по характерному для него стеклянному-прозрачному виду, жирному блеску и неровной поверхности. Кварц может быть прозрачным, мутным или окрашенным в дымчатый цвет. Для слюды характерно пластинчатое или чешуйчатое строение. Биотит темного цвета с сильным блеском; при выветривании часто приобретает бронзовый отлив. Мусковит бесцветен или имеет светло-серую окраску. Роговая обманка рассеяна в породе в виде вытянутых темно-зеленых и темных кристаллов с хорошо выраженной спайностью. По структурным признакам и минералогическому составу среды гранитов может быть выделено несколько разновидностей.

Порфиоровидный гранит – на фоне крупнозернистой массы рассеяны еще более крупные (до 10 см) кристаллы полевых шпатов (ортоклаза или микроклина) (рис. 3.8).

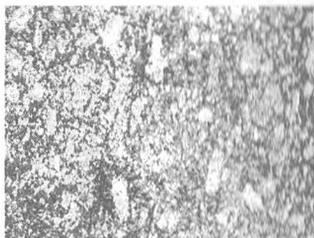


Рис. 3.8. Крупнозернистый порфиоровидный гранит

Образование их можно представить двояким путем: метасоматический рост после застывания породы за счет остаточных, обогащенных калием и алюминием растворов, или как результат двух одновременных стадий кристаллизации. Если крупные кристаллы полевых шпатов рассеяны на фоне мелкозернистой массы, то породу называют *гранит-порфиром*.

Пегматит (или письменный гранит) – порода с пегматитовой структурой, обусловленной равномерным прорастанием кварца и крупных кристаллов щелочного полевого шпата (ортоклаза, микроклина или амазонита). Зерна кварца и полевого шпата имеют закономерную ориентировку. Кроме кварца и полевого шпата может присутствовать незначительное количество цветных минералов, преимущественно слюды. Структура письменного гранита похожа на еврейскую или арабскую письменность, отсюда и название. Пегматиты – поставщики драгоценных камней. Целый ряд пегматитовых жил с гигантскими кристаллами щелочного полевого шпата и кварца – прекрасный материал для керамической промышленности. Многие пегматиты богаты оловом, вольфрамом и являются лучшими месторождениями мусковита.

Риолит (липарит) – эффузивный аналог гранитов (рис. 3.9). По химическому составу тождественен гранитам. Породы светлоокрашенные: светло-желтые или светло-серые с характерным неровным шероховатым изломом. Структура чаще всего порфировая и флюидальная – в плотной массе заключены отдельные мелкие кристаллы или зерна. Состоят липариты из вкрапленников различной величины калиевых полевых шпатов, зерен кварца и блестящих пластинок слюды, главным образом биотита, реже роговой обманки. Риолиты в природе не имеют широкого распространения, встречаются они в форме потоков или покровов. Липариты и кварцевые порфиры связаны постепенными переходами с дацитами и трахитами, которые относятся уже к средним по содержанию кремнезема породам.



Рис 3.9. Липарит. Характерна флюидальная структура с порфировыми вкрапленниками

Обсидиан или вулканическое стекло – разновидность кислых эффузивных пород, представляет собой стекло черного или красновато-бурого цвета с ярко выраженным раковистым изломом, стеклянным или жирным блеском, по краям прозрачное.

Пемза – группа пенистых, сильно пузырчатых лав. Легкая, чрезвычайно пористая стекловатая порода, образующаяся при излиянии магмы, богатой газами. Наличие большого количества пор указывает на бурное выделение газов в момент застывания лавы. Цвет пемзы чаще серовато-желтый. Пемза употребляется как тонкий абразивный материал и легкий строительный камень. Удельный вес бывает меньше 1 (в воде не тонет).

Перлит – подобно обсидиану, кислое, бедное вкрапленниками вулканическое стекло от серого до голубовато-серого цвета с восковым блеском. Характерно концентрически-скорлуповатое строение. При ударе перлит распадается на мелкие шарики светло-серого цвета.

Средние породы. В группу средних пород входят из интрузивных: диорит, кварцевый диорит и сиенит, а из эффузивных: андезит, порфирит, дацит и трахит.

Диорит – глубинная полнокристаллическая плагиоклазовая порода, сложена кислыми и средними плагиоклазами с одним или несколькими цветными минералами, главным образом, биотитом, роговой обманкой или пироксенами. Щелочные полевые шпаты встречаются в подчиненном количестве. Возможны единичные зерна кварца. Часто присутствует апатит. Плагиоклазы белого, серого и реже розоватого цвета таблитчатой формы со стеклянным блеском на плоскостях спайности. В результате выветривания и образования эпидота и цоизита они становятся мутными, матово-зелеными (зеленокаменные породы). Биотит является существенной цветной частью, в породе он выделяется идиоморфными листочками от буро-зеленого до черного цвета с бронзовым отливом. Роговая обманка хорошо различима в виде столбчатых кристалликов зеленого, зелено-черного, а иногда и бархатисто-черного цвета, пироксены светло-зеленого цвета с заметной спайностью. Диориты, содержащие кварц в заметных количествах, называются *кварцевыми диоритами*.

Андезит – эффузивный аналог диорита в основном того же минералогического состава, что и диорит. Отличается, неполнокристаллическим строением, имеет порфировую структуру. Среди скрытокристаллической массы светло-серого или бурокрасного цвета видны светлые вкрапления плагиоклазов со стекляннм блеском. Наряду с ними пластинки биотита выделяются своим темным цветом с бронзовым отливом, а роговая обманка – удлиненными кристалликами темно-бурого до черного цвета с сильным блеском. Андезиты серых оттенков в свежем изломе имеют плотное строение, поверхность излома сравнительно гладкая. Красно-бурые андезиты большей частью пористые, с шероховатой поверхностью излома. Для андезита характерны столбчатая и плитчатая отдельности. Излияния андезитовой лавы образуют мощные лавовые поля, покровы, купола и потоки. Целый ряд ныне действующих вулканов изливает андезитовую лаву (Тихоокеанское огненное кольцо, Средиземноморская вулканическая область).

Дацит – эффузивный аналог кварцевого диорита. По составу близок к андезиту, но в отличие от него содержит зерна кварца. В свежем состоянии серый, а в выветрелом – красно-бурый.

Сиенит – глубинная полнокристаллическая порода. Составляет из ортоклаза или микроклина, в подчиненном количестве могут присутствовать олигоклаз или андезин. Цветные минералы представлены биотитом, роговой обманкой и пироксеном. Сиенит по внешнему виду похож на гранит, но не содержит кварца. От диорита отличается более совершенным ограничением полевых шпатов, кристаллы которого толстотаблитчатой формы и нередко окрашены в розовые тона. Цвет, как и у гранитов, зависит от цвета полевых шпатов, чаще серый, желтоватый и красный различных оттенков. Структура равномерно-зернистая и порфировидная. Генетически сиенит – порода, тесно связанная как с гранитами, образуя бескварцевую их разновидность, так и с габбро.

Трахит – кайнотипная эффузивная неполнокристаллическая порода, по составу соответствует сиениту. Породы серые, светло-желтые или розовые.

Щелочные породы. *Нефелиновые сиениты* – кристаллические зернистые породы с нефелином и амфиболом, структура чаще среднезернистая. Распространены на Кольском полуострове. На Урале они простираются с севера на юг в районе Вишневых и Ильменских гор. Известны выходы в азиатской части СНГ. К более редким типам щелочных пород относятся якупирангиты, уртиты, ийолиты. Щелочные породы в целом характеризуются присутствием амфиболов. Образование щелочных пород может быть результатом магматического замещения ультраосновного субстрата.

Фонолит и нефелиновый порфир – эффузивные аналоги нефелинового сиенита. В свежем состоянии породы плотные, грязно-зеленого и буро-зеленого цвета с жирным блеском и занозистым изломом. Со временем поверхность становится матовой, цвет грязно-белый, с пятнистой окраской. При ударе фонолит звенит (его называют еще «звонящим камнем»). Встречается сравнительно редко.

Основные породы. Основные породы характеризуются недонасыщенностью кремнеземом, богаты щелочноземельными металлами, особенно окисью магния и закисью железа.

Габбро – глубинная полнокристаллическая порода, недонасыщенная кремнеземом. Существенными минералами являются плагиоклазы (от лабрадора до анортита) и какой-нибудь представитель группы пироксенов, например роговая обманка. Часто содержится оливин. Плагиоклаз обычно встречается в виде толстостолбчатых выделений от белого до темно-серого цвета. Пироксены присутствуют в виде хорошо ограниченных короткостолбчатых образований темно-зеленого цвета. Оливин выделяется в основной массе породы изометричными зернами от желто-зеленого до коричневого цвета. Структура габбро средне-равномернозернистая, но может быть и крупнозернистой, иногда с хорошо ограниченными кристаллами плагиоклаза. Часто встречается полосчатое габбро, где чередуются полосы светлые (скопления плагиоклаза) с темными полосами (скопления цветных минералов). По преобладающей минеральной составляющей среди габброидов встречаются разные типы пород.

Лабрадорит – порода, почти целиком сложенная лабрадором или битовнитом. Генетически лабрадорит связан с габбро

или норитом. Благодаря яркой игре цветов лабрадорит широко используется как декоративный материал для облицовки различных сооружений.

Базальт – эффузивный аналог габбро и норитов. Термин «базальт» часто служит сборным названием для всей совокупности основных лав, которые довольно разнообразны и широко распространены. Базальты состоят из основного плагиоклаза и цветной составной части, которая может быть представлена авгитом, оливином, в редких случаях гиперстеном, роговой обманкой и даже биотитом. Иногда в значительных количествах содержатся зерна магнетита. Структура базальтов плотная, мелкозернистая, нередко порфировая. На темном фоне нераскристаллизовавшейся массы видны мелкие кристаллики черного авгита и желтовато-зеленые зерна оливина. Текстура базальтов массивная, часто шаровая и миндалекаменная. Поры и каверны выполнены вторичными образованиями – цеолитами, кальцитом, опалом, кварцем. У базальтовых потоков особенно хорошо выражена столбчатая отдельность (лавовый поток как бы разбит на шестигранные столбы). Базальт используется как строительный материал. Встречаются базальты в виде громадных излившихся покровов и потоков на огромных площадях в тысячи квадратных километров мощностью до одного километра (Сибирь, Гренландия, острова Исландии, Фарерские и др.).

Диабаз – по составу близок к базальтам. Структура диабазов равномернозернистая – от мелко- до крупнозернистой, но бывают и плотные разновидности. Некоторые авторы считают диабаз продуктами подводных извержений базальтовой лавы. По химическому составу диабазы аналогичны базальтам и являются как бы древними базальтами, в значительной степени измененными.

Ультраосновные породы. Ультраосновные породы как бы замыкают нормальный ряд изверженных пород, который начинается с кислых и переходит через средние и основные разновидности к ультраосновным.

Дунит – глубинная кристаллически-зернистая порода, сложенная преимущественно оливином, который содержится в виде неправильных зерен желтовато-зеленого цвета различных оттенков. Часто зерна оливина в результате метаморфизации разобщены каемками серпентина. В малых количествах содержится маг-

нетит и хромит. Структура обычно среднезернистая, в результате процессов серпентинизации породы – становится плотной.

Перидотит – глубинная кристаллическая зернистая порода, очень похожая на дунит; содержит основной пироксен. Структура чаще среднезернистая; цвет породы темный и даже черный.

Пикрит – эффузивный аналог перидотита. Зеленовато-черная порода, состоит из смеси оливина и авгита с серпентином и хлоритом. Встречается редко, обычно в ассоциации с диабазовыми породами.

Пироксенит – глубинная, чаще крупнозернистая, темноокрашенная порода, сложенная пироксенами с незначительной примесью оливина.

Кимберлит – порода, сложенная макрокристаллами оливина, флогопита, пироксена, ильменита, характеризующаяся наличием аксессуарных минералов (пироп, хромдиопсид, алмаз), заключенных в основной массе, сложенной микролитами оливина, пироксена, флогопита, шпинели, перовскита, ильменита, апатита и измененной процессами серпентинизации и карбонатизации.

Вопросы для самопроверки

1. Понятие магматической горной породы, их роль в строении земной коры.
2. Классификация магматических пород, принципы их систематики.
3. Условия формирования и залегания магматических пород, систематика форм их залегания.
4. Интрузивные и эффузивные породы, условия их образования и проявления в земной коре.
5. Горные породы ультраосновного состава, закономерности формирования и размещения, полезные ископаемые, связанные с ними.
6. Горные породы основного состава, закономерности формирования и размещения, полезные ископаемые, связанные с ними.
7. Состав, свойства и происхождение гранитов, полезные ископаемые, связанные с ними.
8. Понятие о ликвации магмы. Её роль в образовании полезных ископаемых

9. Понятие о кристаллизационной дифференциации магмы, реакционные ряды Боуэна. Роль кристаллизационной дифференциации в образовании полезных ископаемых.
10. Понятие о магматических формациях и металлогенической специализации магматических пород.

4. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Определение осадочных горных пород, предмет литологии, практическое значение осадочных пород, методы изучения, условия образования, выветривание и его типы, коры выветривания, седиментогенез, дифференциация осадочного вещества и её тип, диагенез, эпигенез. Классификация осадочных горных пород, обломочные породы, принципы их классификации, песчаные и алевритовые породы, вулканогенно-осадочные породы, их происхождение и классификация, глинистые породы, породы химического и биохимического происхождения, карбонатные породы, эвапориты, каустобиолиты, фация и формация, главные породообразующие компоненты осадочных пород, структура и текстура, слоистость, приёмы изучения и описания.

Во введении в предмет мы кратко касались осадочных горных пород. Ниже рассмотрим эту тему детально. Прежде всего дадим их определение. *Осадочными* называются такие горные породы, которые возникают в приповерхностных условиях, при небольших температурах и давлениях, в результате преобразования отложений, возникших при выветривании, в результате деятельности организмов, а иногда с участием вулканических извержений. Наука, которая изучает осадочные породы, и называется *литологией*. Именно она изучает вещественный состав и особенности строения и залегания осадочных горных пород, рассматривает их классификацию (классификация является одной из важнейших задач любой науки), исследует условия формирования и преобразования этих пород. Таким образом, литология – это петрография осадочных пород.

Какое же *практическое значение* имеет изучение осадочных горных пород? Многие из осадочных горных пород явля-



ются ценными полезными ископаемыми. Это и уголь, и горючие сланцы, руды алюминия, железа и марганца, фосфориты, соли, глины, известняк, строительный камень. На востоке Каспия есть даже осадочные месторождения урана, представляющие собой кладбище рыбьих костей, пропитанных ураном. Отдельную группу осадочных месторождений представляют собой россыпи и коры выветривания, с ними связаны месторождения олова, вольфрама, алмазов, платины, золота. Заметим, что в России существенная часть запасов золота связана именно с россыпями. Примечательно, что большая часть территории России сложена именно осадочными породами. Так, газ, нефть залегают среди осадочных пород, в них же заключены и подземные воды, а основаниями сооружений преимущественно являются осадочные породы.

Какие же существуют *методы изучения осадочных пород*? Это, естественно, исследования под поляризационным микроскопом. Однако особенностью этих пород является то, что они, часто, будучи очень тонкозернистыми (например, те же глины), трудно поддаются кристаллооптической диагностике. Поэтому для изучения осадочных горных пород в дополнение к кристаллооптике используют: а) рентгеноструктурный анализ; б) термический анализ; в) электронно-микроскопический анализ; г) гранулометрический анализ. Суть рентгеноструктурного анализа в том, что он дает представление о кристаллической решетке минерала, на основе анализа дифракции прошедших через минерал рентгеновских лучей. Сравнивая дифракционную картинку неизвестного минерала с эталоном, и определяют минерал. Термический анализ методически построен аналогично. Также имеется эталон (например, фарфор, окись магния), который при нагревании дает характерные эффекты выделения или поглощения тепла. С ним и сравнивают термограммы нагреваемого до 1500 градусов неизвестного минерала. Электронно-микроскопический анализ применяется очень широко и не только для изучения осадочных пород. Преимущество его состоит в том, что длина луча пучка электронов много короче световых лучей. Поэтому появляется возможность достигать увеличения в 200 тыс. раз. При исследовании используются либо суспензии или

так называемые реплики, т.е. отпечатки. Гранулометрический анализ применяется для рыхлых пород, в результате чего выясняется количественный состав фракций, слагающих породу.

Рассмотрим условия образования осадочных пород. Надо сказать, процесс этот длительный. В нём можно выделить 4 стадии.

Первая стадия – выветривание. Различают физическое и химическое выветривание. Главным фактором физического выветривания являются колебания температуры, воздействие ветра, воды и льда. В Центральной Сахаре, например, процесс физического выветривания очень впечатляет. Суточные колебания температуры даже зимой составляют там 40 и более градусов. И так изо дня в день, да плюс ветер, несущий колючий песок. Какая горная порода это выдержит? Кроме того, большую разрушающую работу производят прибой, реки, ледники, а также тектонические процессы.

По-другому действует химическое выветривание. Оно обусловлено химическим воздействием на породы кислорода, углекислоты, воды, а также гуминовых кислот, содержащихся в почвах. Реакция воды может быть кислой, $\text{pH} < 7$, нейтральной $\text{pH} = 7$ и щелочной $\text{pH} > 7$. От этого зависит её агрессивность. Если же вода насыщена углекислотой, то её активность резко возрастает. Она в этом случае разлагает силикаты до глин, монтмориллонита и т.д. Вот так начинается первая стадия образования осадочных пород. Здесь уместно сказать несколько слов о *корах выветривания*. Образуются они за счет материнских пород на месте, а вещества, перешедшие в раствор, уносятся. В результате часто образуются богатые залежи полезных ископаемых. Например: золота, драгоценных камней и др. Выдающийся уникальный пример – редкоземельно-ниобиевые коры выветривания на Якутском месторождении Томтор, где как бы самой природой создан практически концентрат, содержащий около 6% пентоксида ниобия и 10% редких земель. Процессы выветривания приводят также к образованию месторождений бокситов, каолина, хромитов, никеля, марганца, кобальта и формируют на сульфидных месторождениях верхнюю зону обогащения с более высоким содержанием полезных компонентов.

Вторая стадия образования осадочных пород – *седиментогенез*, который представляет собой перенос и отложение продуктов выветривания. Для разных климатических зон агенты переноса разные. В гумидном климате главный переносчик – вода (дождь, реки). Водные потоки переносят частицы путем волочения, в виде взвеси, в виде коллоидных и истинных растворов. Например, все реки выносят в год 13 млрд т механических частиц и 5 млрд т продуктов химического разложения. Надо сказать, что в процессе осаждения из растворов огромную роль играют организмы, извлекающие из воды карбонаты, кремнезём, фосфор, и после их гибели на дне водоёма формируются карбонатные, кремнистые или фосфатные осадки. Необычным агентом переноса являются даже морские птицы, их экскременты на островах Тихого океана формируют осадочные месторождения фосфоритов типа гуано.

В аридном климате главный переносчик – ветер. Золотая пыль, поднятая ветром в Сахаре, достигает берегов Франции. В областях с нивальным климатом главный агент переноса лёд. Например, на Валдайской возвышенности Русской платформы огромное количество камней, валунов, которые принёс ледник. А помимо них и пески, ленточные глины, связанные с деятельностью покровных ледников, неоднократно наступавших на эту территорию. Седиментогенез помимо переноса включает в себя и *дифференциацию осадочного вещества*. Осадочная дифференциация – это разделение частиц по размеру, плотности и химическим свойствам. Это как бы природная обогатительная фабрика, где происходят сортировка и раздельное накопление осадков определённого состава.

Различают *механическую и химическую дифференциацию*. Суть механической дифференциации состоит в том, что крупные и тяжёлые обломки осаждаются вблизи места образования, а более мелкие и лёгкие уносятся дальше. Химическая дифференциация заключается в последовательном осаждении соединений из водных растворов в соответствии с их растворимостью. Так, плохо растворимые окислы алюминия, кремния, железа, марганца осаждаются вблизи места разрушения материнских пород. Более растворимые карбонаты переносятся дальше. Наиболее растворимые соли переносятся ещё дальше и отлагаются лишь

при существенном увеличении их концентрации в растворе. Например, в лагунах при небольшой концентрации раствора осаждаются кальцит, при увеличении концентрации – последовательно доломит и гипс с примесью карбонатов, и наконец, когда концентрация достигнет 27%, осаждаются хлориды и сульфаты. Яркий пример этого – залив Кара-Богаз-Гол на востоке Каспия.

Третьей стадией образования осадочных пород является *диагенез*. Суть этого процесса состоит в превращении ранее разрушившегося, перенесённого и отложившегося материала в новую горную породу. В основе диагенеза – внутренняя неустойчивость первичного осадка. Процессы диагенеза зависят как от состава осадка, так и от условий, в которых он протекает. Так, в гумидных зонах пески и алевролиты уплотняются слабо. Глины теряют текучесть, но вполне пластичны. И лишь карбонатные и кремнистые породы подвергаются литификации, т.е. окаменению. На земной поверхности происходит формирование лёсса, песчано-глинистых пород, известковых туфов.

Заключительной **четвертой стадией** образования осадочных пород является *эпигенез*. По-гречески приставка «эпи» означает после. Поэтому под эпигенезом понимают все процессы, которые происходят с уже возникшей осадочной породой, до того как она снова не начнёт выветриваться или подвергнется метаморфизму. Эпигенетические изменения происходят как в пределах платформ, так и в складчатых областях при температурах 50 – 200 градусов, давлении до 200 МПа. Естественно, чем на большей глубине залегает осадок, тем сильнее эпигенетические изменения. Разработаны фации регионального эпигенеза. Результатом эпигенетического выщелачивания являются, например, высокопористые песчаники нефтяного пласта среди литифицированных пород. Обычно же результатом эпигенеза являются уменьшение пористости пород с глубиной и возрастание её плотности.

Теперь о *классификации осадочных горных пород*. В соответствии с классификацией среди осадочных пород выделяют следующие типы: 1) обломочные породы; 2) химические; 3) органогенные и биохимические породы (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Классификация осадочных горных пород

Генетический тип отложений	Размер частиц, мм	Название породы			
		Окатанные обломки		Неокатанные обломки	
		цементиров.	рыхлые	цементиров.	рыхлые
Обломочные	>100	конгломерат	валунник	брекчия	глыбы
	10 – 100	конгломерат	галечник	брекчия	щебень
	2 – 10	гравеллит	гравий	дресвяник	дресва
	0,1 – 2	песчаник	песок	песчаник	песок
	0,1 – 0,01	алевролит	алеврит	алевролит	алеврит
	<0,01	аргиллит	глина	аргиллит	глина (целит)
Химические	Галоидные (эвапориты) – каменная соль, сильвинит				
	Сульфатные – гипс, ангидрит				
	Карбонатные – известняк, доломит, мергель				
	Кремнистые – яшма, кремнь				
	Аллитовые – боксит, латерит				
Органогенные и биохимические	Карбонатные – известняк, мел				
	Кремнистые – опока, трепел, диатомит				
	Углеродистые (каустобиолиты) – торф, бурый уголь, каменный уголь, горючий сланец				

Особо выделяются вулканогенно-осадочные породы. Если говорить о распространённости, то глинистые занимают 53%; песчаные – 25%, карбонатные примерно – 20% и эвапориты не более 2%. Средние химические составы осадочных и магматических пород достаточно близки. В осадочных лишь присутствует больше воды, углекислоты и органического углерода, что отражает характер их образования. Минеральные же составы осадочных и магматических пород резко различны. Причина этого в том, что в осадочных породах нет минералов глубинного происхождения (оливин, роговая обманка, авгит, анортит, биотит), потому что они неустойчивы в приповерхностных условиях.

В осадочных породах выделяются минералы: терригенные (или реликтовые) и аутигенные. Терригенные – это те минеральные частицы, которые *спосились* с суши (терра в переводе с греческого – земля). Аутигенные минералы образуются на месте в ходе осадконакопления диагенеза и эпигенеза. Часто

они заполняют поры, каверны и трещинки в породе, замещают терригенные зёрна. Рассмотрим осадочные породы в соответствии с выделенными выше группами.

Обломочные породы – это породы, в которых преобладает обломочный (или, как его ещё называют, аллотигенный) материал. Среди них выделяются крупнообломочные, песчаные и алевритовые разновидности. Классификация обломочных пород построена на размерах (обломки от 0,01 мм до 1 м и более), степени окатанности и степени связности, т.е. являются ли породы рыхлыми или сцементированными (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Классификация обломочных пород

Структура пород	Размеры зерен, обломков, мм	Название пород			
		Рыхлые и связные		Сцементированные	
		Угловатые обломки	Округлые обломки	Угловатые обломки	Округлые обломки
Круглообломочная (псефиты)	100	Глыбы	Валунник	Брекчия крупная	Конгломерат валунный
	100 – 10	Камни	Галечник	Брекчия	Конгломерат
	10 – 2	Щебень, дресва	Гравий	Брекчия мелкая	Гравелит
Среднеобломочная (псаммиты)	2 – 0,01	Пески разные		Песчаник	
Мелкообломочная (алевриты)	0,1 – 0,01	Алеврит (лесс)		Алевролит	
Мелкозернистая (пелиты)	< 0,001	Глины разные		Аргиллит	
Смешанная	Разные	Супесь	Суглинок	–	

Например, из числа рыхлых пород щебень характеризует угловатыми обломками (рис. 4.1).

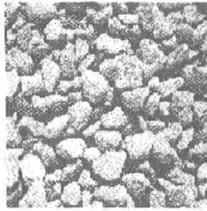


Рис. 4.1. Щебень, видны неокатанные куски

Из цементированных пород, например, конгломераты (рис. 4.2) содержат окатанные обломки, брекчии, наоборот, не окатанные. Грубообломочные породы возникают обычно тогда, когда вздымаются участки суши – области сноса. Гравий, галька, щебень – всё это отличные заполнители бетона и материал для строительства дорог. Заметим, что в цементе конгломератов порой содержатся золото, платина, уран. Известны знаменитые золото- и ураноносные конгломераты месторождения Виттватерсранда на юге Африки. Именно их наличие обеспечивает ЮАР первое место в мире по добыче золота.



Рис. 4.2. Конгломерат, видна хорошо окатанная галька

Песчаные и алевритовые породы. Песчаные породы (или псаммиты) имеют размеры зёрен от 2 до 0,1 мм. А в алевритовых породах зёрна уже на порядок меньше (в 10 раз), т.е. от 0,1 до 0,01 мм. В соответствии с размерами зёрен среди тех и других выделяют крупно-, средне- и мелкозернистые разности. По минеральному составу среди песчаных и алевритовых пород выделяются: мономинеральные, например кварцевые пески; олигомиктовые (на 75 – 95%) – преобладает один минерал, обычно полевой шпат и полимиктовые с разнородным соста-

вом зёрен. Среди полимиктовых песчаников различают аркозы, возникшие из-за разрушения гранитов и гнейсов, и граувакки, возникшие из-за разрушения основных пород.

Типичным представителем алевритов является лёсс – лёгкая пористая светло-жёлтая порода. Надо заметить, что широко распространены и породы смешанного состава, например песчаные и алевритовые породы могут образовываться как в морских, так и в континентальных условиях. Морской песок и песок в пустыне Сахара – типичные примеры. Мономинеральные и олигомиктовые песчаники более обычны для платформенных условий, а полимиктовые образуются в ходе денудации горно-складчатых сооружений. Применение: пески широко используются в стекольной промышленности как стройматериалы. С песками связаны россыпи золота, платины, алмазов, олова, титана и циркония.

Рассмотрим теперь специфическую группу *вулканогенно-осадочных пород*, иначе называемых пирокластическими, или вулканогенно-обломочными. Само название их говорит о том, что эти породы содержат как продукты взрывной (эксплозивной) деятельности, так и осадочный обломочный материал. Например, в результате катастрофического извержения вулкана Санторин в Эгейском море вулканический пепел распространился на сотни километров и, опустившись в море, литифицировался с образованием соответствующей вулканогенно-осадочной породы. Выделяется вулканизм толеитовый океанических рифтовых зон, щелочно-базальтовый внутриплитный, андезитовый зон субдукции, щелочно-базальтовый континентальных рифтовых зон.

По количеству вулканической компоненты в породе различают: туфы более 90% пирокластов; в туффитах 50 – 90%; в туфопесчаниках и туфоалевролитах от 10 до 50% пирокластов. По размеру пирокластов различают: пелитовые туфы (менее 0,01 мм), алевритовые (0,01 – 0,1 мм), псаммитовые (0,1 – 2,0 мм) и псефитовые (более 2 мм). Ну и по химическому составу туфы могут быть риолитовые или липаритовые, (т.е. кислые), андезитовые (средние) и базальтовые (основные). Лёгкие пористые туфы имеют практическое применение: используются как пыльный строительный камень.

Рассмотрим кратко *глинистые породы*. Это породы, которые в большей части сложены глинистыми минералами. Более чем на половину они сложены частицами размером от 0,01 до 0,001 мм. Глинистые породы делятся на собственно глины и аргиллиты. В отличие от глин аргиллиты – твёрдая порода, возникающая в результате уплотнения глины. По составу глины делятся на олигомиктовые (каолиновые, монтмориллонитовые) и полимиктовые. По условиям образования выделяются глины элювиальные, аллювиальные и водно-осадочные (морские). Практическое использование: широко применяются олигомиктовые глины в керамической, бумажной, парфюмерной промышленности, в строительстве (рис. 4.3 – 4.5). Глины часто являются водоупорными горизонтами.



Рис. 4.3. Обжигание глины

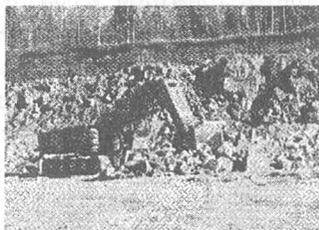


Рис. 4.4. Отработка глины

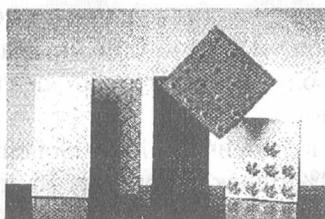


Рис. 4.5. Керамическая плитка – результат обжига глины

Породы химического и биохимического происхождения. В основе их классификации лежит химический состав. Выделяются: аллитовые, железистые, марганцевые, кремнистые, фосфатные, соляные породы (или эвапориты) и так называемые

каустобиолиты. Аллитовые породы характеризуются высоким содержанием глинозёма: бокситы и латериты. Образование их связано с корами выветривания. Это руда на алюминий. Железистые породы – бурые железняки, сидериты, шамозиты – это всё руды железа. Марганцевые породы делятся на псиломелан-пирролизитовые, кремнисто-пирролизитовые и карбонатные руды марганца. Особняком стоят подводные железо-марганцевые конкреции, которые уже сейчас вовлекаются в отработку. Кремнистые породы сложены радиоляриями, губками, скелетами диатомовых водорослей. Это трепелы, опоки, похожие на каолиновую глину или мел. Фосфатные породы, или фосфориты, представляют по сути руды фосфора, которые бывают желваковые (рис. 4.6) и пластовые.

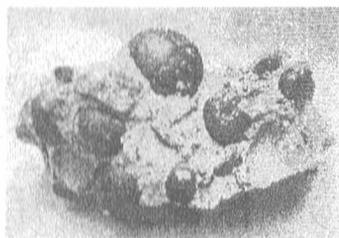


Рис. 4.6. Желваковый фосфорит

Образуются они в результате апвеллинга глубинных вод к шельфовым зонам. Карбонатные породы – это известняк, доломит (т.е. карбонатная порода с магнием), мергель, который является промежуточным между вышеуказанными и глинистыми, т.е. содержит терригенную составляющую. Известняки делятся на органогенные, хемогенные и обломочные. Происхождение их морское, как прибрежные, так и глубоководные зоны.

Эвапориты – соляные породы, образующиеся в результате выпадения в осадок в случае увеличения концентрации растворов. Это каменная соль, сильвинит, карналлит, всевозможные гипсы и ангидриты.

Каустобиолиты, к ним относятся угли, горючие сланцы, торф, нефть, газы. Угли возникают в ходе разложения без доступа воздуха растительных остатков в болотах и лагунах. В первую стадию этого процесса образуется торф (рис. 4.7), за-

тем – каменный уголь. Необходимо отметить, что одной из главнейших особенностей осадочных пород является их слоистость. Иногда в толще осадочных пород отмечается косая слоистость (рис. 4.8).

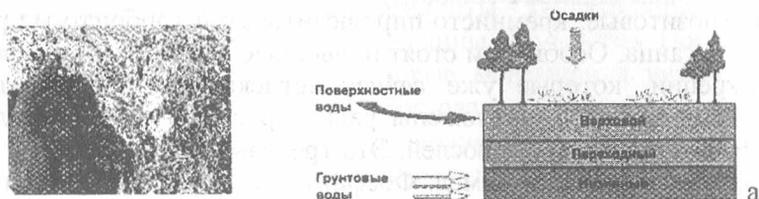


Рис. 4.7. Виды и происхождение торфов



Рис. 4.8. Пример косой слоистости в песчаниках

Завершая теоретическую часть, остановимся на понятиях *фация* и *формация* применительно к осадочной группе пород. *Фация* – это совокупность осадков, сформировавшихся в определённых литологических и палеогеографических условиях. Например, есть фации морские, лагунные, континентальные. Понятие широко используется при палеогеографических построениях. *Формация* же – совокупность отложений парагенетически связанных между собой тем, что они формировались в едином тектоническом режиме. Можно выделить формации платформенные и межгорных впадин, задуговых бассейнов и рифтовых впадин, турбидитовые и т.д. Понятие это широко

применяется в формационном анализе, на основе которого выявляются закономерности образования и размещения полезных ископаемых. Например, с образованием платформенных формаций связаны месторождения бурых углей, конкреционных фосфоритов, огнеупорных глин, стекольных песков. К группе формаций передовых прогибов и межгорных впадин приурочены месторождения солей, магранцевых и железных руд.

Особенности описания осадочных пород

В ходе лабораторных занятий студент должен диагностировать *главные породообразующие компоненты осадочных пород*.

- Реликтовые минералы и обломки разрушавшихся пород.
- Минералы осадочного происхождения.
- Органические остатки.
- Вулканогенный материал.

Реликтовые минералы будут соответствовать составу исходной разрушавшейся породы. Их студенты подробно изучали в предыдущих разделах. Среди минералов осадочного происхождения можно выделить: а) группу кремнезёма (опал, кварц, халцедон); б) группу карбонатов (кальцит, доломит, сидерит); в) глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда); г) железистые минералы (пирит, марказит, гематит, гидроокислы железа, марганцевые минералы, шамозит); д) группу гидроокислов алюминия (диаспор, бёмит, гидроаргиллит); е) группа фосфатов; ж) группу сульфатов (гипс, ангидрит); з) группу хлоридов. Особо надо сказать о цеолитах (анальцим, морденит), которые используют как пищевые добавки и сорбенты. Что касается органических остатков, то работая с образцами, студент обязательно увидит их. Это остатки кораллов, губок, раковин и т.д. Вулканогенный материал в осадочных породах представлен обломками вулканического стекла, кристаллами и частичками эффузивных пород.

Теперь о структурах и текстурах. *Структура осадочной породы* определяется размерами и формой её составных компонентов. *Текстура* – их ориентировкой в пространстве и взаим-

ным расположением. Для обломочных пород выделяются структуры: пелитовая (зёрна менее 0,01 мм), алевритовая (0,01 – 0,1 мм), псаммитовая (0,1 – 2,0 мм) и грубообломочная (более 2 мм). Цемент бывает базальный и плёночный. Для глин помимо вышеуказанных есть чешуйчатые, брекчиевидные и ориентированные структуры. Для химических и биохимических пород характерны идиоморфная, колломорфная, оолитовая, сферолитовая структуры. Различаются структуры и по степени зернистости. Что касается текстур, то в осадочных породах различают внутрислоевые (т.е. в вертикальном разрезе толщи) текстуры и текстуры поверхности напластования. Наиболее характерной особенностью осадочных пород является *слоистость*, которая может быть параллельной и косой (см. рис. 4.8). Часты текстуры подводного оползания. Для вулканогенно-осадочных пород порой характерны флюидалные текстуры. Встречается беспорядочная текстура, являющаяся синонимом массивной текстуры. Текстуры поверхности напластования – это знаки ряби, трещины усыхания, следы передвижения по поверхности осадка животных. Отдельно надо сказать о конкрециях. Форма их сферическая, линзовидная, овальная, образуются они в результате эпигенетических преобразований.

Надо подчеркнуть, что при изучении осадочных пород особую роль играют макроскопические исследования непосредственно в поле. Студент должен освоить замеры горным компасом элементов залегания пласта породы, описать состав породы, цвет, характер излома, структуру и текстуру, охарактеризовать состав, форму и размеры обломков, тип цемента, наличие органических остатков. Определить твёрдость с помощью шкалы Мооса, ориентировочно оценить пористость. Охарактеризовать степень выветрелости, т.е. свежая это порода или изменённая. Чтобы отличить известняк от доломита, используют 10% соляную кислоту: известняк вскипает в породе, а доломит вскипает только в порошке.

Студентам следует практически ознакомиться с разнообразными осадочными породами, которые представлены в лабораторных коллекциях. Характеризуя каждую породу при визуальном осмотре, необходимо описать: 1) цвет; 2) структуру и

текстуру; 3) характер обломков и цемента (для обломочных естественно); 4) присутствие новообразований и органических остатков; 5) крепость, пористость.

Например. Песчаник – кварц полевошпатовый. Цвет серый, структура среднезернистая, текстура беспорядочная, среди обломочных зёрен преобладает кварц, цемент карбонатный. Порода крепкая, плотная.

Известняк биогенный мелкозернистый. Цвет серый, текстура слоистая, структура колломорфная. Излом зернистый, неровный, порода крепкая.

При описании обломочных пород большое внимание обращают на цемент. Различают следующие типы цемента:

1. Базальный или основной цемент, когда зерна не соприкасаются друг с другом и составные части основного осадка плавают в массе цемента. Такого типа цементация очень прочна.

2. Контактный или цемент соприкосновения развит только в местах соприкосновения зерен. Цементация не прочная.

3. Цемент пор – цементом выполнены пространства между соприкасающимися зёрнами.

4. Цемент обрастания и нарастания, зерна снаружи покрываются каемкой новообразований, которые и осуществляют цементацию. Структура обломочных пород определяется формой и размером слагающих их обломков и цементом. Обломки могут быть окатанными (галька, конгломерат), полуокатанными и угловатыми (щебень, брекчия).

Ниже даётся краткое описание некоторых типов пород.

Конгломераты – более или менее плотные породы, где окатанные обломки разнообразных горных пород сцементированы каким-либо материалом, чаще всего – карбонатным, кремнистым, железистым, фосфатным, глинистым и др. Конгломераты широко распространены и часто образуют мощные толщи.

Брекчии образуются при цементации остроугольных обломков. По распространенности значительно уступают конгломератам. По происхождению, кроме осадочных, брекчии бывают вулканические и тектонические.

Песчаные породы, или псаммиты. В эту группу входят породы, сложенные среднеобломочным материалом, диаметр зерен

минерала колеблется от 2 до 0,1 мм. При изучении песчаных пород необходимо учитывать размер и форму зерен, их минералогический состав, характер цемента и другие особенности.

По абсолютной величине обломочных зерен рыхлые песчаные породы делят на крупнозернистые (от 1 до 0,5 мм); среднезернистые (от 0,5 до 0,25 мм) и мелкозернистые (от 0,25 до 0,01 мм).

Кварцевые пески и песчаники, состоящие почти целиком из округлых или угловатых зерен кварца; как примесь могут содержать полевой шпат, глауконит, слюду и другие минералы. Цвет кварцевых псаммитов довольно разнообразный, обычно белый или светло-серый; оксиды и гидроксиды железа окрашивают их в красноватые или желто-бурые цвета; углистые частицы придают им темно-серую окраску.

К олигомиктовым относятся аркозовые и глауконитовые песчаные породы.

Аркозовые пески и песчаники состоят из зерен кварца и полевых шпатов с примесью слюды и других минералов, кварц обычно преобладает. *Глауконитовые пески и песчаники* кроме кварца содержат глауконит от 20 до 40%, встречаются также слюда и другие минералы.

К сцементированным породам относятся различные песчаники. По составу цемента выделяют глинистые, карбонатные, кремнистые, железистые и другие разновидности песчаника.

Алевриты – тонкообломочные рыхлые породы, сложенные минеральными зёрнами, диаметр которых от 0,1 до 0,01 мм. Алевриты – породы промежуточные между песками и глинами. По условиям накопления они не отличаются от песчаных пород. В эту же группу относят четвертичные лёссы и лёссовидные суглинки. Уплотненные и сцементированные разности называются алевритами.

Лёсс – светлоокрашенная, легкая, пористая, неслоистая порода желтовато-палевого или серого цветов. Помимо пор лёсс имеет тонкие цилиндрические вертикальные каналы (остатки погретенных стебельков и корешков растений), стенки которых часто покрыты белой коркой кристаллического кальцита.

Лёсс и лёссовидные породы широко распространены в теплых засушливых районах, в Средней Азии, на Украине, в За-

падной Европе и Китае. Они покрывают до 10 % всей суши, мощность их колеблется от метров до сотен метров. В районе Самарканда отложения лёсса достигают толщины 100 м, а в Китае - местами более 250 м.

Глинистые породы обычно выделяются в отдельную группу. Цементированные уплотненные глины называются *аргиллитами*. По минералогическому составу глины можно делить на мономинеральные (каолиновые) и полиминеральные.

Каолиновые глины почти целиком сложены каолинитом с примесью других типичных для глин минералов. Окраска обычно светлая, белая, светло-серая, желтоватая. Они очень мягки, жирные на ощупь, блеск в изломе шелковистый. Каолиновые глины распространены среди континентальных отложений и являются продуктами химического выветривания полевошпатсодержащих пород.

Таким образом, в ходе лабораторных практических занятий студент должен уяснить основные подходы и приёмы диагностики и описания осадочных пород.

Вопросы для самопроверки

1. Определение осадочных пород, их распространённость и практическое значение. Методы изучения осадочных пород.
- ② Образование осадочных пород: типы выветривания, седиментогенез, диагенез и эпигенез.
3. Классификация осадочных пород, её принципы.
4. Породообразующие компоненты осадочных пород, их текстуры и структуры. Причины возникновения слоистости. Понятие об анизотропии свойств.
5. Обломочные породы, их происхождение и практическое значение.
6. Песчаные и алевритовые породы, происхождение и практическое значение.
7. Глинистые породы, их происхождение и практическое значение.
8. Вулканогенно-осадочные породы, их происхождение и практическое значение.

9. Породы химического и органогенного происхождения и их практическое значение.
10. Понятие о фациях и осадочных формациях и их значение для минерагенического районирования.

5. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Определение метаморфизма. Факторы метаморфизма. Литостатическое и тектоническое давление. Геотермический градиент. Типы метаморфизма. Региональный (динамотермальный) метаморфизм. Прогрессивный, регрессивный и ультраметаморфизм. Мигматизация, анатексис, палингенез. Фации метаморфизма. Дислокационный метаморфизм, контакто-термальный метаморфизм, пневматолитово-гидротермальный метаморфизм. Изохимический и метасоматический процессы. Структуры и текстуры метаморфических пород. Классификация метаморфических пород по текстурам. Методы изучения метаморфических пород. Диагностика и порядок описания. Практическое значение метаморфических пород.

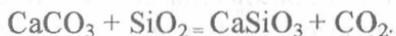
Учение о метаморфизме – наиболее трудный и во многом дискуссионный раздел петрологии. Метаморфические породы достаточно широко распространены на территории России (Балтийский и Воронежский и щит на европейской части, Анабар и Алдан в Сибири). В дальнейшей практической деятельности студенту так или иначе придётся столкнуться с этим типом горных пород. Ниже мы рассмотрим вопросы, касающиеся теории метаморфических процессов, охарактеризуем вещественный состав, структурно-текстурные особенности, классификацию и систематику метаморфических пород, остановимся на методике диагностики, порядке их описания и практической значимости.

Метаморфизм горных пород (от греч. metamorphoōmai – подвергаюсь превращению, преображаюсь) возникает в земной коре вследствие воздействия на ранее возникшие породы высокой температуры и давления, в результате чего в твердом состоянии происходят метаморфические преобразования, вы-

ражающиеся в изменении состава и структурно текстурных особенностей породы. Новая порода, возникающая в результате метаморфизма, таким образом, как бы приспосабливается к новым физико-химическим условиям, в которых она оказалась. Если метаморфические преобразования происходят при сохранении валового химического состава породы, то такой процесс называется *изохимическим*. Если же в ходе изменений происходят привнос и вынос компонентов, то этот процесс называется *метасоматическим*. Метаморфизм – один из важнейших факторов внутренней динамики Земли.

Главными факторами метаморфизма являются: температура, давление, химически активные вещества, а также геологическое время. Рассмотрим роль каждого из них.

Температура – важнейший фактор. Источником тепла является внутренняя энергия планеты. Известно, что с глубиной температура повышается. В зависимости от особенностей строения литосферы геотермический градиент (т.е. повышение температуры в недрах на глубине 1 км) составляет от 10 – 30 град С°/км (на платформах) до 150 град С°/км в складчатых областях. Интервал, в котором происходят температурные преобразования, варьирует от 300 до 1000 град С°/км. Примером термального метаморфизма служит переход кальцита в волластонит.



Фактор давления. Различают всестороннее (литостатическое) давление вышележащих пород, составляющее в среднем около 270 атм на километр, и направленное давление или стресс, величина которого напрямую не связана с глубиной. Она обусловлена тектоническими процессами в литосфере. Значения тектонического стресса могут достигать 3 – 5 тыс. и даже более. Примечательно, что проявляться этот стресс может как достаточно кратковременно, вызывая формирование разрывов, так и длительно, тогда он приводит к образованию пластичных деформаций и складчатости. Этот стресс, как правило, ответственен за формирование в земной коре *полей тектонических напряжений*. Причём эти поля могут быть разного

ранга: региональные и локальные. Таким образом, особенности напряжённого состояния земной коры существенным образом влияют на метаморфические преобразования, происходящие с породой. Подчеркнём, что в условиях направленного стресса происходит активное растворение и в породе активно идут процессы перераспределения минерального вещества. Именно в таких условиях формируются метаморфические сланцы.

Следующим фактором метаморфизма являются *химически активные вещества*. В первую очередь это водные растворы, содержащие углекислоту, фтор, хлор, метан, водород, серу, бор, а также металлы – натрий, калий, кальций и др. Под воздействием давления в воду, содержащуюся в поровых растворах, переходят щелочные металлы и другие компоненты. Циркуляция по порам и трещинам, присутствующим в породе, таких горячих химически агрессивных растворов приводит к изменениям валового химического состава метаморфизируемой породы. Следует отметить, что тип формируемой метаморфической породы часто зависит от состава той первичной породы, которая подвергается метаморфическим изменениям. Например, метаморфизм известняков ведёт к образованию мрамора, а метаморфизм песчаников даёт кварциты.

Ещё один фактор метаморфизма – это *геологическое время*. Как правило, многие метаморфические породы представляют собой древние образования архея и протерозоя и значительно реже – фанерозоя. В общем случае, чем длительнее воздействие, тем интенсивнее происшедшие с породой метаморфические изменения.

В общем выделяются следующие *типы метаморфизма*: региональный, дислокационный, контактово-термальный и пневматолитово-гидротермальный.

Региональный (или динамотермальный) метаморфизм характеризуется тем, что для него типично проявление на обширных территориях, часто в пределах древних подвижных поясов. Связан он либо с погружением вещества в зонах субдукции, либо с подъёмом глубинных магматических масс и термальных растворов. Сопровождается региональный метаморфизм перекристаллизацией в условиях расплющивания, с

образованием параллельной ориентировки минеральных частиц. Характерно, что он ведёт к образованию минералов с более плотной упаковкой элементарной ячейки. То есть в ходе метаморфических преобразований уменьшается общий молекулярный объём системы. Например, оливин (молекулярный объём 43,9) + анортит (молекулярный объём 101) преобразуются в ходе динамотермального воздействия в гроссуляр (молекулярный объём 121). В зависимости от характера и интенсивности процесса (степеней метаморфизма) выделяют *фацции метаморфизма*, которые представляют собой устойчивые минеральные ассоциации, характерные для определённых температур и давлений. В зависимости от степеней регионального метаморфизма выделяются следующие основные фацции: зеленосланцевая, амфиболитовая и гранулитовая (рис. 5.1).

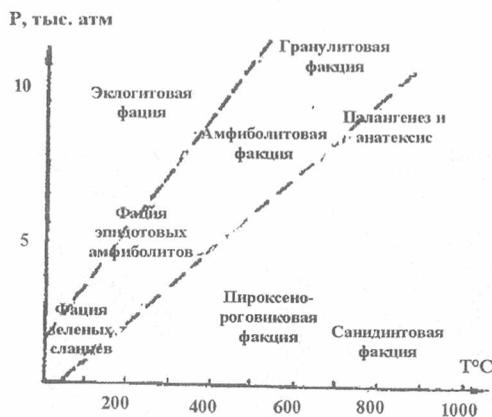


Рис. 5.1. Фацции метаморфизма

Температура и давление увеличиваются от зеленосланцевой к гранулитовой фацции. При рассмотрении регионального метаморфизма также выделяют: прогрессивный, регрессивный и ультраметаморфизм. Для прогрессивного метаморфизма типичны реакции, направленные на появление более высокотемпературных минеральных парагенезисов. Представителями этого

типа метаморфизма являются метаморфические сланцы, кварциты, мраморы, амфиболиты, гнейсы, гранулиты, эклогиты. Регрессивный метаморфизм возникает тогда, когда породы, испытавшие прогрессивный метаморфизм, попадают в условия пониженных температур и давлений. В результате образуются новые, более низкотемпературные минеральные ассоциации. Например, происходит замещение граната биотитом, хлоритом, серицитом.

Ультраметаморфизм представляет собой высшее проявление процесса регионального метаморфизма, который как бы завершает некий природный круговорот: магма → кристаллизующиеся магматические породы → осадочные породы → метаморфические породы → новая магма. Среди процессов ультраметаморфизма выделяют: мигматизацию, анатексис, палингенез. *Мигматизация* представляет собой процесс обособления прослоек расплавившегося кварц-полевошпатового материала в метаморфической породе (рис. 5.2).



Рис. 5.2. Инъекционные полевошпатовые прожилки в метаморфической породе

Примером метаморфических пород, возникших в результате мигматизации, могут служить инъекционные гнейсы, мигматиты (рис. 5.3).



Рис. 5.3. Мигматит. Светлый – инъекционные прожилки лейкократового гранита

Под *анатексисом* понимается частичное выплавление гранитной эвтектики. Палингенез – это полное плавление пород, ведущее к возрождению гранитной магмы. Оба процесса могут играть ведущую роль в гранитообразовании.

Вторым видом метаморфизма является *дислокационный* (его называют также катакластическим). Этот тип метаморфических преобразований возникает под влиянием интенсивного тектонического давления в условиях относительно невысоких температур. Он характерен для узких тектонических зон, крупных глубинных разломов, где наблюдаются явления пластических деформаций, течения вещества. Его продуктами являются такие породы, как брекчии, катаклазиты, милониты.

Третий тип метаморфизма – *контактово-термальный*. Проявляется такой метаморфизм во внешних ореолах интрузивов под влиянием высоких температур и относительно невысоких давлений. Характерным типом контактово-термальных, метаморфических преобразований являются такие породы, как роговики и скарны.

И наконец, четвёртый тип метаморфизма – *пневматоли-тово-гидротермальный* или, как чаще говорят, *метасоматоз*. Его главное отличие в том, что во время метасоматоза происходят активный привнос и вынос минеральных компонентов путём миграции природных растворов. Эта миграция осуществляется в литосфере путём фильтрации, и разных видов диффу-

зии, в результате чего образуется новая порода. Состав вновь образующейся в результате метасоматоза породы зависит как от состава исходной породы, так и от состава растворов. Продуктами метасоматоза являются грейзены, березиты, альбититы, фениты и др. Метасоматоз имеет важное значение для образования многих видов полезных ископаемых, так как в результате миграции компонентов образуются промышленные скопления минерального вещества. Изучение метасоматитов позволяет сделать выводы о возможных перспективах выявления месторождений.

Специфическим видом метаморфизма является *ударный метаморфизм*, являющийся следствием падения на Землю метеоритов. Породы, образующиеся при этом типе преобразований, называются *импактитами*. Ударный метаморфизм выражается в образовании метеоритных кратеров, катакластитов и ударных брекчий.

Диагностика метаморфических горных пород начинается в ходе проведения полевых исследований. Эту задачу решают, наблюдая в образце горной породы ее сложение (текстуру), строение (структуру) и минеральный состав, а также некоторые дополнительные свойства. Геологу приходится также решать обратную задачу: по характеру пород устанавливать те процессы, в результате которых они образовались. При определении метаморфических горных пород следует учитывать условия их залегания.

Метаморфические горные породы классифицируются по различным признакам. Их делят по типам и видам метаморфизма, фациям, а также по исходным породам. Метаморфические преобразования охватывают целые толщи, сложенные комплексом разнообразных, например, глинистых, песчаных и карбонатных пород. Характер минералов-новообразований в каждой из них различен и связан с химическим составом исходной породы. Однако в каждом конкретном случае эти минералы соответствуют относительно узкому интервалу температуры и давлений, при которых совершался метаморфизм толщи, т.е. условиям определенной *метаморфической фации*. При метаморфических преобразованиях играет роль и исходный состав метаморфизируемой породы (табл. 5.1).

Фашии регионального метаморфизма

Фашия регионального метаморфизма	t °C	Минералы-индикаторы и минеральные ассоциации	Метаморфизм пород					
			осадочных			магматических		
			Глинистые	Песчаные	Карбонатные	Ультразимовые	Основные и средние	Кислые
Зеленых сланцев	100 – 350	Серидит, мусковит, биотит, хлорит, тальк, альбит	Глинистые сланцы, филлиты, слюдяные сланцы	Кварцито-песчаники	Мраморизованные породы, мраморы тремолиты	Серпентинит, тальковый сланец	Зеленый (хлорит) сланец	Слюдисто-кварцитный сланец
Эпидот-амфиболитовая	350 – 450	Эпидот-плаггиоклаз (анортит)	Сланцы слюдяные	Кварциты	Мрамор с кианитом	Амфиболит без плаггиоклазов	Амфиболит эпидотовый	Сланец кварцево-слюдяной
Амфиболитовая	700 – 900	Кианит, волластонит, диобсит, ставролит, эпидот (цоизит)-плаггиоклаз (лабрадор)	Сланцы и гнейсы гранатые (силлиманит) кианитовые	Сланцеватые кварциты	Мрамор волластонитовый	Сланец гнейс	Амфиболит гранатовый	Сланцы гнейсы с силлиманитом
Гранулитовая	800 – 900	Кварц, полевые шпаты, биотит, пироксен, гранат, силлиманит	Гнейсы	Гнейсы	Мрамор гранатовый	–	Гранулиты	Гнейсы

1. Зеленосланцевая фашия (100 – 350°C, 2,5 – 6 тыс. атм). Устойчивы хлорит, эпидот, тремолит, актинолит, тальк, серидит, альбит, кальцит, иногда биотит, гранат. Типичные представители – филлиты, известковые и другие сланцы, зеленокаменные породы, серпентиниты и т. д.

2. Амфиболитовая фашия (450 – 800°C, 3 – 8 тыс. атм). Устойчивы роговая обманка, средний плаггиоклаз, гранат, кордиерит, ставролит, дистен, биотит, флогопит, мусковит, диопсид, иногда эпидот и др. Типичные представители: амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты.

3. *Гранулитовая* фация (более 800°, 7,5 – 10 тыс. атм). Включает метаморфические породы, сложенные главным образом безводными высокотемпературными минералами. Характерны пертитовый калиевый полевой шпат, средний и основной плагиоклаз, гранат, силлиманит, кордиерит, форстерит, гиперстен, диопсид, кальцит, скаполит и др. Типичные представители: силлиманитовые гнейсы, чарнокиты, некоторые мигматиты, форстеритовые и другие мраморы (кальцифиры).

Выделяется также *эклогитовая* фация. Представлена эклогитами – бесполовошпатовыми породами, состоящими главным образом из пироксена и граната встречающихся редко, в виде обломков в алмазоносных кимберлитовых трубках. Условия образования эклогитов до конца не ясны. Считают, что они выносятся с очень больших (подкоровых) глубин и образовались при весьма высоких давлениях (более 7 тыс. атм).

Для контактового метаморфизма типичны фации *роговиков от низкотемпературных* (200 – 350°) до более высокотемпературных *пироксеновых роговиков* (550 – 700°). *Санидиновая* фация характеризует участки соприкосновения осадочных пород с базальтами, где очень высокие температуры (более 700°) сочетались с низкими давлениями.

Диагностические признаки метаморфических пород:

- полнокристаллическая структура;
- часто наблюдается шелковистый блеск;
- параллельные текстуры (сланцеватость);
- плотное сложение из-за отсутствия пустот; отсутствие окаменелостей.

Структуры метаморфических пород являются полнокристаллическими. Они возникают в результате перекристаллизации вещества в твердом состоянии. Поэтому для них характерно отсутствие явно выраженной последовательности в выделении минералов. Структуры делятся на кристаллобластические, катакластические и реликтовые. Кристаллобластические структуры образуются в результате перекристаллизации, когда рост кристаллов происходит в стеснённых условиях. Форма всех зерен поэтому одинаково неправильная, закругленная или упло-

щенная с ориентировкой в одном направлении, перпендикулярном давлению, что порождает сланцеватость пород (рис. 5.4).

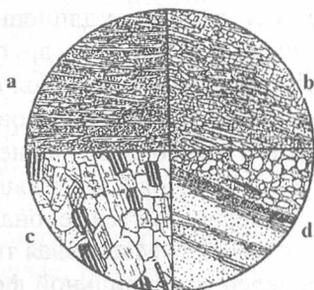


Рис. 5.4. Структуры метаморфических пород:
a – лепидогранобластовая; *b* – нема-
 тобластовая; *c* – бластогранитовая;
d – бластопелитовая (видны реликты
 песчаных и глинистых прослоек)

Катакlastические структуры возникают под влиянием одностороннего давления, вызывающего деформации и дробление на зерновом уровне. Реликтовые структуры сохраняют остатки первичной структуры, например, в гнейсах наблюдаются остатки структуры гранитов.

Текстуры метаморфических пород имеют важное диагностическое значение (рис. 5.5).

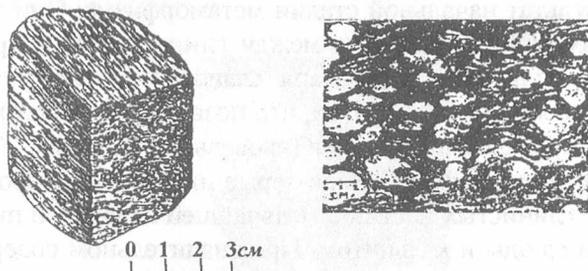


Рис.5.5. Текстуры метаморфических горных пород:
 слева – сланцеватая (чешуйчатые таблитчатые минералы расположены параллельно);
 справа – очковая (очковый гнейс)

Основными типами текстур являются: сланцеватая, полосчатая, очковая, пятнистая и массивная; первые три иногда объединяют под названием гнейсовой. В сланцеватой текстуре зерна минералов имеют форму чешуек, удлиненных кристаллов, которые располагаются параллельно друг другу. Она обычна для различных метаморфических сланцев. Полосчатая текстура характеризуется чередованием полос минералов, различных по составу и окраске, чаще всего наблюдается в гнейсах. Для очковой текстуры характерны крупные овальные выделения минералов в основной, более мелкозернистой массе, она распространена среди гнейсов и некоторых сланцев. Массивная текстура типична для пород, состоящих из зерен неправильной формы, в частности для мраморов, кварцитов и скарнов.

Охарактеризуем некоторые наиболее распространённые метаморфические породы.

Филлиты – тонкосланцеватые, микрокристаллические породы с характерным шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, обусловленным наличием очень мелких листочков слюды. Цвет зависит от примесей и варьирует в широких пределах. Состоят филлиты, главным образом, из кварца и слюды (мусковита и серицита), но могут содержать альбит и хлорит, который и придает им зеленый оттенок. Наличие в них органического вещества обуславливает темную окраску. По внешнему виду филлиты иногда похожи на глинистые сланцы, но в отличие от них уже не содержат глинистых минералов. Филлиты – результат начальной стадии метаморфизма. Они занимают промежуточное положение между глинистыми и кристаллическими сланцами. Благодаря сланцеватой текстуре легко раскалываются на тонкие плитки, что позволяло использовать их раньше как кровельный материал (кровельные сланцы).

Глинистые сланцы – темно-серые или черные породы, состоящие из глинистых частиц с мельчайшей кварцевой пылью, с листочками слюды и кальцитом. При значительном содержании кальцита их называют известково-глинистыми сланцами, а при наличии достаточного количества битуминозных веществ – углистыми сланцами. Последние имеют черный цвет и поэтому сходны с углями. Глинистые сланцы являются начальной ста-

дией метаморфизации глинистых пород. Некоторые исследователи относят их к осадочным породам, хотя у них имеется хорошо выраженная сланцеватость. В отличие от метаморфических пород глинистые сланцы не обладают полнокристаллической структурой и сохраняют реликты глинистых минералов.

Кварциты – массивные метаморфические породы, целиком состоящие из прочно сцементированных зерен кварца в виде сплошной кристаллически-зернистой массы. Порода очень плотная и крепкая – стальной нож ее не царапает. Кварциты образуются при метаморфизме кварцевых песчаников. Они бывают: белые, серые, розовые, лиловые. Окраску их можно объяснить примесью красящих минералов, чаще всего железосодержащих. По содержанию второстепенных минералов кварциты подразделяются на слюдистые, хлоритовые и железистые. Среди них встречаются и разновидности с хорошо выраженной сланцеватой текстурой – кварцитовые сланцы. Кварциты с богатым содержанием магнетита, гематита и других железистых минералов называются *железистыми кварцитами*.

Джеспилиты – яшмовидные железистые кварциты с содержанием окиси железа до 45%. Железистые кварциты (рис. 5.6) имеют промышленное значение. Месторождения приурочены к древним докембрийским образованиям Курской магнитной аномалии, Кривого Рога, Южной Америки (область Великих Озер), Индии. Кварциты используются как хороший строительный и облицовочный материал.



Рис. 5.6. Полосчатые железистые кварциты – источник получения железа

Метаморфизованные месторождения возникают вследствие процессов регионального и локального метаморфизма полезных ископаемых. Тела полезных ископаемых деформируются и приобретают черты, свойственные метаморфическим породам, – развиваются сланцеватые и волокнистые текстуры, граубластические структуры. Минералы малой плотности заменяются минералами высокой объёмной массы. Водосодержащие минералы вытесняются безводными, аморфное вещество раскристаллизовывается. Наибольшее количество метаморфизованных месторождений известно среди докембрийских формаций (например, месторождение графита в Красноярском крае, железорудные месторождения в Криворожском бассейне и Курской магнитной аномалии; месторождения марганца в Бразилии и Индии, золотых и урановых руд в Южной Африке).

Вопросы для самопроверки

1. Понятие метаморфизма. Основные факторы метаморфизма.
- ② В чём особенности структур и текстур метаморфических пород? Микроструктурный анализ метаморфических образований.
3. Региональный метаморфизм, фации метаморфизма и его продукты.
4. Ультраметаморфизм и гранитизация.
5. Динамометаморфизм. В том числе импактный метаморфизм и его продукты.
6. Основные черты контактового метаморфизма.
7. Понятие о метасоматозе. Виды метасоматоза.
8. Продукты кислого метасоматоза (грейзены, березиты, лиственины, вторичные кварциты).
9. Продукты щелочного метасоматоза (фениты, фельдшпатоиды).
10. Контактново-метасоматические породы (скарны) и их значение для локализации полезных ископаемых).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Читая в течение нескольких лет курс «Петрографии и литологии» для студентов Московского государственного открытого университета, я видел, с какими трудностями сталкиваются слушатели в усвоении этого предмета в связи с применяемыми в нём различными методами исследования. Чтобы четко представлять предмет, необходимо не только овладение теоретическим материалом, но и усвоение основ методики макро- и микроскопического изучения пород. Как лектор, я был заинтересован дать слушателям больше легко воспринимаемого материала, что вынуждало порой прибегать к диктовке основных положений, определений, таблиц и т. д. Тем самым в условиях дефицита времени неизбежно сокращался объем излагаемого материала.

Именно поэтому мною была осознана необходимость создания адаптированного учебного пособия, включающего не только установочные лекции, но и практические рекомендации по изучению этого курса, который наряду с рекомендованной учебной литературой помог бы студентам в скорейшем усвоении данного предмета.

И мне особенно приятно, что такое пособие удалось создать к 75-летию юбилею Московского государственного открытого университета и столетию открытого образования, отмечаемого в 2007-м году. Я надеюсь, что вдумчивая проработка студентами изложенного выше материала, в совокупности с классическими учебниками по данному предмету, практической работой с каменным материалом и изучением шлифов под микроскопом, позволит сформировать у студента-заочника основы знаний по данному разделу геологии, являющемуся одним из основополагающих при изучении геологических дисциплин. В условиях заочного образования представляется также важным, чтобы получаемая студентом учебная информация параллельно находила применение в их производственной деятельности. Именно в этом видится возможность качественного усвоения данного предмета.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусова О.Н., Михина В.В. Общий курс петрографии. – М., 1972.
2. Даминова А.М. Петрография магматических горных пород. – М.: Недра, 1967.
3. Кузнецов Е.А. Краткий курс петрографии магматических и метаморфических пород. – М.: Изд-во МГУ, 1970.
4. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. – М., 1974.
5. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. – М.: Высшая школа, 1967.
6. Саранчина Г.М., Шинкарев И.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. – Л., 1973.
7. Трусова И.Ф., Чернов В.И. Петрография магматических и метаморфических пород. – М., 1982.
8. Лапинская Т.К., Прошляков Е.К. Основы петрографии. – М., 1974.
9. Маракушев А.А. Петрография. – М.: Изд-во МГУ, 1993.
10. Миловский А.В. Минералогия и петрография. – М., 1985.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Контрольные задания.....	5
1. Предмет изучения петрографии и литологии.....	6
2. Основные положения кристаллооптики.....	13
3. Магматические горные породы.....	20
4. Осадочные горные породы.....	47
5. Метаморфические горные породы.....	64
Заключение.....	77
Список рекомендуемой литературы.....	78

Учебное издание

БЕЛОВ Сергей Викторович

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

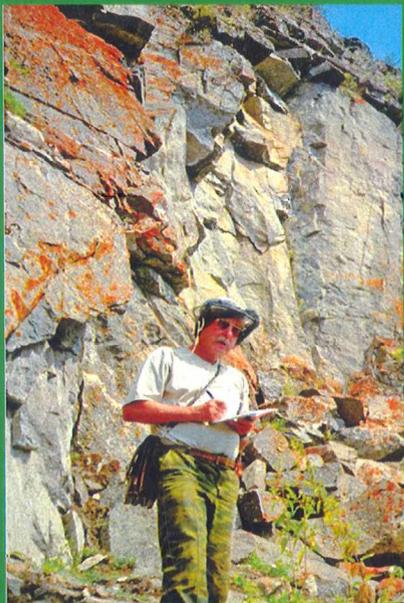
ЛИТОЛОГИЯ

Учебное пособие

Редактор Л.Н. Пронина

Компьютерная верстка А.В. Артамонова

ЛР № 020448 от 07.04.97г. Подписано в печать 16.04.2008.
Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Усл.печ.л. 4,65. Уч.-изд.л. 4,14. Тираж 100 экз. Заказ № 207R
Издательство Московского государственного открытого
университета. 107996, Москва, ул. Павла Корчагина, д. 22
Типография МГОУ



*Белов Сергей Викторович,
доктор геолого-минералогических наук,
профессор Московского государственного
открытого университета,
заместитель директора
Геофизического центра РАН*

В течение последних лет ведет в МГОУ курс петрографии магматических и метаморфических пород и литологии. Курс базируется не только на классических представлениях, но и на опыте личных геологических исследований.

С.В. Белов – лауреат премии правительства России в области науки и техники, премий им. А.Н. Косыгина и С.С. Смирнова, автор около 150 публикаций, в том числе 5 монографий