

Федеральное агентство по образованию
Сибирский федеральный университет
Институт цветных металлов и золота

А.М. САЗОНОВ

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Рекомендовано Учебно-методическим объединением по образованию в области прикладной геологии в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности 130301 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» и 130306 «Прикладная геохимия, петрология, минералогия» направления 130300 «Прикладная геология»

Красноярск
СФУ 2007

УДК 552.16
ББК 26.303я73
С 14

Рецензенты: кафедра минералогии и петрологии Воронежского государственного университета; доктор геолого-минералогических наук, профессор томского политехнического университета А.К. Мазуров.

Сазонов А.М.

С14 Петрография и петрология метаморфических и метасоматических пород: учеб. / А. М. Сазонов. – Красноярск: Сибирский федеральный ун-т; Ин-т цв. металлов и золота, 2007. – 324 с.

ISBN 5-8150-0138

В учебнике приведены главные сведения о метаморфизме, метаморфических и метасоматических породах. Охарактеризованы вводные понятия, типизация метаморфических процессов и классификация пород даны в соответствии с рекомендациями Межведомственного петрографического комитета (МПК), изложенными в Петрографическом кодексе. Рассмотрены контактовый, дислокационный, импактный и региональный виды метаморфизма, их место и роль в развитии земной коры. Типизация и петрография метаморфических пород проведены на основе состава и текстурно-структурных особенностей. По материалам отечественных ученых изложены современные представления о метасоматозе и его продуктах.

Для студентов геологических специальностей и геологов производственных организаций.

УДК 552.16
ББК 26.303я73

Учебное издание
Сазонов Анатолий Максимович
ПЕТРОГРАФИЯ
И ПЕТРОЛОГИЯ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
ПОРОД

Учебное пособие

Редактор Л.Г. Семухина

Компьютерная верстка Н.Г. Дербенева

Подписано в печать 10.10.07. Формат 60x84/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 20,0. Уч.-изд. л. 20,5. Тираж 1 500 экз. Заказ Сибирский федеральный ун-т;

Институт цветных металлов и золота

660025, г. Красноярск, ул. Вавилова, 66а

Отпечатано в издательстве «Поликом»

г. Красноярск, ул. Ленина, 113, офис 415

Тел (3912) 23-52-73, e-mail: polimt@krasline.ru

ISBN 5-8150-0138-4

© Сазонов А.М., 2007

© Институт цветных металлов
и золота СФУ, 2007

ПРЕДИСЛОВИЕ

Метаморфические и метасоматические породы имеют широкое распространение в земной коре. Процессы их формирования относятся к ведущим эндогенным факторам дифференциации литосферы во всем ее объеме и на всем протяжении геологической истории. С метаморфическими и метасоматическими породами генетически связаны разнообразные металлические и неметаллические полезные ископаемые. Поэтому важность петрографии и петрологии этих образований трудно переоценить в учебном комплексе дисциплин геологического профиля. Учебники В.А. Заварицкого (1955), Н.А. Елисеева (1959), Г.М. Саранчиной и Н.Ф. Шинкарева (1973), А.А. Маракушева, Е.Н. Граменецкого, В.И. Фельдмана (1986) и другие стали библиографическими редкостями. Особенно высокий дефицит в учебной литературе сложился по разделу петрографии метаморфических и метасоматических пород.

Большим подспорьем в образовательной работе является учебник А.А. Маракушева и А.В. Боброва «Метаморфическая петрология» (2005), отражающей современный подход в изложении материала. Подготовлено к изданию интересное пособие Л.В. Махлаева и И.И. Голубевой «Метаморфизм горных пород», которое выйдет из печати в 2007 г.

Поскольку в классификации и номенклатуре пород произошли изменения, использование в работе учебной литературы ранних поколений у учащихся вызывает определенные затруднения. Тем не менее при практическом изучении конкретных пород исследователю любой квалификации полезно пользоваться как можно большим количеством литературных источников, независимо от года их издания.

В 70-е гг. XX столетия учение о метаморфизме и метаморфических породах развивалось ускоренными темпами. В это время были опубликованы фундаментальные исследования Н.Л. Добрецова, В.С. Соболева, В.В. Ревердатто, Е.Н. Ушаковой (1970, 1974, 1980), А.А. Маракушева (1973), А. Миясино (1976), Б.И. Омеляненко (1978) и др. В трудах Д.С. Коржинского и его учеников (В.А. Жарикова, В.Л. Русинова, Б.И. Омеляненко и др.) разработана теория метасоматических процессов.

Значительный вклад в развитие учения о метаморфизме был сделан отечественными геологами Н.Г. Судовиковым, А.В. Сидоренко, В.А. Глебовицким, Ф.А. Летниковым, С.П. Кориковским, Ф.П. Митрофановым, Н.В. Соболевым, В.В. Хлестовым, Н.П. Семеновым, Л.Л. Перчуком и многими другими русскими петрографами.

Геохимия и рудообразование в метаморфогенно-метасоматических образованиях рассмотрены в трудах отечественных геологов Я.Н. Белевцева, В.А. Бурыка, А.Ф. Коробейникова, А.А. Кременецкого, В.А. Кузнецова, Л.Н. Овчинникова, Л.П. Рихванова, И.П. Щербаня и др.

Многие вопросы теории метаморфических процессов рассматриваются только в научной литературе, что осложняет освоение студентами краевого курса петрографии.

За период становления петрографии как науки, начиная с 60-х гг. XIX в., многие вопросы генезиса, классификации пород, терминологии претерпели значительные изменения. Для упорядочения петрографической терминологии и классификации горных пород, применяемых в производственной практике, научной литературе и учебном процессе, изданы справочные пособия под ред. О.А. Богатикова и других «Классификация и номенклатура магматических горных пород» (1981), под ред. Н.П. Михайлова «Петрографический кодекс» (1996), под ред. Н.Л. Добрецова «Классификация и номенклатура метаморфических горных пород» (1992). Составители и редакторы этих нормативных и научных изданий отмечают сложность в создании универсальной схемы классификации горных пород. Многие вопросы классификации и номенклатуры горных пород остались нерешенными, особенно это касается метаморфических и метасоматических пород.

Настоящий учебник составлен в соответствии с учебным планом по курсу «Петрография и петрология магматических и метаморфических пород». В нем учтены рекомендации терминологических комиссий и ведущих ученых в области петрографии. Для более углубленного изучения отдельных разделов петрографии и петрологии метаморфических и метасоматических пород студенты могут воспользоваться источниками, приведенными в рекомендательном библиографическом списке в конце учебника. До настоящего времени не потеряли своего научного и образовательного значения учебники Н.А. Елисеева (1963), У. Грубенмана и П. Ниггли (1933), А. Харкера (1937), Р. Мейсона (1981), Х. Вильямса, Ф. Тернера, Ч. Гилберта (1985).

При написании учебника автором использован опыт преподавания курсов петрографического цикла студентам геологического профиля в Томском политехническом университете и Государственном университете цветных металлов и золота. При его разработке использованы методические и дидактические приемы преподавания этого раздела моих учителей профессоров С.С. Ильенка и М.П. Кортусова.

Автор выражает искреннюю признательность и благодарность Е.А. Звягиной, З.Н. Файнберг, Л.Г. Окладниковой, И.И. Кузьминой, Т.В. Полевой, И.В. Зарубовой, Н.Г. Заварзиной за помощь в подготовке рукописи к изданию и методические советы в преподавании курса.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ (названия минералов)

Аб	– альбит	Маг (Мг)	– магнетит
Акт	– актинолит	Мел	– мелилит
Алм	– алмадин	Мз	– магnezит
Амф	– амфибол	Ми	– микроклин
Анд	– андалузит	Мнт	– монтичеллит
Ант	– антофиллит	Мп	– моноклинный пироксен
Антг	– антигорит	Мус	– мусковит
Ап	– апатит	Нф	– нефелин
Араг	– арагонит	Ол	– оливин
Арф	– арфведсонит	Омф	– омфацит
Би	– биотит	Орт	– ортоклаз
Вол	– волластонит	Пар	– паргасит
Гем	– гематит	Пл	– плагиоклаз
Гип	– гиперстен	При	– пренит
Гл	– глаукофан	Прт	– пирит
Гр	– гранат	Пум	– пумпеллиит
Грос	– гроссуляра	Пф	– пиррофиллит
Ди	– диоксид	Риб	– рибекит
Дол	– доломит	Рог	– роговая обманка
Жад	– жадеит	Рп	– ромбический пироксен
Жедр	– жедрит	Ру	– рутил
Ил	– ильменит	Сер	– серицит
Ка	– кальцит	Сил	– силлиманит
Кар	– карбонат	Став	– ставролит
Кв	– кварц	Та	– тальк
Ки (Дист)	– кианит	Тр	– тремолит
Ки	– каолинит	Фа	– фаялит
Ко	– корунд	Фл	– флогопит
Кор	– кордиерит	Фр	– форстерит
КПи	– клинопироксен	Хл	– хлорит
Кпш	– калиевый полевой шпат	Хлд (Хд)	– хлоритонд
Кум	– куммингтонит	Цл	– цеолит
Лав	– лавсонит	Шп	– шпинель
Лкс	– лейкоксен	Эг	– эгирина
		Эп	– эпидот

Глава 1

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ

Термин «метаморфизм» введен в геологическую литературу в 1820 г. А. Буе (греч. «метаморфо» – превращаюсь), а термин «метаморфические породы» стал применяться после издания «Основ геологии» Ч. Ляйеля (1833). Эли де Бомон (1846) отмечал, что метаморфизму подвергаются осадочные и изверженные породы, и назвал первые пара-, а вторые ортопородами (парагнейсы, парасланцы и ортосланцы, ортогнейсы). В России впервые идею о метаморфизме высказал М.В. Ломоносов в 1763 г. при описании превращения глины в твердый дикий камень в результате «сланцевания» и «подземного огненного действия» с последующим «проникновением вод минеральных». Об изменениях горных пород под влиянием внутреннего тепла Земли свидетельствовал ортодоксальный плутонист Дж. Геттон (1775).

Учение о метаморфизме горных пород начало формироваться в первой половине XX в. в результате классических работ В. Ван-Хайза, У. Грубенмана, П. Ниггли, А. Харкера. В период становления науки о метаморфизме горных пород в разных районах России были выполнены петрографические описания и картирование метаморфических толщ (П. Усов, 1848; А.А. Иностранцев, 1877; А.К. Мейстер, 1911). И.Д. Лукашевич (1908, 1909) разработал гипотезу о глубинных зонах земной коры, различающихся интенсивностью метаморфизма.

Новый этап учения о метаморфизме наступил с физико-химических исследований парагенезисов породообразующих минералов (В.М. Гольдшмидт, 1911; Ф. Бекке, 1913) и фациального анализа (П. Эсколя, 1915, 1920).

1.1. ВВОДНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Изучение метаморфических процессов следует начать с краткого пояснения терминов и понятий, содержание которых после их введения в геологическую практику менялось и не всегда одинаково понимается в настоящее время.

Метаморфизм – эндогенный процесс, проявляющийся в земной коре и верхней мантии под воздействием температуры, давления и химически активных флюидов, приводящих к изменению исходных пород (осадочных, изверженных и метаморфических). В результате метаморфизма образуются метаморфические породы. Область формирования метаморфических пород расположена ниже зоны осадконакопления и образования осадочных пород. Характерной особенностью метаморфизма является перекристаллизация исходной породы в твердом состоянии. Жидкая фаза (раствор, расплав) при метаморфических преобразованиях может присутствовать только в подчиненном количестве. В результате метаморфизма изменяются минеральный состав, структурно-текстурные особенности, а иногда и химический состав исходных пород. Метаморфизм сопровождается перемещением и перегруппировкой вещества, которые происходят в процессе перекристаллизации первичной породы. Перекристаллизация может осуществляться без изменения валового химического состава исходной породы (содержание воды и углекислоты при этом не учитывается). Такой метаморфизм, не сопровождающийся привносом и выносом компонентов, называется *изохимическим*, или просто метаморфизмом в классическом понимании термина.

Вместе с тем в природе широким распространением пользуются процессы метаморфизма, при которых происходит не только изменение минерального состава, текстуры и структуры первичной породы, но и существенное изменение ее химического состава. Этот метаморфический процесс получил собственное название – *метасоматоз*. При метасоматозе, в отличие от метаморфизма, большое значение имеют флюиды. Перекристаллизация исходной породы с изменением химического состава осуществляется в твердом состоянии путем одновременного растворения минералов исходной породы и образования новых в результате привноса-выноса флюидами химических элементов. Отметим, что метасоматические процессы не изменяют объем породы. Понятие и термин «метасоматоз» возникли при более углубленном изучении метаморфических пород, при установлении факта замещения одного минерала другим с сохранением формы исходного. Название этого процесса складывается из двух слов: мета – после, сома (соматоз) – тело, т.е. буквально «по телу», или «псевдоморфное замещение». Объяснение метасоматического процесса и применение термина впервые было сформулировано К.Ф. Науманном, в дальнейшем представления о метасоматозе разрабатывались А.А. Иностранцевым, В.М. Гольдшмидтом.

После работ Д.С. Коржинского и его учеников метасоматоз как самостоятельный процесс получил всеобщее признание. Как показано

Д.С. Коржинским, если при процессах твердофазового замещения вполне подвижными были только H_2O и CO_2 , а другие петрогенные компоненты инертны, то такой процесс относится к метаморфическому. В том случае, если вполне подвижными могут быть K_2O , Na_2O , MgO , CaO , SiO_2 , Al_2O_3 , то этот процесс будет относиться к метасоматозу. В отличие от метасоматоза выделяют **аллохимический метаморфизм**, при котором происходит изменение химического состава исходной породы и ее объема.

Метаморфическое превращение под влиянием возрастающей температуры и давления, которое приводит к формированию пород, состоящих из минеральных ассоциаций высоких температур на месте ранее существовавших, образованных при более низкой температуре, отражает **прогрессивный метаморфизм**. Он противопоставляется **регрессивному метаморфизму**, или диафорезу, при котором минералы, возникающие при высокой температуре, замещаются ассоциациями низкотемпературных минералов. В том случае, когда горные породы претерпевают несколько этапов метаморфизма, говорят о **полиметаморфизме**.

Нижняя граница метаморфизма расположена на глубинах зарождения гранитных магм. Эта область в земной коре называется зоной **ультраметаморфизма**. Температуры и давления здесь настолько высоки, что наряду с перекристаллизацией исходных пород в твердом состоянии (типично метаморфические процессы) широко проявляется плавление. Возникающий при этом расплав имеет гранитный состав как наиболее низкотемпературный. Расплав концентрируется в межзерновом пространстве пород, под влиянием тектонических факторов может «отжиматься» и перемещаться. Процесс, протекающий в зоне ультраметаморфизма, с которым связано гранитное магнообразование, получил название **реоморфизма**. С этим понятием тесно ассоциирует представление о **палингенезе** и **анатексисе**. Эти термины в настоящее время (после работ Г. Рамберга) считают синонимами, они означают процессы рождения магмы в результате полного или частичного плавления горных пород.

В общем цикле породообразующих процессов (диагенезе, катагенезе, метагенезе, метаморфизме и магнообразовании) нет резких границ (см. рис.), поэтому разделить конкретные породы на генетические типы в практической работе не всегда возможно. Суть циклического процесса образования пород заключается в превращениях: магма → изверженная порода → выветрелая порода → осадочная порода → слабометаморфизованная порода → глубокометаморфизованная порода → анатектические мигматиты → магма. Метаморфические преобразования не всегда направлены от низших к высшим ступеням метаморфизма. Процессы метаморфизма могут происходить многократно с перерывами в десятки и

сотни миллионов лет, причем последующий метаморфизм может быть более низкотемпературным, чем предыдущий. На рисунке отражена прогрессивная направленность развития метаморфических превращений.



Рис. Цикл образования пород (из работы К. Гиллена, 1984)

Литогенез и метаморфизм. Осадки по мере их накопления в осадочном бассейне и погружения на глубину испытывают воздействие давления вышележащих толщ и температуры согласно геотермическому градиенту. Рыхлый осадочный материал подвергается диагенезу и катагенезу, которые знаменуют стадии превращения осадка в осадочную породу. Литогенез (образование осадочных пород) и метаморфизм имеют существенную область перекрытия по температуре. Это приводит к сходству минерального состава осадочных пород, подвергнутых глубокому катагенезу, и слабометаморфизованных пород. Главные минералы тех и других пород представлены в виде парагенетических ассоциаций (серицит+хлорит, мусковит+хлорит, альбит+хлорит, альбит+эпидот), поэтому однозначно разграничить осадочные и метаморфические породы по минеральному составу невозможно. Предлагают для различия пород использовать степень пористости. С точки зрения осадочного петрогенезиса полное закрытие порового пространства в породе означает конец диагенеза.

Г. Винклер (1979) подчеркивает, что для определения начала метаморфизма требуется не физический, а минералогический критерий. Метаморфизм начинается, а диагенез кончается тогда, когда образуются минеральные ассоциации, которые не могут возникнуть в условиях осадкообразования.

Начало метаморфических преобразований в породах протекает вблизи точки инверсии воды и имеет признаки гидротермального процесса (неустойчивость полевых шпатов). При метаморфических преобразованиях отмечается обезвоживание пород, «исчезают» минералы, содержащие кристаллизационную воду, но широко распространены минералы богатые гидроксидом. Начало метаморфизма знаменует «исчезновение» гидроксидов (гетита, диаспора), глинистых минералов (иллита, смектита, вермикулита, каолинита). Первое появление таких минералов, как ломонтит, лавсонит, парагонит или пиррофиллит, обозначает начало метаморфизма.

Различать осадочные и метаморфические породы необходимо по комплексу признаков, учитывая геологические условия залегания, текстуры и структуры. Осадочные породы слагают в большинстве случаев тектонически не деформированные толщи, обладают слоистой текстурой. В отличие от осадочных метаморфические породы обычно дислоцированы, приурочены к зонам разломов, находятся в полях развития интрузий магматических пород. При катагенезе осадков минеральный состав пород формируется при участии межзерновых водных растворов, в то время как при метаморфизме пород на фоне дислокационных процессов в зону метаморфизма осуществляется привнос ювенильных флюидов. По компонентному составу метаморфогенный флюид более сложный и состоит из H_2O , CO_2 , H_2 , CH_4 , CO , N_2 и др. В практической работе, даже при тщательных геолого-съёмочных работах, без специальных термобарометрических наблюдений трудно провести границу между зонами катагенеза и метаморфизма.

В результате метаморфизма образуются метаморфические и метаморфизованные породы. К *метаморфическим* следует относить породы, в которых при перекристаллизации полностью уничтожены минеральный состав и строение исходных пород. *Метаморфизованные* породы являются частично преобразованными в процессе метаморфизма. Они сохраняют петрографические признаки своей первоначальной природы, что позволяет уверенно определять не только их происхождение (осадочное, вулканическое, интрузивное), но и вещественный состав. В практической работе при детальном ретроспективных исследованиях одной из задач является установление первичной природы пород, подвергшихся метаморфизму. Решить эту задачу бывает достаточно сложно, т.к.,

кроме различной степени метаморфизма, геологу приходится сталкиваться с явлением конвергенции (*convergentio* – схождение), сущность которого заключается в том, что из пород, различных по происхождению, но близких по валовому химическому составу в сходных термодинамических условиях возникают сходные продукты. В то же время из одного и того же исходного материала в различных условиях образуются различные породы.

Изучение метаморфических пород важно не только для выяснения условий породообразования, их состава, особенностей строения, положения среди магматических и осадочных пород, но и для обоснования особенностей генезиса и размещения обширной группы метаморфогенных и метаморфизованных месторождений. В метаморфических толщах развиты промышленные скопления руд железа, марганца, золота, урана, меди, графита, абразивных материалов, кровельных сланцев, мраморов, кварцитов, апатитоносных пород и других полезных ископаемых.

1.2. ФАКТОРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфизм горных пород происходит под влиянием температуры, давления и химически активных веществ (флюидов). Большое значение при перекристаллизации исходных горных пород имеет длительность геологического времени. Экспериментальные исследования показывают, что результаты моделирования геологических процессов в лабораторных условиях часто не сопоставляются с природными процессами в силу краткосрочности экспериментов и невозможности учета всех условий, имевших место в природе. Несмотря на полезность и большие достижения геологов в области экспериментальных работ, следует помнить, что петрография наука не экспериментальная, а преимущественно описательная.

1.2.1. Температура

Температура является ведущим фактором метаморфизма. Она стимулирует начало и увеличивает скорость химических реакций. При воздействии на породы повышающейся температуры уве-

личивается их пористость, что приводит к повышению проницаемости флюидов. Метаморфические реакции протекают между твердыми и малоактивными при обычных температурах веществами с подчиненным количеством летучих компонентов. По данным Дж. Джонстона и П. Ниггли, скорость химических реакций удваивается при повышении температуры на 10 °С, при возрастании температуры на 100 °С скорость реакций увеличивается в тысячу раз, а при повышении температуры на 200 °С – в миллион раз (А. Харкер, 1937). Возрастание скорости химических реакций при увеличении температуры способствует установлению физико-химического равновесия и образованию отчетливо-зернистых пород. При низких температурах метаморфизма с небольшой кинетической скоростью реакций образуются полностью перекристаллизованные мелкозернистые породы (филлиты) и сохраняются реликты исходных минеральных ассоциаций, например в изверженных породах, кристаллизовавшихся при высоких температурах.

В низкотемпературной области преобразования ограничиваются ката- и метазенезом, а в высокотемпературной – образованием магмы. Исходные значения температуры метаморфизма в разных участках земной коры изменяются в зависимости от состава и строения пород, давления, активности флюидов и теплового потока. Нижний предел температуры метаморфизма, по А. Миясиро, близок к 150 °С; В.С. Соболев считает минимальной температурой 380 °С. Эта температура отвечает устойчивости хлоритов, самых низкотемпературных минералов изохимического метаморфизма. Метасоматоз может проходить при 100 °С и ниже. Верхняя температурная граница метаморфизма для пород, близких по составу к гранитам, не превышает 700–750 °С, а для пород основного состава – 1 000 °С.

При изучении метаморфизма всегда возникает необходимость определения источников температуры. Возможными источниками повышения температуры являются близость магматических масс; повышение температуры с увеличением глубины; тепло, выделяющееся при тектонических движениях, и тепло, приносимое из недр Земли интрателлурическими растворами.

В недрах Земли тепло генерируется в результате следующих процессов: 1) процесса гравитационной (плотностной) дифференциации, благодаря чему Земля приобрела оболочечное строение; 2) распада радиоактивных элементов; 3) приливного взаимодействия Земли и Луны.

Земля является огромной тепловой машиной. Развитие планеты осуществляется на протяжении более 4 млрд лет и сопровождается процессами поглощения и выделения тепла. Теплопроводность Земли край-

не мала, поэтому тепло от ядра через мантию и кору могло и не достигнуть поверхности при отсутствии своеобразных проводников.

Генерация тепла на ранних стадиях формирования Земли осуществлялась при соударении планетозималей в период аккреции и за счет ударов метеоритов. Сильнейшая метеоритная «бомбардировка» Земли проходила в период 4,2–3,9 млрд лет. В конце протопланетного периода (3,9 млрд лет) верхняя оболочка Земли была частично расплавленной, а температура мантии на глубине 500 км достигала +1 500 °С (по расчетам В.С. Сафронова).

Тепло, выделяющееся при плотностной дифференциации вещества, превышает тепло, выделяющееся из других источников. Расслоение Земли на оболочки активно протекало в период 2-3 млрд лет. Количество энергии, выделившееся при формировании ядра ($\frac{1}{3}$ массы планеты), оценивается различными авторами в $(1,45-4,6) \cdot 10^{31}$ Дж. Источник тепла, связанный с гравитационной дифференциацией вещества внутри Земли, функционирует по настоящее время.

Твердые приливы, связанные главным образом с гравитационным влиянием на Землю ее спутника – Луны, являются генератором тепла в земных недрах. Притяжение Луны вызывает на Земле приливные вздутия, перемещающиеся в приповерхностной зоне, при этом кинетическая энергия переходит в тепловую. Вклад твердых приливов в общий тепловой баланс не превышает первых процентов, но в прошлом, когда расстояние между Землей и Луной было гораздо меньшим, этот генератор тепла имел большее значение.

Радиоактивный распад элементов – один из важнейших процессов, генерирующих тепло в земных недрах. Считают, что он является основным источником энергии внутривоздушных процессов, в том числе и метаморфических. Наиболее важные теплотворные изотопы – это калий-40 (^{40}K), уран-238 (^{238}U) и торий-232 (^{232}Th), имеющие длительные периоды полураспада, которые измеряются миллионами лет. Период полураспада урана-238 равен 4 500 млн лет, при этом выделяется 2,3 е.т.п. (единиц теплового потока, $41,8 \text{ е.т.п.} = 1,0 \text{ Вт/см}^2$). Наиболее долгоживущий изотоп – ^{232}Th , период его полураспада равен 13 900 млн лет, теплогенерация оценивается в 0,63 е.т.п. Поскольку эти изотопы распались с момента образования Земли (около 5 млрд лет), то их количество в настоящее время сократилось. В протоземле содержание тория, по-видимому, было ненамного больше, урана – было больше примерно в два раза, а калия-40 – в десять раз. Распад ^{238}U играл главную роль в образовании тепла в ходе ранней истории Земли. Количество тепла от распада радиоак-

тивных элементов на ранних этапах развития Земли было значительно больше, чем теперь, за счет сравнительно короткоживущих изотопов.

На ранних этапах жизни планеты, в первые 200 млн лет, распались и исчезли короткоживущие изотопы ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{40}Be , ^{80}Fe , ^{231}Np , период полураспада которых составляет 10^6 - 10^7 лет. В дальнейшем уменьшилось содержание изотопов ^{87}Rb , ^{115}In , ^{148}Sm , ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K . В настоящее время свой вклад в тепловой режим Земли вносят изотопы U, Th, K. В ядре планеты радиоактивные элементы, по-видимому, отсутствуют, большая их часть сосредоточена в земной коре и мантии.

Тепловой поток. В литосфере тепло передается посредством теплопроводности, интенсивность которой зависит от способности пород проводить тепло. Сравнительно быстро передается тепло в результате восходящего движения магмы или горячих растворов, а также вследствие перемещения блоков коры по разломам. В верхней мантии тепло переносится конвективными потоками. Тепло из внутренних частей Земли достигает основания коры и вместе с теплом, образующимся в коре, переносится вверх путем теплопроводности и конвекции (флюидами и магмами). Флюиды и магмы, поступающие в земную кору из мантии, имеют восстановленный характер. По мере движения в верхние сечения земной коры они подвергаются окислению. Окислительные реакции идут с выделением тепла и являются мощным генератором тепла в земной коре. Тепловой поток у поверхности Земли является результатом теплогенерации мантии и коры. Распределение теплового потока в различных тектонических структурах существенно зависит от возраста этих структур (см. табл.).

Таблица. Распределение теплового потока в тектонических структурах земной коры (по К. Гиллену)

Тектонические провинции	Тепловой поток, е.т.п.	Средний возраст, млн лет
Докембрийские континентальные щиты	0,9	2 000
Стабильные континентальные платформы	1,0	1 000
Каледонские складчатые пояса	1,0	400
Герцинские складчатые пояса	1,25	300
Мезозойские складчатые пояса	1,4	200
Кайнозойские складчатые пояса	1,75	50
Зоны современного вулканизма	2,20	0
Океанические впадины	1,3	50
Срединно-океанические хребты	2,0	0
Океанические желоба (зоны субдукции)	1,2	150

Геотермический градиент характеризует повышение температуры с увеличением глубины и измеряется в градусах на километр ($^{\circ}\text{C}/\text{км}$). Линия, отражающая зависимость температуры от глубины, называется геотермой. В большинстве геодинамических обстановок значения геотермического градиента варьируются от 15 до 30 $^{\circ}\text{C}/\text{км}$, однако в экстремальных случаях колебания могут быть значительно шире – от 5 до 60 $^{\circ}\text{C}/\text{км}$. В чехле платформ он близок к 30 $^{\circ}\text{C}/\text{км}$, в зонах современного вулканизма достигает 100 $^{\circ}\text{C}/\text{км}$, в пределах докембрийских щитов – 20–25 $^{\circ}\text{C}/\text{км}$, в областях с архейской сиалической корой – 50 $^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а в пределах зон субдукции – 10 $^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Геотермический градиент в разновозрастные геологические эпохи изменялся. В ранний период истории Земли он был значительно выше, чем в настоящее время.

1.2.2. Давление

Давление в Земле является вторым важным фактором, контролирующим метаморфические процессы. Различают литостатическое и ориентированное давление.

Общее давление в земной коре складывается из *литостатического давления*, возрастающего с глубиной, и *давления флюидов*, заполняющих поры в горных породах (флюидное давление). Литостатическое давление ($P_{\text{лит}}$) обусловлено нагрузкой вышележащих толщ. На любой глубине давление одинаково во всех направлениях и пропорционально глубине. Оно обычно измеряется в килобарах (кбар). Нормальное атмосферное давление на уровне моря составляет около 1 бара (1 кбар = 1 000 бар). В системе СИ единицей измерения является паскаль (1 Па = 10^{-5} бар), но эта единица неудобна для оценки давлений в геологических процессах. Градиент давления варьируется от 0,26 до 0,32 кбар/км в зависимости от плотности перекрывающих пород.

Поровое флюидное давление ($P_{\text{фл}}$) обычно уравнивают с общим всесторонним давлением нагрузки. Главные флюидные компоненты – вода и углекислота (в меньших количествах сернистый газ, хлор и др.) присутствуют в поровых пространствах между зёрнами, в мельчайших трещинах практически всех пород, в особенности осадочных. В недрах земли породы и заключенные в них флюиды подвергаются воздействию нагрузки вышележащих толщ и температуры. При этом флюиды оказывают на окружающую среду внутри порового пространства парциальное

давление и способствуют химическим реакциям. В большинстве случаев принимается, что $P_{\text{фл}} = P_{\text{лит}}$, однако это условие не всегда соблюдается. Давление флюида может превышать литостатическое, в таком случае применяют термин «флюидное сверхдавление». Именно последнее использовалось для объяснения природы повышенных давлений при глаукофансланцевом метаморфизме (Добрецов, 1974).

Величина всестороннего давления возрастает в зависимости от плотности пород в среднем на 270 бар на каждый километр погружения. На глубине 10 км давление нагрузки соответствует 2,7 кбар, а на глубине 20 км – 5,4 кбар. В орогенных зонах в нижней части земной коры давление нагрузки оценивается в 15 кбар. Однако изучение минеральных парагенезисов, полученных экспериментальным путем, и сопоставление их с природными минеральными ассоциациями позволяют предполагать давление при метаморфизме, иногда достигающее 25–30 кбар. В связи с этим В.С. Соболев допускает возможность локального повышения давления в результате мощных тектонических движений. В процессе быстрых тектонических смещений (в зонах разломов) возникающее давление будет существенно превышать литостатическое.

При изучении францисканских метаморфических пород, образовавшихся при метаморфизме высоких давлений, В.П. Эрнст (1971) сделал вывод: «Ни экспериментальное изучение прочности минералов, ни детальное петрографическое картирование, ни метаморфически-стратиграфические хронологические отношения не дают никаких оснований для выдвижения гипотезы о проявлении избыточного тектонического давления в региональном масштабе». Г. Винклер отмечает, что общая величина давления на глубине зависит от парциального давления паров воды $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и углекислоты P_{CO_2} , выделяющихся при дегидратации и декарбонатизации минералов.

При постоянной температуре увеличение гидростатического давления, в соответствии с принципом Ле Шателье, способствует образованию минералов с более плотной структурой элементарной ячейки, что приводит к уменьшению общего молекулярного объема системы и увеличению ее плотности. На заре развития учения о метаморфизме А. Харкером были выделены антистресс-минералы с малым молекулярным объемом (пироксены, андалузит, кордиерит), образующиеся при высоких значениях всестороннего, или гидростатического, давления. Несмотря на ряд возражений по поводу этого положения А. Харкера, большинство исследователей считают, что высокое гидростатическое давление способствует образованию минералов-индикаторов очень высоких давлений (жадеит, дистен, пироп и др.).

Специфическая роль гидростатического давления проявляется при метаморфизме пород, насыщенных углекислотой. Высокое парциальное давление углекислоты способствует разложению минералов, богатых кальцием, на кальцит и силикаты, бедные кальцием, например, $3\text{Mnt} + 2\text{CO}_2 \rightarrow \text{Ди} + \text{Фр} + 2\text{Ка}$.

Одностороннее давление, или стресс, как фактор метаморфизма еще недостаточно изучено. Породы, подвергшиеся ориентированному давлению, сминаются в складки либо дробятся, либо накапливают энергию деформации. Поведение пород при стрессе определяется их физическими свойствами, а также температурой, флюидным давлением в системе и глубиной протекания процесса. Горные породы при одностороннем давлении могут вести себя как хрупкие, пластичные и упругие тела. Благодаря стрессу метаморфические породы приобретают директивные текстуры (механическую и кристаллизационную сланцеватость, гнейсовидность). Одностороннее давление способствует образованию субпараллельных микротрещин сланцеватости, облегчающих циркуляцию химически активных растворов, что ускоряет химические реакции в породе. Перекристаллизация в условиях одностороннего давления сопровождается растворением вещества в участках наибольшего давления (перпендикулярных направлению давления) и ростом минералов в направлении сланцеватости (правило Э. Рике). В результате такого механизма кристаллизации широко распространенные в метаморфических породах слюды, хлорит и удлиненно-призматические минералы (амфиболы, дистен, силлиманит) ориентируются поперек направления стресса, образуя обширную группу пород, называемых сланцами.

При пластической и частично хрупкой деформациях зерна минералов сплющиваются и ориентируются перпендикулярно стрессу. Трещины сланцеватости при этом имеют плавноизвилистую морфологию и выкраивают в породе линзовидные агрегаты. В результате дифференциального проскальзывания линзочек по трещинкам рассланцевания вдоль последних образуются тонкочешуйчатые агрегаты серицита.

1.2.3. Флюиды

Флюиды – неперенные участники метаморфизма. Несмотря на незначительный объем флюидной фазы, в метаморфизирующей системе их значение чрезвычайно велико. Без участия флюидов

метаморфические реакции идут медленно либо практически не происходят. Воздействие на породы только температуры не приводит к их метаморфизму. Например, при излиянии дегазированных магм (лав) на поверхность, имеющих в момент излияния высокие температуры, вмещающие породы практически не сопровождаются экоконтактовыми изменениями. Интрузивные тела того же состава, которые образовались из магм, насыщенных летучими компонентами, сопровождаются роговиками, узловатыми и пятнистыми сланцами.

В этом отношении очень показательным является эксперимент взаимодействия оксида магния с кремнекислотой, приведенный в методическом пособии по метаморфизму М.П. Кортусова (1974). Реакция $2\text{MgO} + \text{SiO}_2 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ в сухой среде с ощутимой скоростью протекает, начиная с температуры 800–1 000 °С, причем за 4 дня только 28 % первоначального вещества превращается в форстерит. В присутствии воды реакция протекает полностью за несколько минут при температуре 400 °С.

Наиболее важными и преобладающими компонентами флюида являются вода и углекислота при подчиненном количестве сероводорода, соединений хлора, фтора, бора, гидроксидов калия, натрия, кальция. Средний состав метаморфизирующего порового флюида, по данным В.С. Соболева, характеризуется следующими соотношениями молекулярных долей: 84 H₂O; 10 CO₂; 2 H₂S; 2HF; 1,5 HCl; 0,5 N₂. Вода и углекислота в *PT*-условиях метаморфизма находятся в надкритическом состоянии. Критическая точка воды имеет температуру 374 °С и давление 22 МПа, для углекислоты соответствующие параметры равны 31 °С и 7,4 МПа. По плотности и другим физическим свойствам надкритические водная и углекислые фазы близки к жидкостям. Надкритические жидкообразные фазы, состоящие из H₂O, CO₂ и других летучих компонентов, обычно называют флюидами, или флюидной фазой (англ. fluid – жидкость).

В метаморфизируемых породах флюиды перемещаются путем диффузии и инфильтрации. Вода увеличивает проницаемость пород за счет большой смачивающей способности кристаллов. Кислоты и щелочи, растворенные в воде, усиливают эффект смачивания. Восстановленные флюиды (H₂ и др.) обладают низкой способностью смачивания.

Степень перекристаллизации зависит от окисленности метаморфизирующего флюида. Флюиды могут быть кислотными (H₂S, CO₂, Cl₂, F₂), щелочными (KOH, NaOH, Ca(OH)₂) и нейтральными. Процессы регионального метаморфизма проходят под воздействием растворов,

близких к нейтральным. Локальные процессы метаморфизма и метасоматоза осуществляются при воздействии щелочных или кислотных растворов.

Поведение воды при метаморфизме определяется главным образом температурой. Повышение температуры приводит к увеличению роли гидроксилсодержащих минералов в породе. Д.С. Коржинский в своих работах доказывает, что парциальное давление углекислоты при метаморфизме обуславливается величиной давления нагрузки. Чем больше глубина минералообразования, тем выше давление углекислоты в растворах. В результате на определенных глубинах богатые кальцием и магнием минералы подвергаются разложению с образованием карбонатов. В конкретных условиях реакции с выделением углекислоты соответствуют определенной температуре, а парциальное давление углекислоты пропорционально давлению нагрузки. Режим углекислоты зависит лишь от давления. На основании этого положения Д.С. Коржинским разработана схема фаций глубинности для карбонатных пород.

Роль флюидов в метаморфических процессах многогранна. Они являются участниками метаморфических реакций, средой, в которой переносятся компоненты химических реакций. Большая роль флюидов заключается в транспортировке тепла и его генерации. На больших глубинах присутствуют главным образом восстановленные флюиды. При их движении к поверхности они подвергаются окислению, благодаря чему выделяется значительное количество тепла. Эти процессы являются главным источником тепла при метаморфических процессах. Ряд исследователей считают, что тепло, образующееся за счет радиоактивного распада, и тепло от магматических масс играют в процессах метаморфизма весьма подчиненную роль.

Вопрос об источниках флюидных растворов трактуется разными исследователями неоднозначно. Предполагается, что основным источником флюидов является мантия, генерирующая флюиды в результате процессов дифференциации мантийного вещества. В меньшей степени признается определяющая роль порового флюида пород коры и летучих компонентов магм. В каждом конкретном случае вопрос об источнике метаморфического флюида должен решаться самостоятельно.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

К классификационным признакам пород относятся геологические условия их проявления, текстуры, структуры и вещественный состав.

Геологические условия проявления метаморфических пород изучаются в полевых условиях, что позволяет решить вопрос о причинах, вызывающих метаморфизм. Так например, появление перекристаллизованных пород у контакта интрузивов свидетельствует о контактово-термальном метаморфизме. Развитие гнейсов, кристаллосланцев в пределах изучаемой территории предполагает динамотермальный (региональный) метаморфизм в районе. Тектонические зоны контролируются какиритами, брекчиями, милонитами, являющимися продуктами динамометаморфизма.

Важным классификационным признаком является минеральный состав метаморфических пород, который изучается в поле и лабораторных условиях. По минеральному составу можно судить о температурном интервале метаморфизма. Например, наличие серицита и хлорита в сланце указывает на температурный интервал породообразования 350–450 °С. Появление в кристаллосланцах альмандина, биотита и плагиоклаза № 20–25 свидетельствует о температурном интервале метаморфизма 480–550 °С.

На основании химического состава метаморфической породы возможна реконструкция генетического типа, иногда вплоть до вида исходной породы.

Текстурно-структурные особенности породы позволяют судить о типе метаморфизма, об интенсивности кристаллизации, соотношении между деформацией и кристаллизацией.

Детальные геологические наблюдения метаморфизма, изучение парагенетических ассоциаций породообразующих минералов, их химического состава дают возможность установить абсолютные температуру и давление образования пород – важнейших термодинамических параметров метаморфизма.

2.1. ВИДЫ МЕТАМОРФИЗМА

Наиболее удобная типизация метаморфических процессов основана на преобладании того или иного фактора метаморфизма. Ниже приведена общепринятая классификация видов метаморфизма.

Динамометаморфизм. Главный фактор – одностороннее давление (стресс).

Контактово-термальный метаморфизм. Главный фактор – температура.

Динамотермальный (региональный) метаморфизм. Главные факторы – температура, давление, воздействие воды и углекислоты.

В качестве своеобразной разновидности регионального метаморфизма выделяют *статический метаморфизм*, или *метаморфизм нагрузки*. Он вызывается гидростатическим давлением и повышенной температурой вследствие увеличения глубины протекающего процесса. Это понятие служит для обозначения метаморфизма без участия одностороннего давления при широком региональном распространении.

Ультраметаморфизм. Факторы – высокая температура, давление, флюиды и участие расплава гранитного состава.

Метасоматоз. Ведущий фактор – химически активные растворы. Процесс характеризуется значительным привнесением-выносом вещества, приводящим к изменению химического состава исходных пород.

Петрографическим кодексом (1995) предлагается для практического использования метаморфические породы делить в соответствии с типизацией метаморфизма на пять классов:

- 1) регионально-метаморфические;
- 2) контактово-метаморфические;
- 3) ультраметаморфические;
- 4) метасоматические;
- 5) динамометаморфические.

Ударный метаморфизм протекает на земной поверхности в результате падения метеоритов. Он не связан с эндогенными и экзогенными процессами, а является геокосмическим процессом, поэтому в Петрографическом кодексе предлагается выделить самостоятельный класс породообразующих процессов. В некоторых учебных пособиях продукты ударного метаморфизма рассматривают в составе катакластического метаморфизма.

2.1.1. Динамометаморфизм

Динамометаморфизм (синонимы – дислокационный и катакластический) проявляется в узких зонах разрывных нарушений. Он вызывается относительно кратковременным, резким воздействием на породы направленного давления (стресса). В крупных тектонических зонах (например, в зоне разломов Сан-Андреас в Калифорнии и др.) напряжения и тектонические подвижки неоднократно повторялись в течение многих миллионов лет.

Наиболее важным фактором динамометаморфизма является стресс, а влияние температурного фактора и химически активных растворов на преобразование пород ограничено. Однако исследования Ф.А. Летникова (1977, 1986) показали, что зоны метаморфизма являются флюидонасыщенными системами. Флюиды играют значительную роль в формировании породных комплексов тектонических зон, способствуя активному массопереносу, синтетектоническим метасоматическим процессам. Использование методов минералогической термобарометрии позволило Ф.А. Летникову оценить *PT*-условия формирования большинства зон тектонитов, укладываемых в интервалы 400–600 °С и 6–8 кбар.

На рис. 2.1 демонстрируется схема строения зоны разлома. В верхней зоне Земли (до глубины 10 км) стресс, действуя на породы, реализуется в деструкции исходных пород. Здесь преобладают *хрупкие деформации*, которые вызывают раскалывание пород на обломки и размалывание зерен минералов.

Ниже уровня 10–15 км температура повышается, и роль воды возрастает. Наряду с проявлением стресса здесь увеличивается общее давление. Генерация тепла обусловлена геотермическим градиентом и трением при быстрых скольжениях по трещинкам механической сланцева-

тости. В зонах тектонических нарушений флюидная фаза свободно перемещается, переносит большие количества кремнезема, карбонатов и других веществ.



Рис. 2.1. Схема строения зоны разлома, иллюстрирующая изменение характера деформаций и типов пород с глубиной (из работы К. Гиллена, 1984)

В условиях больших глубин при повышенных температурах и высоком парциальном давлении воды проявляется *пластическая деформация*, которая означает деформацию отдельных минеральных индивидов и обуславливается скольжением блоков кристаллической решетки вдоль определенных плоскостей, двойникованием и процессом атомно-молекулярной диффузии. Вода ослабляет сцепление зерен и делает их более пластичными, поэтому они не дробятся, а деформируются. Вдоль плоскостей механической сланцеватости отмечается бластезный рост серицита и хлорита. В этих минералах содержание воды высокое. Гидратация тектонитов – доказательство того, что зоны тектонических нарушений являются каналами притока воды. В свою очередь, вода и тонкочешуйчатые слюды выступают в роли смазки, уменьшая силы сцепления в породах (силы натяжения) при дифференциальных подвижках.

Катаклазированные породы в зонах тектонических нарушений сопровождаются полями складок волочения. Складки имеют различные размеры, вплоть до микроскопической плейчатости. Пластические дислокации образуются в тех участках зон тектонических разломов, где деформации не превысили предел прочности пород.

К проявлениям дислокационного метаморфизма относятся будинаж и тектоническое разлинзование. В начале деформации породы разбиваются на части, которые ориентируются в одном направлении и приобретают линзовидную форму. Крупные линзы, в свою очередь, разбиваются на более мелкие.

Стрессовые давления играют значительную роль в формировании метаморфической неоднородности в породах. Она начинает проявляться на стадии деформаций без разрыва сплошности пород. В замках сжатых складок может возникать режим пониженного стрессового давления, с концентрацией в них кварца, карбонатов, полевых шпатов. Чешуйчатые минералы накапливаются на крыльях складок.

В зонах механического расщепления образуются полосчатые породы с накоплением чешуйчатых минералов вдоль плоскостей сланцеватости и субизометричных зерен кварца, полевых шпатов, карбонатов между ними.

В результате динамометаморфизма образуются какириты, тектонические брекчии, милониты и филлониты. В этом ряду пород степень их дробления и истирания минеральных зерен под воздействием стресса возрастает от какиритов к филлонитам.

На основании изучения тектонитов докембрия Прибайкалья Ф.А. Летников пришел к выводу о необходимости классификации милонитов по принципу минеральных фаций с оценкой температур их формирования и направленности процессов привноса и выноса вещества.

В связи с широко проявленными процессами массопереноса в зонах тектонитов они благоприятны для локализации рудного вещества. Ф.А. Летников отмечает, что природа алмазов в графитовых сланцах Либерии тесно связана с формированием милонитов. Подтверждением этому служат находки коэсита и пироба в голубых сланцах Западных Альп, которые являются спутниками алмазов.

Условия и механизм образования тектонитов пересматриваются. Решение генетических вопросов механизма их образования будет способствовать реконструкции геодинамических обстановок в процессе эволюции Земли.

2.1.2. Контактново-термальный метаморфизм

Контакново-термальный метаморфизм проявляется во внешних экзоконтактовых ореолах интрузивов под воздействием тепла, излучаемого остывающими магматическими расплавами. Многие интрузии по мере их остывания выделяют горячие флюиды, которые проникают во вмещающие породы и играют важную роль в формировании новых минералов. Без участия флюидов контакново-термальный метаморфизм – явление редкое. Метаморфические процессы, протекающие во вмещающих породах и обязанные воздействию на них высокой температуры, ограничиваются очень узкими зонами вокруг интрузии.

Тепло интрузивных масс передается окружающим породам посредством теплопроводности и отделяющимися от остывающей магмы флюидами. Активность флюидов может привести не к метаморфическому, а метасоматическому преобразованию исходных пород, поэтому при изучении контактовых процессов надо различать эти превращения.

Химически активные растворы при контактовом метаморфизме играют роль среды и катализатора химических реакций. Большинство исследователей считают этот метаморфизм изохимическим. Главными компонентами флюидов являются вода и углекислота, второстепенными, но имеющими большое значение, – соединения хлора, фтора и бора. Контактный метаморфизм в чистом виде особенно отчетливо наблюдается в контактах интрузивов основного и ультраосновного составов. Магмы этого состава наиболее высокотемпературны (более 1 000 °С) и слабо насыщены летучими компонентами.

Важными факторами, определяющими интенсивность термально-метаморфического воздействия на вмещающие породы и ширину контактно-метаморфического ореола, являются: размеры интрузии, начальная температура магмы, скорость остывания магматического тела, геологическое положение вмещающих пород относительно интрузии (направление и крутизна контактов).

Размеры интрузии колеблются от огромных батолитов до незначительных по величине некков, силлов или даек. Метаморфическое воздействие батолита распространяется на значительно большие расстояния от его границ, чем воздействие дайки. Вмещающие породы на контакте с маломощными дайками и силлами не претерпевают значительных изменений, они уплотняются и осветляются. Если вмещающей породой был песчаник, то часть цемента под воздействием тепла дайки подвергается перекристаллизации, связывая более крупный обломочный материал, практически не затронутый перекристаллизацией. Эндоконтакты маломощных магматических тел, в свою очередь, имеют более мелкозерни-

стое строение, чем внутренние их участки, за счет более интенсивного остывания под воздействием охлаждающего влияния вмещающей породы.

Изменение температуры в контактовом ореоле в зависимости от состава магмы иллюстрируется табл. 2.1. Температура вмещающих пород до внедрения была около 150 °С.

Таблица 2.1. Изменение температуры магм и вмещающих пород с удалением от интрузии диаметром 5 км на глубине 5 км (по К. Гиллену, 1984)

Состав интрузии	Температура, °С				
	интрузии	на контакте	с удалением от контакта, км		
			0,5	1,0	2,5
Габбро	1 200	875	775	700	550
Снигит	900	700	625	550	450
Гранит	800	650	575	500	425

Значительное влияние на ширину контактовых ореолов оказывает состав магмы. Несмотря на более высокую температуру магмы основного состава, интрузивные тела гранитоидов сопровождаются более широкими ореолами измененных пород, чем такие же по размерам плутоны основных пород. Это объясняется насыщенностью магм летучими компонентами, которые пропитывают вмещающие породы и способствуют метаморфическим реакциям.

Летучие компоненты играют исключительно важную роль в зарождении, развитии, становлении магматических тел, формировании контактово-метаморфических и метасоматических пород. В связи с отделением летучих (или флюидов) от магмы возможны резкие изменения термодинамических условий в эндо- и экзоконтактных зонах интрузий, которые регулируют магматическое и метаморфическое породообразование.

По мнению С.С. Ильенка, одним из возможных и слабо изученных процессов в краевых зонах интрузий является кавитация. В связи с резким нарушением термодинамического равновесия в системе магма – вмещающая порода происходит кристаллизация, ретроградное кипение магм и обильное отделение летучих. Высокое содержание летучих может быть обязательно ассимиляции магмой карбонатных и водонасыщенных пород. Кавитационные явления связаны с выделением газа из расплава или жидкости, образованием пузырьков, их схлопыванием. При этом происходит резкое повышение температуры и давления. Экспериментально установлено, что в момент схлопывания пузырьков фиксируется свечение, причиной которого является значительное повышение температуры (на 500–800 °С). Вместе с тем скорость схлопывания оценивается милли-

и микросекундами. Работы М. Гаррисона (1952) показали, что при кавитации возникает ударная волна или кумулятивные струи с очень высокими пеллепадами давления (до 4 кбар) в участках, примыкающих к пузырьку.

Процессы возникновения и схлопывания пузырьков наиболее интенсивны в краевых частях интрузии. В магматической колонне более быстрое движение расплава наблюдается в центральной части по сравнению с краевыми зонами. Поэтому газовые пузырьки, зарождающиеся в центральных частях движущейся магмы (участки пониженного давления), попадая в краевые зоны интрузии (более высокого давления), схлопываются. Возникающая газовая подушка в апикальных частях магматических тел представляет собой область высокотемпературных и спонтанных реакций. Этому способствует проявление гидравлических ударов со стороны магматической колонны. Возникает ореол факельного зонального строения с высокими температурами по периферии и более низкими – в глубоких частях магматического очага. В верхней части факела возможны явления плавления вмещающих пород, продвижение магматического очага вверх и интенсивный процесс ороговикования. Причем, в краевой части очага образуется более высокотемпературная магма в сравнении с материнской. Кавитационные явления могут быть инициаторами процессов магматического замещения.

В строении ряда массивов Кузнецкого Алатау и Горной Шории (например, Верхнекондомского) в краевых зонах развиты габбро, диориты, кварцевые диориты, переходящие к центру в гранодиориты и плагнограниты. На контактах интрузивов с карбонатными породами образуются сиениты и нефелиновые сиениты (массив горы Асыр). О высоких температурах в приконтактных зонах свидетельствуют развитые в них габбро, пироксениты, нефелиновые сиениты, сиениты и высокотемпературные роговики.

Гидростатическое давление может меняться в широких пределах – от близкого к атмосферному до 3 кбар. Глубина проявления контактового метаморфизма ограничивается 10–12 км. Стресс как фактор метаморфизма не играет роли.

Глубинные интрузии окружены более широкими контактовыми ореолами, чем приповерхностные, в силу большего времени кристаллизации магмы в абиссальных условиях.

Ширина контактовых ореолов значительно большая у пологих контактов интрузивных тел, чем у субвертикальных интрузий. При пластовой морфологии магматического тела с наклонным или горизонтальным залеганием большая ширина контактового ореола будет примыкать к всящему контакту интрузии.

Наиболее типичными продуктами контактового метаморфизма глинистых сланцев являются андалузитовые и кордиеритовые роговики, занимающие участки, примыкающие к контактам интрузивных тел с вмещающими породами (рис. 2.2). С удалением от контакта роговики

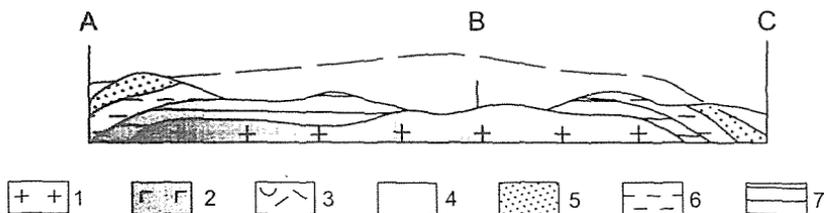
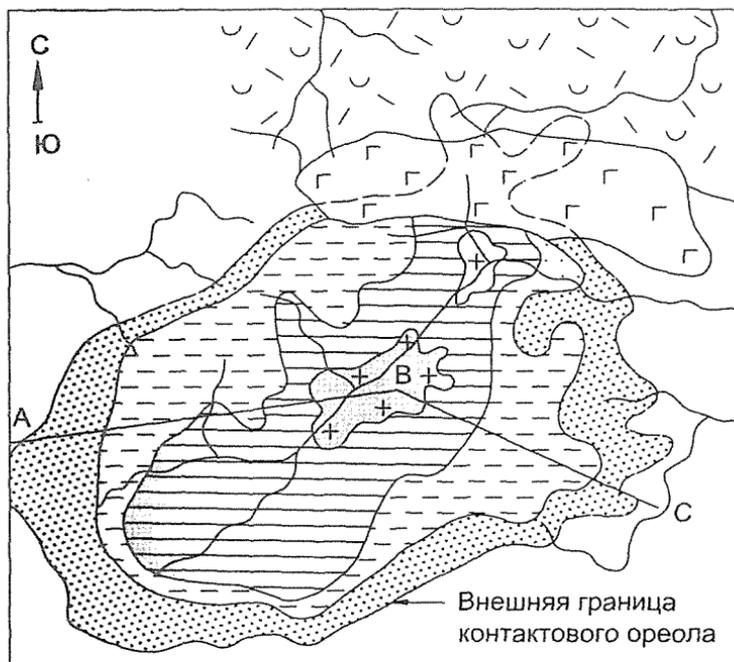


Рис. 2.2. Контактный ореол вокруг гранитной интрузии: 1 – граниты; 2 – габбро; 3 – вулканиты; 4 – глинистые сланцы; 5–7 – метаморфические зоны в сланцевой толще: 5 – внешняя зона пятнистых сланцев, 6 – зона узловатых и андалузитовых сланцев, 7 – зона роговиков (из работы К. Гиллена, 1984)

сменяются узловатыми и андалузитовыми сланцами, и, наконец, во внешней зоне ореола отмечаются пятнистые сланцы. Состав роговиков и пород внешних частей контактового ореола зависит от состава исходных пород. Если вмещающими являются основные породы, то во внутренней зоне контактового ореола развиты пироксеновые либо амфиболовые роговики. Наиболее распространенная ассоциация минералов в роговиках, образующихся по основным породам, представлена $Rp + Mп + Pоg + Пл$.

Продуктом контактового метаморфизма известняков является мрамор. Когда известняки содержат примесь силикатных минералов, в составе мраморов в зависимости от температуры процесса отмечаются тремолит, диопсид, кальциевый гранат и волластонит. Изменению кальциевых силикатов от тремолита до волластонита в мраморе способствует повышающаяся температура метаморфизма.

Пирометаморфизм (синонимы – каустический и опталический метаморфизм) – наиболее высокотемпературная разновидность контактового метаморфизма. Он проявляется в ксенолитах лав или вмещающих породах некоторых гипабиссальных интрузий. Под влиянием кратковременного и высокотемпературного воздействия метаморфизуемые породы подвергаются перекристаллизации и иногда частичному переплавлению. Из-за кратковременности процесса метаморфические преобразования редко доходят до конца, и породы часто характеризуются реликтовыми текстурно-структурными особенностями. Вследствие воздействия высокой температуры из породы удаляется вода, выгорает углеродное вещество, происходит покраснение породы за счет окисления закисного железа, спекание и остеклование составных частиц.

Продукты опталического метаморфизма имеют очень небольшое распространение, ширина зон воздействия лав не превышает 20 м, т.е. они значительно уже, чем обычные контактово-метаморфические ореолы. Примером породы, образовавшейся в результате пирометаморфизма, является бухит, который представляет собой остеклованный песчаник. Воздействие лав на угли и углистые породы приводит к образованию графита и кокса.

2.1.3. Динамотермальный метаморфизм

Динамотермальный метаморфизм – процесс преобразования горных пород, происходящий на глубине при значительных температурах и давлениях в условиях циркулирующих флюидов. Многие

исследователи этот тип метаморфизма отождествляют с региональным. Однако Н.А. Елисеев (1963) предлагает разделять динамотермальный метаморфизм на региональный и локальный.

Области развития пород *регионального* метаморфизма охватывают большие объемы земной коры, характеризуются выдержанностью простираения метаморфических толщ, одинаковой степенью метаморфизма на значительных площадях, в пределах которых отсутствуют переходы к неметаморфизованным отложениям. По существу определяющих понятий к региональным метаморфическим образованиям следует относить только докембрийские комплексы, обнажающиеся на кристаллических щитах и развитые в фундаменте платформ.

Локальный динамотермальный метаморфизм, по Н.А. Елисееву, развивается в узких тектонических зонах, характеризуется быстрой сменой пород различной степени метаморфизма на небольших площадях. А.А. Маракушев (1973) считает, что локальный метаморфизм контролируется конкретными структурными элементами: разломами, пликативными дислокациями, контактами интрузий. В этом случае к локальным ассоциациям относятся продукты контактового метаморфизма и глубинные зональные метаморфические образования.

Эти две разновидности метаморфизма объединяются тем, что динамотермальный метаморфизм протекает в условиях аномального геотермического градиента, вызванного эндогенным тепломассопотоком (без видимого участия магматических тел), при значительных дислокационных напряжениях инверсионной стадии геосинклинального цикла. Последнее справедливо для фанерозойских структур и менее определено для докембрийских. В этом случае понятие глубинности метаморфизма является относительным в силу того, что количество тепла в данном процессе зависит от массы и энергоемкости теплоносителя, а не от глубины погружения.

Динамотермальный метаморфизм проявляется на различных глубинах в широком диапазоне тектонических и географических условий. Его продукты слагают нижние участки океанической коры, глубинные участки бассейнов осадконакопления, архейскую кору, континентальные подвижные пояса. Во всех случаях он протекает при температурах и давлениях, значительно отличающихся от поверхностных. В первом приближении динамотермальному метаморфизму соответствуют давления от 3 до 15 кбар и температуры от 350–400 до 900–1 000 °С.

В целом этот тип метаморфизма можно рассматривать как реакцию пород коры на термодинамические процессы, происходящие в подстилающей мантии. В конечном счете, региональный метаморфизм явля-

ется результатом энергетического взаимодействия оболочек Земли. Области развития регионально-метаморфизованных пород насыщены крупными гранитными батолитами. Взаимосвязи гранитоидного плутонизма и метаморфизма многогранны, и их причинно-следственные отношения не всегда четко различимы. Многие из крупных гранитных батолитов подвижных поясов не имеют прямого отношения к региональному метаморфизму пород, в которые они внедрились. Определение абсолютного возраста магматизма и метаморфизма свидетельствует о диапазоне во многие миллионы лет между ними при гораздо более позднем акте внедрения интрузии. Обычным явлением в складчатых областях считается синхронное развитие метаморфизма и гранитообразования. Генетическая, термодинамическая и пространственная связь регионального метаморфизма и гранитообразования выражается посредством ультраметаморфизма.

Тесная связь метаморфизма с эволюционным развитием земной коры нашла отражение в учении о геосинклиналях. Первоначально считалось, что для метаморфизма достаточно погружения осадков на глубины по мере их накопления и прогибания геосинклинали. Это явилось обоснованием *метаморфизма погружения* – раннего, или дотектонического. Многолетними наблюдениями установлено, что в прогибах, не подвергшихся складчатости, метаморфизма осадков не наблюдается. В качестве примера приводятся данные геологического изучения Каспийской впадины, где мощность неметаморфизованных осадков достигает 25 км.

А.А. Маракушев выделяет ранний, собственно геосинклинальный метаморфизм и более поздний, проявившийся на стадии орогенеза. *Ранний (догранитный)* метаморфизм характеризуется повышенной натровой щелочностью растворов, их высокой восстановленностью, что подавляет процессы гидратации и карбонатизации, определяет высокую устойчивость силикатов, богатых кальцием (цеолитов, пренита, пумпеллиита, лавсонита), и низкотемпературных пироксенов, богатых жадеитовым и эгириновым компонентами. *Метаморфизм орогенных стадий* развития геосинклиналей проявляется одновременно со становлением гранитогнейсовых куполов и мигматизацией. Метаморфизирующие флюиды переходят в окисленное состояние, что приводит к дебазификации глубинных пород, их разуплотнению и орогенному воздыманию складчатых поясов.

В тепловом балансе метаморфизма значительное место занимает тепло экзотермических реакций. Этот геоэнергетический процесс является ведущим в формировании региональных метаморфических комплексов, гранитообразовании и способствует образованию гранитогнейсового и базитового слоев земной коры.

В связи с этим понятия «глубинный» и «региональный» не определяют сути динамотермального метаморфизма, обусловленного воздействием на исходные породы температуры и давления при участии флюидов. В зависимости от масштабов теплового поля и структурного плана напряжений динамотермальный метаморфизм делится на *низкоградиентный* (слабозональный и крупномасштабный) и *высокоградиентный* (зональный и мелкомасштабный).

Продуктами динамотермального метаморфизма являются филлиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, гранулиты, реже эклогиты и другие породы.

Понимание разнообразия процессов динамотермального метаморфизма возможно посредством реконструкции геотектонических явлений в истории Земли и эволюции земной коры.

Континентальная кора состоит из систем крупных тектонических плит и их обрамляющих складчатых поясов (рис. 2.3). С позиции концепции «тектоники плит» складчатые пояса формируются при столкновении континентальных, континентальной и океанической плит.

Континентальные зоны столкновения (рис. 2.4) представлены Уральским, Карпатским, Гималайским и другими горными сооружениями (орогенными, или складчатыми поясами). Они развивались в процессе сближения континентальных плит. Примыкавшие к ним участки океанической коры погружались под континентальные массивы. В зонах столкновения земная кора укорачивалась, а мощность ее увеличивалась. Утолщенная кора погружалась в горячую верхнюю мантию, что способствовало возникновению высокого теплового потока в пределах орогенного пояса. Другим источником тепла являются осадочные породы, содержащие минералы, богатые радиоактивными элементами.

Давление обуславливается глубиной погружения пород и интенсивностью деформаций, вызванных сжатием. Динамотермальный метаморфизм в этих участках характеризуется линейностью распространения и высокими градиентами температуры и давления.

При столкновении континентальной и океанической плит образуются складчатые пояса континентальных окраин (островные дуги Японских, Новозеландских, Курильских островов, Кордильеры и Анды Американских континентов). Образование метаморфических поясов под островными дугами иллюстрируется на рис. 2.5.

Для пород, метаморфизованных в зонах субдукции, типичен метаморфизм высоких давлений и низких температур. Геотермический градиент в этих условиях очень низкий и составляет 10 °С/км. Холодные пластины океанической коры погружаются в горячую мантию, и в соответствии с этим изгибаются геоизотермы (рис. 2.6).



Рис. 2.3. Главные структурные элементы континентов: 1 – докембрийские щиты; 2 – платформенные чехлы; 3 – фанерозойские складчатые горные пояса (из работы К. Гиллена, 1984)

А. Миясиро на примере Японской островной дуги показал, что в областях столкновения континентальной и океанической литосферных плит развиваются парные метаморфические пояса (рис. 2.7). Со стороны океанской плиты в зоне субдукции развиты метаморфиты высоких давлений и низких температур (глаукофановые сланцы).

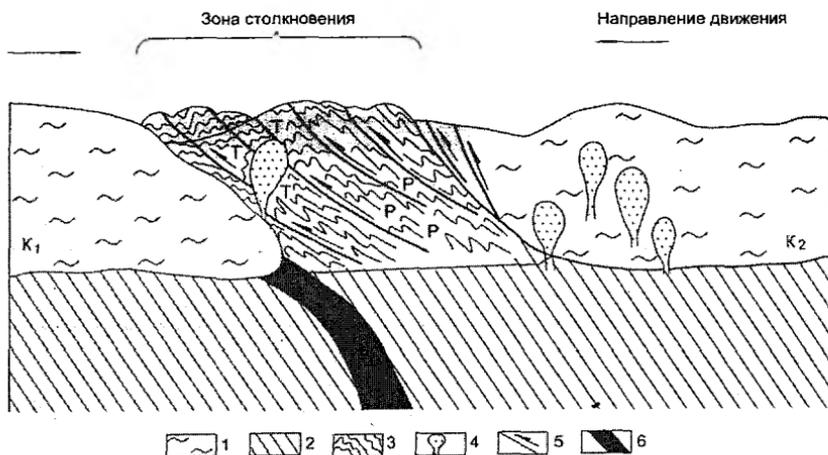


Рис. 2.4. Зона столкновения континентальных плит: K_1 и K_2 – континентальные плиты; Т – метаморфизм высоких температур; Р – метаморфизм высоких давлений; 1 – континентальная кора; 2 – породы верхней мантии; 3 – осадочные и метаморфические породы; 4 – магматические интрузии; 5 – надвиги (стрелкой показано направление движения блока пород); 6 – океаническая кора (из работы К. Гиллена, 1984)

Параллельно поясам метаморфизма высокого давления со стороны континента развиваются сопряженные с ними пояса низких давлений и высоких температур. Метаморфиты в них представлены гнейсами, амфиболитами, силлиманитовыми и гранатовыми кристаллическими сланцами. Метаморфическая зональность осложняется интрузиями гранитоидов.

Парные метаморфические пояса характеризуют особенности процессов, протекающих в областях столкновения океанской и континентальной плит, и отражают энергетику процессов в разных участках зон столкновения.

Кристаллические щиты и фундаменты древних платформ образовались в раннедокембрийское время. Метаморфизм пород, слагающих эти структурные элементы земной коры, характеризуется преимущественно нелинейным типом со слабо выраженной зональностью (градиентностью главных факторов метаморфизма).

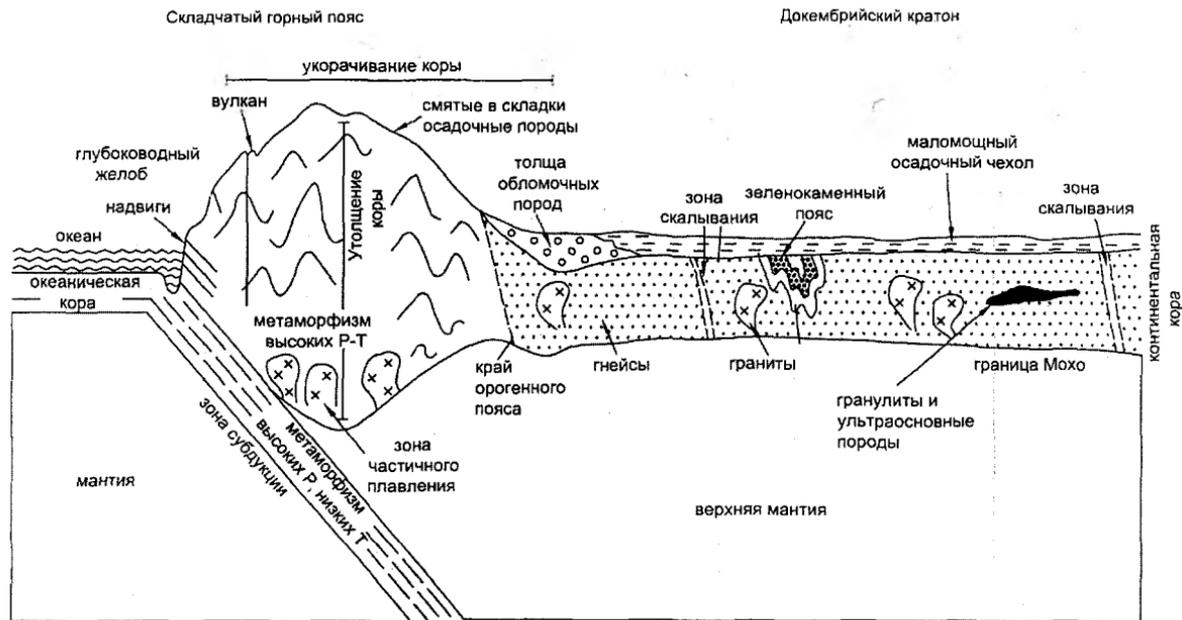


Рис. 2.5. Разрез через гипотетическую зону субдукции, иллюстрирующий местонахождение метаморфических пород (из работы К. Гиллена, 1984)

Для архейской континентальной коры типичны два типа метаморфических поясов (рис. 2.8): гранулитогнейсовые комплексы высокотемпературных пород и низкоградIENTные гранит-зеленокаменные области. Гранулитогнейсовые пояса формировались 3 800–2 700 млн лет назад. Они сложены гнейсами кислого состава, метаморфизованными осадочными, ультраосновными и основными интрузивными породами. Гранит-зеленокаменные области формировались 3 200–2 600 млн лет назад и сложены незрелыми обломочными породами, лавами ультраосновного, основного и среднего составов, интродированными гранитами.

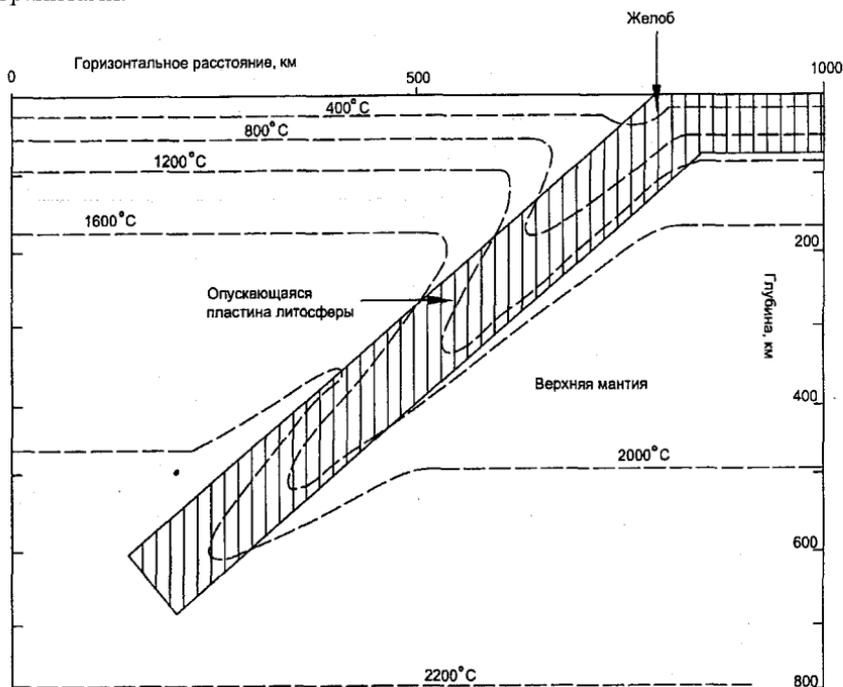


Рис. 2.6. Положение геоизотерм в зоне субдукции. Геоизотермы изгибаются вниз по мере погружения холодной пластины коры в мантию (из работы К. Гиллена, 1984)

В тектоническом режиме архея ведущая роль принадлежала наибольшим континентальным плитам. Процессы их перемещения и столкновения протекали с более высокой скоростью, чем в последующие геологические эпохи, что было обусловлено более высоким уровнем тепло-массопотока.

В протерозое произошло становление более крупных и стабильных континентальных плит с обрамляющими их складчатыми поясами. К началу протерозойского ахрона сформировалась наибольшая часть континентальной земной коры. Тектоническая активность в протерозое сходна с таковой более поздних геологических периодов.

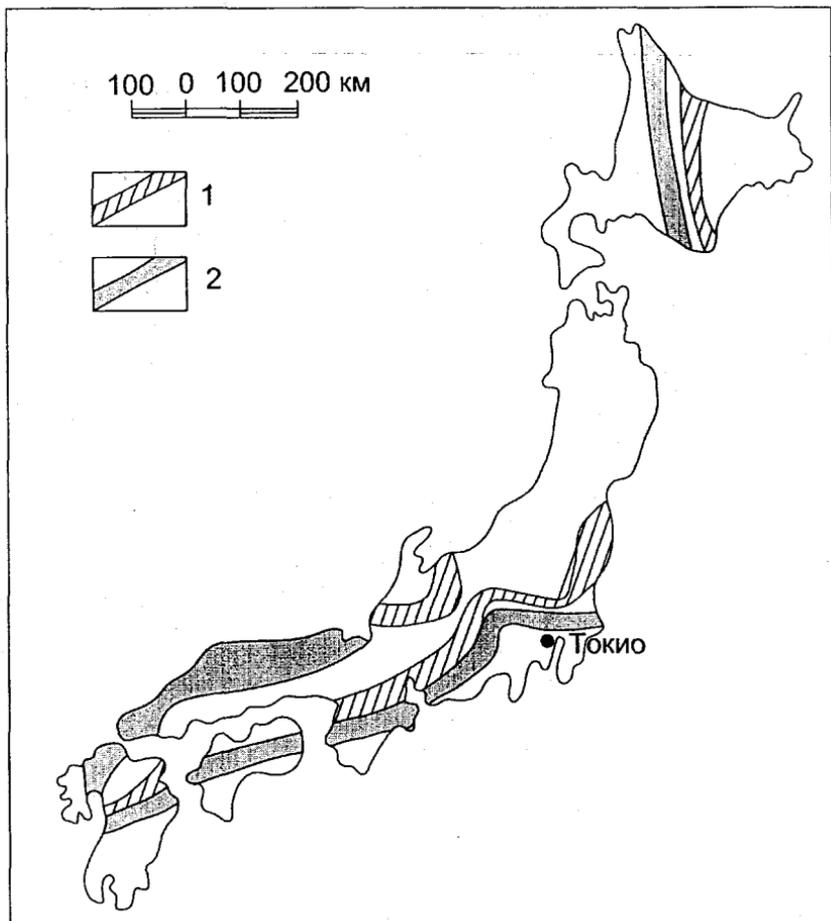


Рис. 2.7. Парные метаморфические пояса Японии (по А. Миясиро):
1 – пояс низкого давления; 2 – пояс высокого давления

Характерной особенностью докембрийских щитов являются неоднократный магматизм и метаморфизм. Так например, для Австралийского щита А. Миясиро отмечает 7 периодов гранитоидного магматизма и метаморфизма. Наиболее древний из них имеет возраст 3 050–

2 900 млн лет, а самый поздний – 700–650 млн лет. Ю.А. Кузнецов (1941) для Канской глыбы Енисейского кряжа указывает 13 этапов докембрийского метаморфизма. Реконструкция процессов и этапности метаморфизма докембрийских структур Земли является чрезвычайно сложной задачей.

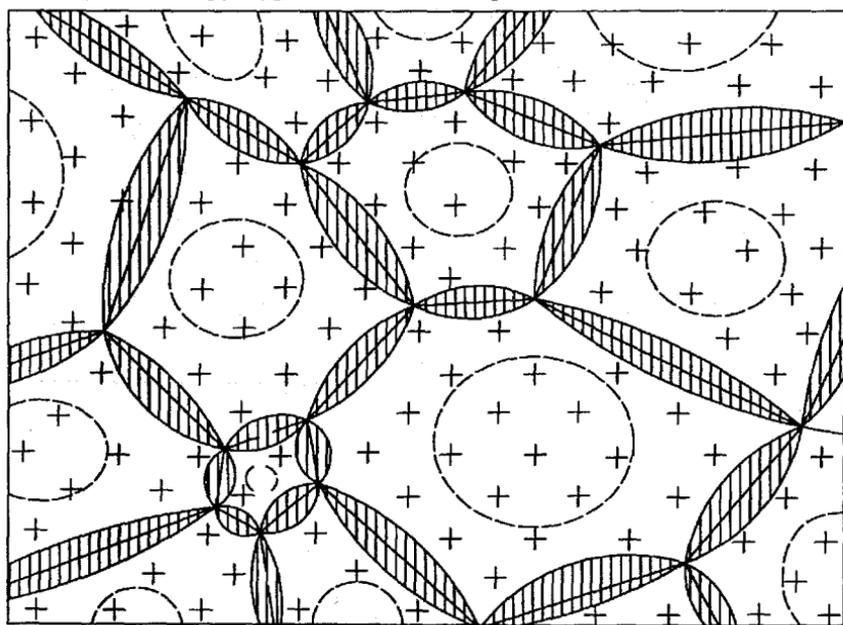


Рис. 2.8. Схема соотношения гранит-зеленокаменных областей (1) с гранулитовыми поясами (2) (по В.Е. Хану, 1988)

Метаморфизм океанского дна до настоящего времени еще недостаточно изучен. А. Миясиро считает, что метаморфические породы, обнаруженные при драгировании в зонах срединно-океанических хребтов (СОХ), относятся к метаморфитам погружения, образовавшимся в условиях самых верхних частей мантии.

Дно нормальных океанических бассейнов перекрыто рыхлыми осадками, под покровом которых располагается слой базальтов и долеритов, обладающих линейным характером магнитных аномалий. Мощность этого слоя от 0,5 до нескольких километров. Ниже располагаются размагниченные породы, вероятно, сложенные метабазальтами, метадолеритами и метагабброидами, утратившими термическое намагничение в результате метаморфизма.

Метабазальты, составляющие основу океанической коры, не обнарживают сланцеватости, сохраняют первично-магматические текстуры и структуры подушечных лав. Перекристаллизация в них не завершена. В большинстве случаев метабазальты относятся к продуктам цеолитовой и зеленосланцевой фаций.

Метагабброиды, занимающие нижележащий слой океанской коры, практически всегда метаморфизованы в условиях зеленосланцевой – амфиболитовой фаций. В связи с незначительной мощностью океанской коры, отмечает А. Миясиро, вряд ли даже под гребнями СОХ могла возникнуть температура, способствующая метаморфизму амфиболитовой фации. При мощности коры около 6 км температура в ее основании не должна была превышать 120–180 °С. Метаморфизм зеленосланцевой и тем более амфиболитовой фаций должен проявляться при температуре выше 400 °С. Перекристаллизация габброидов в амфиболитовой фации, вероятно, осуществлялась в условиях верхней части мантии.

2.1.4. Ультраметаморфизм

Ультраметаморфизм представляет собой высшую стадию регионального метаморфизма. Метаморфические преобразования этого типа, происходящие в глубинных зонах фанерозойских складчатых поясов, щитов и фундаменте древних платформ, расположены ниже уровня начала плавления гранитных пород. В зонах ультраметаморфизма активную роль играют расплавы, что сближает этот процесс с магматическим. В то же время на участках ультраметаморфических преобразований существенное значение имеют резкое повышение температуры, давления, воздействие флюидов и интенсивные дифференциальные движения. Наиболее широко ультраметаморфизм проявлен в докембрийских структурах. Это связано с высокой термической активностью Земли в докембрийское время.

Г.М. Саранчина и Н.Ф. Шинкарев (1973) к ультраметаморфизму относят образования мигматитов венитового ряда, процессы палингенеза и анатексиса. Они не рекомендуют рассматривать гранитизацию и калиево-кремниевый метасоматоз в составе ультраметаморфических процессов. По многочисленным наблюдениям исследователей, образование инъекционно-метасоматических мигматитов и генетически связанная с ним гранитизация являются метасоматическими процессами, отделенными во времени от проявлений регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Согласно Петрографическому кодексу, в класс ультраметаморфических пород включены гетерогенные комплексы гранитогнейсов и мигматитов. При этом акцентируется внимание на том, что формирование гранитогнейсов и мигматитов связано с глубокими минералогическими, аллохимическими преобразованиями регионально-метаморфических пород разного состава (гнейсы, амфиболиты, кристаллосланцы). Причем, преобразования пород направлены на их обогащение кварц-полевошпатовой ассоциацией минералов (гранитизация) при термодинамических условиях, определяющих начало их селективного плавления. В составе класса ультраметаморфитов выделены подклассы мигматитов и метатектитов.

Мигматиты представляют собой неоднородные по составу породы, состоящие из метаморфического субстрата и гранитоидного материала.

Метатектиты – лейкократовые породы кварц-полевошпатового состава, вещественно подобные магматическим гранитоидам. Эти породы представляют результат высшей ступени гранитизации субстрата.

2.1.5. Ударный метаморфизм

Ударный, или импактный, метаморфизм занимает особое место среди метаморфических процессов. Он не связан с эндогенными и экзогенными процессами, которые протекают на Земле. Этот процесс метаморфизма связан с космогенно-геологическими явлениями, происходящими в участках соударения метеоритов с поверхностью Земли. В местах падения крупных метеоритов образуются взрывные воронки, называемые астроблемами (звездными ранами). В настоящее время на Земле выявлено более 100 подобных структур, которые обнаружены в пределах хорошо изученных регионов. По представлениям Ц.К. Хартмана (1965) и Г.В. Скрынника (1977), за последний миллиард лет произошло около миллиона соударений. Большинство астроблем перекрыто более молодыми осадками, уничтожено эрозией, или точки падения метеоритов находились в океанах. Предполагается, что может быть обнаружено еще около 900 метеоритных кратеров.

Изучение астроблем началось с 1960-х гг. В России наиболее подробные работы по проблемам импактного метаморфизма выполнены В.Л. Масайтисом и В.И. Фельдманом.

В процессе импактного метаморфизма выделяется большое количество энергии, сходное с количеством энергии, которое обуславливает землетрясения или извержения вулканов. При этом ударный метамор-

физм протекает с высокой динамичностью явлений. Метеоритный кратер диаметром в 100 км формируется в течение 10 с, в то время как наиболее кратковременные землетрясения и извержения вулканов длятся часами, сутками, месяцами.

Метеориты движутся в пространстве со скоростью 5–41 км/с, а скорость их соударения с поверхностью Земли находится в пределах 0,1–7,2 км/с. В результате столкновения метеорита с поверхностью Земли происходит резкое его торможение. Энергия метеорита расходуется на механическую работу внедрения метеорита в породы, ударное сжатие вещества метеорита и пород мишени, на их нагрев. В зависимости от величины ударного давления вещество подвергается разрушению, оставаясь твердым, частично или полностью плавится или испаряется.

При скорости соударений до 3–4 км/с происходит разрушение метеорита и грунта, образуется воронка, размеры которой зависят от размера метеорита и скорости соударения. Если скорость соударения превышает 3–4 км/с, то происходит взрыв. Причиной взрыва является практически моментальное расширение продуктов испарения метеорита и горных пород.

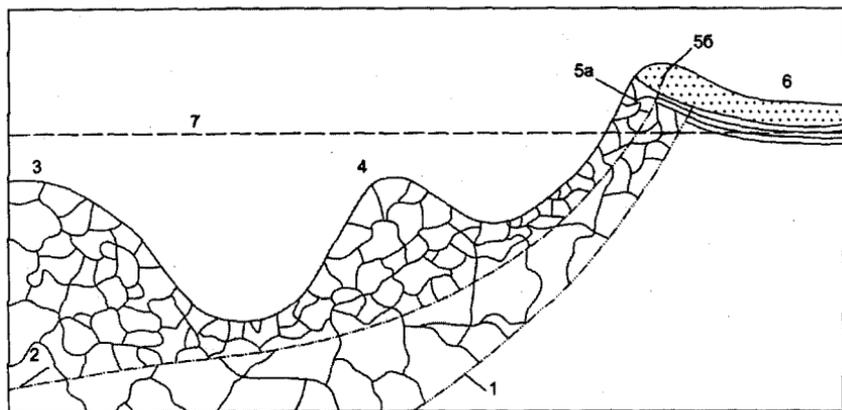


Рис. 2.9. Главные элементы кратера астроблемы (по В.И. Фельдману, 1990): 1 – граница зоны трещиноватости; 2 – граница зоны аутигенных брекчий; 3 – центральное поднятие (горка); 4 – кольцевое внутреннее поднятие; 5 – кольцевой вал: а – цокольный и б – насыпной; 6 – зона закратерных выбросов; 7 – первоначальная поверхность мишени

Наиболее часто встречающаяся форма астроблем – пологая чаша с глубиной, достигающей $\frac{1}{3}$ диаметра и имеющая в плане округлые очертания. В кратерах крупных размеров отмечаются центральная горка и кольцевые поднятия (рис. 2.9).

При формировании небольших метеоритных кратеров $\frac{3}{4}$ вещества выбрасывается, а $\frac{1}{4}$ – вдавливается.

В пределах астроблем от эпицентра к краям образуются зоны испарения вещества мишени, плавления, полиморфных переходов и брекчирования пород. За кольцевым поднятием развиты ненарушенные породы.

Продукты ударного метаморфизма имеют общее название – импактиты, которые разделяются на катаклазиты и брекчии, тагамиты (продукты плавления) и зювиты (продукты смешивания дробленного и расплавленного вещества мишени).

А.А. Маракушев (2005) считает, что взрывные метеоритные кратеры возникают редко, только в случаях высокоскоростного падения на Землю железных метеоритов. Обычно крупные метеоритные тела взрываются в атмосфере, а их обломки выпадают в виде метеоритных дождей. Железокаменные метеориты (хондриты), такие, как хондриты Саратова, Алленде в Мексике, Суйчжоу в Китае и др., взрываются на больших высотах (около 10 км).

Железные метеориты и палласиты проникают ближе к поверхности Земли и взрываются в атмосфере на относительно небольшой высоте или при падении на Землю. Например, взрыв Тунгусского метеорита был такой мощности, что вещество полностью диспергировалось и выпало на Землю в виде мельчайших распыленных металлических капель (сферул), подвергшихся окислению с образованием магнетитовых оторочек. Взрыв Сихотэ-Алинского метеорита в атмосфере вызвал метеоритный дождь и образование около сотни метеоритных кратеров, не сопровождавшихся взрывными явлениями. Только железные метеориты, по заключению Э. Кинга (1979), могут достичь поверхности Земли и образовать взрывные кратеры.

Взрывные структуры, по мнению А.А. Маракушева, являются порождением эндогенного импактогенеза, обусловленного флюидным выносом из жидкого ядра Земли в земную кору энергоемких соединений. Их метастабильные скопления в кристаллическом основании платформ создавали взрывы необычно высокой энергии. В этом аспекте взрывные кольцевые структуры принципиально отличаются от вулканических, которые своим происхождением связаны с промежуточными коровыми или мантийными магматическими очагами.

Кольцевые депрессии на платформах отличаются сложным многокольцевым строением и длительным формированием. Многие из них достигают крупных размеров, более 100 км в диаметре. В центральных частях таких депрессий находятся гигантские взбросы кристаллического фундамента платформ, прорываемые взрывными диаатремами, в которых формируются импактиты. Кольцевые депрессии отражают радикальную

деструкцию гранитогнейсового слоя, сопровождаемую вздыманием под ними поверхности Мохо, обусловленным развитием на глубине гипербазитового магматизма. В пределах некоторых таких депрессионных структур (Пучеж-Катунская кольцевая структура) отмечаются многочисленные трубки взрыва, прорывающие структуру. Примерами таких структур, по А.А. Маракушеву, являются: кольцевая структура Каравелл в Канаде; Чиксулуб в Мексике; Попигайская кольцевая депрессия на севере Сибирской платформы; Пучеж-Катунская структура на Русской платформе.

2.1.6. Метасоматоз

Метасоматозом называется процесс преобразования горных пород под воздействием агрессивных растворов, происходящий путем замещения одних минералов другими с сохранением твердого состояния породы в целом и сопровождающийся изменением её химического состава. При метасоматозе осуществляется перекристаллизация с привнесом и выносом вещества без изменения объема.

Метасоматоз развивается локально в различной геологической обстановке при небольшом давлении на малых, реже средних глубинах. Метасоматические флюиды с течением процесса теряют кислотные либо щелочные свойства и становятся нейтральными. Масштабы метасоматоза обычно ограничены. Мощности метасоматических пород составляют сантиметры, метры, первые десятки метров. Значительные мощности (сотни и тысячи метров) метасоматических пород наблюдаются в районах развития мигматит-плутонов, впереди фронта магматического замещения и в областях развития активного вулканизма (образование вторичных кварцитов, пропилитов). Метасоматические явления широко распространены в породах контактовых участков интрузий и зальбандах кварцевых жил.

Благоприятной геологической обстановкой для метасоматических процессов является повышенная трещиноватость, пористость и брекчирование пород. *Мощность метасоматических изменений пропорциональна нарушенности пород.* Проницаемость растворов возрастает при повышении температуры.

Перенос вещества при метасоматозе осуществляется диффузионным и инфильтрационным способами. На этом основании выделяют *диффузионный* и *инфильтрационный* метасоматоз. Диффузия вещества в твердой породе затруднена и имеет незначительные масштабы. У. Файф с соавторами (1962) отмечает, «... что внутрикристаллическая

диффузия явление медленное, которое даже в рамках геологического времени (например, 10 млн лет) ограничивается сантиметрами».

При инфильтрационном метасоматозе перенос вещества производится растворами, просачивающимися по трещинам. При этом во флюиде может происходить диффузия компонентов. При диффузионном метасоматозе перемещение компонентов осуществляется в направлении меньшей концентрации, а при инфильтрационном – большей.

В природе в большинстве случаев развит инфильтрационно-диффузионный метасоматоз (при совмещении инфильтрационного и диффузионного способов транспортировки вещества).

В основе теории метасоматических процессов, разработанной Д.С. Коржинским и его учениками, лежит принцип *дифференциальной подвижности компонентов*. Согласно этой теории, химические компоненты, участвующие в реакциях, разделяются на инертные и подвижные. *Инертные* компоненты переходят из одного минерала в другой, остаются в породе, и их содержание не меняется. *Подвижные* компоненты привносятся и выносятся из породы растворами. Например, в реакции $\text{Fe}_3\text{O}_4 + 6\text{S} = 3\text{FeS}_2 + 2\text{O}_2$ железо выступает в роли инертного компонента, а сера и кислород привносятся и выносятся растворами, играя роль подвижных компонентов.

Из принципа дифференциальной подвижности компонентов в метасоматических реакциях вытекают два важных следствия:

1. Число и содержание минералов в метасоматической породе обусловлены числом и содержанием инертных компонентов.

2. Минеральный вид и парагенезис определяются активной концентрацией вполне подвижных компонентов, температурой и давлением.

Применяя правило фаз к метасоматическим системам ($\Phi \leq K_{\text{ин}} + 1$, где Φ – число минералов; $K_{\text{ин}}$ – число инертных компонентов), находим число устойчивых минералов, которое меньше или равно числу инертных компонентов плюс единица. Например, при формировании кварц-мусковитовых грейзенов по глинистым породам глинозем является инертным компонентом, следовательно, количество мусковита будет определяться содержанием глинозема. Кремнезем – подвижный компонент и занимает оставшийся объем в виде кварца. Согласно правилу фаз, мы имеем $\Phi = 2$, т.к. $K_{\text{ин}} = 1$.

В процессе метасоматоза новообразованными минералами замещается не только порода, но и трещинное пространство, так что суммарный объем новообразованных минералов может оказаться больше объема замещенных минералов. Образование пустот при метасоматозе – явление редкое.

В телах метасоматитов обычно наблюдается зональное строение. Метасоматические породы в пределах каждой из зон имеют характерные для них химический и минеральный состав, текстурные и структурные особенности и часто ярко выражены по цвету. Границы между зонами бывают резкими и постепенными. Вокруг питающего канала во вмещающих породах развивается ореол метасоматитов. Для идеализированного случая распределение зон метасоматитов вокруг питающего канала симметричное, в природных условиях в силу анизотропии вмещающих пород и проводников растворов симметричность нарушается, но соблюдается общая последовательность в смене зон во всех направлениях.

Условия формирования метасоматической зональности охарактеризованы Д.С. Коржинским на основании теоретического физико-химического моделирования. Им рассмотрены закономерности изменения минерального состава в колонках метасоматитов инфильтрационного и диффузионного типов.

Основные положения теории метасоматической зональности Д.С. Коржинского сводятся к следующему:

1. Все зоны одноактного изотермического метасоматического процесса формируются одновременно. В результате образуется колонка метасоматитов с резкими границами между зонами. Встречающиеся в природе случаи метасоматической зональности с расплывчатыми границами между зонами связаны с изменением состава и температуры растворов во времени, неравномерной проницаемостью пород; наложением на ранее сформированную зональность минеральных ассоциаций более поздних стадий минерализации, низкой температурой растворов.

2. При инфильтрационном метасоматозе состав раствора изменяется не постепенно, а скачкообразно с перепадами концентраций на границах зон. В пределах каждой зоны состав раствора остается постоянным, что приводит к формированию пород однотипного минерального состава во всем объеме зоны. Процессы замещения, осуществляющиеся на границах зон, выражаются в изменении видового минерального состава.

3. В случае диффузионного метасоматоза в породах каждой из зон происходит непрерывное изменение состава раствора. Это приводит к постепенному изменению состава минералов и их количественных соотношений в породах зоны. Видовое изменение минерального состава пород происходит на границах зон.

Наиболее важное отличие инфильтрационных колонок от диффузионных заключается в постоянстве состава породы и минералов в пределах каждой из зон при инфильтрационном метасоматозе. Для диффузионных колонок в пределах каждой зоны изменяется количественный минеральный состав пород и соотношение химических компонентов в

минералах переменного состава (амфиболах, биотитах, хлоритах, карбонатах и др.).

В табл. 2.2 приведено изменение минерального состава зон от осевой (6) до неизменных пород в колонке околотрещинной грейзенизации. На границе каждой из зон происходит переход одного из компонентов во вполне подвижное состояние, в связи с чем уменьшается число минералов на единицу. Число минералов в каждой зоне на единицу больше, чем число инертных компонентов.

Т а б л и ц а 2.2. **Строение метасоматической колонки в грейзенизированных гранитах (по Б.И. Омеляненко, 1978)**

Номер зоны	Минеральный состав	Инертные компоненты
0	Исходная порода – неизменный гранит	Все инертны
1	Ортоклаз, альбит, кварц, биотит, мусковит, магнетит	Mg, Fe, Na, K, Al
2	Ортоклаз, альбит, кварц, мусковит, магнетит	Fe, Na, K, Al
3	Ортоклаз, альбит, кварц, мусковит	Na, K, Al
4	Ортоклаз, кварц, мусковит	K, Al
5	Кварц, мусковит	Al
6	Кварц	Все подвижны

В 1960 г. Д.С. Коржинским опубликована концепция кислотно-основного фильтрационного эффекта. По его представлениям, растворы, отделившиеся от магмы, претерпевают при миграции эволюцию от слабощелочных к кислым, а затем снова к щелочным.

При просачивании по ослабленным зонам в условиях падающих температур слабощелочные растворы, отделившиеся от магмы, уплотняются (конденсируются) и становятся кислыми в связи с повышением активности кислотных компонентов в растворе. Кислотные компоненты (анионы) перемещаются быстрее катионов. Благодаря этому на фронте движения растворов возникает опережающая волна кислотных компонентов. В каждом конкретном сечении потока растворов кислотность вначале быстро возрастает, а затем снижается в связи с поступлением катионов.

На основании теоретического обоснования Д.С. Коржинский метасоматические процессы разделил на этапы: *магматический* и *постмагматический*. В постмагматический этап им выделены ранняя щелочная, кислотная и поздняя щелочная стадии.

2.2. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Вещественный состав (минеральный и химический) является одним из важнейших классификационных и диагностических признаков всех типов пород, в том числе и метаморфических. На основании химического состава выделяются группы метаморфических пород, а минеральный состав уже на первых стадиях изучения пород позволяет их диагностировать и присваивать им видовые названия.

2.2.1. Химический состав исходных пород

Особенности химизма метаморфических пород, исключая метасоматиты, обусловлены исходным материалом, из которого они образуются. Метаморфизму могут быть подвергнуты осадочные и магматические породы. Традиционно, по предложению Эли де Бомона (1846), для наименования метаморфических пород, образовавшихся за счет магматических, используют приставку «орто» (ортоамфиболит, ортогнейс); при исходном осадочном материале употребляют приставку «пара» (парагнейс, параамфиболит).

Химический состав *магматических пород* определяется концентрацией в них главных петрогенных оксидов (табл. 2.3).

Таблица 2.3. Средний валовый состав магматических пород
(по Кларку и Вашингтону, 1924)

Оксид	Мас. %	Возможные колебания	Оксид	Мас. %
SiO ₂	59,12	24–85	H ₂ O	1,15
Al ₂ O ₃	15,34	0–28	TiO ₂	1,05
Fe ₂ O ₃	3,08	0–13	MnO	0,24
FeO	3,80	0–15	P ₂ O ₅	0,30
MgO	3,49	0–46	CO ₂	0,10
CaO	5,08	0–17	Сумма	99,72
Na ₂ O	3,84	0–14		
K ₂ O	3,13	0–13		

Примечание. Для H₂O, TiO₂, MnO, P₂O₅ и CO₂ не указаны возможные колебания, поскольку содержания этих оксидов в магматических породах незначительны.

По содержанию SiO_2 магматические породы разделены на ультраосновные, основные, средние и кислые группы, а по концентрации щелочей – на нормальный, субщелочной и щелочной ряды.

Наиболее распространенными *осадочными породами* являются глины, песчаники и карбонатные породы (известняки, доломиты и др.) (табл. 2.4).

Т а б л и ц а 2.4. Химический состав
главных типов осадочных пород, мас. %

Породы	SiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2
Глины и глинистые сланцы	60,1	16,5	6,9	2,3	1,4	1,0	3,6	1,5
Песчаники	78,7	4,8	5,9	1,2	5,5	0,5	1,3	5,0
Известняки	5,1	0,8	0,5	7,9	42,6	0,5	–	41,6

Глинистые породы на $\frac{3}{4}$ состоят из SiO_2 и Al_2O_3 . Наряду с ними в глинистых породах отмечаются все оксиды, характерные для магматических пород.

Среди обломочных пород преобладают песчаники, внутри которых выделяются кварцевые, кварц-полевошпатовые, аркозы и граувакки. Последние содержат обломки различных пород, фемических минералов, полевых шпатов и кварца. По химическому составу они приближаются к средним магматическим породам.

В карбонатных породах преобладают известняки, состоящие из кальцита, и доломиты, в которых существенное значение приобретает оксид магния (до 21, 7 мас. %).

Нередко среди осадочных толщ большое значение имеют смешанные породы: мергели (глинисто-карбонатные породы), суглинки (песчано-глинистые породы) и некоторые другие.

Сравнение осадочных и магматических пород по химическому составу показывает, что гранитоиды сопоставимы с аркозами, некоторыми глинами. Основные и средние магматиты близки по составу к мергелям и грауваккам, а ультраосновные – к кремнистым доломитам и магнезитам.

Химический состав *метаморфических пород* чрезвычайно изменчив и зависит от первичной осадочной или магматической породы (протолита), за счет которой образовалась метаморфическая порода. При изохимическом метаморфизме химический состав породы остается постоянным, хотя явления метаморфической дифференциации наблюдаются в небольших объемах. Аллохимический метаморфизм и метасоматоз может приводить к значительным изменениям химического состава. По-

этому при изучении химизма метасоматитов исследуют привнос – вынос вещества.

Средние содержания петрогенных оксидов в некоторых метаморфических породах, заимствованные из руководства по петрохимическим пересчетам горных пород и минералов Р.Н. Соболева и В.И. Фельдмана (1984), приведены в табл. 2.5.

Таблица 2.5. Химический состав некоторых метаморфических пород, мас. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	2,64	98,37	60,91	60,26	63,04	56,21	47,69	52,08	47,84	46,90
TiO ₂	0,09	-	0,87	1,35	1,20	0,85	1,47	0,55	1,74	1,90
Al ₂ O ₃	0,60	0,83	18,92	15,75	15,51	19,95	14,74	12,67	13,92	14,02
Fe ₂ O ₃	-	-	6,38	2,36	0,32	2,81	4,48	6,46	7,25	5,40
FeO	0,22	0,33	2,04	6,53	6,81	6,03	6,29	7,46	6,83	7,50
MnO	0,03	-	0,08	0,11	0,15	0,06	0,22	0,17	0,19	0,23
MgO	2,08	0,25	1,78	3,25	2,79	4,67	6,18	7,04	4,85	6,10
CaO	52,33	0,22	0,43	1,99	3,26	2,95	9,91	9,75	8,02	12,30
Na ₂ O	-	-	0,71	1,33	1,71	2,56	3,13	2,35	4,56	4,10
K ₂ O	-	-	3,83	2,7	2,74	2,32	0,45	0,49	0,80	0,21
P ₂ O ₅	0,18	-	0,02	-	0,14	0,09	0,10	0,07	0,20	0,12
CO ₂	41,00	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07
H ₂ O	0,54	-	-	-	-	1,45	3,62	1,15	-	1,40
П.п.п.	0,77	-	4,39	3,89	2,52	-	0,17	-	3,18	0,08

Примечание: 1 – мрамор, 2 – кварцит, 3 – филлит, 4 – кристаллический сланец, 5 – гнейс, 6 – высокоглиноземистый гнейс, 7 – амфиболит, 8 – основной кристаллический сланец, 9 – глаукофановый сланец, 10 – эклогит.

Данные химического анализа метаморфических пород позволяют судить о генетической принадлежности исходной породы. Так, повышенное содержание кремнезема в метаморфической породе (более 80 %) дает основание предполагать, что исходная порода была кварцевым песчаником; повышенные количества глинозема, оксидов калия, магния, железа свидетельствуют о глинистом составе первичной породы; высокое содержание кальция и углекислоты – о карбонатном составе и т.п.

Состав возникающих минеральных парагенезисов в орто- и парапородах при глубоких метаморфических преобразованиях может быть близким или идентичным.

При идентификации природы протолита используют петрохимические диаграммы. Наиболее распространенные из них рассмотрены Е.В. Складчиковым с соавторами (2001) и С.В. Ефремовой, К.Г. Стафеевым (1985).

На основании химического состава исходных пород метаморфические породы разделены на группы (табл. 2.6).

Таблица 2.6. Систематика метаморфических пород по исходному составу

Группы метаморфических пород	Типичные минералы метаморфических пород	Исходные породы	
		Осадочные	Магматические
Метапелиты	Кварц, полевые шпаты, слюды, андалузит, кордиерит, дистен, силлиманит, гранат, ставролит	Глинистые породы, алевролиты, аркозы	Плутонические и вулканические породы кислого состава
Метабазиты	Плагиоклазы, роговая обманка, пироксен	Мергель, граувакки	Плутонические и вулканические породы основного и среднего составов
Карбонатные и силикатно-карбонатные породы	Кальцит, тремолит, диопсид, гроссуляр, оливин, волластонит, периклаз, брусит	Известняки, доломиты и их кремнистые разновидности	Карбонатиты
Ультраосновные	Тальк, серпентин, амфибол, пироксен, оливин, шпинель	Лептохлоритовые породы, кремнистые доломиты	Плутонические и вулканические породы ультраосновного состава

Железистые, марганцевые, фосфатные, щелочные и другие породы осадочного и магматического происхождения обычно объединяют в группу редких пород.

2.2.2. Типизация минералов метаморфических пород

Разнообразие химического состава исходных пород и различные термодинамические условия метаморфизма приводят к значительному разнообразию минерального состава метаморфических пород (см. табл. 2.5).

Поскольку метаморфические породы являются продуктами изменения других пород, естественно ожидать, что в них встречаются минералы, характерные для осадочных и магматических пород. Кроме того, существуют минералы, которые встречаются главным образом в метаморфических породах. Обычно выделяют следующие группы минералов метаморфитов:

минералы, характерные для метаморфических и магматических пород (кварц, полевые шпаты, биотит, роговая обманка, пироксены, оливин и др.);

минералы, типичные для осадочных и метаморфических пород (кальцит, доломит, гематит, оксиды и силикаты алюминия);

минералы, находящиеся в магматических породах в качестве вторичных и являющиеся типичными для метаморфических (серпентин, тальк, серицит, хлорит, цоизит, эпидот, актинолит и др.);

минералы, встречающиеся преимущественно или исключительно в метаморфических породах (гранат, андалузит, дистен, силлиманит, волластонит, глаукофан, везувиан и др.)

Все минералы, слагающие метаморфические породы, по количественной роли разделяются на *главные* (более 5–10 %) и *второстепенные* (менее 5 %). На основании количественно-минералогического состава выделяются виды и разновидности метаморфических пород. В отечественной литературе наиболее распространены названия пород, сочетающие термины символического значения (сланец, гнейс, роговик и др.) и названия характерных породообразующих минералов (не более 2-3). Например, хлоритовый сланец, гранатовый амфиболит. Причем, в название породы не включаются минералы, типичные для семейств: например, роговая обманка в амфиболитах, гранат в эклогитах и т.п.

В метаморфических породах различают *равновесные* и *реликтовые* минералы. Равновесные минералы образуются при максимальных значениях тех интенсивных параметров, которые являются определяющими факторами прогрессивного метаморфизма (T – температура, P – давление, X – активность, или химический потенциал компонентов флюида).

Равновесные минералы образуют минеральный парагенезис, устойчивый при соответствующих PTX -условиях.

Реликтовые минералы – сохранившиеся в метастабильном состоянии от исходных магматических или осадочных пород. Если порода испытала несколько этапов метаморфизма, то реликтовые минералы могут быть продуктами одного из предшествующих этапов преобразования. Равновесные и реликтовые минералы образуют минеральную ассоциацию.

Метаморфические минералы, особенно их химический состав и ассоциации, являются важными показателями параметров метаморфизма (температура, давление, состав флюида). Наиболее широко распространенные минералы метаморфических пород (гранаты, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты) имеют переменный состав, зависящий от химического состава породы и *PT*-условий метаморфизма. Породы с близким химическим составом, характеризующиеся различием химического состава минералов, подверглись разной степени метаморфизма.

2.2.3. Минералы метаморфических пород и их диагностические свойства

Минералы собственно метаморфогенного происхождения, являющиеся одним из признаков отнесения пород к метаморфическим, в большинстве случаев присутствуют в незначительных количествах. Их диагностика на начальных этапах изучения пород в полевых условиях и при изучении шлифов определяет типизацию метаморфических пород.

Ниже приводятся краткие оптические свойства, химический состав, диагностические признаки и парагенезисы главнейших метаморфических минералов.

Группа оливина

Форстерит-фаялит

Изоморфный ряд минералов $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$ представлен конечными членами форстеритом Mg_2SiO_4 и фаялитом Fe_2SiO_4 , кристаллизующимися в ромбической сингонии. Промежуточные разновидности по содержанию фаялитовой молекулы имеют собственные названия: хризолит (10–30 %), гиалосидерит (30–50 %), гортонолит (50–70 %), феррогортонолит (70–90 %).

Химический состав форстерита из мрамора (1) и фаялита (2) из железистого кварцита изменяется в следующих значениях, мас. %: SiO_2 – 41,72–29,83; FeO – 1,11–69,48; MnO – 0,00–0,28; MgO – 57,83–0,00; H_2O – 0,00–0,38.

Макроскопически оливин желто-зеленый различной интенсивности, со стекляннм или жирным блеском, раковистым изломом.

В шлифе магнезиальный оливин бесцветный, железистый бледно-желтый. Спайность в виде волосовидных плавно извилистых и прерывистых трещин по (010); $n_g = 1,669-1,975$; $n_m = 1,651-1,865$; $n_p = 1,636-1,827$; $n_g - n_p = 0,033-0,048$; $+2V = 82-134^\circ$; $r > v$; $a = N_g$; $b = N_p$; $c = N_m$. Форма зерен изометричная, ромбовидная, иногда осложненная пинокоидальными гранями (010).

Оливин минерал нестойкий. Он легко замещается серпентином. В окислительной обстановке образуется железистый серпентин, окрашенный в желто-зеленые тона. Из других минералов по оливину развиваются хлорит, тальк, карбонат, амфиболы.

В друзитах обычны венцовые структуры, в которых от центра к периферии наблюдаются каемки: оливин – ромбический пироксен – амфибол + шпинель – плагиоклаз; оливин – ромбический пироксен – гранат – плагиоклаз.

Магнезиальный оливин похож на диопсид, но у пироксена трещины спайности хорошо выражены, погасание косое, меньший угол $2V$ и меньшее двупреломление. Монтichelлит в отличие от оливина обладает меньшими двупреломлением (до 0,020) и светопреломлением. Похожий на фаялит эпидот отличается косым погасанием, плеохроизмом в желтых и зеленоватых тонах, а также аномальными цветами интерференции.

Хондродит имеет более низкие показатели преломления и двупреломления, косое погасание. Гумит и норбергит имеют меньшие углы оптических осей, а плоскость оптических осей параллельна спайности. У форстерита плоскость оптических осей перпендикулярна спайности.

Чистые форстериты характерны для магнезиальных силикатных мраморов регионального и контактового метаморфизма. С ним ассоциируют доломит, кальцит, флогопит, диопсид, шпинель.

Фаялит отмечается в эвлизитах и железистых кварцитах в ассоциации с куммингтонитом, феррогиперстеном, гранатом, геденбергитом.

Железистые форстериты и хризолиты отмечаются в метасульфидных эклогитовой и гранулитовой фаций.

Марганцовистые фаялиты встречаются в марганцовистых скарнах в ассоциации с марганцевыми карбонатами и силикатами.

Монтichelлит

Монтichelлит – $\text{CaMg}[\text{SiO}_4]$. Ромбический. Структура такая же, как и магнезиально-железистых оливинов. Химический состав монтichelлита

из мрамора (1) и из скарнированного кугдита (2) изменяется в незначительных пределах и близок к теоретическому, мас. %: $\text{SiO}_2 - 36,55-37,32$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,18-0,00$; $\text{FeO} - 5,2-6,51$; $\text{MgO} - 22,11-21,14$; $\text{CaO} - 35,21-34,11$.

Примесь кириштейнита $\text{CaFe}[\text{SiO}_4]$ и глаукохройта $\text{CaMn}[\text{SiO}_4]$ обычно не превышает нескольких процентов по массе.

$n_g = 1,655-1,674$; $n_m = 1,649-1,664$; $n_p = 1,641-1,646$; $n_g - n_p = 0,013-0,020$; $+2V = 72-88^\circ$; $r > v$ слабая; ориентировка эллипсоида $a = N_g$; $b = N_p$; $c = N_m$. Спайность несовершенная по (010). Характерны тройники прорастания подобные таковым у кордиерита. В шлифах похож на оливин, от которого отличается меньшим двупреломлением.

Монтichelлит замещается агрегатом диопсида, форстерита и кальцита. При низких температурах замещается хлоритом и серпентином.

Монтichelлит характерен для продуктов контактового метаморфизма повышенных температур и магнезиальных скарнов. Ассоциирует с периклазом, мервинитом, волластонитом, гранатом, шпинелью, флогопитом и перовскитом.

Группа гумита

Минералы этой группы образуют следующий морфотропный ряд: *норбергит* $Mg(F,OH)_2 \cdot (Mg_2SiO_4)$, *хондродит* $Mg(F,OH)_2 \cdot 2(Mg_2SiO_4)$, *гумит* $Mg(F,OH)_2 \cdot 3(Mg_2SiO_4)$ и *клиногумит* $Mg(F,OH)_2 \cdot 4(Mg_2SiO_4)$ (табл. 2.7, 2.8). Магний часто замещается железом и марганцем. Положение титана, обычно присутствующего в повышенных концентрациях, не ясно.

Таблица 2.7. Химические анализы минералов группы гумита (Дир и др., 1965)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	27,56	34,27	34,73	36,53	37,65
TiO ₂	0,01	0,36	0,46	0,26	5,40
Al ₂ O ₃	0,11	0,22	0,00	0,22	-
Fe ₂ O ₃	0,28	0,36	0,40	0,56	-
FeO	1,91	4,36	4,75	5,04	3,41
MnO	0,12	0,003	0,52	0,34	0,50
MgO	59,35	55,01	55,51	54,16	51,74
CaO	-	0,04	Сл.	-	0,10
H ₂ O ⁺	2,68	0,94	1,25	1,52	1,57
H ₂ O ⁻	0,00	-	0,00	0,04	-
F	13,55	6,99	4,37	2,74	0,06
Cl	-	-	-	-	0,20
-(F,Cl ₂) = 0	5,71	2,94	1,84	1,15	0,08
Сумма	99,83	99,81	100,15	100,26	100,55

Примечание: 1 – норбергит из мрамора, Норберг, Швеция; 2 – хондродит из мрамора, Ерзби, Финляндия; 3 – гумит из мрамора, Силлболе, Финляндия; 4 – клиногумит из мрамора, Хемеенкила, Финляндия; 5 – титанклиногумит, Южный Урал.

Таблица 2.8. Оптические свойства минералов группы гумита

Свойства	Норбергит	Хондродит	Гумит	Клиногумит
Сингония	Ромбический	Моноклинный	Ромбический	Моноклинный
Плоскость оптических осей	$\parallel (001)$	$\perp (010)$	$\parallel (001)$	$\perp (010)$
Ориентировка индикатрисы	$c = N_m,$ $b = N_g,$ $a = N_p$	$b = N_g,$ $c:N_p = 22-31^\circ$	$c = N_m,$ $b = N_g,$ $a = N_p$	$b = N_g,$ $c:N_p = 7-15^\circ$
n_p	1,563–1,567	1,592–1,643	1,607–1,643	1,622–1,655
n_m	1,567–1,579	1,603–1,655	1,619–1,653	1,635–1,678
n_o	1,590–1,593	1,621–1,670	1,639–1,675	1,653–1,700
$n_p - n_o$	0,026–0,027	0,028–0,033	0,029–0,036	0,028–0,045
$+2V$	44–50°	70–90°, обычно 75°	65–84°	73–88°
Дисперсия слабая	$r > v$	$r > v$	$r > v$	$r > v$
Двойники	Отсутствуют	Простые и сложные по (001)	Отсутствуют	Простые и сложные по (001)
Цвет в шлифе	Бесцветный, желтый для всех. Появление окраски связано с примесью Ti. Плеохроизм турмалинового типа: по N_p – желтый до красного, по N_m – бледно-желтый до оранжевого, по N_o – бесцветный до желтого			
Спайность	Совершенная по (001)	Слабая или отсутствует	Совершенная по (001)	Слабая или отсутствует

Минералы группы гумита очень похожи на магнезиальные оливины, если не обнаруживают желтой окраски. От оливина с трудом отличаются бесцветный гумит и норбергит. У оливина плоскость оптических осей перпендикулярна спайности, а у гумита и норбергита – параллельна спайности. Это можно установить на Федоровском столике.

Гумит отличается от форстерита по чуть меньшему углу $2V$: у форстерита $+2V = 86-88^\circ$, а у гумита $+2V = 65-84^\circ$.

Ромбические норбергит и гумит отличаются от моноклинных хондродита и клиногумита отсутствием двойников, прямым погасанием относительно спайности и более совершенной спайностью.

Хондродит от клиногумита можно отличить по симметричному углу погасания двойников, когда в обоих индивидах N_g совпадает с оптической осью микроскопа (для наблюдения пригодны симметрично гаснущие двойниковые системы с желтой интерференционной окраской в шлифах нормальной толщины). В клиногумитах этот угол составляет $11^\circ \pm 2^\circ$, а для хондродитов – более 18° .

Минералы группы гумита образуются почти исключительно в магнезиальных скарнах, кальцифирах и бруситовых мраморах за счет форстерита, обычно в ассоциации с реликтовым форстеритом, периклазом, кальцитом, бруситом, нередко ассоциируясь с боратами и флюоритом. Под воздействием поздних низкотемпературных гидротермальных растворов они замещаются серпентином, бруситом, хлоритом, карбонатами.

Группа эпидота

Группа эпидота включает следующие минералы: цоизит и клиноцоизит – $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$; эпидот – $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$; лотрит (пумпеллиит) – богатый водой эпидотовый минерал; пьемонтит – $\text{Ca}_2(\text{Mn}^{+3}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})_2\text{Al}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$; алланит (ортит) – редкоземельный эпидот, бурый до непрозрачного.

Цоизит Цоизит кристаллизуется в ромбической сингонии (табл. 2.9).

Образует изометричные, коротко призматические, удлиненные, шестоватые зерна, зернистые, лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (100) и несовершенная по (001). Цвет в шлифе бесцветный, до розовато-желтого у марганецсодержащей разновидности – тулита. Различают α -цоизит, у которого плоскость оптических осей параллельна спайности (100), и β -цоизит – плоскость оптических осей параллельна (010).

Таблица 2.9. Химический состав цоизита

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO_2	41,92	40,95	38,06	40,25	40,32
TiO_2	-	-	0,10	-	-
Al_2O_3	27,09	30,34	33,61	30,25	29,77
Fe_2O_3	2,94	5,51	0,92	4,50	2,77
FeO	-	-	0,79	-	-
MnO	-	-	0,08	-	-
MgO	1,21	-	0,06	-	0,24
CaO	22,73	21,56	24,67	22,50	24,35
H_2O	3,67	1,69	2,08	2,00	2,08
Сумма	99,56	100,05	100,37	99,5	99,53

Примечание. Цоизиты: 1 – из кварц-сланцевого сланца; 2 – из амфиболита; 3 – из кианитового амфиболита; 4-5 – из эклогитов.

$n_p = 1,691-1,702$; $n_m = 1,692-1,707$; $n_g = 1,697-1,714$; $n_g - n_p = 0,004-0,008$; погасание относительно спайности и удлинения прямое. Удлинение может быть положительным и отрицательным. $-2V$ у α -цоизита равен $45-50^\circ$, у β -цоизита $-0-30^\circ$. Дисперсия оптических осей у α -цоизита $r \ll v$, у β -цоизита $r > v$.

Цоизит похож на клиноцоизит, отличается прямым погасанием и отсутствием пятен желтой интерференционной окраски среди общего фона аномальной синей. От везувиана цоизит отличается двусностью, наличием спайности и меньшим светопреломлением. У везувиана часто квадратные и четырехугольные сечения. Цоизит дает иногда шестиугольные сечения. Похожий на цоизит андалузит отличается меньшим преломлением, отрицательным удлинением, большим $-2V = 73-86^\circ$, отсутствием аномальных цветов интерференции.

Развит в сланцах, амфиболитах средних и повышенных давлений. В эклогитах является минералом ретроградного метаморфизма.

Клиноцоизит – эпидот – Моноклинные. Для минералов ряда характерен изоморфизм $Al \square Fe^{3+}$, при железистости не более 0,4. В пьомонтитах кроме железа в замещении алюминия принимает участие марганец (табл. 2.10, 2.11).

Минералы образуют изометричные, таблитчатые, короткопризматические и шестоватые зерна и их агрегаты.

Таблица 2.10. Химический состав минералов ряда клиноцоизит – эпидот – пьомонтит

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,41	38,10	39,16	37,47	36,82
TiO ₂	-	0,65	1,83	-	0,61
Al ₂ O ₃	29,88	24,28	20,30	27,37	20,65
Fe ₂ O ₃	4,09	11,26	11,68	9,92	9,68
FeO	0,58	0,06	2,45	0,58	-
MnO	0,14	0,13	0,21	0,30	9,99 (Mn ₂ O ₃)
MgO	Сл.	0,17	2,17	-	0,04
CaO	23,92	20,74	18,88	22,62	18,96
H ₂ O	3,46	2,56	2,82	1,95	2,12
Сумма	99,48	97,95	99,5	100,21	98,87

Примечание: 1 – клиноцоизит из хлорит-альбитового сланца; 2–4 – эпидоты (2 – из амфиболита, 3 – из глаукофанового сланца, 4 – из гранатового скарна); 5 – пьомонтит из кварц-мусковитового сланца.

Таблица 2.11. Свойства минералов эпидотового ряда

Свойства	Клиноцоизит	Эпидот	Пьемонтит
n_p	1,670–1,715	1,715–1,751	1,730–1,756
n_m	1,674–1,725	1,725–1,784	1,747–1,789
n_e	1,690–1,734	1,734–1,797	1,765–1,829
$n_e - n_p$	0,005–0,015	0,015–0,049	0,035–0,073
$(+)2V$	14–90°	90–116°	70–110
Дисперсия	Сильная, $r < v (N_e)$	–	$r \gg v$
$c:N_n$	0–7°	0–15°	4–7°
Оптическая ориентировка	$N_m = b$, <i>пл.о.о.</i> (010)		
Спайность	Совершенная по (001)		
Двойникование	Простое и полисинтетическое по (100)		
Окраска в шлифе	Желтовато-зеленый		Желтовато-красный
Плеохроизм	N_p – бесцветный, светло-желтый; N_m – зеленовато-желтый; N_e – желтовато-зеленый		N_p – желтый, оранжевый N_m – лиловый, розовый N_e – карминовый

Важнейшим диагностическим свойством эпидотовых минералов является аномальная окраска: чернильно-синяя у клиноцоизита и пятнистая (желтые, оранжевые, синие, зеленые) – сарафанная у эпидота. От похожих моноклинных пироксенов эпидот отличается аномальной интерференционной окраской, углом между системами спайности по (100) и (001), равным 65°, углом $2V$ и плеохроизмом.

Клиноцоизит и эпидот характерны для низкотемпературных сланцев, амфиболитов и скарнов.

Пумпеллиит

Моноклинный. Многие исследователи (Дана, 1937; Соболев, 1947; Лодочников, 1947; Бетехтин, 1950) относили пумпеллиит к группе эпидота. Д.С. Коржинский (1948) отмечал только близкое сходство пумпеллиита с эпидотами и указывал, что эти минералы не связаны изоморфными переходами.

Как лотрит минерал был описан в 1900 г. в Карпатах, а в 1925 г. был охарактеризован как пумпеллиит в Канаде.

Химический состав минерала приведен в табл. 2.12.

В шлифах бесцветный или окрашен в зеленый цвет с сильным плеохроизмом от бесцветного или зеленовато-желтого по N_g и N_p до зеленого, синеватого или буровато-зеленого по N_m . Интенсивность окраски увеличивается в более железистых разностях, отмечается зональное и пятнистое ее распределение.

Пумпеллиит образует волокнистые, лучистые и микрозернистые агрегаты и таблитчатые зерна по (001). Образует двойники по (001), напоминающие листья дуба, и крестообразные по (100). Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (100).

Таблица 2.12. Химический состав пумпеллиитов

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,99	38,09	37,48	37,63	39,44
TiO ₂	-	-	0,20	0,41	-
Al ₂ O ₃	24,89	23,53	25,22	27,14	28,33
Fe ₂ O ₃	3,76	2,20	1,29	-	-
FeO	2,29	2,18	3,16	3,25	-
MnO	0,42	0,50	0,83	1,03	-
MgO	1,54	3,58	2,34	1,47	3,20
CaO	21,72	22,96	22,14	21,49	22,21
H ₂ O	6,84	6,77	6,38	7,39	6,58
Сумма	99,45	99,81	96,34	99,81	99,76

Примечание. Пумпеллииты из метаморфических пород: 1 – хлорит-стильпно-меланового сланца; 2 – хлорит-актинолитового сланца; 3-4 – глаукофановых сланцев; 5 – эпидотового роговика.

Наиболее распространенные маложелезистые разновидности имеют: $n_p = 1,665-1,728$; $n_m = 1,670-1,748$; $n_g = 1,683-1,754$; $n_g - n_p = 0,010-0,026$; $+2V = 0-85^\circ$. У высокожелезистых лотритов преломление достигает: $n_p = 1,776$, $n_m = 1,790-1,814$; $n_g = 1,820-1,836$; $n_g - n_p = 0,044 - 0,060$. Сильная дисперсия $r < v$ (реже $r > v$) угла оптических осей индикатрисы, в связи с чем в некоторых разрезах вместо погасания наблюдаются аномальные фиолетово-синие и коричневые интерференционные цвета. Плоскость оптических осей параллельна (010), может быть перпендикулярна (010), удлинение положительное или отрицательное.

Пумпеллиит встречается в миндалинах спилитов, жадеитсодержащих метагаббро, породах фации зеленых сланцев в ассоциации с хлоритом, актинолитом, эпидотом. Он является типичным минералом в глаукофановых сланцах с гранатом и в низкотемпературных породах регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа.

Он отмечается в кварцевых жилах, эпидот-пумпеллиитовых прожилках среди метагабброидов, в экзоконтактовых породах основных интрузий совместно с пренитом и в серпентинитах.

Группа дистена

Эта группа включает три полиморфные модификации одинакового химического состава $Al_2O_3[SiO_4]$ – дистен, андалузит, силлиманит. Главными петрогенными оксидами в составе минералов группы дистена являются SiO₂ – 36,1–37,5 мас. % и Al₂O₃ – 59,4–63,1 мас. %. Остальные оксиды содержатся в количествах меньших 1 мас. %, только иногда содержание Fe₂O₃ достигает 1,8 мас. %. Каждый минерал отличается от другого структурными особенностями, физическими и кристаллооптическими свойствами и образуется в определенных термодинамических условиях.

Дистен

Дистен – $Al_2O[SiO_4]$. Триклинный. Обычно наблюдается в виде удлиненных призматических кристаллов, в поперечном сечении прямоугольной формы. Цвет голубой, синий, иногда зеленоватый, желтый, белый. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Спайность совершенная по (100) и менее совершенная по (010), плоскости пересекаются под углом 74° . Плотность 3,59. Твердость 4–7.



Рис. 2.10. Николи «-». Дистен-мусковитовый сланец. Дистен – серые, рельефные зерна, с совершенной призматической спайностью среди мусковит-кварцевого лепидогранобластического агрегата. В дистене пойкилобласты рудного минерала и кварца

В шлифе бесцветный или слабо-голубоватый, без заметного плеохроизма. Рельеф высокий – VI группы ($n_g = 1,727-1,734$; $n_m = 1,721-1,723$; $n_p = 1,712-1,718$) (рис. 2.10). Цвета интерференции в главном сечении желто-

оранжевые, $n_g - n_p = 0,012-0,016$. В разрезах с хорошо выраженной спайностью (в плоскости (010)) погасание близкое к прямому; в разрезах с плохо проявленной спайностью (в плоскости (100)) погасание косое ($c N_g = 27-32^\circ$), удлинение положительное. Характерны полисинтетические двойники. Оптически двусосный, отрицательный, $2 V_{N_p} = 82-83^\circ$.

В процессе регрессивного метаморфизма дистен может замещаться пирофиллитом, мусковитом и серицитом. В экзоконтактных зонах интрузий может переходить в силлиманит и андалузит.

Дистен имеет наиболее высокий рельеф среди минералов рассматриваемой группы; его двупреломление меньше, чем у силлиманита, но больше, чем у андалузита; от последнего он отличается, кроме того, положительным удлинением.

Дистен образуется при региональном метаморфизме высокоглиноземистых пород и является хорошим индикатором очень высоких давлений. Встречается в кристаллических сланцах в парагенезисе со ставролитом.

Андалузит

Андалузит – $Al_2O_3[SiO_4]$. Ромбический. Обычно окрашен в серый, желтый, розовый, красный, бурый цвет.

Облик кристаллов призматический, с поперечным сечением, близким к квадратному. Встречается в лучисто-шестоватых и зернистых агрегатах. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (110) с углом между трещинами около 90° . Излом неровный, занозистый. Плотность 3,13–3,16. Твердость 6,5–7,5.

В шлифе обычно бесцветный или окрашен и слабо плеохроирует от бесцветного по N_g до розового по N_p , иногда пятнистый. Образует призматические, квадратные, ромбовидные сечения и неправильные зерна. Мелкие зерна напоминают ячменные зерна (рис. 2.11). Рельеф V группы ($n_g = 1,638-1,650$; $n_m = 1,633-1,644$; $n_p = 1,629-1,640$). Цвета интерференции белые и бледно-желтые, $n_g - n_p = 0,009-0,011$. Погасание относительно спайности прямое, удлинение отрицательное. Оптически двусосный, отрицательный, $2 V_{N_p} = 73-86^\circ$. Нередко кристаллы андалузита переполнены зернами минералов, слагающих основную ткань породы, что придает им ситовидный облик. Андалузит часто содержит включения мельчайших частиц углистого вещества, концентрирующиеся вдоль определенных кристаллографических направлений. В сечениях, перпендикулярных длинной оси кристалла, углистые частицы образуют крестообразные скопления. Такой андалузит называется *хиастолитом*. Андалузит замещается серицитом.

Андалузит имеет сходство с цоизитом, клиноцоизитом, везувианом, мелилитом, ромбическим пироксеном, дистеном, апатитом. От пироксена отличается отрицательным удлинением, ситовидной структурой; от дистена – отрицательным удлинением и прямым погасанием во всех

удлиненных разрезах; от апатита – более высоким двупреломлением, спайностью. В отличие от андалузита, у мелилита, цоизита, клиноцоизита и везувиана удлинение переменное (положительное и отрицательное), а также пятнистая аномально чернильно-синяя интерференционная окраска. У везувиана хуже выражена спайность.

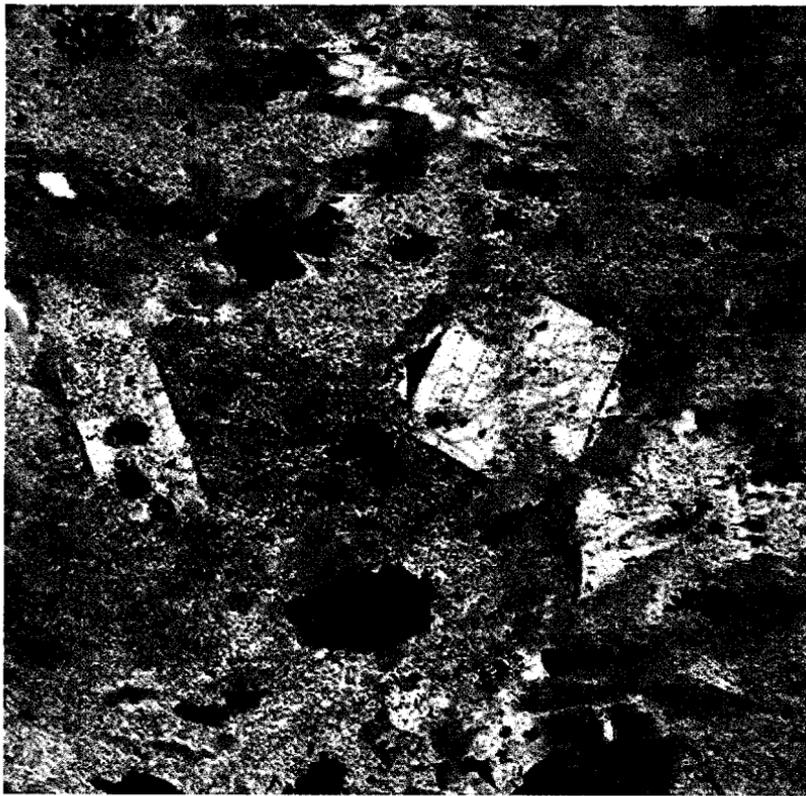


Рис. 2.11. Николи «-». Андалузитовый роговик. Андалузит – бесцветные ромбовидные и призматические зерна среди гранобластического биотит-кварц-полевошпатового агрегата. В ромбовидном сечении в направлениях диагоналей наблюдается слабо выраженная пропыленность углистым веществом (хиастолитовый крест)

Андалузит – минерал низких давлений и умеренных температур. Типичен для роговиков – контактово-метаморфизованных глинистых пород, где он часто ассоциирует с кордиеритом, но может встречаться и в регионально метаморфизованных породах, а также во вторичных кварцитах.

Силлиманит

Силлиманит – $\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$. Ромбический. Образует резко удлиненные призматические или игольчатые кристаллы, встречаются волосовидные агрегаты, называемые *фибролитом* (рис. 2.12). Обычно бесцветный или белый, реже светло-бурый, серо-зеленый. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (010). Твердость 6,5–7,5. Плотность 3,23–3,27.

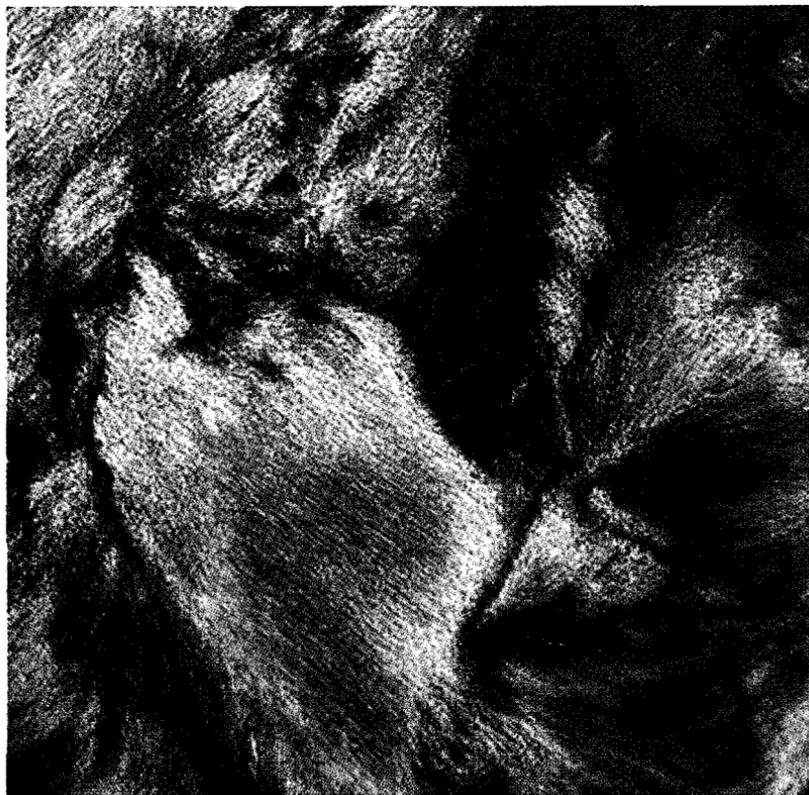


Рис. 2.12. Николи «+». Силлиманитовый сланец.
Метельчатые агрегаты фибролит-силлиманита

В шлифе бесцветный, редко пятнистый, коричневатый. В крупных кристаллах имеет ясную спайность в одном направлении. Рельеф VI группы ($n_g = 1,673\text{--}1,683$; $n_m = 1,658\text{--}1,662$; $n_p = 1,654\text{--}1,661$). Цвета интерференции в удлиненных разрезах до синих второго порядка, $n_g - n_p = 0,020\text{--}0,022$. Погасание прямое, удлинение положительное. Оптически двусный, по-

ложительный, $2 V_{N_g} = 21-30^\circ$. Силлиманит замещается серицитом, пирофиллитом, каолинитом. В условиях повышения давления силлиманит переходит в дистен, а при регрессивных преобразованиях – в андалузит. В шлифе похож на андалузит и тремолит. От первого отличается более высоким двупреломлением и положительным удлинением, от второго – прямым погасанием во всех удлиненных разрезах и спайностью в одном направлении.

Силлиманит – минерал высоких температур и умеренных давлений. Встречается в продуктах контактового и регионального метаморфизма глинистых пород – роговиках, кристаллических сланцах, гнейсах. В силлиманитовых роговиках он образуется за счет разложения биотита.

Ставролит

Ставролит – $(\text{Fe}^2, \text{Mg})_2 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_9 \text{O}_6 [\text{SiO}_4]_4 (\text{O}, \text{OH})_2$.

Химический состав минерала, по У. Диру с соавторами (1962), мас. %: SiO_2 – 26,93–28,89; TiO_2 – 0,5–1,10; Al_2O_3 – 50,14–54,16; Fe_2O_3 – 0,84–4,96; FeO – 3,42–13,9; MnO – 0,04–0,42; MgO – 2,09–3,44; CaO – до 0,29; H_2O^+ – 1,19–2,47. В минерале отмечаются примеси Ni, Co и Zn, изоморфно замещающие Fe^{2+} . Моноклинный (псевдоромбический). Цвет красновато-бурый до буровато-черного. Черта белая. Блеск стеклянный. Кристаллы обычно имеют вид коротких толстых призм. Очень характерны крестообразные срастания. Спайность несовершенная в одном направлении по (010). Плотность 3,74–3,83. Твердость 7,5.

В шлифе желтый, отчетливо плеохроирующий: по N_g – ярко-желтый, по N_p – бледно-желтый, бесцветный. Образует удлиненные разрезы, в поперечном сечении – шестигранные и неправильные зерна с ситовидной структурой. Рельеф VI группы ($n_g = 1,716-1,752$; $n_m = 1,745-1,753$; $n_p = 1,739-1,747$). Цвета интерференции до оранжево-желтого первого порядка, $n_g - n_p = 0,012-0,014$. Погасание прямое. Удлинение положительное. Оптически двуосный, положительный, $2 V_{N_g} = 82-88^\circ$. Обычно образует порфиробласты с обильными включениями минералов основной ткани (кварца, рудных, рутила) (рис. 2.13). Может быть похожим на желтый турмалин (дравит) и везувиан. Турмалин имеет отрицательное удлинение и поперечную отдельность. Везувиан в скрещенных николях имеет пятнистую аномальную интерференционную окраску и плохо выраженную спайность.

Ставролит при регрессивном метаморфизме превращается в хлоритоид, к химическому выветриванию устойчив и поэтому встречается в обломочных породах.

Легко диагностируется благодаря желтой окраске и наличию крестообразных двойников.

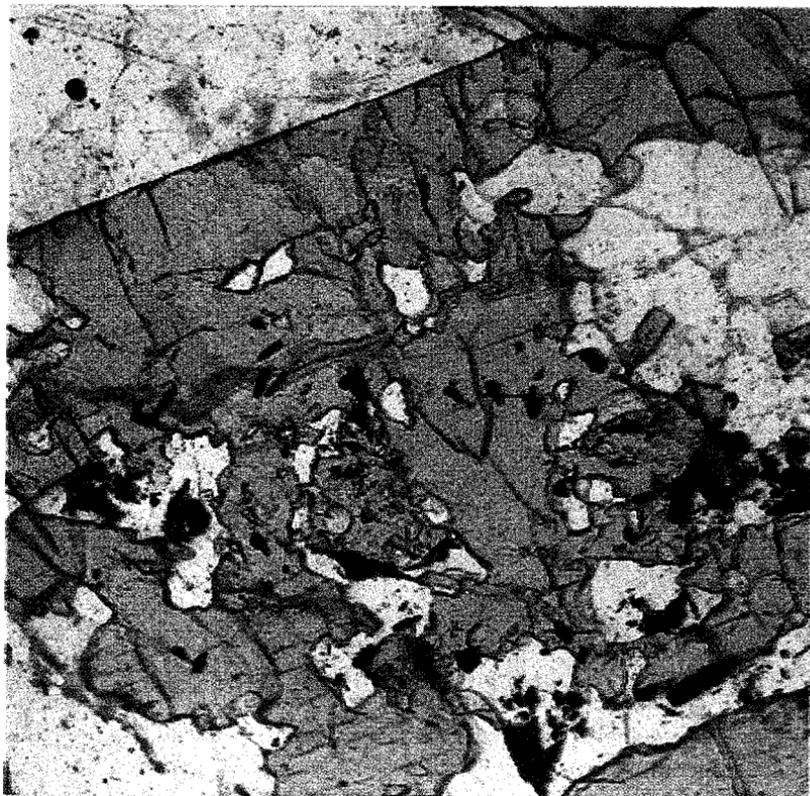


Рис. 2.13. Николи «-». Пойкилобласт ставролита в кристаллическом сланце

Типичен для регионально метаморфизованных, высокоглиноземистых, бедных кальцием глинистых пород средней ступени метаморфизма. Ассоциирует с гранатом, мусковитом, биотитом.

Кордиерит

Кордиерит – $\text{Al}_3(\text{Mg,Fe}^{+2})_2[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$ (табл. 2.13). Ромбический. Бесцветный или окрашенный в синие, фиолетовые и желтоватые цвета. Блеск стеклянный. Обычно образует сплошные массы или зерна неправильной формы. Спайность несовершенная. Излом раковистый. Плотность 2,53–2,78. Твердость 7–7,5.

Таблица 2.13. Химический состав кордиерита
(по данным У. Дира с соавторами, 1962)

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO_2	49,46	50,15	47,96	47,69	47,88	46,69
TiO_2	0,01	0,38	0,00	Сл.	0,00	0,34
Al_2O_3	33,58	33,07	31,52	32,52	32,40	32,00
Fe_2O_3	0,14	1,52	1,03	0,63	0,64	0,39
FeO	2,12	2,22	3,24	8,04	9,65	12,04
MnO	0,08	0,12	1,09	0,04	0,10	0,09
MgO	12,06	11,01	12,16	7,56	6,94	5,91
CaO	0,03	0,29	-	0,52	0,08	0,18
Na_2O	0,14	0,14	0,33	0,53	0,23	0,28
K_2O	0,30	0,08	Сл.	0,42	0,07	0,16
H_2O^+	1,71	1,37	2,80	1,85	1,92	1,95
H_2O^-	0,10	0,09	-	0,55	0,24	-
Сумма	99,73	100,44	100,13	100,35	100,15	100,03

Примечание. Названия кордиеритсодержащих пород: 1 – кянит-силлиманит-андалузит-кордиеритовый сланец; 2 – кордиерит-антофиллитовый гнейс; 3 – кордиерит-гранат-биотит-магнетитовый гнейс; 4 – глинистый роговик; 5 – кинцит; 6 – кордиерит-гранат-биотитовый роговик.

В шлифе бесцветный. Рельеф III группы ($n_g = 1,543$; $n_m = 1,539$; $n_p = 1,534$). Цвета интерференции белые, $n_g - n_p = 0,009$. Оптически двусосный, отрицательный, $2 V_N = 65-85^\circ$. Иногда встречаются полисинтетические двойники (рис. 2.14) в виде параллельных полосок (похожие на плаггиоклазовые), а также секториальные тройники и шестерники. Включения мелких зерен минералов (циркона, ортита, монацита), содержащих радиоактивные элементы, вызывают в кордиерите образование лимонно-желтых плеохроических ореолов. Плеохроичные дворники являются важным диагностическим признаком кордиерита. При отсутствии типичных признаков может быть принят за кварц или плаггиоклаз. Легко изменяется с образованием агрегатов тонколистовой слюды, хлорита, талька или изотропного вещества. Агрегатные псевдоморфозы серицита с примесью хлорита, серпентина и окислов железа называются *пинитом*. Ок-

раска пинита бледно-зеленовато-желтая, хорошо запоминающаяся, является диагностическим признаком кордиерита. При выветривании кордиерит переходит в глинистые минералы.

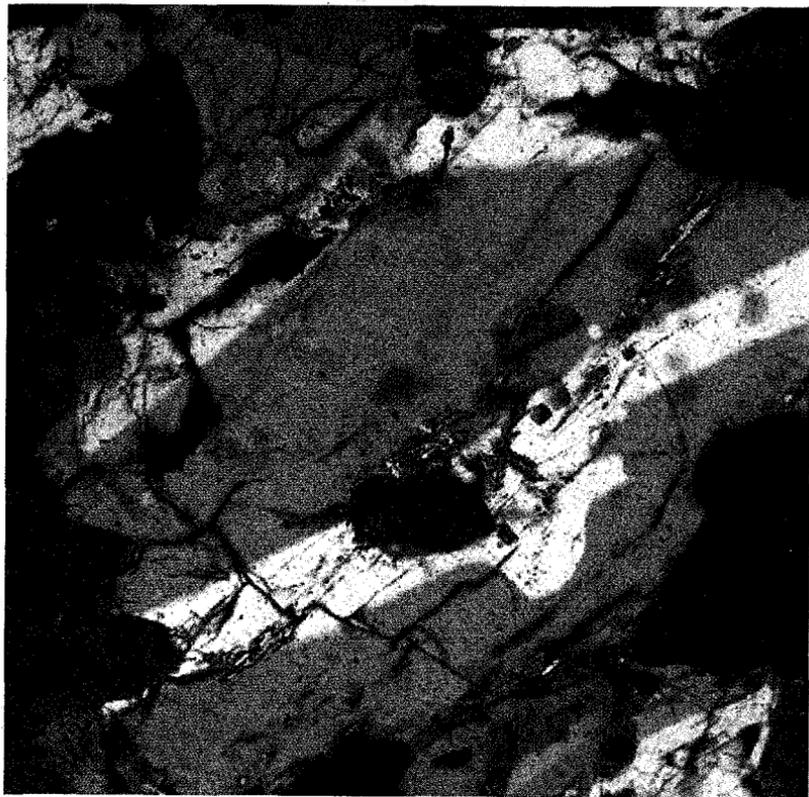


Рис. 2.14. Николи «+». Кордиеритовый гнейс. Секториальные сростки и полисинтетические двойники кордиерита. В минерале видны плеохроичные дворики

Диагностика кордиерита сложна, т.к. этот минерал, если он не сдвойникован, очень похож на кварц, а если имеет параллельные полисинтетические двойники, то – на плагиоклаз. От кварца отличается двусосностью, от плагиоклаза – продуктами изменения, несовершенной спайностью.

Кордиерит – минерал, характерный для контактового и регионального высокотемпературного метаморфизма. В роговиках образуется

за счет метаморфизма глинистых и песчано-глинистых пород в ассоциации с андалузитом, гранатом, биотитом, где обычно имеет ситовидное

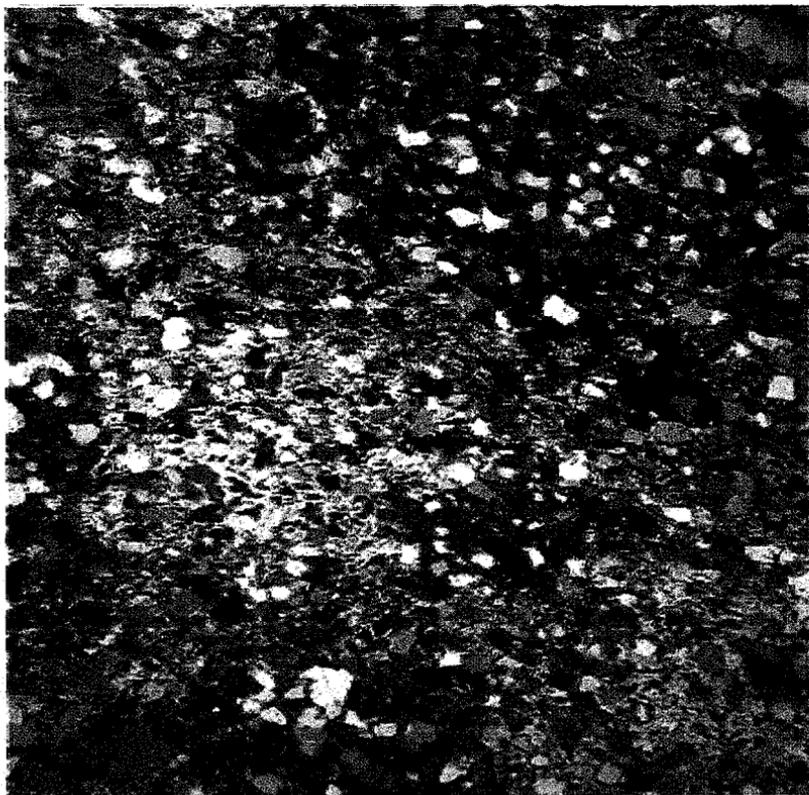


Рис. 2.15. Николи «+». Кордиеритовый роговик. Ситовидный кордиерит строение зерен (рис. 2.15). В кристаллических сланцах, гнейсах и гранулитах преобладают зерна с полисинтетическими двойниками, плеохроичными двориками и пинитом.

Лавсонит

Лавсонит — $\text{CaAl}_2(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{H}_2\text{O}$. Концентрации петрогенных оксидов, по данным У. Диры с соавторами (1962), в минерале из роговика составляют, мас. %: SiO_2 — 38,81; TiO_2 — 0,12; Al_2O_3 — 32,02; Fe_2O_3 — 0,21; FeO — 0,28; MnO — 0,16; MgO — 0,16; CaO — 17,81; Na_2O — 0,18; K_2O — 0,21; H_2O^+ — 10,67; H_2O^- — 0,36.

Ромбический. Образует пластинчатые, таблитчатые, волокнистые и зернистые агрегаты. Плотность 3,09. Твердость 6. Плеохроирует от бесцветного по N_g до синего по N_p в толстых шлифах, бесцветный в шлифах нормальной толщины. Спайность совершенная по (100) и (010). Рельеф VI группы ($n_g = 1,684-1,686$; $n_m = 1,674-1,675$; $n_p = 1,665$), $n_g - n_p = 0,019-0,021$. Оптически двуосный, положительный, $2 V_{N_g} = 62-87^\circ$. В шлифах имеет идиоморфные ромбические, квадратные и прямоугольные сечения. Удлинение отрицательное. Часто образует простые и полисинтетические двойники, перекрещивающиеся под углом 67° . Лавсонит характерен для пород динамотермального метаморфизма высоких давлений. Постоянный минерал жадеит-лавсонит-глаукофановых сланцев.

Спуррит

Спуррит – $\text{Ca}_5[\text{CO}_3(\text{SiO}_4)_2]$. Моноклинный. Образует пластинчатые кристаллы и зернистые агрегаты, бесцветные или светло-серые. Спайность совершенная по (001). Плотность 3,01. Твердость 5. Рельеф VI группы ($n_g = 1,681$; $n_m = 1,676$; $n_p = 1,641$), $n_g - n_p = 0,040$. Оптически двуосный, отрицательный, $2 V_{N_p} = 40^\circ$. Угол погасания с $N_g = 22^\circ$. В шлифе часто наблюдаются полисинтетические двойники.

Образуеться только в условиях низких давлений и очень высоких температур, что возможно в непосредственных контактах с гипабиссальными интрузиями и лавами основного состава.

Мервинит

Мервинит – $\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2$. Моноклинный. Обычно выделяется в виде пластинчатых кристаллов. Бесцветный. Плотность 3,15. Твердость 6. Обычны полисинтетические двойники. Рельеф VI группы ($n_g = 1,718$; $n_m = 1,711$; $n_p = 1,708$), $n_g - n_p = 0,010$. Оптически двуосный, положительный, $2 V_{N_g} = 66^\circ$. Угол погасания с $N_p = 36^\circ$. Мервинит образуеться в таких же условиях, как и спуррит.

Группа граната

Эта группа состоит из двух изоморфных рядов: альмадинового ($\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn}$) $_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (пироп, альмандин, спессартин) и андрадитового $\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}^{+3}, \text{Cr})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (уваровит, гроссуляр, андрадит).

Гранаты характерны преимущественно для метаморфических пород, но иногда встречаются в гранитах, пегматитах, кислых эффузивах и в обломочных осадочных породах. В табл. 2.14 приведены средние количественные соотношения пяти главных компонентов граната, вычисленные Райтом (1938).

Таблица 2.14. Средние количества пяти главных компонентов гранатов в породах различных типов

Тип породы	Аль-мандин	Андрадит	Гроссуляр	Пироп	Спессартин
Пегматиты	41,8	-	-	-	47,1
Граниты	56,8	-	-	-	36,0
Контактно-измененные силикатные породы	56,4	-	-	-	30,7
Кристаллические сланцы:					
биотитовые	73,0	-	6,0	13,8	-
амфиболовые	53,6	-	20,7	20,3	-
Эклогиты	18,5	-	39,1	37,4	-
Кимберлиты и перидотиты	13,4	-	9,0	72,3	-
Различные основные породы	34,4	15,6	28,7	20,7	-
Известковистые контактные породы	-	40,8	51,5	-	-

Химические анализы гранатов из некоторых гранатосодержащих метаморфических пород приведены в табл. 2.15.

Таблица 2.15. Химический состав гранатов из метаморфических пород

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	37,39	36,59	37,33	37,26	38,26	36,99	37,71	37,39
TiO ₂	0,16	1,68	0,02	0,54	0,00	0,28	0,08	0,44
Al ₂ O ₃	20,72	22,42	20,96	20,12	19,93	7,64	20,92	21,02
Fe ₂ O ₃	0,83	0,04	0,68	2,60	4,87	19,22	0,05	6,96
FeO	36,37	32,11	30,58	25,18	20,40	1,65	34,82	24,0
MnO	0,86	1,42	2,19	0,92	0,04	0,46	0,92	0,10
MgO	3,85	5,41	1,25	2,96	3,94	-	3,64	1,45
CaO	0,41	0,54	7,05	9,83	12,02	34,91	0,98	8,90
Сумма	100,59	100,21	100,06	99,41	99,46	99,03	99,12	100,26

Примечание. Названия пород, содержащих гранат: 1 – гранат-хлоритовый сланец; 2 – гранат-биотит-силлиманитовый гнейс; 3 – пироксеновый гранулит; 4 – эклогит; 5 – глаукофановый сланец; 6 – скарн гранат-пироксеновый; 7 – силикатный мрамор; 8 – эвлизит.

Все гранаты кристаллизуются в кубической сингонии, образуя идиоморфные обычно ромбодекаэдрические кристаллы или неправильные изометричные зерна, лишенные спайности. Микроскопически легко узнаются по характерному облику кристаллов, жирному блеску, высокой твердости. Гранаты окрашены в красноватые, бурые, зеленые цвета (табл. 2.16).

Таблица 2.16. Основные свойства гранатов

Гранаты	Плотность, г/см ³	Показатель преломления	Цвет	
			в образце	в шлифе
Альмандин	4,318	1,830	Сиреневый	Светло-розовый
Пироп	3,582	1,714	Темно-красный	Розовый
Спессартин	4,190	1,800	Темно-красный, оранжево-желтый	Бледно-желтый
Андрадит	3,859	1,887	Желто-зеленоватый, коричневый	Желтовато- зеленый
Уваровит	3,900	1,860	Изумрудно-зеленый	Зеленый
Гроссуляр	3,594	1,734	Светло-зеленый	Бесцветный

В шлифах гранаты образуют идиобласты, пойкилобласты и нередко имеют ситовидное строение. Рельеф высокий – VII группы. Гранаты изотропны, кроме разностей андрадит-гроссулярового ряда, которые могут быть аномально анизотропными, обнаруживая темно-серые цвета интерференции и сложные секториальные двойники (рис. 2.16).

Метаморфические гранаты являются поликомпонентной твердой смесью, в составе которой присутствуют альмандин, спессартин, пироп, гроссуляр и андрадит.

Состав граната зависит от состава исходной породы и от фациальных условий метаморфизма.

Железо-магnezиальные гранаты – альмандин и особенно пироп – наиболее высокотемпературные минералы кристаллических сланцев, образующихся при региональном метаморфизме глинистых пород в условиях средних и высоких давлений. Содержание альмандина в большинстве пород составляет 95–50 %. Концентрации пиропового минала являются индикатором изменения температуры и давления кристаллизации граната. Для низко- и среднетемпературных условий метаморфизма содержание MgO в гранате не превышает 3–4 %. Увеличение пиропового минала в гранате отражает повышение температуры и (или) давления. Содержание пироба в гранате иногда достигает 40–50 % (в условиях

очень высоких температур и (или) давлений). Марганцевый гранат (спес-сартин) устойчив в наиболее низкотемпературных условиях регионального метаморфизма, но иногда отмечается в скарнах, образующихся при сравнительно низких давлениях. Наиболее характерны для скарнов кальциевые гранаты андрадит-гроссулярового ряда.

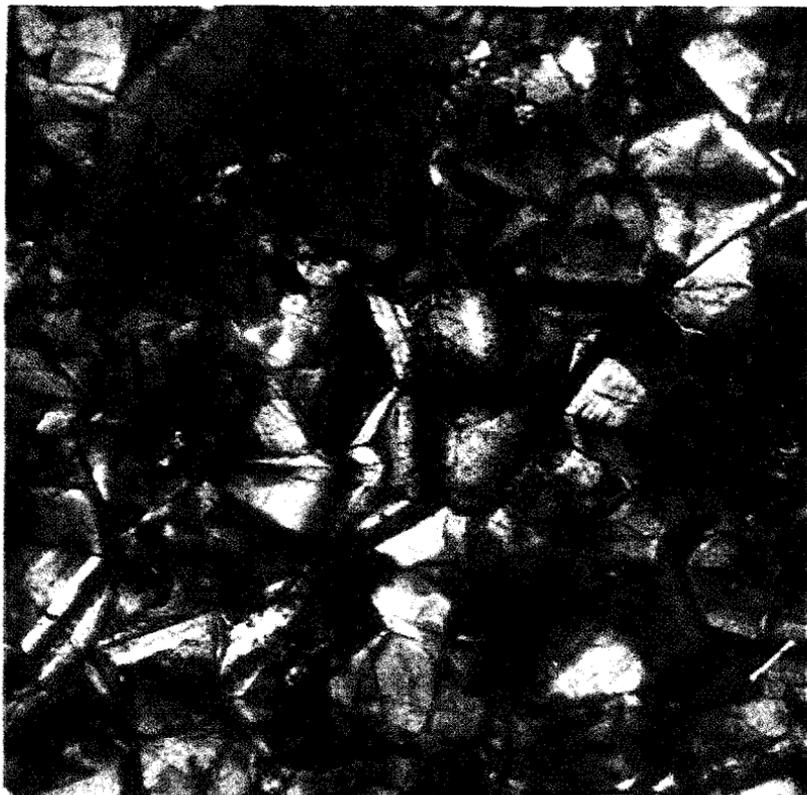


Рис. 2.16. Николи «+». Гранатовый скарн. Сложные секториальные двойники аномального граната гроссуляр-андрадитового состава

В метапелитах бедных кальцием содержание CaO в гранатах обычно не превышает 4 %, возрастающая в случае повышенных давлений при метаморфизме. В метабазах, содержащих 5–12 % CaO , доля гроссуляра обычно составляет 20–30 %.

Гранаты существенно гроссулярового состава встречаются в силикатных мраморах, залегающих среди регионально метаморфизованных пород.

Везувиан

Везувиан – $\text{Ca}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{SiO}_4](\text{OH}, \text{F})_4$ (табл. 2.17). Тетрагональный. Везувиан образует короткопризматические кристаллы, шестоватые или радиально-лучистые агрегаты и сплошные зернистые массы. Цвет желтый, зеленый, бурый. Блеск стеклянный. Спайность несовершенная. Излом неровный или раковистый. Хрупкий. Плотность 3,33-3,43. Твердость 6-7.

Т а б л и ц а 2.17. Химический состав везувиана из скарнов

№№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O	F
1	36,19	-	13,36	4,15	2,15	4,48	2,42	32,02	1,03	3,22
2	37,02	0,80	10,14	7,80	3,96	0,10	3,05	36,50	1,24	-
3	36,61	-	16,67	3,31	-	3,28	2,87	33,64	0,68	0,91

В шлифе бесцветный, желтоватый, зеленоватый. Рельеф VI группы ($n_e = 1,700-1,746$; $n_o = 1,703-1,752$). Интерференционная окраска аномальная густо-синяя, оливково-зеленая, буровато-сиреневая, часто распределяющаяся в зернах зонально или пятнами, $n_o - n_e = 0,001-0,008$. Оптический знак может меняться в пределах зерна. Удлинение совпадает с оптическим знаком минерала, иногда аномально двуосный, $2V_{Np} = 17-33^\circ$.

Везувиан имеет сходство с гроссуляром, андалузитом, эпидотом и цоизитом. Для везувиана характерны квадратные зонально окрашенные кристаллы, высокий рельеф и низкое двупреломление. У похожего эпидота высокое двупреломление, у цоизита проявлена спайность, а у везувиана она отсутствует. Похожий на везувиан андалузит имеет меньшие показатели преломления и более высокое двупреломление. Везувиан иногда трудно отличить от гроссуляра. Различают эти минералы по редко встречающейся форме хорошо образованных кристаллов и более высокому показателю преломления у гроссуляра. Большое сходство, вплоть до аномального двупреломления, везувиан обнаруживает с гидrogроссуляром. Везувиан хорошо диагностируется по аномальным интерференционным цветам и сильной дисперсии. Аномальные окраски подчеркивают типичную для везувиана зональность. Гидрогроссуляр ассоциирует с гроссуляром, андрадитом, цеолитами, ксонотлитом. При отсутствии уверенности в диагностике необходимы микронзондовые либо рентгеноструктурные исследования.

Везувиан распространен преимущественно в контактово-метаморфизованных силикатно-карбонатных породах, особенно в скарнах.

Волластонит

Волластонит – $\text{Ca}[\text{SiO}_3]$. Триклинный. Образует таблитчатые или призматические кристаллы, радиально-лучистые, шестоватые или волокнистые агрегаты (рис. 2.17). Цвет белый с сероватым оттенком. Спайность совершенная по (100) и средняя по (001) с углом около 84° . Блеск стеклянный. Плотность 2,87–3,09. Твердость 4,5–5.



Рис. 2.17. Николитов. Метельчатый агрегат игольчатого волластонита в гранат-волластонитовом скарне

В шлифе бесцветный. Рельеф V группы ($n_g = 1,631\text{--}1,653$; $n_m = 1,628\text{--}1,650$; $n_p = 1,616\text{--}1,640$). Цвета интерференции до желто-оранжевых первого порядка, $n_g - n_p = 0,015\text{--}0,013$. В удлинённых разрезах угол погасания $28\text{--}34^\circ$. Знак удлинения может быть отрицательным и положительным. Оптически двуосный, отрицательный; $2 V_N = 42\text{--}36^\circ$. При регрессивных преобразованиях переходит в кварц-кальцитовый агрегат либо в ксонотлит.

Имеет сходство с тремолитом, от которого отличается более низким двупреломлением и меньшим углом оптических осей. У тремолита знак главной зоны положительный, а у волластонита может быть отрицательным и положительным.

Волластонит – минерал, образующийся в условиях контактово-термального метаморфизма карбонатных пород с примесью кремнистых минералов.

Группа пироксенов

В метаморфических породах встречаются ромбические и моноклинные пироксены. Ромбические пироксены, образующие изоморфную серию $Mg_2Si_2O_6$ (энстатит) – $Fe_2Si_2O_6$ (ферросилит), являются индикаторами высоких температур метаморфизма. Моноклинные пироксены более широко распространены в метаморфических породах, чем ортопироксены. Среди клинопироксенов различают кальциевые (диопсид – геденбергит) и натриевые (эгирин, жадеит, омфацит). В кристаллических сланцах, гнейсах и скарнах распространены пироксены диопсид-геденбергитового ряда.

Пироксены изоморфной серии $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6 - NaAlSi_2O_6$ типичны для глаукофановых сланцев, эклогитов и жадеититов, являющихся продуктами метаморфизма высоких давлений. Жадеит отмечается в низкотемпературных высокobarических породах, а омфацит (изоморфная жадеит-диопсид-геденбергитовая смесь) – в эклогитах – высокотемпературных породах высоких давлений.

Ромбические пироксены

Магнезиально-железистые пироксены $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$ главное распространение в природе имеют как ортопироксены и очень редки в моноклинной модификации.

Ортопироксены встречаются в виде различной крупности зерен, порфиروبласт, пойкилобласт и неправильных выделений. Их зерна могут быть изометричны, но чаще вытянуты по оси *c*.

Диагностические свойства конечных членов ортопироксенового ряда представлены в табл. 2.18.

Промежуточные члены ряда – бронзит (Fs_{12-30}), гиперстен (Fs_{30-50}), феррогиперстен (Fs_{50-70}), эвлит (Fs_{70-88}). Они, в отличие от крайних членов, оптически отрицательны с минимальным $2V$ около 50° для состава Fs_{50} .

Интенсивность окраски и плеохроизма повышается с увеличением содержания ферросилитовой молекулы. Предполагается, что интенсивность окраски зависит от концентрации Fe^{3+} и Ti в железистых членах ряда.

Таблица 2.18. Диагностические свойства ортопироксенов

Свойства	Энстатит (Fs ₀₋₁₂)	Ферросилит (Fs ₈₈₋₁₀₀)
n_p	1,650–1,662	1,755–1,768
n_m	1,653–1,671	1,763–1,770
n_o	1,657–1,680	1,772–1,788
$n_o - n_m$	0,007–0,011	0,018–0,020
(+) $2V$	55–90°	90–55°
Дисперсия	$r < v$, слабая до умеренной	$r < v$, сильная
Ориентировка	$N_p = [010]$; <i>н. о. о.</i> (100)	
Спайность	По (210) совершенная, отдельность по (100) и (010). Тонкое полисинтетическое двойникование иногда отмечается по плоскости (100). Углы погасания между двойниковыми пластинами достигают нескольких градусов	
Цвет	Бесцветный	Красноватый и зеленоватый
Плеохроизм	Отсутствует	По N_p – светлый красновато-бурый, красновато-фиолетовый, розовый; по N_m – светлый зеленовато-бурый, светло-бурый, желтый; по N_g – светло-зеленый, дымчато-зеленый, зеленый

Химический состав ромбических пироксенов приведен в табл. 2.19. Повышенные концентрации Al_2O_3 обнаруживаются в высокоглиноземистых породах, в ассоциации с силлиманитом.

Таблица 2.19. Химический состав ортопироксенов

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	58,50	53,37	51,90	47,30	47,40	50,1
TiO ₂	-	0,51	0,07	0,63	0,05	-
Al ₂ O ₃	0,86	1,86	0,14	10,81	1,47	0,2
Fe ₂ O ₃	0,57	1,61	0,25	7,80	0,46	2,4
FeO	0,21	12,96	22,99	9,20	35,39	31,8
MnO	0,04	0,43	0,64	0,03	6,29	0,37
MgO	37,67	27,33	22,18	23,60	7,02	13,1
CaO	0,50	1,85	0,74	0,28	0,88	2,2
Na ₂ O	0,11	0,08	0,17	-	-	0,08
K ₂ O	-	0,01	-	-	-	0,03
H ₂ O	1,02	0,03	1,06	-	0,72	-
Сумма	99,48	100,04	100,14	99,65	99,68	100,28

Примечание: 1 – энстатит из магнезиального скарна; 2 – бронзит из оливинового гранулит; 3–6 – гиперстены (3 – из кислого чарнокита, 4 – из высокоглиноземистых пород в ассоциации с кордиеритом и сапфирином, 5 – из эвлизита гранулитовой фации, 6 – из железистой породы амфиболитовой фации).

Принадлежность минерала к пироксенам определяется по рельефу и спайности, пересекающейся под углом 87° . Прямое погасание, низкое или среднее двупреломление (до 0,020) и характерный плеохроизм (для железистых разновидностей) указывают на ортопироксен. Следует помнить, что в косых сечениях по отношению к спайности или поперечных двум системам спайности погасание будет косым. Для измерения угла погасания необходимо выбирать зерна с четкими следами спайности. При диагностике минерала полезны измерения угла $2V$ и дисперсии оптических осей.

От клинопироксенов ортопироксены отличаются прямым погасанием и меньшим двупреломлением. От амфиболов, особенно ромбических, ортопироксены отличаются углом между спайностями. У похожего кианита косое погасание и угол между спайностями 74° .

Ортопироксены замещаются ромбическими амфиболами, куммингтонитом, серпентином, тальком и диопсидом.

Ромбические пироксены типичны для метапелитовых и метабазитовых гнейсов и сланцев гранулитовой фации метаморфизма. В железистых кварцитах и эвлизитах ортопироксен развит в ассоциациях гранулитовой и амфиболитовой фаций.

В породах эпидот-амфиболитовой фации ортопироксен может встречаться только как реликтовый минерал.

Энстатит в ассоциации со шпинелью наблюдается в скарнах, развитых по магнетитам.

Моноклинные пироксены

Клинопироксены являются типоморфными минералами высокотемпературных метаморфических пород различного состава. По составу среди моноклиновых пироксенов выделяются:

1. Магнезиально-железистые клинопироксены, являющиеся полиморфами ортопироксенов. Они встречаются редко, обнаруживаются в метеоритах, синтетических шлаках, продуктах пирометаморфизма.

2. Известковистые клинопироксены, включающие ряд диопсида-геденбергита, серию авгита и фассаит.

3. Натровые пироксены, характерные минералы для метаморфических пород высоких давлений. К ним относятся жадеит и омфациит. Эгирин – обычный минерал щелочных метасоматитов.

Известковистые пироксены широко распространены в магматических, метаморфических и метасоматических породах. Химический состав и оптические свойства диопсида, геденбергита, авгита и фассаита приведены в табл. 2.20, 2.21.

Таблица 2.20. Химический состав известковистых пироксенов

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,96	51,65	46,98	48,40	50,09	47,32
TiO ₂	0,80	0,17	0,07	0,27	0,30	-
Al ₂ O ₃	2,18	2,13	2,10	3,95	2,86	7,27
Fe ₂ O ₃	1,43	1,44	3,95	3,90	1,32	2,34
FeO	8,85	7,04	24,32	10,52	14,09	0,73
MnO	0,21	0,26	0,06	0,39	0,24	-
MgO	14,49	14,70	1,60	8,92	10,51	17,16
CaO	20,25	21,60	21,70	23,20	20,11	25,56
Na ₂ O	-	0,25	0,23	0,46	0,39	-
K ₂ O	-	-	0,04	0,02	0,18	-
H ₂ O	-	1,02	-	0,20	0,10	-
Сумма	100,17	100,26	101,05	100,23	100,19	100,38

Примечание: 1 – диопсид из гранулита; 2 – диопсид из чарнокита; 3 – геденбергит из эвлизита; 4 – салит из скарна; 5 – авгит из гиперстенового гранулита; 6 – фассаит из пироксен-шпинелевого скарна.

Таблица 2.21. Оптические свойства известковистых пироксенов

Свойства	Диопсид – геденбергит	Авгит	Фассаит
n_p	1,664–1,732	1,673–1,735	1,695–1,710
n_m	1,672–1,730	1,678–1,745	1,690–1,720
n_e	1,694–1,757	1,704–1,766	1,710–1,740
$n_e - n_p$	0,030–0,025	0,018–0,033	0,024–0,031
(+) $2V$	50–60 – 52–62°	25–62°	23–55°
Дисперсия	$r > v$, от слабой до сильной	$r > v$, слабая	$r > v$, сильная
$c: N_g$	38–46 – 47–48°	39–47°	32–54°
Ориентировка эллипсоида	$N_m = b$; пл. о.о. (010)	$N_m = b$; пл. о.о. (010)	$N_m = b$; пл. о.о. (010)
Цвет в шлифе и плеохроизм	От бесцветного до слабо буровато-зеленого	От бесцветного до буроватого и зеленоватого, по N_g – зеленоватый, по N_m и N_p – бесцветный или розовый	Бесцветный, иногда светло-зеленый по N_p и N_g , а по N_m – светло-желто-зеленый

Диопсид – геденбергит – $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6] - \text{CaFe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (табл. 2.21). Промежуточные члены ряда называются салитами и ферросалитами.

Встречается в породах в зернистых массах, состоящих из короткопризматических кристаллов. Минерал в шлифе бесцветный, железистые

разновидности зеленоватые. Хорошо выражена пироксеновая спайность, иногда проявлена диаалоговая отдельность параллельная (100). Она обусловлена вростками примесных минералов и очень схожа со спайностью. Угол между отдельностью (100) и спайностью (110) составляет около 54° , напомним сечение амфибола.

Цвета интерференции до желтого второго порядка. Отмечаются простые и полисинтетические двойники.

Принадлежность к пироксенам устанавливается несложно. От ромбических пироксенов отличается по косому погасанию и высокому двупреломлению. Необходимо иметь в виду, что у диопсида в сечении (100) прямое погасание. От авгита диопсид отличается по признаку, который подметил В.Н. Лодочников. В сечении с двумя спайностями, перпендикулярном удлинению, авгит имеет сечение в форме равностороннего восьмиугольника, а диопсид характеризуется более длинными гранями пинакоидов (100) и (010) и четырьмя короткими гранями призмы (110).

Пироксены ряда диопсид – геденбергит наиболее типичны для известковых скарнов, чистый диопсид характерен для постмагматических магнезиальных скарнов. Диопсиды и салиты встречаются в метаморфических карбонатно-силикатных породах, а геденбергит – в эвлизитах. Диопсид обычен для кислых пироксеновых гнейсов и чарнокитов.

Авгит – $(Ca, Mg, Fe^{2+}, Na)(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+})[Si, Al]_2O_6$. По химическому составу авгиты представляют собой смесь пироксенов: диопсид-геденбергит + магнезиально-железистый клинопироксен $\pm Ca(Al, Fe^{3+})_2SiO_6$ (молекула Чермака) \pm натровый пироксен. По сравнению с диопсид-геденбергитом авгит всегда недосыщен кальцием (0,36-0,87 форм. ед.) (см. табл. 2.20).

Макроскопически авгит имеет черную окраску и сильный блеск на плоскостях спайности, за счет чего получил свое название (греч. *ауге* – блеск).

В шлифе метаморфические авгиты бесцветны, иногда слабо окрашены в буроватые или зеленоватые цвета, с весьма слабым плеохроизмом (см. табл. 2.21).

При регрессивных преобразованиях замещается роговой обманкой, актинолитом, хлоритом.

По оптическим свойствам авгит трудно отличим от диопсида и фассаита.

Авгит наиболее характерен для магматических пород, в метаморфических породах отмечен в гранулитовой фации – гранулитах, эндербитах, чарнокитах.

Натровые пироксены представлены эгирином, жадеитом и омфацитом. Они распространены меньше, чем известковистые, но играют важное петрологическое значение.

Эгирин ($\text{NaFe}^{3+} \text{Si}_2\text{O}_6$). Химический состав минерала из железистого кварцита, мас. %: SiO_2 – 53,67; TiO_2 – 0,09; Al_2O_3 – 0,83; Fe_2O_3 – 21,54; FeO – 1,84; MnO – 0,06; MgO – 5,51; CaO – 8,34; Na_2O – 8,42; K_2O – 0,07; H_2O – 0,1.

Минерал образует удлиненно призматические и игольчатые зерна и их агрегаты.

Для чистого эгирина $n_p = 1,776$; $n_m = 1,820$; $n_g = 1,836$; $n_g - n_p = 0,060$; $-2V = 60^\circ$; дисперсия умеренная до сильной, $r > v$; $c:N_p = 0-10^\circ$. В переходных разновидностях к авгиту оптические свойства плавно изменяются. Окраска по N_p и N_m темно-зеленая и по N_g желтовато-бурая.

Эгирин отличается от ферриавгита и феррифассаита отрицательным углом $2V$, отрицательным удлинением при малом угле погасания. Эгирин-авгиты имеют больший, чем у авгитов, $+2V$ и меньший угол $c:N_p$.

От амфиболов эгирин отличается пироксеновой спайностью, отрицательным удлинением, очень высоким рельефом. От железистых эпидотов эгирин отличается более интенсивной окраской, сильным дву-преломлением, ориентировкой плоскости оптических осей. У эпидота аномальная интерференционная окраска.

Похожий на эгирин турмалин является одноосным минералом.

Эгирин – типичный минерал фенитов и железистых кварцитов. Он отмечается в эклогитах как поздний минерал.

Омфацит – (Ca, Na) ($\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}$) [Si_2O_6]. Химический состав минерала из эклогита, мас. %: SiO_2 – 54,03; TiO_2 – 0,54; Al_2O_3 – 11,54; Fe_2O_3 – 5,62; FeO – 4,09; MnO – 0,05; MgO – 5,13; CaO – 11,82; Na_2O – 6,81; K_2O – 0,2; H_2O – 0,29. Омфацит – моноклинный пироксен зеленого цвета, содержащий значительное количество жадеита, диопсида, геденбергита, чермакитовой молекулы и акмита. Химические составы этих компонентов: $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$, $\text{CaAl}(\text{SiAl})\text{O}_6$ и $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$. Содержание акмита обычно не превышает 15 мол. %. Для омфацита характерны следующие соотношения минералообразующих элементов: $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca}) = 0,2\div 0,8$; $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe}^{3+}) > 0,5$. Выделяется омфацит в виде короткопризматических кристаллов и зернистых агрегатов. Спайность совершенная по (110). В поперечных сечениях угол между спайностями близок к 90° . Плотность 3,31. Твердость 5-6. Плеохроирует от бесцветного по N_g до слегка зеленоватого по N_p . Рельеф VI группы ($n_g = 1,688-1,718$; $n_m = 1,670-1,700$; $n_p = 1,662-1,691$), $n_g - n_p = 0,018-0,027$. Оптически двуосный, положительный, $2V_{N_g} = 58-83^\circ$. Угол погасания $cN_g = 36-48$. Учитывая исключительность парагенезиса с пироповым

гранатом и рутилом в эклогитах (рис. 2.18), он сравнительно легко диагностируется.

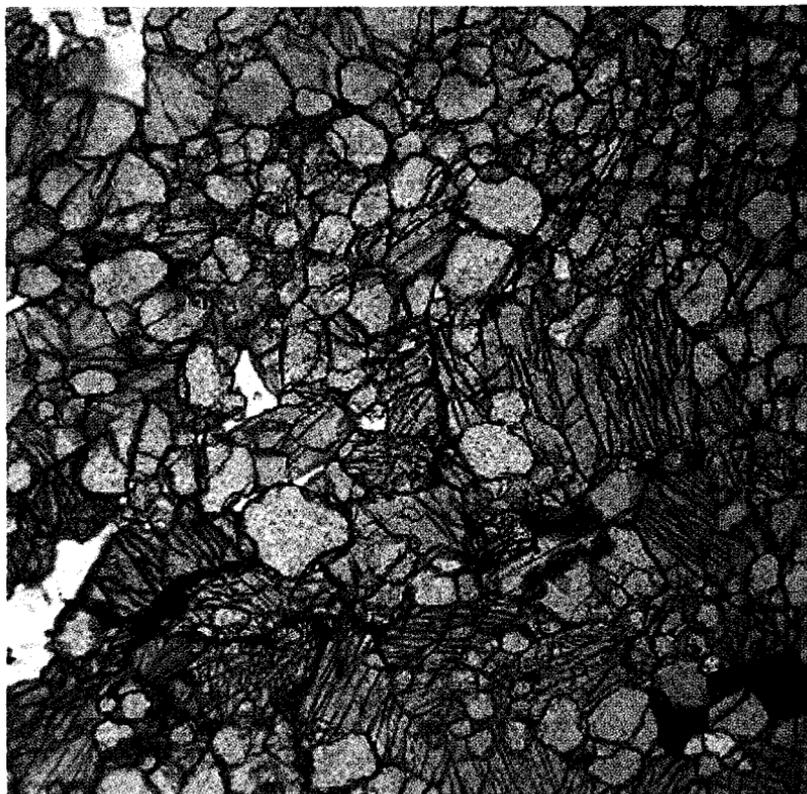


Рис. 2.18. Николи «-». Эклогит. Бледно-зеленый – омфациит, розовый – пироп, темно-коричневый – рутил, бесцветный – кварц

Образуется в условиях регионального метаморфизма высоких давлений. Встречается в эклогитах и дистеновых сланцах.

Жадеит – $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Химический состав минерала из альбит-глаукофан-акмитового сланца, мас. %: SiO_2 – 59,38; TiO_2 – 0,04; Al_2O_3 – 25,82; Fe_2O_3 – 0,45; MgO – 0,12; CaO – 0,13; Na_2O – 13,40; K_2O – 0,02; H_2O – 0,38. Моноклинный. Кристаллы жадеита встречаются редко, в виде тонкошестоватых, волокнистых и спутанно-волокнистых агрегатов. Минерал с характерной для пироксенов спайностью по (110) под углом 87° . В шлифе бесцветный, в разностях, переходных к эгирину, имеет зеленый

цвет. Плотность 3,33. Твердость 6,5. Рельеф VI группы ($n_g = 1,652-1,673$; $n_m = 1,645-1,663$; $n_p = 1,640-1,658$), $n_g - n_p = 0,012-0,13$. Оптически двуосный, положительный, $2 V'_g = 67-70^\circ$. Угол погасания в продольных сечениях $cN_g = 33-40^\circ$. Показатели преломления жадеита ниже, чем показатели преломления других пироксенов, за исключением сподумена. От него жадеит отличается более низким двупреломлением и большим углом погасания. От омфациита и фассаита жадеит отличается более низким светопреломлением и двупреломлением, а от эгирина – отсутствием окраски, большим углом погасания, низким светопреломлением и двупреломлением. От актинолита его отличает наличие пироксеновой спайности, больший угол погасания и отсутствие окраски. Регрессивные преобразования выражаются в появлении коронарных структур вокруг жадеита в кварцевой матрице. Короны состоят из альбита и глаукофана, возможно появление эгирина. В спутанно-волокнистых агрегатах похож на амфибол, от которого отличается большим углом погасания. Минерал регионально-метаморфизованных пород при условии высоких давлений. Встречается в ассоциации с глаукофаном, лавсонитом, дистеном, альбитом.

Группа амфиболов

По химическому составу выделяют железомagneзиевые, кальциево-магнезиевые и щелочные амфиболы. Состав амфиболов тесно связан с условиями их образования. Наиболее распространены в метаморфических породах роговая обманка и актинолит (кальциево-магнезиевые) с широкими вариациями химического состава. Актинолит является обычным минералом в низкотемпературных метабазах. Роговые обманки – типичные минералы метабазов среднетемпературных фракций метаморфизма (эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая фации). По мере увеличения степени метаморфизма в составе роговых обманок увеличивается содержание Al_2O_3 и TiO_2 .

В низкотемпературных породах высокобарического метаморфизма типичны глаукофан, промежуточные разновидности между глаукофаном и актинолитом (винциты), глаукофаном и рибекитом (кросситы), глаукофаном и роговой обманкой (баррузиты).

В метаморфизованных магнезиальных известняках и доломитах появляются тремолит, рихтерит и паргасит. Амфиболы куммингтонит-грюннеритового ряда (железомagneзиальные) характерны для регионально-метаморфизованных пород низких давлений и роговиков. Ромбические амфиболы (антофиллит и жедрит) отмечаются в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций, роговиках и метасоматитах.

Антофиллит – жедрит

Антофиллит – жедрит – $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$ – $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_5\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$. Ромбические. Химический состав минералов приведен в табл. 2.22.

Встречаются в метаморфических силикатных породах, бедных кальцием, но богатых магнием.

Таблица 2.22. Химический состав антофиллита и жедрита

Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	F
1	50,36	8,06	2,18	18,36	17,57	0,74	0,70	0,00	1,69	-
2	44,89	17,91	0,67	13,31	18,09	0,40	1,45	0,05	2,02	-

Примечание: 1 – антофиллит из амфиболита; 2 – жедрит из кианит-гранатового жедрита.

Окраска в шлифе бесцветная, обогащенные железом разновидности приобретают желтоватый или зеленоватый оттенок. Форма выделений – игольчатая, волокнистая, редко призмы; агрегаты метельчатые. Спайность по призме с углом 54,5°. Двойники отсутствуют. $n_p = 1,596$ – $1,694$; $n_m = 1,605$ – $1,710$; $n_g = 1,615$ – $1,722$; $n_g - n_p = 0,013$ – $0,028$; $2V = 56$ – 90° , положительный у железистых антофиллитов и магнезиальных жедритов, отрицательный у магнезиальных антофиллитов и железистых жедритов. Угол погасания прямой, удлинение положительное.

Куммингтонит – грюнерит

Куммингтонит – грюнерит – $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ – $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Моноклинные. Минералы этой серии характерны для контактово- и регионально-метаморфизованных пород. Химический

состав минералов приведен в табл. 2.23.

Окраска минералов бесцветная, железистых разновидностей – желтовато-бурая. Морфология зерен призматическая и волокнистая. $n_p = 1,635$ – $1,696$; $n_m = 1,644$ – $1,709$; $n_g = 1,655$ – $1,729$; $n_g - n_p = 0,020$ – $0,045$; $2V$ у куммингтонита $+65$ – 90° и у грюнерита -84 – 90° ; удлинение положительное, $c:N_g = 24$ – 10° , угол между трещинами спайности равен 55° . Очень часты простые и полисинтетические двойники.

Отличие куммингтонита от грюнерита осуществляется по углу погасания: у грюнерита $c:N_g$ меньше 15° , а у куммингтонита $c:N_g$ больше 15° . Похожий на куммингтонит актинолит отличается отрицательным углом $2V$, а также у актинолита меньшее светопреломление и обычно более низкое двупреломление. Иногда похожий на куммингтонит антофиллит имеет прямое погасание в разрезах зоны $\{001\}$.

Таблица 2.23. Химический состав куммингтонита и грюнерита

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,53	53,40	52,05	50,70	48,96	50,37
TiO ₂	0,31	0,00	0,60	0,31	-	-
Al ₂ O ₃	5,02	0,00	0,77	1,72	-	0,54
Fe ₂ O ₃	0,82	3,37	3,40	3,11	2,92	0,56
FeO	16,91	31,18	22,35	26,63	38,16	40,08
MnO	0,22	-	1,41	0,19	0,12	1,07
MgO	2,84	9,80	15,26	14,36	5,53	4,47
CaO	1,34	0,00	1,89	0,87	1,68	0,83
Na ₂ O	0,65	Сл.	0,21	0,60	0,13	-
K ₂ O	0,00	Сл.	0,07	0,15	0,02	-
H ₂ O	2,79	2,66	1,98	1,46	2,50	2,44

Примечание: 1–4 – куммингтониты (1 – из биотит-олигоклазового сланца, 2 – амфиболового сланца, 3 – амфиболита, 4 – гранатового амфиболита); 5, 6 – грюнериты (5 – из кварцита; 6 – джеспилита).

Куммингтонит в ассоциации с роговой обманкой встречается в амфиболитах. Грюнерит – характерный минерал в джеспилитах.

Тремолит и актинолит Тремолит и актинолит – Ca₂(Mg, Fe²⁺)₅ [Si₈O₂₂] (ОН, F)₂. Тремолит в отличие от актинолита не содержит железо (табл. 2.24).

Тремолит моноклинный. Образует длиннопризматические, игольчатые, иногда волосовидные кристаллы, вытянутые вдоль оси *c* (рис. 2.19). Цвет у тремолита белый или сероватый, у актинолита – желтовато-зеленый. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (110) под углом, характерным для всех амфиболов, равным 56°. Хрупкий. Плотность от 3,0 до 3,4. Твердость 5,5–6.

Таблица 2.24. Химический состав тремолита и актинолита, мас. %

Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O
Тремолит	59,45	0,49	0,07	0,38	25,19	11,88	-	2,27
Актинолит	54,73	1,46	9,60	0,16	17,94	12,76	1,44	2,27

В шлифе тремолит бесцветный, актинолит желтовато-зеленый различной интенсивности. Интенсивность окраски актинолита зависит от содержания железа. Рельеф V группы ($n_g = 1,624\text{--}1,670$; $n_m = 1,613\text{--}1,661$; $n_p = 1,600\text{--}1,651$). Погасание косое, 14–17°, удлинение положительное. Цвета интерференции до второго порядка, $n_g - n_p = 0,020\text{--}0,024$. Оптически двуосный, $2 V_N = 79\text{--}85^\circ$.

Тремолит очень похож на актинолит и волластонит, но актинолит имеет в шлифе зеленоватый цвет. От волластонита тремолит отличается большим двупреломлением, большим углом оптических осей, а также характерной амфиболовой спайностью.



Рис. 2.19. Николи «+». Игольчатый актинолит в зеленом сланце

Образуется при термальном метаморфизме доломитов, содержащих примесь кремнезема. Тремолит и актинолит могут присутствовать также в регионально-метаморфизованных карбонатных породах в условиях средних давлений и низких температур.

Глаукофан

Глаукофан – $\text{Na}_2, \text{Mg}_3, \text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$ (табл. 2.25).

Моноклинный минерал из группы амфиболов.

Образует стебельчатые, волокнистые и листоватые агрегаты. Плотность 3,07. Твердость 5-6.

В шлифе в разных сечениях бесцветный, розовый, светло-синий, лавандово-синий, синий, плеохроирует (рис. 2.20). Рельеф V группы ($n_g =$

$= 1,627-1,670$; $n_m = 1,622-1,667$; $n_p = 1,606-1,661$), $n_g - n_p = 0,008-0,022$.
 Оптически двусный, отрицательный, $2 V_N = 50-0^\circ$. Угол погасания с $N_g = 7^\circ$.
 Удлинение положительное. Встречаются простые и полисинтетические двойники.

Таблица 2.25. Химический состав глаукофана и кроссита из кристаллических сланцев, мас. %

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O
Глаукофан	52,86	0,24	11,29	5,61	7,77	9,96	2,42	6,50	2,16
Кроссит	50,41	1,66	7,82	8,73	10,81	7,39	3,99	7,04	1,27

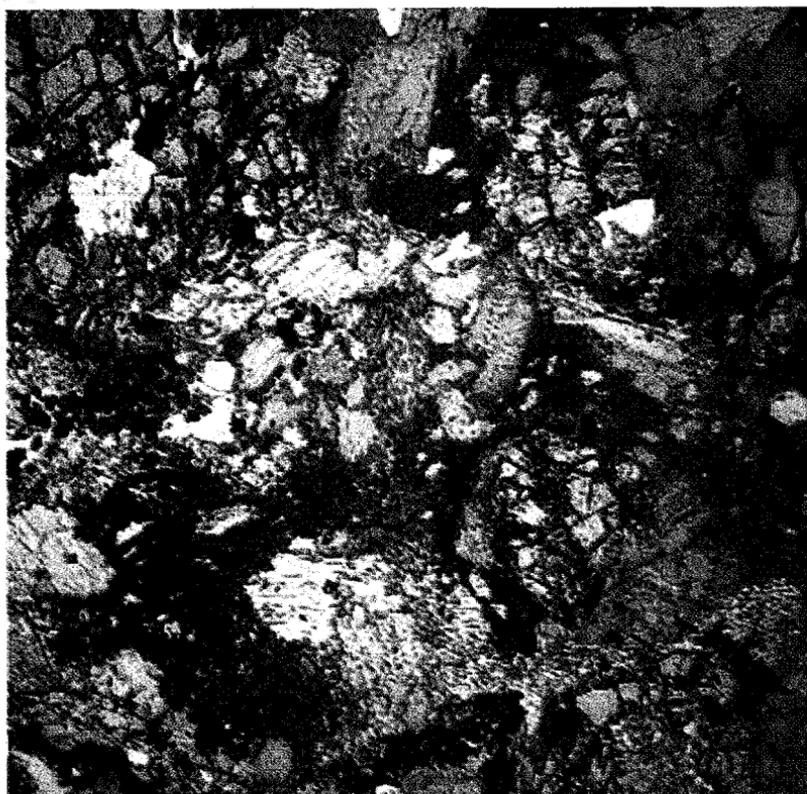


Рис. 2.20. Николи «-». Гранат-глаукофановый сланец. Глаукофан - розовые и лавандово-синие зерна, гранат - изометричные зерна желтого цвета

Глаукофаны образуют непрерывный ряд твердых растворов с кросситом, имеющим состав, промежуточный между глаукофаном и ри-

бекитом. Кроссит обладает более глубоким цветом (темно-синим, фиолетово-синим). Он почти одноосен и оптически отрицателен.

Образуется только в условиях регионального метаморфизма высоких давлений в ассоциации с жадеитом, лавсонитом, гранатом, дистеном, ставролитом. Глаукофан отмечается в регрессивно измененных эклогитах и жадеитовых породах.

Обыкновенная роговая обманка

Обыкновенная роговая обманка – $(Ca, Na, K)_{2-3} \times (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5 [Si_6(Si, Al)_2 O_{22}] (OH, F)_2$. Моноклинная. Существенно кальциевые содержащие глинозем амфиболы, относящиеся к роговым обманкам, по составу делятся: на чермакиты – богатые

глиноземом, не содержащие натрия; эдениты – бедные глиноземом, содержащие натрия, паргаситы – богатые глиноземом, натрием и бедные железом; и собственно роговые обманки, занимающие промежуточное положение между актинолитом-тремолитом, чермакитом, эденитом и паргасит-гастингситом (рис. 2.21). Минерал является главным в метабазах (кристаллических сланцах и амфиболитах) среднетемпературного

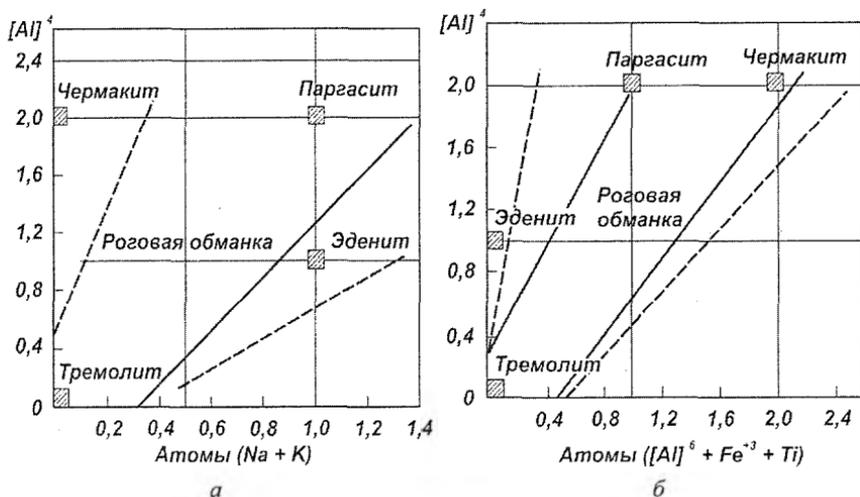


Рис. 2.21. Поля составов обыкновенных роговых обманок в координатах: а $[Al]^4$ – щелочи; б $[Al]^4$ – $[Al]^6 + Fe^{3+} + Ti$ (Дир и др., 1965)

метаморфизма. В гранулитах и гнейсах высокотемпературного метаморфизма минерал ассоциирует с пироксенами и пироповыми гранатами. В кианитовых амфиболитах и эклогитах роговая обманка обычно имеет

диафторигенное происхождение, хотя в некоторых случаях отмечается первичное происхождение минерала в этих породах.

Цвет роговых обманок метаморфических пород служит индикатором интенсивности метаморфизма. Сине-зеленые роговые обманки типичны для сланцев и амфиболитов эпидот-амфиболитовой фации. Зеленый цвет минерала является надежным признаком амфиболитовой фации. Роговые обманки гранулитовой фации имеют оливково-бурый цвет.

Морфология зерен призматическая с ромбовидными поперечными сечениями, у которых срезаны острые углы. Спайность параллельна сторонам ромба под углом, близким к 120° (60°).

Оптические константы, по В.Е. Трегеру (1968), для роговых обманок изменяются в следующих интервалах: $n_p = 1,630-1,679$; $n_m = 1,638-1,698$; $n_g = 1,645-1,704$; $n_g - n_p = 0,014-0,026$; $c:N_g = 15-27^\circ$; $-2V = 64-88^\circ$.

Химический состав роговой обманки из различных метаморфических пород приведен в табл. 2.26.

Т а б л и ц а 2.26. Химический состав роговых обманок

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	52,19	48,83	46,88	44,36	42,24	41,82	42,28
TiO ₂	0,40	0,78	0,84	1,26	2,76	0,41	0,66
Al ₂ O ₃	3,93	6,58	8,54	11,69	10,47	19,33	17,24
Fe ₂ O ₃	4,85	1,02	0,99	1,29	4,04	0,90	2,68
FeO	10,73	12,76	17,18	16,63	16,06	6,06	9,34
MnO	сл.	0,34	0,28	0,43	0,28	0,07	0,12
MgO	15,54	13,98	10,89	9,71	9,22	14,31	11,91
CaO	10,20	12,88	11,22	11,82	11,23	12,81	11,06
Na ₂ O	1,53	0,58	1,03	0,79	1,44	2,17	1,73
K ₂ O	0,03	0,28	0,17	0,50	0,89	0,12	0,81
H ₂ O ⁺	2,17	1,82	1,87	1,67	0,72	1,89	2,05
H ₂ O ⁻	0,02	0,12	0,12	0,12	-	0,07	0,08

Примечание. Роговообманковые породы: 1 – альбит-актинолит-эпидот-хлорит-кальцитовый сланец; 2 – роговообманковый сланец; 3 – амфиболит; 4 – клинопироксеновый амфиболит; 5 – дупироксеновый гранулит; 6 – эклогит; 7 – кианит-гранатовый амфиболит.

В исследованиях Д.А. Великославинского (1972) показано, что при возрастании температуры метаморфизма наблюдается тенденция увеличения содержаний Ti, Na+K, Al_{IV} и уменьшения Si, Al_{VI}. А. Миасиро отмечает, что содержание натрия в роговой обманке увеличивается

при возрастании давления. В.В. Закруткиным построена диаграмма идентификации условий образования амфиболов по содержанию в них алюминия шестерной и четверной координации (рис. 2.22). Л.Л. Перчуком

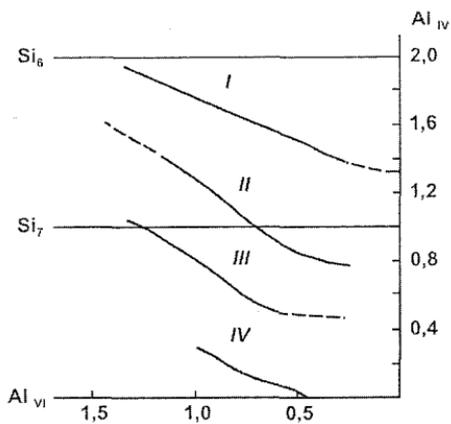


Рис. 2.22. Состав амфиболов метаморфических пород на эволюционной диаграмме В.В. Закруткина (1968). Фации метаморфизма: I – гранулитовая; II – амфиболитовая; III – эпидот-амфиболитовая; IV – зеленосланцевая

предложены палетки для определения температур метаморфизма по составам сосуществующих амфибола и плагиоклаза, амфибола и биотита, амфибола и пироксенов.

Группа слюд

Слюды – важнейшие и широкораспространенные минералы метаморфических пород, образующиеся в широком интервале температур и давлений.

Среди слюд по составу и свойствам выделяют *белые* (с малым содержанием железа и магния, бесцветные или слабоокрашенные) и *темные* (окрашенные, с существенным содержанием магния и железа). Среди белых слюд выделяют мусковит, парагонит, фуксит, лепидолит, фенгит и гидромусковит. Из темных слюд отмечают биотит и флогопит.

Мусковит

Мусковит – $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$. Моноклинный.

Химические разновидности мусковита: парагонит – натрий преобладает над калием; фуксит – хромовый

мусковит; лепидолит – литиевый мусковит; фенгит – $\text{Si}:\text{Al} > 3:1$; гидромусковит – богатый H_2O и бедный K_2O мусковит; серицит – микрочешуйчатая белая слюда неопределенного состава.

Все мусковиты оптически отрицательны (табл. 2.27), но показатели преломления, двупреломление и $2V$ изменяются в зависимости от химического состава (табл. 2.28).

Таблица 2.27. Оптические свойства мусковитов

Свойства	Мусковиты		Фуксит
	нормальные	литиевые	
n_p	1,552–1,574	1,532	1,559–1,569
n_m	1,582–1,610	1,552	1,593–1,604
n_o	1,587–1,616	1,556	1,597–1,611
$n_o - n_p$	0,036–0,049	0,024	0,035–0,042
$-2V$	30–47°	34°	30–46°
Плеохроизм:			
по N_p	-	-	Голубой
по N_m	-	-	Желто-зеленый
по N_o	-	-	Зеленый

Таблица 2.28. Химический состав мусковита

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,16	48,42	46,17	45,49	44,4
TiO ₂	-	0,87	1,17	0,89	2,1
Al ₂ O ₃	30,81	27,16	33,85	37,51	31,7
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	2,1
Fe ₂ O ₃	-	6,57	0,99	Сл.	-
FeO	1,43	0,81	0,99	-	2,3
MnO	-	-	Сл.	-	0,05
MgO	2,22	Сл.	1,44	0,20	0,7
CaO	-	Сл.	-	0,50	0,1
Na ₂ O	0,48	0,35	1,08	1,72	1,1
K ₂ O	10,90	11,23	9,60	8,86	10,7
H ₂ O	4,88	4,50	4,59	4,92	4,7
Сумма	99,88	99,91	99,88	100,09	99,95

Примечание: 1 – серицит; 2–4 – мусковиты (2 – из глинистого сланца; 3 – из гранат-сланцевого сланца; 4 – из силлиманитового сланца); 5 – фуксит из ставролитового сланца.

В мусковите отмечаются включения магнетита, гематита, кварца, апатита, ставролита, циркона, граната.

Похожие на мусковит тальк и бесцветный флогопит имеют $2V < 10^\circ$, коноскопическая фигура напоминает крест. У мусковита $2V > 30^\circ$, интерференционная фигура двусосного кристалла. Для изучения коноскопи-

ческих фигур и определения $2V$ на Федоровском столике рекомендуется готовить специальные препараты. Из образца породы пластинки слюды крошатся на предметное стекло и заливаются глицерином или канадским бальзамом (если нужно измерить $2V$ на Федоровском столике). Препарат закрывается покровным стеклом. Далее работа проводится по обычной методике. Высокое двупреломление мусковита отличает его от каолинита и хлорита. Полиморфные модификации мусковита определяются по порошковым рентгенограммам.

Мусковит – типичный минерал метапелитов низких ступеней метаморфизма. При переходе к высокотемпературным условиям метаморфизма он неустойчив. Минеральные преобразования протекают по какой-либо из реакций:

мусковит + биотит + кварц → калишпат + альмандин + вода;

мусковит + кварц → силлиманит + калишпат + вода;

мусковит + гранат → биотит + силлиманит + кварц;

мусковит + роговая обманка → биотит + анортит + кварц + вода.

Р. Ламберт (1959) и Д.А. Великославинский показали, что состав белой слюды изменяется с увеличением степени метаморфизма: возрастает содержание Al, Ti и уменьшается – Si, Mg + Fe²⁺, Ca, OH₃.

Биотит

Моноклинный. Общая формула минерала:
 $K_2(Mg, Fe^{2+})_{6-4} (Fe^{3+}, Al, Ti)_{0-2} [(Si_{6-5}Al_{2-3})_8O_{20}] O_{0-2} \times$
 $x (OH, F)_{4-2}$. По соотношению в биотитах магния,

двухвалентного железа, кремния и алюминия выделяют четыре крайних члена биотита:

флогопит – $K_2Mg_6[Si_6Al_2O_{20}] (OH)_4$,

истонит – $K_2Mg_5Al[Si_5Al_3O_{20}] (OH)_4$

аннит – $K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}] (OH)_4$,

сидерофиллит – $K_2Fe_5Al[Si_5Al_3O_{20}] (OH)_4$.

Природные биотиты представляют собой промежуточные разновидности между этими четырьмя членами. Обычно в практической работе выделяют флогопиты, имеющие отношение Mg:Fe больше 2:1, и собственно биотиты с отношением Mg:Fe меньше 2:1. Биотиты, богатые железом

($f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} 100 = 80 - 85\%$), называют лепидомеланами.

Форма зерен чешуйчатая, в породах образует одиночные пластинки, их агрегаты, иногда розетки. Биотит образует сростки с хлоритом, мусковитом по (001), замещает амфиболы, пироксены и замещается хлоритом в сопровождении рутила, магнетита, иногда сфена, карбоната. Окраска минерала в шлифах изменчива: от бесцветного (флогопит) до коричневого, часто с зеленоватым разной интенсивности оттенком (собст-

венно биотит), и темно-коричневого почти непрозрачного (лепидомелан). Высокотитанистые разности биотита, характерные для гранулитов и гнейсов гранулитовой фации, окрашены в коричневато-оранжевый цвет. Буровато-зеленую окраску минералу придает преобладающее над закисным окисное железо. Спайность совершенная по (001). Плотность 2,7–3,3. Твердость 2,5–3. $n_p = 1,530–1,625$; $n_g \cong n_m = 1,557–1,712$; $n_g - n_p = 0,020–0,080$; $-2V = 0–25^\circ$ (редко до $40–50^\circ$). Погасание относительно спайности прямое. Дисперсия переменная, $r < v$.

Иногда биотит путают с роговой обманкой. На принадлежность биотита к слюдам указывает чешуйчатая морфология, прямое погасание и тонкая искристость на поверхности зерен в момент погасания. Биотит обычно темнее и у него более высокое светопреломление, чем у других слюд. Схожий по бесцветности с мусковитом флогопит имеет меньший угол $2V$. Также на биотит похожи вермикулит и хлорит, однако у первого меньшее светопреломление и двупреломление, а у второго низкое двупреломление.

Биотит – широко распространенный минерал в метаморфических породах, встречается в разнотемпературных роговиках, сланцах и гнейсах. В материалах исследований разных авторов отмечается уменьшение концентрации Si и H_2O и увеличение Al_{IV} , $Mg + Fe^{2+} + Mn$, Ti в составе биотита по мере возрастания температуры метаморфизма (табл. 2.29).

Т а б л и ц а 2.29. Состав биотитов из пород
разнофациальных зон метаморфизма

Оксиды	Зоны метаморфизма					
	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	35,42	34,97	36,08	36,26	36,41	36,93
TiO ₂	2,00	1,94	2,23	2,24	4,31	5,22
Al ₂ O ₃	18,00	20,12	18,80	19,30	17,44	17,38
Fe ₂ O ₃	4,53	1,94	2,81	1,69	1,27	1,30
FeO	19,20	18,05	14,99	16,00	18,28	14,30
MnO	0,15	0,03	0,09	0,12	0,04	-
MgO	7,80	9,74	11,24	11,37	9,26	11,81
CaO	0,22	0,44	0,38	0,29	0,37	0,61
Na ₂ O	0,14	0,32	0,44	0,31	0,33	0,29
K ₂ O	7,86	7,94	8,50	8,80	8,54	8,54
H ₂ O ⁺	5,30	4,92	4,28	4,00	3,42	3,25
F	0,20	-	0,20	0,26	0,34	0,45

Примечание: I–VI – метаморфические зоны: I – граната, II – ставролита, III – кванита, IV – силлиманита, V – второго силлиманита, VI – гиперстена. Заимствовано у Д.А. Великославинского (1972).

Составы сосуществующих граната – биотита, биотита – кордиерита, биотита – клинопироксена, биотита – ромбического пироксена, биотита – амфибола широко используются для определения температур и давлений метаморфизма.

Хлориты

Хлориты – слоистые гидроалюмосиликаты магния и железа. Эмпирическая формула – $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_{12} [(\text{Si}, \text{Al})_8 \text{O}_{20}] (\text{OH})_{16}$. Содержания главных химических компонентов колеблются в широких пределах, мас. %: SiO_2 – 20–36; Al_2O_3 – 7–27; MgO – 0–38; FeO – 0–43; H_2O – 9–14. Содержание оксидов титана, щелочей и кальция незначительное, обычно в пределах 1 мас. %. По содержанию Fe_2O_3 хлориты делят на окисленные ($\text{Fe}_2\text{O}_3 > 4$ мас. %) и неокисленные ($\text{Fe}_2\text{O}_3 < 4$ мас. %).

Моноклинные. Встречаются в виде чешуек и их агрегатов, нередко радиально-лучистые образования (розетки). Окрашены в зеленый цвет разной интенсивности, иногда отмечаются бесцветные разновидности. Плеохроируют от зеленого до бледно-желтого и бесцветного. Спайность совершенная по (001). Плотность 2,6–3,2. Твердость 1–4.

Неокисленные хлориты: $n_p = 1,570$ –1,660; $n_m = 1,570$ –1,670; $n_g = 1,570$ –1,670; $n_g - n_p = 0$ –0,010; $2V$ – от -20 до $+60^\circ$.

Окисленные хлориты: $n_p = 1,600$ –1,670; $n_m = 1,600$ –1,690; $n_g = 1,600$ –1,690; $n_g - n_p = 0$ –0,020; $2V$ – от 0 до -20° .

Минералы группы хлоритов обладают сильной дисперсией, $r < v$. Обычны аномальные интерференционные цвета (лавандово-синие, коричневые, фиолетовые), особенно у разновидностей с низким ($< 0,005$) двупреломлением. Удлинение обратное оптическому знаку, положительное или отрицательное. Оптически положительные хлориты – пеннин, клинохлор, пикнохлорит, рипидолит, шериданит, корундофиллит и псевдотюрингит; отрицательные хлориты – диабантит, брунсвит, дафнит и все окисленные (тюрингит, шамозит, делесит).

Используя результаты измерения $n_g \cong n_m$, $n_g - n_p$ и оптический знак минерала, можно установить вид хлорита, его состав, железистость (рис. 2.23). Показатель преломления n_m легко определяется в иммерсионном препарате, т.к. N_g и N_m ориентированы параллельно спайности минерала. В чешуйках, лежащих на плоскости спайности (001), показатель преломления соответствует n_m , причем $n_m \cong n_g$.

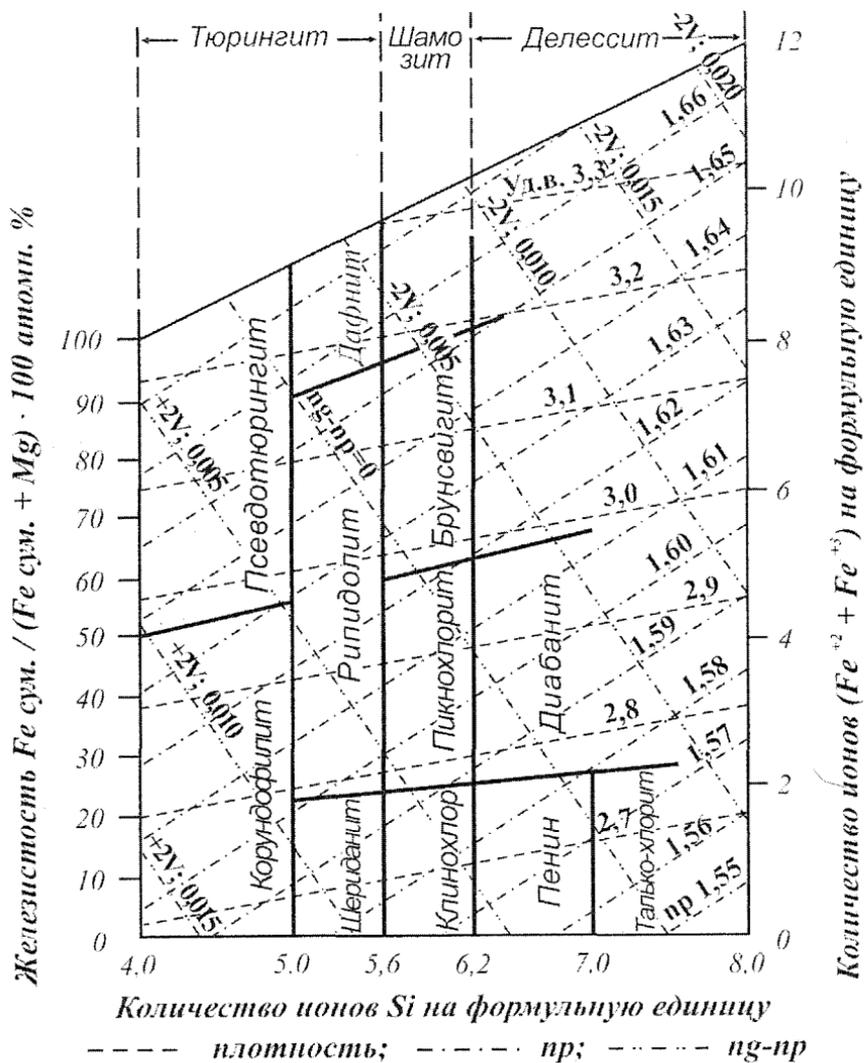


Рис. 2.23. Зависимость оптических свойств и плотности от состава хлоритов (Дир и др., 1966)

В магматических породах хлориты образуются в постмагматический этап. Они замещают биотит, роговую обманку, пироксены, оливины, при этом они обычно сопровождаются землистыми агрегатами сфена, эпидота, кальцита, иголочками рутила, рудным минералом. В метаморфических породах хлориты – типоморфные минералы для низкотемпературных фаций, низкотемпературных диафторитов и метасоматитов. В метабазах обычна ассоциация хлорит + эпидот + актинолит + альбит + кварц. В метапелитах хлорит ассоциирует с мусковитом, биотитом, кварцем и марганцовистым гранатом. В кристаллических сланцах высоких давлений хлорит ассоциирует с глаукофаном, эпидотом, альбитом, лавсонитом, стильпномеланом и гранатом.

Хлорит в регионально-метаморфизованных породах устойчив в зонах хлорита, биотита и граната. Д.А. Великославинский исследовал изменение химического состава рипидолитов из метапелитов кианитового типа метаморфизма. Возрастанию степени метаморфизма (от зоны хлорита до зоны граната) соответствуют увеличение концентраций Al_{IV} , Fe^{2+} , Mn, Na, K и уменьшение Si и Mg. Наиболее устойчиво (статистически значимое) снижение железистости минерала с возрастанием степени метаморфизма.

Тальк

Тальк – $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$. Моноклинный. В составе талька преобладающее значение имеют MgO – 29–31 %, SiO_2 – 60–62,5 % и H_2O – 4,7–5,6 %. Содержание оксидов железа редко превышает 1,5 %, хотя известен тальк с содержанием FeO 33,7 %. Содержание других петрогенных оксидов не превышает 1 %.

$n_p = 1,539–1,550$; $n_m = 1,589–1,594$; $n_g = 1,589–1,600$; $n_g - n_p = 0,050$; $2V = -0 - 30^\circ$. Макроскопически зеленого и розового цвета разной интенсивности. В шлифах бесцветный. Форма зерен чешуйчатая, в агрегатах – обычно чешуйчатые массы, звездчатые образования. Спайность совершенная по (001).

Диагностика талька затруднена ввиду его мелкозернистости. Минерал похож на пирофиллит и мусковит, от которых надежно отличим по меньшему ($< 30^\circ$) углу оптических осей. У мусковита и пирофиллита $-2V > 30^\circ$. У талька и пирофиллита перламутровые цвета интерференции, а у мусковита – однородные по всему зерну. Тальк встречается в магнезиальных породах, в ассоциации с доломитом, магнезитом, оливином, серпентином, но иногда развит во вторичных кварцитах.

Брусит

Брусит – $Mg(OH)_2$. Тригональный. Главные минералообразующие оксиды, мас. %: MgO – 51,46–68,29 и H_2O – 26,76–30,65. В некоторых бруситах отмечается высокое содержание MnO (до 18,11 мас. %) и $FeO + Fe_2O_3$ (11,52 мас. %), обычное их содержание в минерале не превышает первых процентов. Другие оксиды занимают в составе брусита доли процента. Минерал обладает листоватым и реже волокнистым габитусом. Спайность совершенная по (0001). Макроскопически белый, бледно-зеленый. В шлифах бесцветный.

$n_o = 1,560$ – $1,590$, $n_e = 1,580$ – $1,600$, $n_o - n_e = 0,012$ – $0,020$. Дисперсия – сильная, поэтому часто наблюдаются красновато-бурые аномальные цвета интерференции. Минерал одноосный, положительный, в деформированных разностях двуосный. Удлинение – отрицательное. Похож на алуниит, отличается парагенезисами. Алуниит встречается во вторичных кварцитах, образовавшихся за счет метасоматического изменения кислых и средних вулканитов. Брусит характерен для магнезиальных пород. От похожих мусковита и талька брусит отличается отрицательным удлинением, одноосностью и положительным оптическим знаком, от канкринита – положительным рельефом, у которого $n = 1,488$ – $1,528$. Брусит замещается гидромагнезитом ($3MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 3H_2O$). Брусит имеет более высокое двупреломление, чем гидромагнезит и часто ассоциирующий с ними бесцветный хлорит.

Брусит встречается в контактово-метаморфизованных доломитах как продукт гидратации периклаза. Однако брусит может образоваться при прогрессивном метаморфизме в результате разложения доломита при участии воды на брусит и кальцит. Проявления брусита известны в серпентинитах и хлоритовых сланцах.

Пренит

Пренит – $Ca_2Al[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. Ромбический. Состав пренита постоянен, мас. %: SiO_2 – 43,7; Al_2O_3 – 24,8; Fe_2O_3 – до 11; CaO – 27,1; H_2O – 4,4.

В шлифах бесцветный. Формы: таблички, пластинки, призмочки, лучистые агрегаты. Напоминает чешуйки мусковита. Спайность совершенная по (001). Часто наблюдаются перекрещивающиеся полисинтетические двойники, под углом близким к прямому. При субмикроскопическом двойниковании зерна имеют рябой вид и аномальную интерференционную окраску. В некоторых разрезах отмечается секториальное, волнистое погасание.

$n_p = 1,611-1,632$; $n_m = 1,615-1,642$; $n_g = 1,623-1,665$; $n_g - n_p = 0,022-0,035$; $+2V = 65-69^\circ$, изредка до 0° ; $c = N_g$; $b = N_m$; $a = N_p$. Плоскость оптических осей параллельна (010). Дисперсия $r > v$ или $r < v$, в последнем случае дает аномальную интерференционную окраску. Погасание прямое. По спайности всегда отрицательное удлинение, по удлинению кристалла – положительное.

Похож на томсонит, топаз, волластонит, андалузит, эпидот, мусковит. От томсонита пренит отличается большим светопреломлением. Топаз, волластонит, андалузит по сравнению с пренитом имеют меньшее двупреломление. Эпидот и мусковит оптически отрицательны.

Пренит встречается совместно с пумпеллиитом в метабазитах, в продуктах кислотного выщелачивания скарнов, в родингитах, в низкотемпературных контактово-термальных глинистых известняках.

Хлоритоид

Хлоритоид – $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Mn})_2 (\text{AlFe}^{+3}) \text{Al}_2\text{O}_3 \times x [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH})_4$. Химический состав хлоритоида из хлоритоидного сланца, мас. %: $\text{SiO}_2 - 25,12$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 40,25$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 3,22$; $\text{FeO} - 19,62$; $\text{MnO} - 1,05$; $\text{MgO} - 3,89$; $\text{K}_2\text{O} - 0,09$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 6,76$. Моноклинный и триклинный. Хлоритоид – минерал из группы хрупких слюд. Обычно образует листоватые агрегаты и неправильные зерна темно-зеленого цвета, переполненные включениями других минералов. Изредка встречаются таблитчатые кристаллы. Спайность совершенная по (001), средняя по (110). Плотность 3,51-3,80. Твердость 6,5.

В шлифе бесцветный или слабо-зеленоватый, плеохроирует от бесцветного по N_g до светло-серовато-зеленого по N_p . Рельеф высокий – VI группы ($n_g = 1,730-1,740$; $n_m = 1,717-1,734$; $n_p = 1,714-1,731$), $n_g - n_p = 0,006-0,016$). Угол $2V$ изменяется от положительного $36-90^\circ$ до отрицательного $90-55^\circ$. Погасание косое, $2-30^\circ$. Характерны тройники, двойники простые и полисинтетические, наблюдаемые даже при одном николе благодаря плеохроизму. В скрещенных николях обнаруживаются аномальные цвета интерференции и отсутствие полного погасания. Иногда отмечается зональное строение и фигура песочных часов. В минерале встречаются включения кварца, магнетита, ильменита, рутила.

Хлоритоид замещается пеннином и мусковитом. Имеет некоторое сходство с хлоритом, от которого отличается высоким рельефом.

Характерный низко- и среднетемпературный минерал регионально-метаморфизованных глинистых пород, обогащенных алюминием и трехвалентным железом, бедных кальцием, магнием, щелочами. Предпо-

лагается, что триклинная модификация типична для роговиков, а моноклинная – для кристаллических сланцев повышенных давлений.

Стильпномелан

Стильпномелан – $(K, H_2O)(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Al)_{-3} \times x [Si_4O_{10}] (OH)_2 \cdot n H_2O$. Химический состав железистого стильпномелана из гранат-кальцит-хлорит-стильпномеланового сланца, мас. %: SiO_2 – 48,03; TiO_2 – 0,23; Al_2O_3 – 6,48; Fe_2O_3 – 4,12; FeO – 22,88; MnO – 2,67; MgO – 4,94; CaO – 0,83; K_2O – 0,83; H_2O^+ – 6,90; H_2O^- – 2,64. Моноклинный. Минерал образует слюдоподобные пластинки, таблички, радиально-лучистые, розетковидные и сноповидные агрегаты. Базальные разрезы всегда имеют неправильные очертания и часто зональное строение. Окраска желтая, золотисто-желтая до буровато-коричневой. Рельеф V группы ($n_p = 1,543$ – $1,634$; $n_g \approx n_m = 1,576$ – $1,745$), $n_g - n_p = 0,03$ – $0,11$, $2 V_{N_p} = 0$ – 40° . Погасание прямое, удлинение положительное. Спайность совершенная по (001) и средняя по (010).

Стильпномелан похож на биотит, от которого отличается поперечной спайностью, отсутствием искристости в момент погасания, высоким двупреломлением и розетковидными агрегатами.

Стильпномелан – обычный минерал метаморфизованных граувакк и песчано-глинистых пород, обогащенных железом в условиях высоких давлений. Ассоциирует с глаукофаном, альбитом, лавсонитом в регрессивно измененных эклогитах и жадеитовых породах.

Группа полевых шпатов

Полевые шпаты относятся к силикатам с непрерывными трехмерными каркасами тетраэдров $(Si, Al)O_4$ и имеют общую формулу $XAlSi_3O_8$, где X – K, Na, или $Y(Z, Si)Si_2O_8$, где Y – Ca, редко Ba, Sr, а Z – Al, B, Fe^{3+} . Полевые шпаты являются важнейшими породообразующими минералами и представлены двумя изоморфными рядами: плагиоклазами ($NaAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$) и щелочными полевыми шпатами ($NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$). Альбит ($NaAlSi_3O_8$) является крайним членом обоих рядов.

Строение кристаллической решетки плагиоклазов и щелочных полевых шпатов зависит от температуры и химического состава минералов. При высокой температуре катионы Si и Al располагаются в каркасе алюмокремнекислородных тетраэдров хаотически, и кристаллическая ре-

шетка оказывается наименее упорядоченной. Снижение температуры приводит к перегруппировке катионов Si и Al и возникновению упорядоченной структуры кристаллической решетки с регулярным распределением групп $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{AlO}_4]$. В соответствии с этим меняется и пространственная позиция катионов Ca, Na, K. Степень упорядоченности определяет сингонию кристаллов, особенности их внутреннего строения и оказывает влияние на оптические свойства. Для изучения структурных превращений в полевых штатах, которые в деталях очень сложны, применяются специальные рентгеноструктурные методы и электронная микроскопия. С помощью этих методов удастся выявить субмикроскопические неоднородности полевых шпатов, незаметные под микроскопом.

Плагиоклазы Плагиоклазы представляют собой изоморфную смесь альбита и анортита. В соответствии с содержанием в составе плагиоклаза анортита различаются следующие минеральные виды: альбит – 0–10 % анортита, олигоклаз – 10–30 %, андезин – 30–50 %, лабрадор – 50–70 %, анортит – 90–100 % (рис. 2.24).

Е.С. Федоров предложил номенклатуру плагиоклазов по номерам – номер плагиоклаза соответствует содержанию в нем анортита.

Содержание SiO_2 в плагиоклазах уменьшается от 68,8 мас. % в чистом альбите до 43,3 мас. % в чистом анортите. В соответствии с этим альбит и олигоклаз относят к кислым плагиоклазам, андезин – к средним, а лабрадор, битовнит и анортит – к основным.

В указанных подразделениях не учитывается возможная примесь $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, она суммируется с $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Количество примеси калишпата в плагиоклазе обычно не превышает 12 %. Все плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии.

Плагиоклазы входят в число главных породообразующих минералов магматических пород, а также многих метаморфических и метасоматических пород. В ассоциации с плагиоклазом встречаются пироксены, амфиболы, слюды, кварц и щелочные полевые шпаты.

Под микроскопом плагиоклаз бесцветен, на разрезах, перпендикулярных (010) и (001), видны тонкие трещины спайности, которые пересекаются под углом 87° .

Ориентировка индикатрисы относительно кристаллографических осей закономерно меняется от альбита к анортиту, и каждому составу (номеру) плагиоклаза соответствует вполне определенное положение индикатрисы. В плагиоклазе An_{20} ось N_g совпадает с кристаллографической осью b , а главное сечение $N_m N_p$ – с плоскостью (010). В более кислых плагиоклазах (An_{0-20}) сечение $N_m N_p$ расположено в тупом углу между трещинами спайности (010) и (001), а в более основных плагиоклазах

($An_{>20}$) – в остром углу между трещинами спайности. С увеличением основности плагиоклазов ось N_g приближается к кристаллографической оси c , а главное сечение $N_m N_p$ отклоняется от плоскости (010) на все большие углы. Для плагиоклазов основнее An_{75} наклон превышает 45° . В соответствии с ориентировкой главного сечения $N_m N_p$ закономерно меняется угол угасания $N_p' : (010)$, который используют для определения состава плагиоклаза.

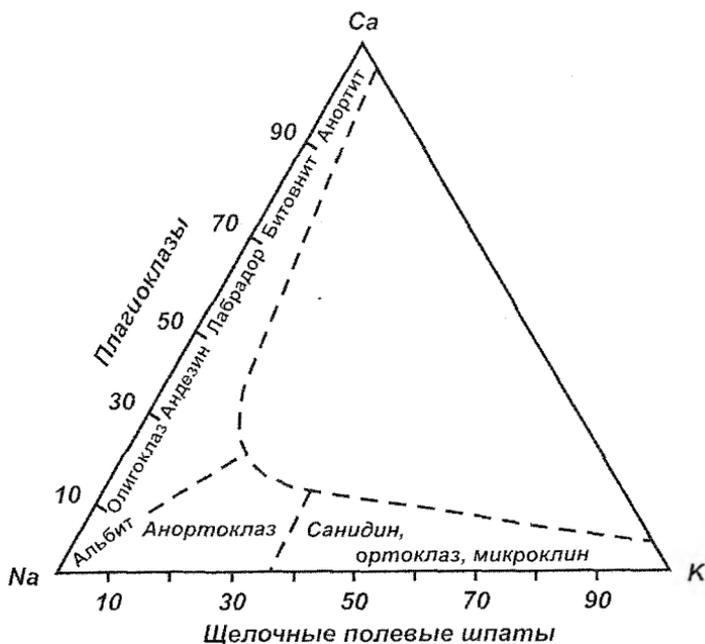


Рис. 2.24. Изоморфные ряды полевых шпатов (по М.А. Афанасьевой и др., 2003)

Показатели преломления плагиоклазов увеличиваются от 1,52–1,54 для альбита до 1,58–1,59 для анортита. Кислые плагиоклазы (An_{0-20}) имеют показатели преломления меньше, чем у канадского бальзама, а показатели преломления плагиоклазов An_{20-100} оказываются больше, чем у канадского бальзама.

Величина двупреломления возрастает от 0,007 до 0,013. В соответствии с этим их интерференционные окраски находятся в интервале от светло-серой до желтовато-белой первого порядка. Минимальное двупреломление (0,007) характерно для олигоклазов.

Плагиоклазы – оптически двуосные минералы с большим углом оптических осей: $2V = \pm (70-90)^\circ$. Зависимость между оптическим знаком и составом плагиоклаза не является монотонной, что не позволяет использовать величину $2V$ в качестве однозначного индикатора содержания An и Ab в плагиоклазе.

Величина и знак угла оптических осей плагиоклазов зависят не только от их состава, но и от степени упорядоченности, которая определяется условиями кристаллизации. Плагиоклазы метаморфических пород кристаллизуются при относительно низких температурах и остывают медленно, вследствие этого они отличаются максимальной степенью упорядоченности.

Плагиоклазам свойственны *двойники* – закономерные сростания кристаллов, имеющих общую кристаллографическую плоскость (плоскость сростания) и общее кристаллографическое направление, вокруг которого один кристалл повернут относительно другого на 180° (двойниковая ось). Плагиоклазы образуют либо простые двойники, состоящие из нескольких индивидов, причем все четные индивиды имеют одну ориентировку, а нечетные – другую. Вследствие этого четные индивиды гаснут в одном положении, а нечетные – в ином. Благодаря одновременно гаснущим двойниковым индивидам плагиоклазы при скрещенных николях приобретают характерный полосчатый облик. В основных плагиоклазах обычно редкие и широкие двойниковые полоски, в кислых – более многочисленные и тонкие. Сочетание определенной плоскости сростания и двойниковой оси определяет закон двойникования.

Плагиоклазы нередко имеют зональное строение, которое выражается в изменении состава кристаллов от центра к периферии.

Наиболее важными признаками, отличающими плагиоклаз от других бесцветных минералов, являются форма кристаллов, наличие спайности, двойниковое строение. Несдвойникованные зерна плагиоклаза можно спутать с кварцем, от которого плагиоклаз отличается наличием спайности и вторичными изменениями.

Продуктами изменения плагиоклаза являются разнообразные минералы, содержащие Ca , Na , K : эпидот, цоизит, клиноцоизит, кальцит, пренит, скаполит, цеолиты, серицит, вторичный альбит. Основные плагиоклазы легче подвергаются изменению, чем плагиоклазы кислого состава, которые обычно замещаются серицитом, представленным мелкими бесцветными чешуйками с низким рельефом и желтыми интерференционными окрасками. По плагиоклазам повышенной основности развивается *соссюритовый агрегат* – тонкозернистая смесь альбита, кальцита и минералов группы эпидота. Соссюритовый агрегат имеет буроватую окраску и высокий рельеф.

Плагиоклазы стабильны в условиях любой фации регионального и контактового метаморфизма. Однако в конкретных минеральных ассоциациях той или иной фации может существовать плагиоклаз вполне определенного состава, в зависимости от химического состава породы.

Зональность плагиоклазов метаморфических пород часто характеризуется альбитовым ядром (низкотемпературным), сменяющимся зонами с нарастанием анортитового минала (повышение температуры метаморфизма).

В хлоритовой и биотитовой зонах развит альбит №№ 3-4. Альбит характерен для пород лавсонит-глаукофановой фации, но здесь он встречается реже, чем в породах зеленосланцевой фации. В породах гранатовой зоны характерен плагиоклаз №№ 15-30. Плагиоклазов №№ 7-15 в метаморфических породах нет. Плагиоклазы этого состава представлены тонкими сростками альбита №№ 1-5 и олигоклаза №№ 20-25.

Отсутствие плагиоклазов, обогащенных анортитом, в низкотемпературных фациях обусловлено реакциями деанортитизации. Химический аналог анортитового плагиоклаза – эпидот. Примерами реакций деанортитизации являются: анортит + H_2O → цоизит + Al_2SiO_5 + кварц; анортит + + гроссуляр + H_2O → цоизит + кварц; анортит + ортоклаз + H_2O → эпидот + мусковт + кварц; анортит + кальцит + SiO_2 → гроссуляр + CO_2 и др.

В амфиболитовой фации отмечают любые плагиоклазы, кроме альбита. В породах гранулитовой фации распространены наиболее основные плагиоклазы, вплоть до лабрадора. Здесь развиты мезопертиты и антипертиты замещения. В кислых и средних породах гранулитовой фации присутствуют натриевые андезины. В чарнокитах обычны плагиоклазы состава №№ 30-35.

По некоторым данным (Sen, 1959), в плагиоклазах возрастает содержание калия от зеленосланцевой фации к гранулитовой.

В сланцах высоких давлений альбит распространен в низкотемпературных породах (глаукофан-лавсонитовая фация); в дистеновых сланцах типичен кислый плагиоклаз, а в дистеновых гнейсах – разнообразные плагиоклазы, вплоть до анортита. В эклогитах плагиоклаз неустойчив.

Калинатовые (щелочные) полевые шпаты

Под микроскопом можно различать четыре кристаллохимических серии щелочных полевых шпатов (табл. 2.30):

1. Санидин – анортоклаз (K, Na) $[AlSi_3O_8]$ – (Na, K) $[AlSi_3O_8]$ – неупорядоченные высокотемпературные щелочные полевые шпаты, моноклинные в области санидина с постепенно возрастающей триклинностью по мере увеличения содержания натрия.

2. Ортоклаз (K, Na) $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – упорядоченный моноклинный калишпат.

3. Микроклин (K, Na) $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – упорядоченный триклинный калишпат.

4. Пертиты (K, Na) $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – микроклин и ортоклаз с тонкими вростками альбита.

Химический состав микроклин-микропертита из чарнокита Индии, мас. %: SiO_2 – 63,68; TiO_2 – 0,01; Al_2O_3 – 19,57; Fe_2O_3 – 0,29; FeO – 0,24; MgO – 0,05; BaO – 0,30; CaO – 0,40; Na_2O – 1,56; K_2O – 14,21; H_2O – 0,11.

Т а б л и ц а 2.30. Оптические константы калинатровых полевых шпатов

Оптические константы	Серия низкого альбита		Серия высокого альбита
	Микроклин, микроклин-микропертит	Ортоклаз, ортоклаз-микропертит	Санидин, анортоклаз
n_p	1,514–1,529	1,518–1,529	1,518–1,527
n_m	1,518–1,533	1,522–1,533	1,522–1,532
n_o	1,521–1,539	1,522–1,539	1,522–1,534
$n_o - n_p$	0,007–0,010	0,006–0,010	0,006–0,007
$-2V$	66–103°	33–103°	18–54°
$N_p:001$	15–20°	5–19°	5–9°
Дисперсия	$r > v, r < v$	$r > v, r < v$	$r > v, r > v$

Щелочные полевые шпаты являются распространенными породообразующими минералами, которые входят в состав многих магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Минеральные ассоциации с участием щелочных полевых шпатов весьма разнообразны и включают пироксены, амфиболы, слюды, плагиоклазы и другие минералы.

Для всех щелочных полевых шпатов характерны низкие показатели преломления, которые снижаются по мере уменьшения количества альбитового компонента. У санидина, ортоклаза, микроклина показатель преломления ниже, чем у канадского бальзама, и ниже, чем у любого плагиоклаза, в том числе и альбита. Показатели преломления анортоклаза занимают промежуточное положение между ортоклазом и альбитом. Степень упорядоченности кристаллической решетки щелочных полевых шпатов может быть установлена по величине $2V$, которая возрастает от санидина до микроклина. Степень триклинности – мера отклонения структуры полевого шпата от моноклинной сингонии – определяется по углу $N_g : \perp (010)$. Обе эти константы могут быть точно измерены на столике Федорова.

Для *санидина* типичны водяно-прозрачные кристаллы с прямым угасанием относительно (010), простыми двойниками и минимальной величиной $2V - (0-40)^\circ$. *Ортоклаз* отличается от санидина большим углом оптических осей в диапазоне $-(40-80)^\circ$ и нередким развитием эпигенетической пелитизации (см. ниже).

Микроклин узнается по максимальному углу $2V - (80-85)^\circ$, косому угасанию относительно (010) и частому присутствию характерных полисинтетических двойников решетчатого облика, в котором сочетаются альбитовый и периклиновый законы. Двойниковая решетка микроклина отличается от перекрещивающихся полисинтетических двойников плагиоклаза узловатым строением и нерезкими границами полосок. Решетчатые двойники видны только в плоскости (100). На других разрезах наблюдаются полоски одного направления, которые в отличие от прямых и параллельных альбитовых двойников в плагиоклазе имеют волнистые очертания.

Анортоклаз можно отличить от микроклина по большим показателям преломления и несколько более высокой величине двупреломления. В анортоклазах нередко наблюдаются решетчатые полисинтетические двойники, подобные тем, которые встречаются в микроклине, но гораздо более тонкие.

Для точной диагностики щелочных полевых шпатов необходимо использовать столик Федорова, а также методы рентгеноструктурного анализа.

Характерным свойством калишпатов является часто наблюдающееся их пертитовое строение. По характерным морфологическим особенностям выделяются кристаллопертиты, пленочные пертиты, жилковатые (или струйчатые) и капельные пертиты. Различают пертиты распада твердых растворов и пертиты замещения. Альбит в пертитах распада имеет линзовидную форму, а в пертитах замещения распределяется пятнами, струями, часто выходит за пределы зерна калишпата и образует оторочки замещения. Широко развиты криптопертиты, в которых размеры альбитовых выделений субмикроскопические (на границе разрешающей способности микроскопа). Такие полевые шпаты в скрещенных николях кажутся рябыми и в них можно уловить подобие полисинтетических двойников или решеток. Состав плагиоклаза в пертитах обычно не бывает выше альбит-олигоклаза. При одном николе плагиоклаз в пертите имеет зеленовато-синий оттенок и ясно выделяется на золотисторозоватом фоне калишпата. Но лучше пертитовые срастания определяются в скрещенных николях. Обычно плагиоклаз имеет более высокую интерференционную окраску, чем калишпат, причем плагиоклаз иногда полисинтетически сдвойникован.

Щелочные полевые шпаты, особенно калиевые, охотно замещаются глинистым веществом. Этот процесс, получивший название пелитизации, приводит к возникновению розовато-красных окрасок полевых шпатов в образцах и буроватых цветов этих минералов в шлифах, поскольку глинистое вещество легко сорбирует оксиды железа.

Замещение слюдами, характерное для плагиоклазов, почти не встречается в существенно калиевых полевых шпатах. Поэтому под микроскопом нередко можно видеть кристаллы плагиоклаза, частично или полностью замещенные серицитом либо мусковитом, а рядом с ними достаточно свежие, лишь слабо пелитизированные зерна калиевого полевого шпата.

Калиевый полевой шпат стабилен в условиях высокотемпературного контактово-термального и динамотермального метаморфизма аргиллитов, песчаников, мергелистых известняков и доломитов. Образование калиевого полевого шпата в породах высокой степени метаморфизма обусловлено неустойчивостью слюд при высоких температуре и давлении. Щелочные полевые шпаты пород гранулитовой фации метаморфизма окрашены в темно-зеленый до коричневого цвет, имеют волосовидное и бисерное строение пертитов. Калишпаты чарнокитов обычно представлены микроклин-микрпертитам. В породах гранулитовой фации калишпат кристаллизуется в виде ортоклаза, а в амфиболитовой фации – ортоклаза и микроклина. Микроклин встречается в аркозовых песчаниках, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленсланцевой фаций.

Калинатровые полевые шпаты неизвестны в глаукофановых сланцах и эклогитах, но встречаются в эклогитоподобных породах и в ассоциации с дистеном.

В пироксен-роговиковой и спуррит-мервинитовой фациях ортоклаза, а иногда санидин обычные минералы. При ассоциации калишпата с кислым плагиоклазом и кварцем в условиях высоких температур происходит эвтектическое плавление кварц-полевошпатовой смеси, а в результате быстрого охлаждения реоморфического расплава образуются бухиты.

2.3. СТРОЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Строение метаморфических пород определяется структурой и текстурой, которые в терминологическом смысле едины для всех типов пород (магматических, осадочных и метаморфических).

Своеобразие метаморфических пород заключается в условиях их образования. Они формируются в результате перекристаллизации магматических и осадочных пород, которая происходит в твердом состоянии без особого участия жидкой фазы (расплава или раствора). Минералы исходной (метаморфизируемой) породы под воздействием температуры, давления и флюидов растворяются (или разлагаются), и в результате метаморфических реакций образуется минеральный парагенезис, устойчивый при данных *PT*-условиях. Степень преобразования первичных пород, заключающаяся в изменении их минерального состава, текстуры и структуры, зависит от термодинамических параметров метаморфизма, а также от состава и строения исходных пород. В метаморфических породах могут частично сохраняться текстурно-структурные признаки метаморфизирующихся пород, но они могут полностью уничтожаться в результате перекристаллизации.

Сохранность текстурно-структурного узора исходных пород в метаморфических породах зависит от геотектонического режима, геодинамических обстановок и контрастности текстур и структур первичных пород. В областях метаморфизма низких и умеренных давлений реликты текстур и структур первичных пород могут сохраняться до амфиболитовой, а иногда и до гранулитовой фаций. В зонах высоких и сверхвысоких давлений сохранность первичного строения пород ограничивается низкими температурами.

2.3.1. Текстуры

Для метаморфических пород текстурный признак особенно важен, т.к. он наиболее отчетливо отражает условия, при которых происходило их образование.

Текстуры метаморфических пород определяются теми же признаками, что и текстуры магматических и осадочных пород, т.е. способом заполнения пространства и распространением составных частей в породе. Особенности текстур метаморфических пород зависят от текстур исходных пород (осадочных, магматических), кристаллобластеза, метаморфической дифференциации и внешних факторов (давления, температуры, инъекций магматического расплава).

В связи с этим выделяются главные типы текстур: реликтовые и собственно метаморфические. Систематика метаморфических текстур выглядит следующим образом: по способу заполнения пространства она

бывает плотная; по расположению составных частей в породе – массивная (однородная) и неоднородная.

Массивная текстура характеризует полную однородность породы. Минеральный состав, количественные соотношения, зернистость и взаимоотношения минералов аналогичны в любом участке породы. Такая текстура возникает в результате перекристаллизации однородного материала при отсутствии направленного давления. Благоприятными условиями для развития массивных текстур являются глубинные зоны земной коры и экзоконтактные ореолы интрузий.

Среди **неоднородных текстур** выделяют сланцеватую (механическую и кристаллобластовую), гнейсовую, полосчатую, плитчатую, линзовидную, пятнистую и узловатую.

Пятнистая текстура определяется неравномерным, кучным распределением минералов (рис. 2.25) и возникает при контактово-термальном метаморфизме или в результате неравномерной миграции вещества при метасоматозе.

Узловатая текстура характеризуется наличием на общем однородном фоне породы «узелков», имеющих эллипсоидную форму, отличающихся от матрицы породы по цвету, минеральному составу, зернистости, крепости и другим свойствам. Она возникает в результате

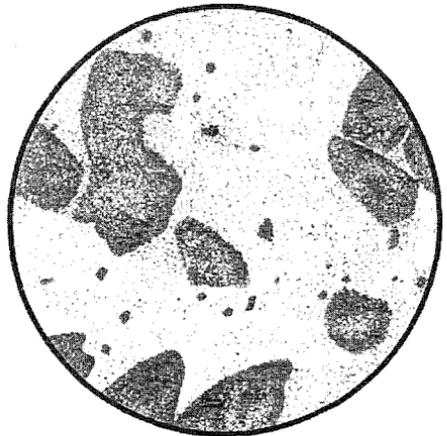


Рис. 2.25. Пятнистая текстура (по А. Харкеру, 1937)

сегрегации минералов в процессе перекристаллизации породы и отражает прогрессивное развитие пятнистости при контактовом метаморфизме.

Полосчатая текстура обусловлена чередованием полос, отличающихся по цвету, составу и строению, образование которых может объясняться как наличием остаточной первичной слоистости исходных пород, так и результатом метаморфической дифференциации (перераспределения минералов при перекристаллизации).

Сланцеватые текстуры наиболее распространены в породах, формирующихся в условиях направленного давления. При дислокационном метаморфизме образуются породы, обладающие *механической сланцеватостью*. Она проявляется в породе развитии извилистых поверхностей рассланцевания, выкраивающих в ней линзовидные участки. Поверхности механического рассланцевания контролируются перетертым

материалом, образовавшимся в результате дифференциальных подвижек вдоль этих поверхностей. Внутри линзочек может наблюдаться индивидуальный узор сланцеватости (например, в филлонитах, рис. 2.26).



Рис. 2.26. Линзовидная сланцеватость (по Х. Вильямсу и др., 1955)

При сильном сдавливании горных пород во время тектонических деформаций в них проявляется способность раскалываться в направлении многочисленных тонких («скрытых») трещин. Причем, в породе не наблюдаются структурные и минеральные изменения. Сланцеватость этого типа называют *квиважом*.

При воздействии одностороннего давления на слоистые породы, состоящие из чередующихся пластичных и хрупких слоев (слояков), образуется *будинаж-текстура* (рис. 2.27). Хрупкие слоики, называемые компетентными,

в процессе сдавливания растрескиваются на блоки, затем эти блоки растягиваются и закругляются (завальцовываются) в пластичной массе породы.

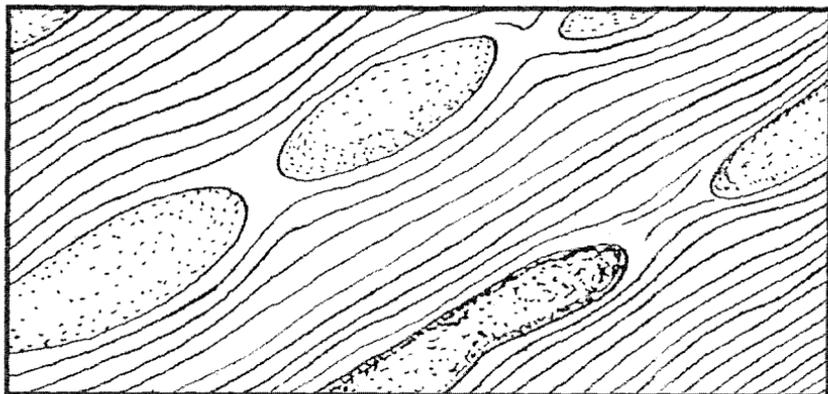


Рис. 2.27. Будинаж-текстура

Кристаллизационная сланцеватость формируется в породе в процессе ориентированного роста чешуйчатых и призматических минералов вдоль плоскостей (сланцеватость), перпендикулярных стрессу.

Скорость роста зародышей листоватых минералов в направлении перпендикулярном плоскости (001) весьма незначительна. Преимущественный рост пластинчатых минералов (хлорита, серпентина, талька, мусковита, биотита и др.) осуществляется вдоль осей [100] и [010]. Базопинокоиды кристаллов ориентируются перпендикулярно направлению давления и формируют сланцеватость.

При образовании кристаллизационной сланцеватости происходит растворение зерен минералов со стороны давления и отложение вещества этого минерала в направлении растягивающих напряжений. Перемещение вещества при перекристаллизации возможно при участии межзернового (порового метаморфогенного) флюида. Перекристаллизация в обстановке ориентированного давления способствует ориентированному расположению не только листоватых, таблитчатых и призматических кристаллов, но и минеральных зерен изометричной формы. Так, например, изометричные зерна кварца при перекристаллизации принимают форму линз и дисков.

Макроструктурные исследования на Федоровском столике показывают кристаллографическую ориентировку минералов в породах, кристаллизующихся при одностороннем давлении. В этом можно убедиться, положив на столик микроскопа шлиф сланца и введя кварцевую пластинку, – зерна однотипных минералов будут иметь близкую интерференционную окраску.

Породы, обладающие сланцеватой текстурой, раскалываются на тонкие пластинки с относительно плоскими поверхностями. В зависимости от морфологии минералов, формирующих сланцеватость, выделяют разновидности кристаллизационной сланцеватости (рис. 2.28).

Плоскопараллельная сланцеватость определяется расположением пластинчатых минералов по параллельным плоскостям. Характерна для слюдяных сланцев, филлитов.

Линейно-параллельная текстура свойственна породам, сложенным удлинненно-призматическими минералами (актинолит, роговая обманка, дистен, силлиманит), ориентированными взаимно параллельно.

Очковая, или линзовидная, текстура характеризуется наличием линзовидных обособлений гранобластических агрегатов порообразующих минералов (кварца, калишпата и др.) в общей сланцевой матрице породы. Текстура свойственна некоторым гнейсам.

Гнейсовая-текстура – термин распространенный, но не совсем определенный. Гнейсовый узор в строении породы обусловлен полосчатым распределением светлоокрашенных (кварц, полевые шпаты) и феррических (пироксен, гранат, роговая обманка, слюды) минералов, причем последние ориентированы субпараллельно. Гнейсовую текстуру

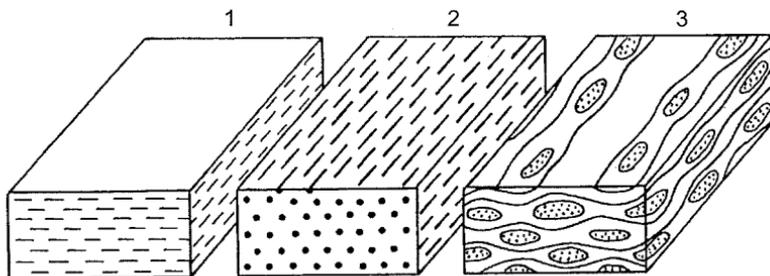


Рис. 2.28. Текстуры метаморфических пород: 1 – сланцеватая плоско-параллельная; 2 – линейно-параллельная; 3 – очковая, или линзовидная

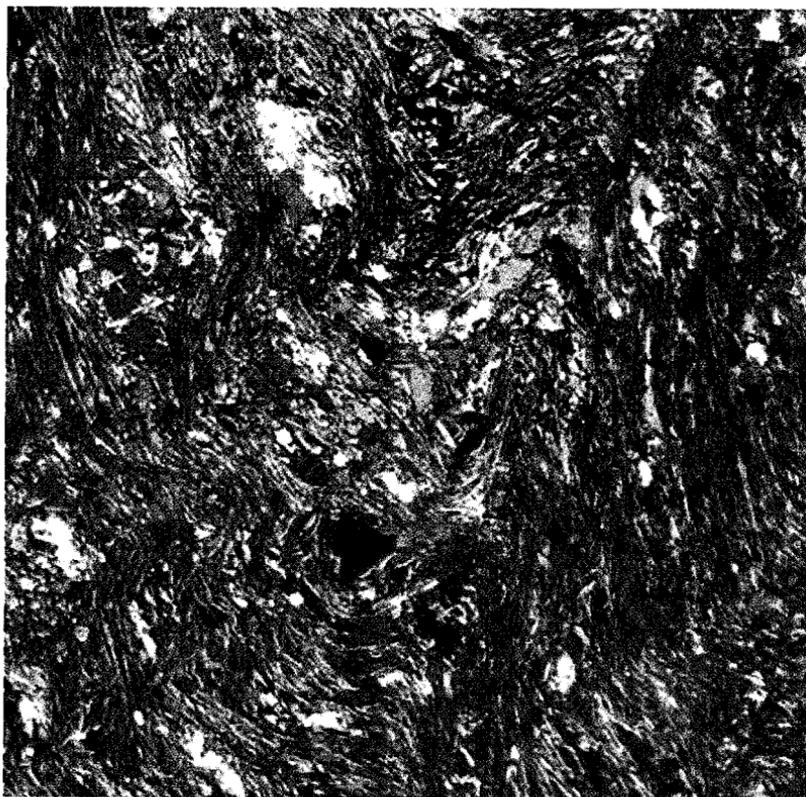


Рис. 2.29. Николи «+». Плойчатая (микроскладчатая) структура в актинолитовом сланце. Микроскладчатый узор подчеркивается расположением иголок актинолита



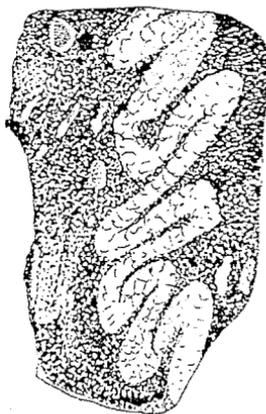
a



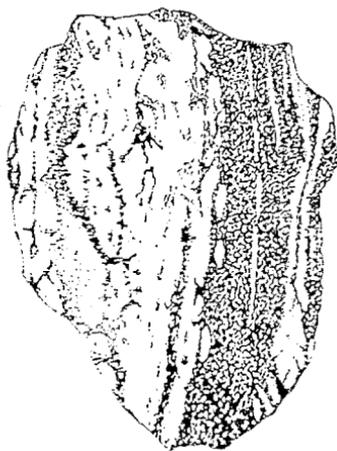
б



в



г



д

Рис. 2.30. Текстуры типы мигматитов (по Н.А. Елисееву, 1963): *a* – послойный; *б* – ветвистый; *в* – сетчатый; *г* – пирокластический; *д* – линзовидно-полосатый

можно трактовать как плохо выраженную кристаллизационно-сланцевую. Породы, обладающие гнейсовой текстурой, раскалываются на пластины различной толщины часто с шероховатым, бугристым и ступенчатым изломом.

В гнейсовой текстуре, по аналогии со сланцеватой, различают плоскопараллельную, линейнопараллельную и полосчатую разности. Так же, как и кристаллизационно-сланцеватая, гнейсовая текстура образуется при перекристаллизации в условиях одностороннего давления. Термин гнейсовидная текстура применяется для характеристики текстур гнейсов, амфиболитов, мигматитов, бластолитов.

Плойчатая текстура выражает мелкую складчатость (плойчатость), развитую в сланцеватых и полосчатых породах (рис. 2.29). Морфология складочек может быть всевозможной (симметричной, асимметричной). Размах крыльев и амплитуда плексов обычно измеряются первыми сантиметрами, часто проявляется микроскопическая полойчатость.

Инъекционные текстуры характерны для мигматитов-артеритов. Инъекции гранитного расплава в метаморфический субстрат породы имеют различные морфологические особенности, в связи с чем выделяют послонные, линзовидные, сетчатые, птигматитовые и другие текстурные типы мигматитов (рис. 2.30).

2.3.2. Структуры

Структурой метаморфических, как и прочих пород, называют особенности ее строения, обусловленные размерами, формой и взаимоотношением составных частей.

Собственно метаморфические структуры возникают в том случае, когда процесс перекристаллизации дошел до конца. Эти структуры называют **новообразованными**. Если же процесс перекристаллизации не доходит до конца и в метаморфизованной породе сохраняются фрагменты строения исходных пород, то структуры называются **реликтовыми**.

Эти остаточные структуры, названные Я.И. Седергольмом палимпсестовыми, могут быть весьма разнообразными по степени сохранности. При дифференциальных движениях в породе вследствие ее метаморфизма ранее существующие структуры быстро уничтожаются. При контактовом метаморфизме структурно-текстурный узор исходных пород может сохраняться в высокотемпературных роговиках несмотря на изменения минерального состава породы. Сохранность реликтового строения породы зависит от шага диффузионного переноса вещества при метаморфизме и размера структурно-текстурных элементов. Так, например, тонкозернистые породы утрачивают свое первоначальное обломоч-

ное строение на низких ступенях метаморфизма, в то время как текстура конгломерата распознается в высокометаморфизованной породе даже после того, как гальки и цемент полностью перекристаллизованы. Тонкая слоистость литологически различных слоев исчезнет, когда радиус обмена вещества превысит половину мощности наибольшего из прослоев. Крупные фрагменты структур изверженной породы, например порфирова, могут распознаваться по очертаниям зерен несмотря на то, что все первичные минералы перекристаллизованы или замещены новыми.

Для обозначения реликтовых структур используют приставку «бласто», например бластоофитовая. В приведенном примере показано, что наряду с перекристаллизацией в породе сохраняется реликтовый узор офитовой структуры долерита. Изучение реликтовых структур представляет интерес для выявления состава исходной породы и восстановления истории метаморфического преобразования.

Новообразованные структуры разделяют на две большие группы: кристаллобластовые и катакластические.

Кристаллобластовые структуры

Процесс перекристаллизации породы в твердом состоянии называют *кристаллобластезом*, а структуры, возникающие в результате такого процесса, – *кристаллобластовыми*. Рост кристаллических зерен проходит практически одновременно (при условии изохимического метаморфизма). Совершенство кристаллографических форм минералов зависит от их кристаллизационной силы, т.е. способности образовывать ограненные кристаллы. Хорошо ограненные кристаллы в метаморфических породах называют *идиобластами* в отличие от *ксенобластов* – зерен, имеющих некристаллографические ограничения.

По способности минералов к образованию хорошо ограниченных кристаллов они располагаются в кристаллобластический ряд. Идиобластичность минералов в различных по исходному составу метаморфических породах изучалась Ф. Бекке, У. Грубенманом, А. Харкером, Ф. Тернером, а в последнее время обсуждалась в работе Philpotts (1990). Обобщенный кристаллобластический ряд минералов метаморфических пород, по Ф. Тернеру, выглядит следующим образом:

Рутил, сфен, магнетит
Турмалин, дистен, ставролит, гранат, андалузит
Эпидот, цоизит, форстерит
Пироксены, амфиболы, волластонит, слюды, хлориты
Доломит, кальцит
Кордиерит, полевые шпаты, кварц

В этом ряду каждый последующий минерал обладает меньшей кристаллизационной силой, чем предыдущий. В верхней части ряда располагаются минералы с наиболее плотной упаковкой кристаллической решетки. Сверху вниз в ряду у минералов увеличивается молекулярный объем и уменьшается плотность. Минералы, обладающие наиболее плотной структурой, обычно имеют более совершенные кристаллографические формы. Приведенная в ряду последовательность идиоморфизма минералов может несколько нарушаться, что связано с конкретными условиями кристаллизации и составом исходных пород.

Степень идиоморфизма минералов в метаморфических породах не указывает на последовательность кристаллизации. Все минералы равновесного парагенезиса образуются одновременно, и форма отдельных зерен определяется кинетическими факторами и стремлением к минимуму поверхностной энергии агрегата зерен.

Если метаморфическая порода сложена изометричными зёрнами с близкими поверхностными свойствами, то самым равновесным является агрегат с тройными сочленениями граней, расположенных под углом 120° . Такие сочленения, обеспечивающие минимум поверхностной энергии, характерны для многих метаморфических пород с гранобластовой структурой. Сочленение плоских граней под углом 120° возможно лишь при равновесной кристаллизации примерно одинаковых по форме и размерам зерен-полиэдров. Если грани зерен при таком сочленении выпуклые и вогнутые, то кривизна граней определяет появление градиентов давления на границах зерен. Поскольку давление со стороны зерна с большим радиусом кривизны превосходит давление со стороны зерна с меньшим радиусом, то равновесие достигается путем роста крупных зерен за счет исчезновения мелких, т.е. в процессе перекристаллизации структура становится более крупнозернистой. Эта тенденция характерна для многих метаморфических пород.

Более дробное разделение кристаллобластовых структур производят по величине, форме и взаимоотношению породообразующих минералов.

По абсолютным размерам зерен структуры разделяют: на грубозернистые (> 1 см), крупнозернистые ($1-0,5$ см), среднезернистые ($0,5-0,1$ см), мелкозернистые ($< 0,1$ см).

Перекристаллизация обычно сопровождается растворением мелких зерен и кристаллизацией крупных, что приводит в идеальном случае к образованию равномерно-крупнозернистых структур. Метаморфические породы всегда полнокристаллические, в которых аморфное вещество и пустоты не сохраняются.

По относительным размерам зерен выделяют равномерно-зернистые (*гомеобластовые*) и неравномерно-зернистые (*гетеробластовые*) структуры.

В качестве разновидности среди гетеробластовых структур выделяют чрезвычайно распространенную в метаморфических породах *порфиробластовую структуру* (рис. 2.31). Она характеризуется наличием крупных минеральных зерен одного или нескольких минералов, которые называются порфиробластами, погруженными в относительно мелкозернистую основную ткань. Термин *основная ткань* подчеркивает кристаллически-зернистое строение в отличие от основной массы в эффузивах, где присутствует аморфное вулканическое стекло.

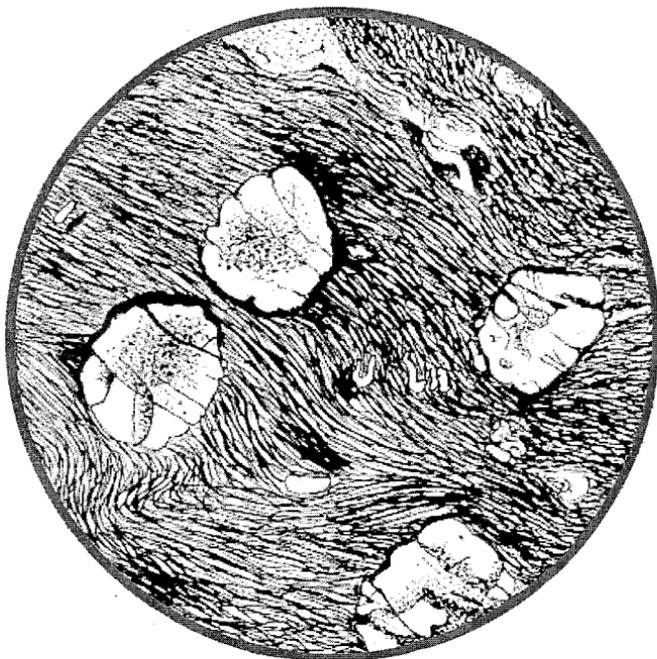


Рис. 2.31. Порфиробластовая структура
(по У. Грубенману и П. Ниггли, 1933)

По форме слагающих породу зерен выделяют значительное количество разновидностей структур, главными из которых являются: гранобластовая, лепидобластовая и нематобластовая.

Гранобластовая структура породы определяется изометричной формой породообразующих минералов. К типичным минералам, приобретающим изометричные формы, относятся кварц, полевые шпаты, карбонаты. Обычно при описании пород с гранобластовым строением придают значение морфологии границ зерен. По этому признаку выделяют

сотовую структуру, для которой характерны зерна породообразующих минералов с прямолинейными очертаниями, дающими в сечении шлифа шестиугольники (рис. 2.32). Иногда зерна минералов имеют резкоизвилистые очертания, напоминающие сутуро-стилолитовые швы осадочных пород. В этом случае говорят о *зубчатой структуре*. Гранобластовая структура типична для роговиков, и поэтому часто применяют название *роговиковая структура* (рис. 2.33). Для этой структуры типична микрoзернистость и способность образовывать изометричные формы зерен даже такими минералами, как мусковит, биотит и роговая обманка.

Лепидобластовая структура образуется чешуйчатыми минералами (слюдами, хлоритом, хлоритоидом). Выделяют параллельно- и спутанно-лепидобластовую разновидности (рис. 2.34).

В случае *параллельно-лепидобластовой структуры* чешуйчатые минералы ориентированы субпараллельно друг другу, подчеркивая сланцеватость. *Спутанно-лепидобластовая структура* образуется неориентированными листочками слюд. Эта структура типична для филлитов, слюдяных, хлоритовых сланцев и грейзенов.

Нематобластовая структура состоит из призматических, игольчатых и волокнистых минералов (рис. 2.35). Характерна для актинолитовых, силлиманитовых и дистеновых сланцев. Если порода состоит из агрегатов волокнистых или тонкоигольчатых минералов, то структуру называют *фибролитовой*. Разновидностями нематобластовых структур являются *метельчатая, сноповидная, розетковидная*. Названия определяются морфологией агрегатов минералов, слагающих породу.

Для пород, состоящих из зерен различной формы, используют сложные названия, например, *лепидогранобластовая, нематогранобластовая* (рис. 2.36).

По взаимоотношению составных частей в породе выделяют три типа структур: прорастания, реакционные и замещения. **Структурам прорастания** свойственны многочисленные включения одного минерала в другом. В зависимости от величины и ориентировки включений отмечают пойкилобластовую, ситовидную и диабластовую структуры.

Пойкилобластовая структура предполагает наличие мелких включений минералов основной ткани в порфиробластах. Последние нередко называются пойкилобластами (рис. 2.37).

При изучении породы следует различать в пойкилобластах включения реликтовых минералов, которые не вступают в метаморфические реакции или в химическом отношении слабо активны. Например, графитовые включения в процессе кристаллизации минерала-хозяина «выталкиваются» за пределы зерен. Способность к самоочищению минералов зависит от их кристаллизационной силы. Например, корлиерит как очень «слабый» минерал сохраняет остаточные включения на высоких ступенях

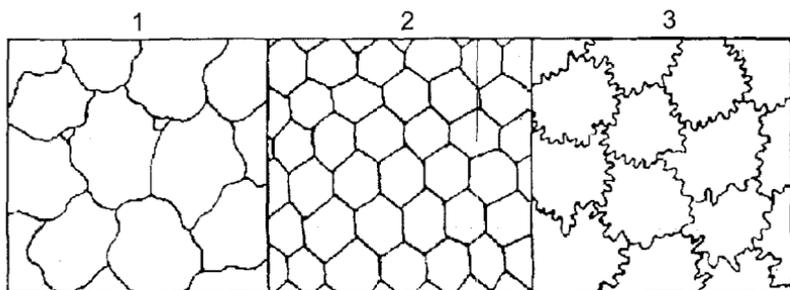


Рис. 2.32. Разновидности гранобластовых структур: 1 – гранобластовая с пологоволнистыми границами зерен; 2 – сотовая; 3 – зубчатая

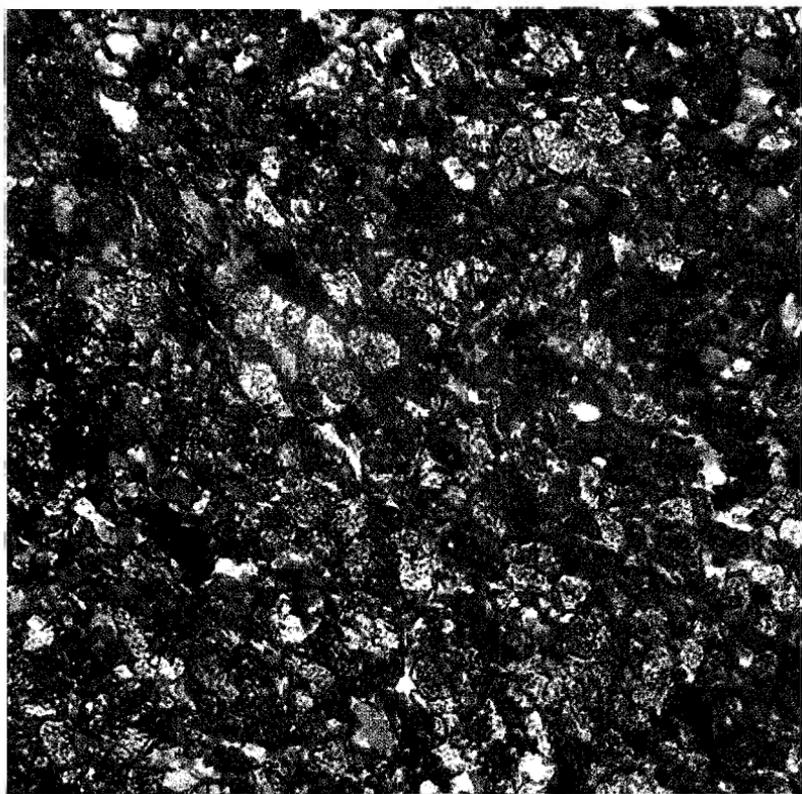


Рис. 2.33. Роговиковая (гранобластовая) структура в эпидотовом роговике. Породообразующие минералы – кварц, эпидот, плагиоклаз – образуют изометричные зерна



Рис. 2.34. Разновидности лепидобластовых структур:
1 – спутанно-лепидобластовая; 2 – параллельно-лепидобластовая



Рис. 2.35. Никולי «t». Спутанно-нематобластовая структура в актинолите

метаморфизма. Если группы остаточных включений в крупных зернах метаморфической породы подчеркивают реликтовый узор исходной породы, такую структуру называют *гелицитовой*. Например, параллельные ряды включений рудного минерала в гранате, плагиоклазе либо в других новообразованных минералах отражают слоистость исходной породы.

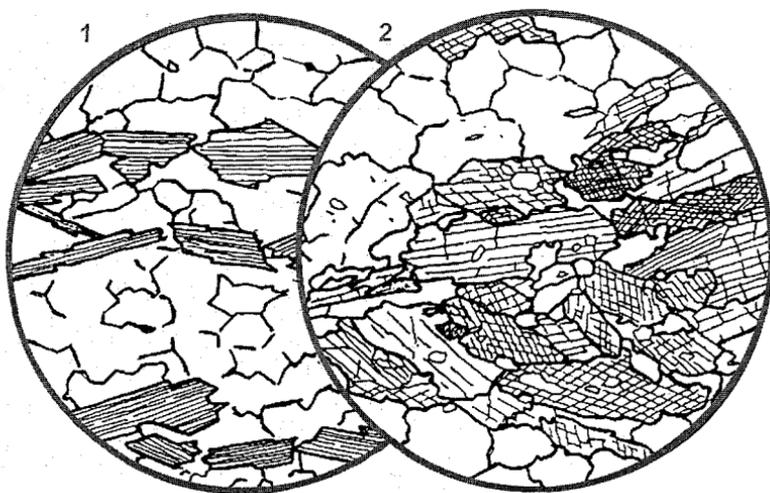


Рис. 2.36. Смешанные структуры метаморфических пород:
1 – лепидогранобластовая; 2 – нематогранобластовая

В других случаях включения мелких зерен в более крупных являются продуктом одной и той же метаморфической реакции, но минералы не были способны обособиться друг от друга. Крупному кристаллу, растущему быстро, в этом случае энергетически выгоднее включить мелкие кристаллические зерна другого минерала, облекая их, нежели «вытолкнуть» их за пределы зерна.

Ситовидная структура отличается от пойкилобластовой еще большим количеством включений в минерале-хозяине. Контуров минерала-хозяина распознаются только при внимательном изучении шлифа.

Диабластовая структура означает тесные взаимопрорастания двух минералов. Встречаются амфиболиты с тонким взаимным прорастанием амфибола и плагиоклаза, пироксен-скаполитовые, гранат-пироксеновые и другие породы с взаимным прорастанием минералов. При петрографическом описании иногда выделяют *микробластическую* и *криптобластическую структуры*, которые отличаются от диабластической очень мелкими размерами сростаний, различимых только под

микроскопом. Иногда пойкилитовые включения в кристаллах ориентрованы и отражают условия зарождения и роста пойкилобластов (рис. 2.38).

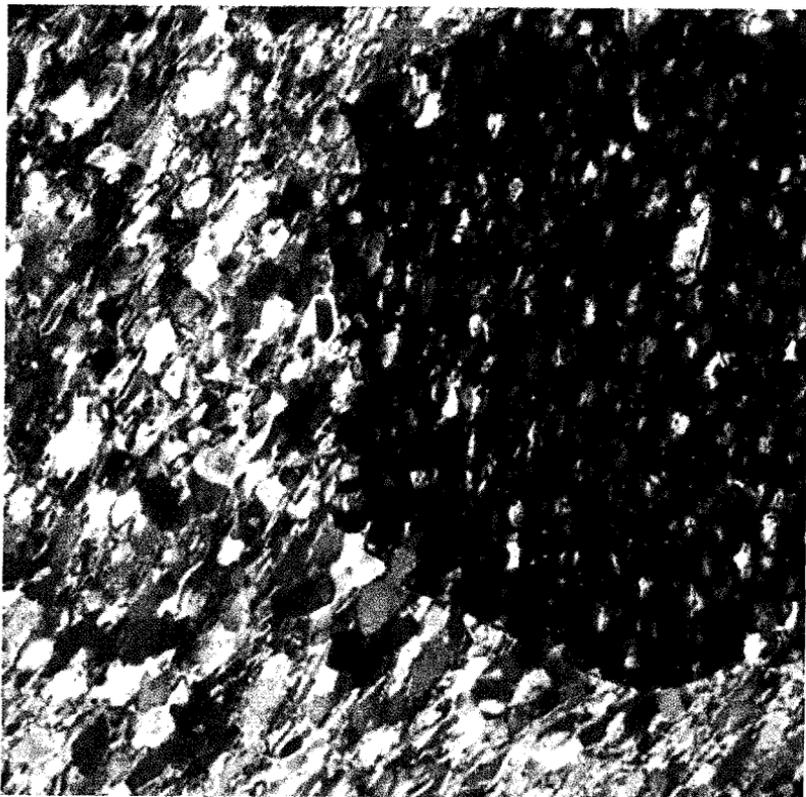


Рис. 2.37. Николи «». Пойкилобласт граната (темное) в гранат-двуслюдяном сланце. Включения кварца и слюд в гранате ориентированы под углом сланцеватости основной ткани. Направление включений в гранате показывает раннюю (реликтовую) ориентировку минералов в породе

К *реакционным* относят мирмекитовую, друзитовую и симплектитовую структуры. Под *друзитовой структурой* понимают наличие в породе минеральных образований, в которых минералы нарастают друг на друга в виде каемок. *Симплектитовые* срастания – это общее название взаимных прорастаний минералов. В метаморфических породах очень часто встречаются кордиерито-кварцевые, силлиманит-магнетитовые,

гиперстен-плагиоклазовые, кварц-полевошпатовые симплектиты. Микрографические и микрогранофирные прорастания являются частным случаем симплектитов.

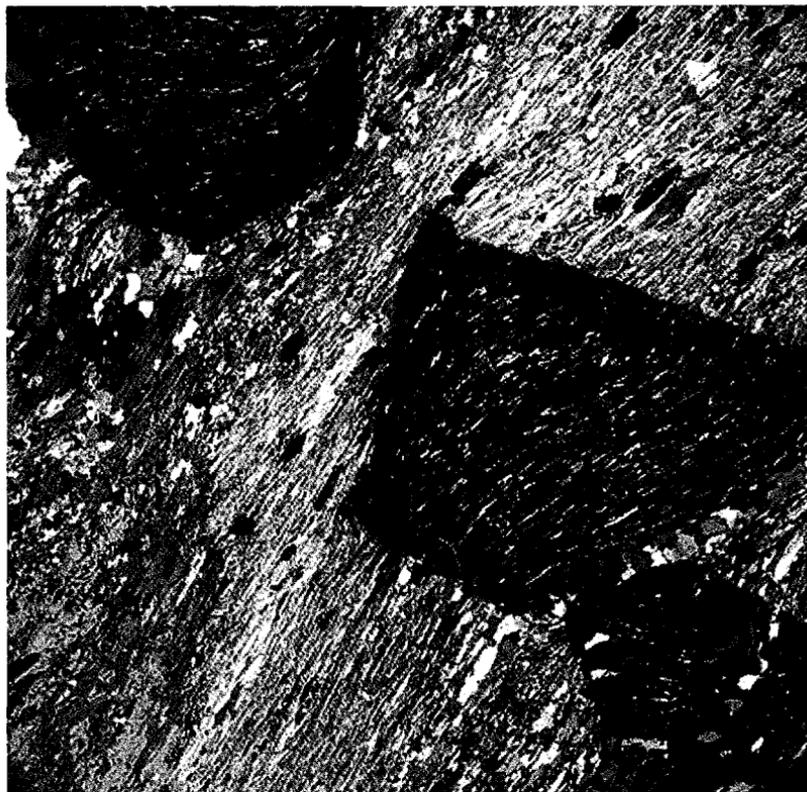


Рис. 2.38. Николи «+». S-образная структура включений в гранате (гранат-двуслюдяной сланец). Ориентировка включений связана с вращением растущих зерен граната в процессе дифференциальных подвижек вдоль поверхностей сланцеватости. На рисунке поверхности сланцеватости подчеркиваются преимущественным развитием слюд

Классификация *структур замещения*, характерных для метасоматических пород, еще не разработана. К этому типу структур относят некоторые пертиты и мирмекиты. Наиболее типичными структурами замещения являются псевдоморфозы. По характеру замещения выделяют агрегатное, прожилковое и метакристаллами.

Катакластические структуры

Катакластические структуры возникают под воздействием на породы и отдельные минералы сильного стресса при сравнительно низких температурах. Динамические нагрузки приводят к частичному или полному раздроблению исходных пород и слагающих их минералов. Под воздействием стресса возможно пластическое течение раздробленных частиц.

Среди структур раздробления выделяют следующие разновидности: брекчиевидную, собственно катакластическую, бетонную, милонитовую, порфиорокластическую, филлонитовую и псевдотахилитовую.

Брекчиевидная структура формируется при раздроблении породы на остроугольные обломки, которые цементируются тонкоперетертым материалом. Размер обломков более 2 мм.

Катакластическая структура (рис. 2.39, а) типична для начальных этапов дробления породы. Дробление минеральных зерен не сопровождается их перемещением и захватывает обычно приграничные участки минералов. Породообразующие минералы в результате сильного стресса приобретают волнистое, облачное, мозаичное погасание. Упругие минералы изгибаются и гофрируются. Под воздействием катаклаза в минералах образуются механические двойники.

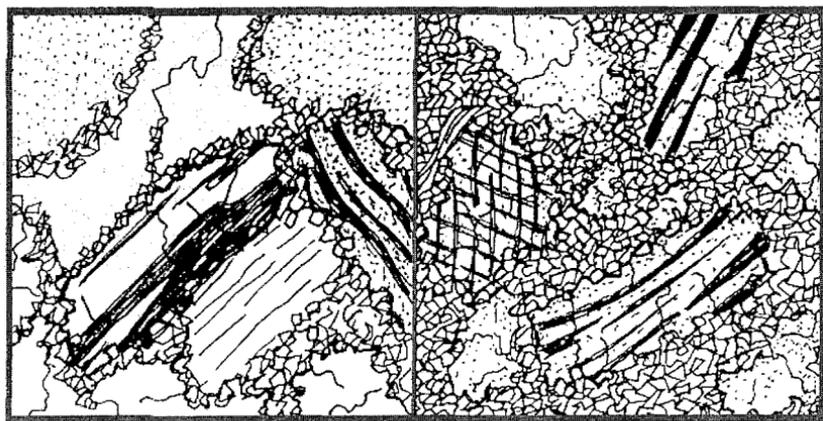


Рис. 2.39. Структура пород дислокационного метаморфизма:
а – катакластическая; б – бетонная

Бетонная структура – частный случай катакластических структур. Ей присуще наличие в породе крупных минеральных зерен, погруженных в тонкоперетертый материал (рис. 2.39, б).

Милонитовая структура характеризуется интенсивным и тонким дроблением исходной породы. Раздробленные частицы испытали значительные перемещения друг относительно друга. В некоторых участках пород частично сохраняются от дробления минералы в виде линзовидных и «завальцованных глазков». Они называются *порфирокластами* (рис. 2.40).

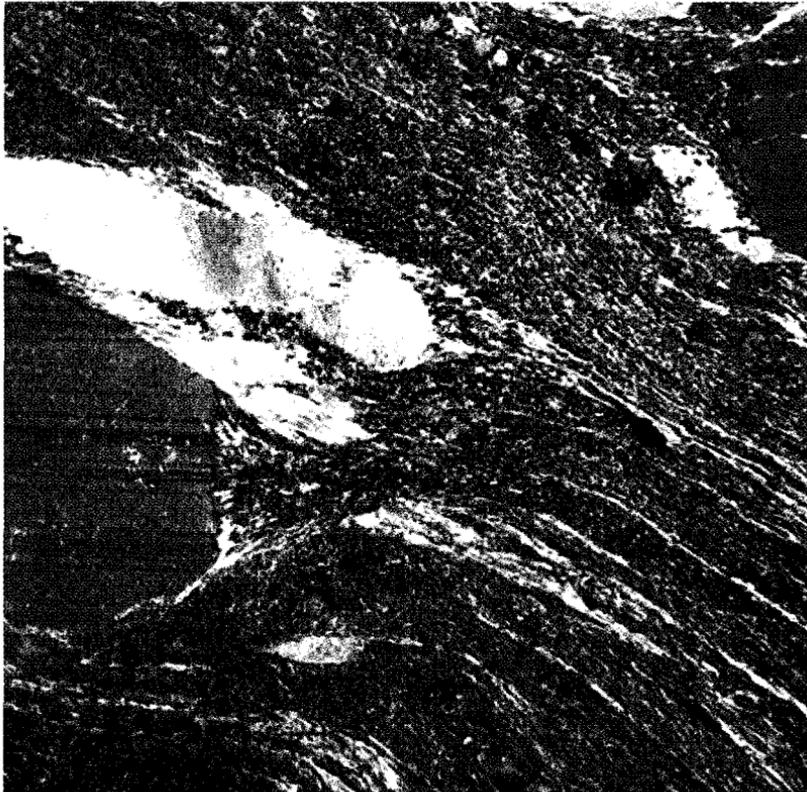


Рис. 2.40. Николи «+». Порфирокластовая структура в милоните. Реликтовые таблички плагиоклаза и линзовидные порфирокласты кварца среди тонкокластической кварц-полевошпатовой основной ткани. К поверхностям механического расщепления приурочен тонкочешуйчатый агрегат новообразований серицита

Основная масса тонкоперетертая, в ней отмечается незначительное количество новообразований (серицита, хлорита). Некоторые исследователи милонитов считают, что основная масса этих пород претерпела перекристаллизацию.

Филлонитовая структура типична для милонитов с очень тонким размером частиц. Филлониты имеют шелковистый блеск на поверхностях рассланцевания, подобно филлитам.

Псевдотахилитовая структура встречается в псевдотахилитах. Размер кластогенных частиц минералов настолько мелкий, что порода не поляризует свет подобно стеклу. В некоторых случаях псевдотахилиты сложены стеклом, в которое погружены тонкообломочный материал, вновь образованные микролиты и кристаллиты.

2.4. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА. ФАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Метаморфические породы формируются в результате глубоких преобразований пород любого происхождения, обусловленных изменениями физико-химических и термодинамических условий на месте их залегания, с уничтожением в процессе их перекристаллизации признаков первоначальных текстур, структур и минерального состава и заменой их новыми минеральными парагенезисами, устойчивыми в условиях метаморфизма.

Исключительное значение физико-химических и термодинамических исследований метаморфизма подчеркнуто работами А. Барроу, В.М. Гольдшмидта, Ф. Бекке, П. Эскола, Ф. Тернера и др., определившими появление теории метаморфизма. Позднее Д.С. Коржинский создал теорию физико-химических систем с вполне подвижными компонентами и метасоматических процессов, описывающую природные объекты. Он обосновал независимое влияние температуры и давления на ход процессов метаморфизма пород и выявил роль потоков сложных по составу флюидов различного происхождения.

Представление о соответствии минерального состава метаморфических пород термодинамическим параметрам метаморфизма было сформулировано П. Эскола как принцип минеральных фаций.

2.4.1. Развитие физико-химического направления в метаморфической петрологии

Очень важную роль в классификации пород играют конкретные значения температуры и давления, приведшие к образованию той или иной породы. Первые исследователи метаморфизма создали представления о глубинных зонах Земли. Предполагалось, что преобразование пород обуславливается опусканием их на ту или иную глубину в земной коре, а основной причиной повышения температуры с глубиной является геотермический градиент, имеющий постоянную величину в различных участках земной коры. Исходя из этих представлений земная кора была разделена на несколько глубинных зон, или поясов, каждый из которых характеризовался своими величинами давления и температуры. Ассоциации метаморфических пород соотносили с глубиной их образования, которую, естественно, связывали с температурой и давлением метаморфизма.

Работы В. Ван-Хайза, У. Грубенмана, П. Ниггли

На заре развития учения о метаморфизме В. Ван-Хайз (1898, 1904) выделил две главные физико-химические зоны образования метаморфических пород: катаморфизма и анаморфизма.

Зона катаморфизма относится к верхней части земной коры, в которой преобладают экзотермические реакции (окисления, гидратации, карбонатизации). Эти реакции протекают в породах при участии подземных вод и воздуха.

Зона анаморфизма более глубинная. В ней преобладают эндотермические реакции диссоциативного характера (восстановления, дегидратации, декарбонатизации). Реакции сопровождаются уменьшением объема образующихся минералов.

Дальнейшее развитие направления В. Ван-Хайза о глубинных зонах метафоризма нашло отражение в работах Ф. Бекке (1896, 1903, 1921), У. Грубенмана (1904, 1910), И.Д. Лукашевича (1909), П. Ниггли (1913, 1924). На основе этих работ была создана классификация метафоризма и метаморфических пород, которая вошла в петрографию на многие годы благодаря четкости и обстоятельности изложения материала. В классификации Грубенмана – Ниггли выделяются три зоны метаморфизма.

Верхняя зона (*эпизона*) характеризовалась умеренной температурой, незначительным гидростатическим давлением, сильным стрессом и комплексом породообразующих минералов, среди которых большую роль играли гидроксилсодержащие силикаты. В качестве типичных минералов указывались доизит, эпидот, хлорит, серицит, хлоритоид, актинолит, тальк, альбит. К типичным породам эпизоны относились сланцы, эпидотовые роговики, порфириоиды и т.п.

Для средней зоны (*мезозона*) предполагались более высокие температура, гидростатическое давление и очень сильный стресс. Перекристаллизация пород осуществлялась в соответствии с правилом объема и принципом Рике. Типоморфные породообразующие минералы зоны представлены дистеном, алмандином, ставролитом, роговой обманкой, биотитом, мусковитом. Главные разновидности пород мезозоны – кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, гнейсы.

Нижняя зона (*катазона*) отличалась наиболее высокими температурами, гидростатическим давлением и относительно слабым направленным давлением. Авторы предполагали перекристаллизацию вещества с сохранением форм. В качестве типоморфных минералов назывались силлиманит, алмандин, ромбический пироксен, оливин, пироп, кордиерит, шпинель, омфацит, анортит, ортоклаз, волластонит. К породам катазоны отнесены кристаллические сланцы, гранулиты, эклогиты, некоторые роговики.

Однако классификация метаморфизма Грубенмана – Ниггли оказалась несовершенной. В частности, в ней основное значение придавалось температуре и мало учитывалась глубина образования метаморфических пород. В результате в одну группу объединялись высокотемпературные роговики, образующиеся на малых глубинах, и глубинные сланцы, гнейсы и гранулиты с кианитом, гиперстеном и гранатом.

Метаморфические минеральные зоны и концепция изоград

Уже в период создания учения о глубинных зонах метаморфизма во многих районах была изучена горизонтальная зональность метаморфизма. При геологическом картировании регионально-метаморфизованных пород пелитового состава Г. Барроу (1893) предложил выделение минеральных зон метаморфизма, границы между которыми он назвал *изоградами*. Они означают линии равной степени метаморфизма, нанесенные на геологическую карту. В каждой метаморфической зоне появляется типоморфный минерал, или *индекс-минерал*. По-

следние отмечают ту или иную ступень метаморфизма пород. Геологическим картированием в юго-восточной части Шотландского нагорья Г. Барроу установил 6 зон метаморфизма: хлоритовую, биотитовую, гранатовую, ставролитовую, кианитовую и силлиманитовую (рис. 2.41).

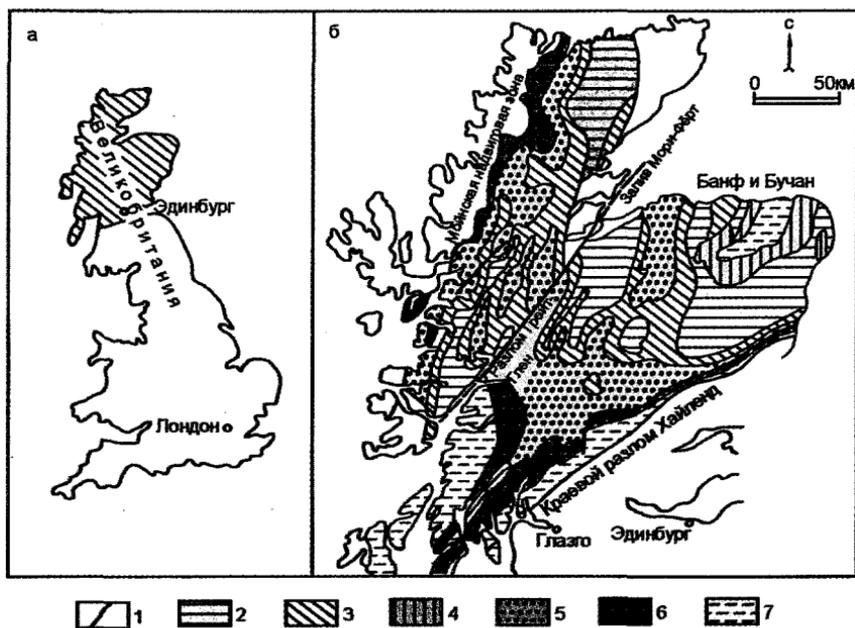


Рис. 2.41. Метаморфическая зональность типа Барроу и Бучанского типа в Шотландии (по К. Гиллену, 1984): *a* - географическое положение рассматриваемой территории (заштриховано); *б* - схема метаморфизма: 1 - разломы; 2-7 - метаморфические зоны: 2 - силлиманитовая, 3 - кианитовая, 4 - андалузитовая (только в СВ Шотландии), 5 - гранатовая, 6 - биотитовая, 7 - хлоритовая

Хлоритовая зона. Главными породообразующими минералами в метapelитах этой зоны являются хлорит и серицит. Альбит встречается в незначительных количествах. Калишпат и плагиоклаз неустойчивы и замещаются серицитом, альбитом и минералами группы эпидота.

В благоприятных условиях кристаллизуется хлоритоид. Исходная порода в этом случае должна быть богата железом и глиноземом и в то же время бедной магнием, кальцием и щелочами. Во многих случаях в породах этой зоны отмечается марганцовистая разновидность хлоритоида - оттрелит (магнезиальная разновидность - сисмондин). Появление хлоритоида на ранних стадиях динамотермального метаморфизма, веро-

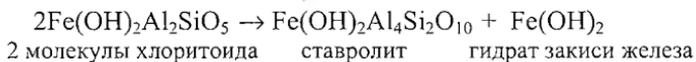
ятно, обязано наличию в исходной породе каолинита, который вступая в реакцию с магнетитом дает хлоритоид: $3 \text{ каолинит} + \text{магнетит} = 3 \text{ хлоритоид} + 3 \text{ кварц} + 3\text{H}_2\text{O}$.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, турмалином, рутилом. Текстуры пород тонкосланцеватые с реликтовой слоистостью, плейчатые. Структуры лепидобластовые. Наиболее типичные породы представлены хлорит-серицитовыми, хлоритоидно-серицитовыми, альбит-серицит-хлоритовыми сланцами и серицитовыми филлитами.

Биотитовая зона. Появление биотита свидетельствует о нарастании степени метаморфизма. Ассоциация Сер + Хл становится неустойчивой, и образуется биотит. Для кристаллизации биотита вещество заимствуется не только из хлорита и серицита, но и из кварца, магнетита и рутила. В некоторых случаях в породах зоны появляется ранний гранат, богатый спессартиновым миналом (около 12 %). В зависимости от состава породы называются биотитовыми или хлорит-биотитовыми сланцами.

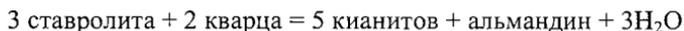
Гранатовая (альмадиновая) зона. Альмандин свидетельствует о более высокой ступени динамотермального метаморфизма. Гранат кристаллизуется за счет хлорита и магнетита. Он обладает большой кристаллизационной силой, образуя порфиробласты. В этой зоне метаморфизма в ассоциации с гранатом встречаются те же минералы, которые встречались в предыдущей зоне, но стремящиеся в процессе рекристаллизации к более крупным размерам. Однако они сохраняются только в непрерывно уменьшающихся количествах. Хлоритоид в гранатовой зоне является весьма типичным минералом, в виде крупных пойкилобластических кристаллов. Наиболее типичные породы альмадиновой зоны – гранат-биотитовые, гранат-двуслюдяные и гранат-хлоритоидные сланцы.

Ставролитовая зона. Появление ставролита в породах более высокой ступени метаморфизма можно объяснить реакцией замещения хлоритоида ставролитом:



Освобождающееся железо входит в состав биотита, формирующегося за счет мусковита. Появляясь вначале в виде мелких зерен, ставролит быстро развивается в крупные идиобластические кристаллы, при взаимном прорастании образуются крестообразные двойники. Совместно со ставролитом в породах часто встречается гранат. В качестве примеси или главного минерала в ставролит-гранатовых сланцах и гнейсах наблюдается олигоклаз. В образованиях ставролитовой зоны под влиянием высоких температур и понижающегося одностороннего давления появляются крупнозернистые структуры, полосчатые и гнейсовидные текстуры.

Кианитовая зона. Кианит встречается часто с гранатом и ставролитом. По мнению А. Харкера, с повышением температуры ставролит уступает место кианиту и гранату:



Кианит подобно ставролиту обладает большой кристаллизационной силой и образует крупные идиобласты. С ним ассоциируют ставролит, биотит, мусковит, кварц, являясь главными компонентами породы.

Кианитовые, кианит-гранатовые слюдяные сланцы содержат нередко плагиоклаз, при грубосланцеватом строении они называются гнейсами.

Силлиманитовая зона. На высшей ступени метаморфизма кианит сменяется силлиманитом. Совместно с ним встречаются гранат, биотит, ортоклаз и олигоклаз. Укрупнение зерен минералов и образование гнейсовых текстур в метаморфизируемых глинистых породах стирают следы их первичного строения. Силлиманит встречается обычно в виде волокнистых агрегатов (фибrolита), которые включены в кварце, мусковите. Калиевый полевой шпат не встречается на низких стадиях метаморфизма, здесь образуется за счет диссоциации мусковита. Возможно, аналогичному расщеплению иногда подвергается биотит, продуктом разложения которого является вместо силлиманита гранат. Породы зоны представлены кристаллическими сланцами и гнейсами.

Установленные Г. Барроу зоны и принципы картирования метаморфических комплексов официально были признаны благодаря работам П. Гилли (1921, 1925), который окончательно сформулировал частные вопросы концепции изоград. Указанная минеральная зональность в метаморфических поясах была зафиксирована в других складчатых поясах, но вместе с тем в северо-восточной части Шотландии выявлена другая по характеру зональности серия (**Бучанского типа** – по названию г. Бучан). В зонах этого типа выделяется последовательность минералов-индексов: *хлорит* → *биотит* → *кордиерит* → *андалузит* → *силлиманит*, соответствующая возрастанию степени метаморфизма пелитовых пород.

Приведенные ряды последовательности минералообразования свидетельствуют о локальных различиях метаморфизма и условий в земной коре, существовавших в пределах единого орогенного пояса. Метаморфизм типа Барроу характеризуется умеренным и до высоких давлениями и умеренными температурами (кианит-силлиманитовый минеральный тип метаморфизма), а метаморфизм Бучанского типа – низкими давлениями и высокими температурами (андалузит-силлиманитовый минеральный тип метаморфизма). Согласно оценкам, при кульминации метаморфизма породы силлиманитовой зоны (тип Барроу) находились на глубине около 12 км. Породы северо-восточной части Шотландии были погружены на глубину не более 3-4 км. Формирование метаморфической

последовательности Бучанского типа предопределялось высоким тепловым потоком и высоким геотермическим градиентом (т.е. высокой температурой на небольшой глубине коры). В область проявления метаморфизма Бучанского типа при формировании орогенного пояса поступило дополнительное количество тепла за счет конвективного притока его из мантии. Необходимо отметить, что в области метаморфизма Бучанского типа присутствуют породы, которые сформировались при частичном плавлении, требовавшем притока тепла. Эти плутонические породы (гранитоиды) ассоциируют с силлиманитовой зоной.

Наиболее удобными для изоградного картирования являются пелитовые породы, т.к. они чутко реагируют на изменение физико-химических условий метаморфизма. Если районы развития метаморфических толщ отличаются разнообразием пород по исходному составу, то границы между зонами лучше проводить на основании метаморфических изменений в породах пелитового состава.

Имеются породы совершенно непригодные для изоградного картирования, например, известняки, которые в различных зонах будут представлены мраморами, кварцитами, сохраняющие постоянство состава при переходе из одной зоны в другую. Для изоградного картирования используют и метабазиты, хотя деление на зоны для них менее дробно, чем в метапелитах.

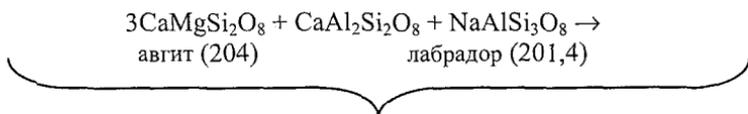
Работы Ф. Бекке

Изучение петрографии и химического состава регионально-метаморфизованных пород Австрийских Альп позволило Ф. Бекке (1913) сформулировать ряд положений, которые сыграли в будущем большую роль при разработке учения о фациях метаморфизма.

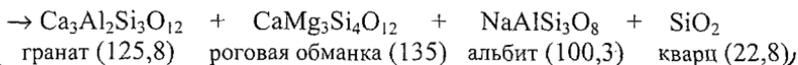
В кратком изложении они выглядят следующим образом:

1. Породы, претерпевшие изменения при метаморфизме, стремятся к состоянию химического равновесия.

2. Высокое давление представляет мощный фактор метаморфизма. Большинство метаморфических реакций, протекающих при участии давления, ведет к образованию ассоциаций минералов с меньшим молекулярным объемом, например:



405,4



383,9

3. В том случае, когда температура метаморфизма играет преобладающую роль по сравнению с давлением, «закон объемов» нарушается. При высоких температурах образуются кальциевые и калиевые полевые шпаты вместо более плотных эквивалентов – слюд и эпидота.

4. Физические условия метаморфизма и минеральные ассоциации соответствуют двум основным зонам. Верхняя зона характеризуется реакциями, которые определяются главным образом возрастающим давлением. Типичные породообразующие минералы этой зоны – эпидот, мусковит, хлорит, альбит, хлоритоид, антигорит. В нижней зоне влиянию даже более высокого давления на метаморфические реакции противодействует высокая температура. Типичными минералами пород являются пироксены, гранат, ортоклаз, силлиманит, плагиоклаз, кордиерит, оливин. Между зонами нет резкой границы. Общие минералы обеих зон – кварц, роговая обманка, биотит, ставролит.

Работы В. Гольдшмидта

Развитие физико-химического направления в петрографии позволило рассматривать процессы метаморфизма как серию сложных реакций, ведущих к минеральному равновесию. На этой основе В. Гольдшмидт (1911) предложил классификацию пород контактового метаморфизма, детально изученных им в районе г. Осло. Роговики образовались из пород, представляющих собой аргиллиты, песчаники и карбонатные отложения. Контактный метаморфизм связан с внедрением гранитов, сиенитов и эссекситов. В большинстве ореолов выделяется внутренняя зона, в которой присутствуют пироксены в породах соответствующего состава, и внешняя зона, в которой место пироксена занимает роговая обманка.

В составе роговиков отмечаются кварц, калишпат, плагиоклаз, андалузит, кордиерит, биотит, гиперстен, диопсид, гроссуляр и волластонит. Встречаются бедные кремнеземом породы, в составе которых принимают участие шпинель, корунд, монтичеллит или форстерит. Местами метаморфические ассоциации вследствие метасоматоза усложняются такими минералами, как турмалин, аксинит, флюорит, гумит, указывающими на привнос в контактовые породы магматогенными флюидами бора и фтора. Главные минералы роговиков, перечисленные выше, образуют

парагенетические ассоциации, нередко исключая друг друга. На основании петрографического изучения пород В. Гольдшмидтом выделено 10 классов кварцсодержащих роговиков, которые характеризуют следующие минеральные ассоциации (рис. 2.42): 1) андалузит + кордиерит; 2) плагиоклаз + андалузит + кордиерит; 3) плагиоклаз + кордиерит; 4) плагиоклаз + гиперстен + кордиерит; 5) плагиоклаз + гиперстен; 6) плагиоклаз + диопсид + гиперстен; 7) плагиоклаз + диопсид; 8) гроссуляр + плагиоклаз + диопсид; 9) гроссуляр + диопсид; 10) гроссуляр + волластонит + диопсид. Кварц и калишпат могут присутствовать в каждой ассоциации. Биотит сопровождает, а иногда и заменяет кордиерит в первых четырех классах. В 9-м и 10-м классах содержится везувиан. Химический анализ пород свидетельствует о связи между химическим и минералогическим составами роговиков окрестностей г. Осло.

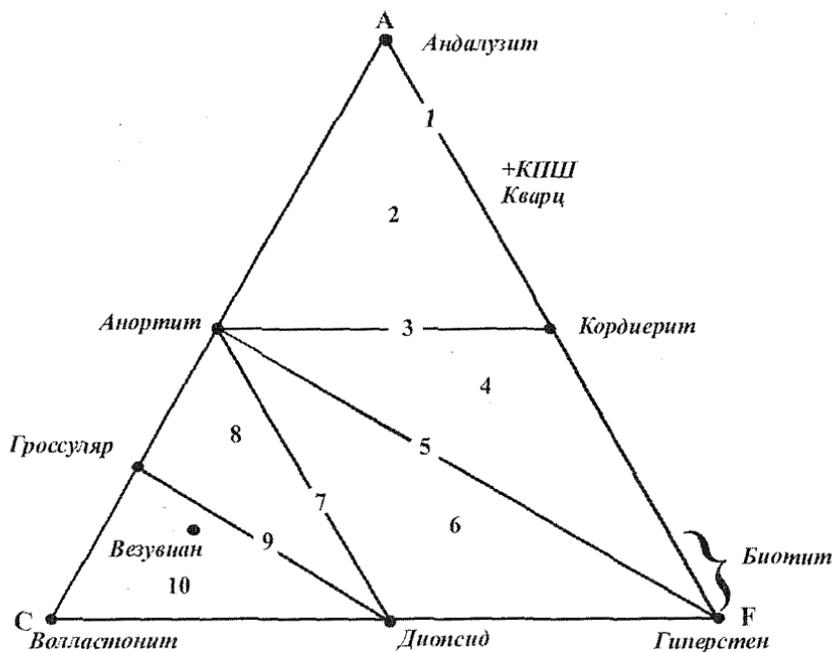


Рис. 2.42. Минеральные парагенезисы фации пироксеновых роговиков на диаграмме ACF, по В.М. Гольдшмидту. Цифры на рисунке – номера парагенезисов

Для интерпретации геологических наблюдений и анализа парагенезисов метаморфических пород В. Гольдшмидт впервые применил правило фаз Дж. Гиббса: $F = B + 2 - P$, где F – число степеней свободы; B – число компонентов; P – число фаз (минералов).

Был сделан вывод, что при метаморфических процессах минеральные парагенезисы оказываются устойчивыми в сравнительно широких интервалах температур и давлений и число степеней свободы равно 2. Исходя из этого, правило фаз Гиббса приобретает следующий вид: $2 = B + 2 - P$, или $P \leq B$, т.е. число фаз (минералов) равно или меньше числа компонентов. В этой форме правило фаз называется минералогическим. Компонентами химических реакций в метаморфических процессах являются главные породообразующие оксиды: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O , H_2O . Таким образом, число фаз (минералов) в метаморфических породах может быть равно 8 (по числу главных оксидов), но обычно бывает значительно меньшим. Уменьшение числа минералов по отношению к числу компонентов связано с тем, что ряд компонентов могут выступать в реакции как один компонент. Некоторые минералы, например биотит, гранат, роговая обманка и другие, являются концентраторами многих компонентов, изоморфно замещающих друг друга.

Метаморфические реакции

Изменение PT -условий метаморфизма приводит к изменению минерального состава пород, которое осуществляется путем метаморфических реакций. В первом приближении выделяют три типа реакций.

1. Полиморфные превращения характеризуют структурную перестройку минералов без изменения их химического состава. Реакций такого рода немного, но они играют важное значение в метаморфической петрологии. К наиболее известным полиморфным превращениям относятся:

графит – алмаз – чаоит – лонсдейлит (полиморфы углерода),

кальцит – арагонит (полиморфы CaCO_3),

кварц – тридимит – кристобалит – китит – коэсит – стишовит (полиморфы SiO_2),

андалузит – кианит – силлиманит (полиморфы Al_2SiO_5).

На фазовые переходы при метаморфизме кроме температуры и давления оказывают влияние наличие или отсутствие флюида, состав и количество элементов – примесей в минералах.

Наиболее распространенным фазовым переходом при метаморфическом преобразовании пород является андалузит – кианит – силлиманит, наблюдаемый в метапелитах. Полиморфы Al_2SiO_5 хорошо диагностируются макроскопически и оптическими методами, а PT -параметры устойчивости разных фаз установлены экспериментально. Это позволяет ориентировочно определять PT -параметры метаморфизма по наличию

того или иного полиморфа. Особенно важны случаи присутствия двух или трех полиморфов в породе, поскольку область устойчивости таких парагенезисов локализуется более точно (рис. 2.43).

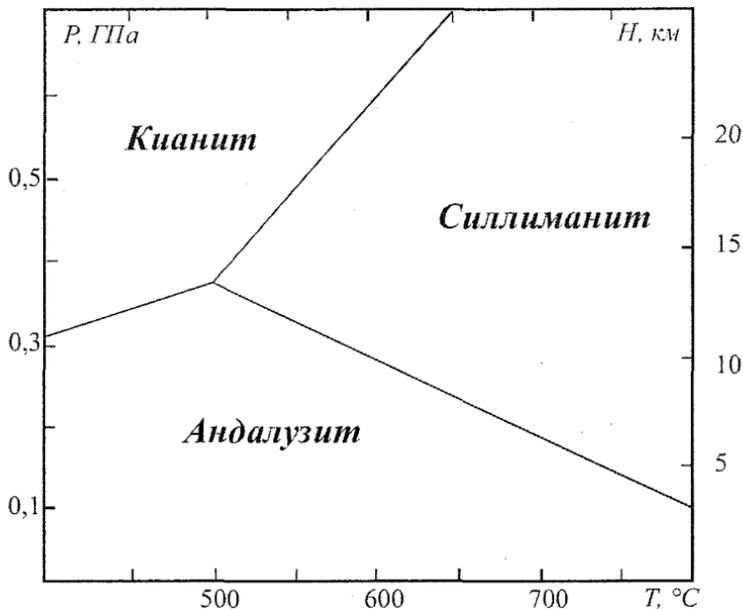
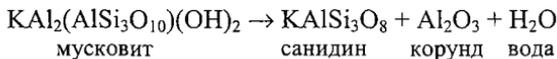


Рис. 2.43. Равновесия между полиморфными модификациями Al_2SiO_5 (по М.А. Афанасьевой и др., 2001)

Сведения о термодинамике полиморфных превращений углерода, кремнезема, силикатов кальция, метасиликата магния широко используются при исследовании процессов производства искусственных кристаллов, огенупоров, керамики, стекол, вяжущих материалов.

2. Реакции с появлением новых минеральных фаз наиболее распространены в метаморфических породах и могут протекать с участием или без участия флюида, например:



Компоненты химических реакций называются фазами, различают твердые (кристаллы) и флюидные (вода, углекислота и др.) фазы.

Флюидная фаза подвижная, перемещается между кристаллами, может привноситься в систему или покидать ее. Наиболее распространенной флюидной фазой в метаморфических реакциях является вода и углекислота. Реакции с потерей этих компонентов называются дегидратацией и декарбонатизацией (прогрессивный метаморфизм) и, наоборот, с участием воды или углекислоты – гидратацией и карбонатизацией (регрессивный метаморфизм).

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

3. Обменные реакции без появления новых минеральных фаз с изменением *PT*-условий протекают без изменения видового минерального состава пород, а с изменением их химического состава. Большинство метаморфических минералов имеет переменный состав, представляя твердофазную смесь. Поэтому при изменении *PT*-условий минеральные фазы остаются прежними, а их химический состав существенно изменяется. В качестве примера рассмотрим изменения в гранат-пироксеновой породе. Этот парагенезис будет устойчив в достаточно широком интервале температур и давлений. По мере роста температуры гранат и пироксен с исходным составом становятся неравновесными, в результате происходит перераспределение железа и магния между минералами. Гранат обогащается пироповым компонентом (магнием), а пироксен – ферросилитовым компонентом (железом). Перераспределение компонентов осуществляется между минералами, состав породы остается неизменным. В реакциях участвуют краевые части зерен, поэтому составы центральных частей минералов отвечают начальным *PT*-условиям метаморфизма. Зональные минералы используют для изучения количественных параметров изменения *PT*-условий. В метаморфических преобразованиях возможны реакции как одного, так и всех трех типов одновременно.

Движущей силой метаморфических реакций является изменение свободной энергии, которая освобождается или поглощается при обратимых процессах. Свободная энергия минимальна, когда в системе достигнуто равновесие. Система может быть открытой, если через ее границы происходит перемещение вещества (аллохимический метаморфизм), или закрытой (изохимический метаморфизм). При изохимическом метаморфизме система может быть открытой для флюидов, но закрытой для переноса петрогенных элементов (Na_2O , K_2O , MgO , CaO и др.).

Химические реакции при метаморфизме с устойчивой температурой и давлением в течение необходимого для реакции времени достигают химического равновесия (наиболее низкого уровня энергии в таких условиях). Минеральные ассоциации, образовавшиеся при этом, будут стабильны (или равновесны) до тех пор, пока не изменится хотя бы один

из факторов, обуславливающих химическое равновесие (температура, давление или флюидный режим).

Новые минералы при метаморфических реакциях образуются в виде зародышей стабильной минеральной фазы. Зародыши представляют собой мельчайшие частицы вещества, играющие роль центров роста кристаллов. Они растут по мере привноса и осаждения необходимого вещества, образуя кристаллы. Зародышеобразование в породах происходит вдоль границ зерен или в зонах деформаций, характеризующихся сосредоточением свободной энергии. Рост кристаллов из зародышей начинается при достижении критической свободной энергии. Зародышеобразование и рост кристаллов в ходе реакций происходят одновременно.

Метаморфическая кристаллизация обычно протекает одновременно с химическим изменением минеральных фаз, воздействием температуры, присутствием флюида и деформаций. Эти факторы оказывают сильное влияние на образование дефектов в кристаллах, делают их неустойчивыми, подверженными перекристаллизации. Свободная энергия, связанная с ходом химических реакций, способствует их протеканию и усиливает их скорость.

Наиболее важным фактором метаморфического процесса является температура, которая контролирует скорость реакций, подвижность флюида, а также возникновение и смещение дефектов в кристаллах. В процессе кристаллизации высвобождение энергии происходит путем снятия энергии внутреннего напряжения кристаллов и уменьшения энергии, связанной с поверхностью зерен при их росте. Эти «потери» энергии составляют движущую силу метаморфических реакций.

Петрогенетическая сетка

Минеральные ассоциации метаморфических пород находятся в зависимости от исходного состава и *PT*-условий метаморфизма. Исходный состав пород определяется путем качественного и количественного сопоставления концентраций петрогенных оксидов метаморфической породы с ее предполагаемыми эквивалентами среди осадочных и магматических пород. Определение фациальной принадлежности метаморфитов основано на документации конкретных минеральных парагенезисов, через которые оцениваются температура и давление (параметры их образования).

Процессы формирования метаморфических пород, в отличие от осадочных и магматических, невозможно наблюдать в природных условиях, поэтому для их реконструкции широко используют экспериментальные данные. Результаты экспериментов сопоставляют с косвенными

геологическими данными образования пород (с глубиной, геодинамической обстановкой и т.п.), по которым оценивают возможность влияния температуры и давления на образование экспериментальных и природных парагенезисов. Эффективность такого сопоставления побудила Н. Боуэна (1940) предложить для анализа геологических данных петрогенетическую сетку. Она представляет собой диаграмму с координатами (P и T), на которую нанесены кривые моновариантного равновесия (рис. 2.44).

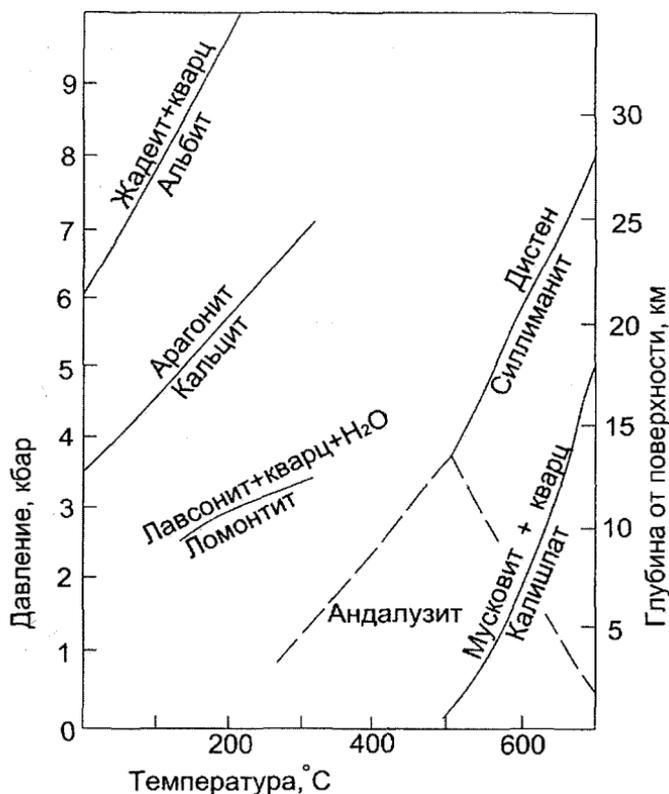


Рис. 2.44. Фрагмент петрогенетической сетки (по Х. Вильямсу с соавторами, 1985)

Первоначально сетка Боуэна содержала лишь одну такую кривую — $Ka + Kв \rightarrow Вол + CO_2$, вычисленную В. Гольдшмидтом. Но он осознал потенциальную перспективу петрогенетической сетки, на которой, построив моновариантные кривые, можно будет оценить термодинамические условия реальных природных парагенезисов. В настоящее время

петрогенетическая сетка приобрела большое практическое значение: при помощи ее решаются петрологические задачи метаморфизма. С каждым годом она пополняется новыми кривыми, при этом весь набор кривых требует время от времени ревизии в свете новых уточненных экспериментальных данных.

2.4.2. Фации метаморфических пород

В основу современного подразделения метаморфических пород положен принцип метаморфических фаций, разработанный П. Эскола (1915). Этот принцип опирается на приложение правила фаз Гиббса к минеральным ассоциациям, достигшим равновесия при образовании породы. В работах В. Гольдшмидта и П. Эскола была показана большая зависимость минеральных парагенезисов метаморфических пород от химизма исходных пород и термодинамических (P T) условий метаморфизма.

Понятие «фация метаморфизма» является фундаментальным в метаморфической петрологии. Вариантов определения фаций метаморфизма много. Классическое определение метаморфической фации формулируется следующим образом: *метаморфические фации представляют собой группу пород, характеризующихся определенным рядом минералов, которые образовались в особых метаморфических условиях*. Качественный и количественный минеральный состав пород в пределах конкретной фации изменяется в соответствии с изменением химического состава исходных пород.

Фации П. Эскола

Важным этапом в развитии учения о метаморфизме явилась работа П. Эскола (1915) о метаморфических фациях. Концепция метаморфических фаций изначально противопоставлялась понятию о метаморфических глубинных зонах. Несмотря на прогрессивность идей П. Эскола, в более поздней работе У. Грубенмана и П. Ниггли (1924) классификация метаморфических пород по-прежнему была основана на понятиях о глубинных зонах. В модифицированном виде классификация Грубенмана – Ниггли использовалась в геологической практике еще несколько десятилетий. Физические факторы метаморфизма (T , P _{гидр}, P _{стресс}) сопоставлялись друг с другом (табл. 2.31).

Таблица 2.31. Корреляция физических факторов
в метаморфических глубинных зонах
по У. Грубенману и П. Ниггли (1924)

Зоны	Температура	Гидростатическое давление	Стресс
Эпизона («верхняя зона»)	Умеренная	Обычно низкое	Часто сильный, иногда слабый
Мезозона («средняя зона»)	Выше	Обычно выше (умеренное)	Может быть очень сильный, иногда слабый
Катазона («нижняя зона»)	Высокая	Во многих случаях очень высокое	Обычно не очень сильный, часто полностью отсутствует

Однако к этому времени уже было известно, что в ряде примеров проявления регионального метаморфизма температура увеличивается, а давление остается почти постоянным. П. Эскола высказал предложение об отмене выражений эпи-, мезо- и катазона. В 1939 г. он писал: «До тех пор, пока пользуются этими выражениями, очень трудно избавиться от мысли о том, что глубинные зоны отражают глубину».

Сравнение минеральных ассоциаций района Осло и Ориярви позволило П. Эскола (1915, 1920) впервые разработать фаціальную систематику метаморфических пород. Он предложил понимать под *метаморфической фацией совокупность пород различного состава, которые возникли при одинаковых или близких PT -условиях*. Цитированное Г. Винклером (1979) определение метаморфической фации из работ П. Эскола 1920–1921 гг. дословно переведено в следующем виде: «*метаморфические фации обозначают группу пород, характеризующихся определенным рядом минералов, которые при соответствующих условиях во время их формирования находились в состоянии совершенного равновесия друг с другом. Качественный и количественный минеральный состав пород данных фаций постепенно изменяется в соответствии с изменением химического состава пород*». Таким образом, термин фация для метаморфических пород созвучен с понятиями фаций магматических и осадочных пород и в общем характеризует условия образования пород.

Итак, в любой фации метаморфизма, породы которой находятся в химическом равновесии и достигли одинаковых условий температуры и давления, их минеральный состав определяется только химическим составом исходной породы. Отсюда следует, что минеральный состав метаморфических пород является функцией их химического состава и термодинамических условий метаморфизма. При метаморфизме пород одного исходного химического состава, независимо от географического

проявления процесса, протекающего в однотипных *PT*-условиях, образуются породы близкого (или однотипного) минерального состава.

В качестве иллюстрации данного принципа Г. Винклер (1969) приводит пример. Порода, имеющая соотношение $\text{SiO}_2:\text{CaO}:\text{MgO} = 1:1:1$ в условиях низкотемпературной *альбит-эпидот-роговиковой* фации, состоит из *Ка + Тр + Дол*. Если соотношение приобретает вид $\text{SiO}_2:\text{CaO}:\text{MgO} = 1:0:1$, то парагенетическая ассоциация в той же фации будет *Мз + Та*.

При метаморфизме, соответствующем более высокой фации (рогово-обманково-роговиковой), для пород с соотношением $\text{SiO}_2:\text{CaO}:\text{MgO} = 1:1:1$ парагенезис минералов будет представлен *Ка + Ди + Фр*, при изменении соотношения тех же компонентов до 1:0:1 минеральный парагенезис будет представлен *Фр + Та*.

В качестве основания для выделения фаций П. Эскола принял наличие *критических минералов*, т.е. минералов, устойчивых только в условиях температур и давлений, характерных для данной фации с учетом геологической обстановки. Кроме того, выделены *запрещенные минералы* и ассоциации – невозможные в данных *PT*-условиях. В первоначальной схеме П. Эскола были выделены пять фаций: *санидиновая, роговиковая, амфиболитовая, зеленых сланцев и эклогитовая*. Названия фациям давались по критическим минералам или по типичным породам, представляющим фацию. В дальнейшем П. Эскола дополнил схему новыми фациями (рис. 2.45).



Рис. 2.45. Схема фаций метаморфизма (по П. Эскола, 1939)

С позиций предлагаемых критериев П. Эскола (1920, 1939) характеризует выделенные фации следующими положениями:

1) санидиновую фацию; критические минералы – санидин и пирит; нахождение пород этой фации в виде ксенолитов в вулканических породах указывает на пирометаморфические условия – очень высокую температуру и низкое давление (термальный метаморфизм по В. Гольдшмидту);

2) пироксен-роговиковую фацию; критические ассоциации: диопсид + гиперстен и ортоклаз + андалузит; типичная геологическая позиция – во внутренних зонах контактовых ореолов (например, роговики типа Осло);

3) амфиболитовую фацию; критическая ассоциация: роговая обманка + плагиоклаз; преобладание в докембрийских областях (например, Ориярви в Финляндии) предполагает более высокие давления, чем в пироксен-роговиковой фации, тогда как присутствие во внешних зонах ореолов указывает на более низкие температуры; богатство водными минералами указывает на существенную роль водного флюида;

4) фацию зеленых сланцев; характерные ассоциации: мусковит + хлорит + кварц и альбит + эпидот + кварц, которые, судя по геологической позиции, представляют собой продукты регионального метаморфизма в верхних горизонтах земной коры, где температура и гидростатическое давление относительно низкие;

5) эклогитовую фацию; критическая ассоциация: омфациит + пироп + альмандин + рутил; благодаря их очень высокой плотности и некоторым особенностям залегания предполагается, что они образовались в очень глубоких условиях при крайне высоком давлении и высокой температуре;

6) гранулитовая фация; критическая ассоциация: кварц + ортоклаз + плагиоклаз + альмандин + гиперстен; характерно отсутствие роговой обманки, слюд, волластонита, гроссуляра; отсутствие водных минералов может свидетельствовать о «сухих» условиях; геологическое положение указывает на региональный метаморфизм при высоких температурах и давлениях, но вероятно, меньших, чем в эклогитовой фации;

7) фация эпидотовых амфиболитов; критическая ассоциация: кварц + альбит + эпидот + роговая обманка; геологическое положение и минералогия указывают на промежуточные условия между фациями зеленых сланцев и амфиболитов;

8) фация глаукофановых сланцев; критические минералы: глаукофан, кроссит, лавсонит, пумпеллиит. Некоторые аналогии позволили П. Эскола сопоставить эту фацию с эклогитовой, но считать ее более низкотемпературной.

П. Эскола обсуждал также вопрос о выделении цеолитовой фации и пришел к выводу, что выделять ее как метаморфическую фацию нет основания, но можно говорить о минеральной цеолитовой фации («образование цеолитов»).

Таким образом, основой принципа фаций Эскола является положение, что минеральный состав метаморфических пород является функцией химического состава и физических условий метаморфизма. Отсюда появляется возможность восстановить эти физические условия по особенностям минеральных ассоциаций. Эта обратная задача наиболее ясно ставится и решается при допущении, что метаморфические ассоциации являются равновесными ассоциациями.

Фации по Н.Л. Добрецову и В.С. Соболеву

В силу разных причин новое направление в петрологии метаморфических пород, разработанное и предложенное П. Эскола, долгое время оставалось без внимания. Начиная с 1960-х гг. фациальное направление в изучении метаморфизма заняло преобладающее значение (Тернер, Ферхуген, 1961; Соболев, 1960; Миясиро, 1961; Соболев и др., 1966; Добрецов и др., 1969, 1971; Маракушев, 1973, 1979 и др.).

Большое значение для развития учения о метаморфических фациях имели исследования сибирских ученых под руководством В.С. Соболева (Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, Н.В. Соболев, В.В. Хлестов, К.Б. Кепежинская, Е.М. Ушакова). Главной особенностью предложенной ими схемы фаций является выделение трех групп метаморфических фаций в зависимости от величины гидростатического давления (группы фаций А, В и С). На рис. 2.46 приводится схема, отражающая графическое положение фаций в P - T -координатах.

Группа А. Фации низкого давления (контактово-термальный метаморфизм). Общее давление от 1 бар до 4 кбар. Сильные колебания давления P_{H_2O} и P_{CO_2} . Температурный интервал метаморфизма от 550 до 1 200 °С.

A_0 – *спуррит-мервинитовая фация*: $T = 900$ – $1\ 200$ °С, P – от 1 до 200–300 бар (характерна для ксенолитов в вулканических породах, находится в непосредственном контакте с изверженными породами основного состава); имеет крайне ограниченное распространение; для карбонатных пород разделена на *мервинит-кальцитовую* и *монтичеллит-спуррит-тиллитовую субфации*.

A_1 – *пироксен-роговиковая фация*: T – от 700–800 до 900 °С, P – от первых десятков и сотен бар до 1–2 кбар; ограничена сверху линией устойчивости силлиманита, кварца, волластонита с кальцитом, граната, биотита, а также линией плавления базальта; характерна для внутренних частей ореолов, генетически связанных с интрузиями габброидов; подразделяется на волластонит-геленит-анортитовую и гроссуляровую субфации.

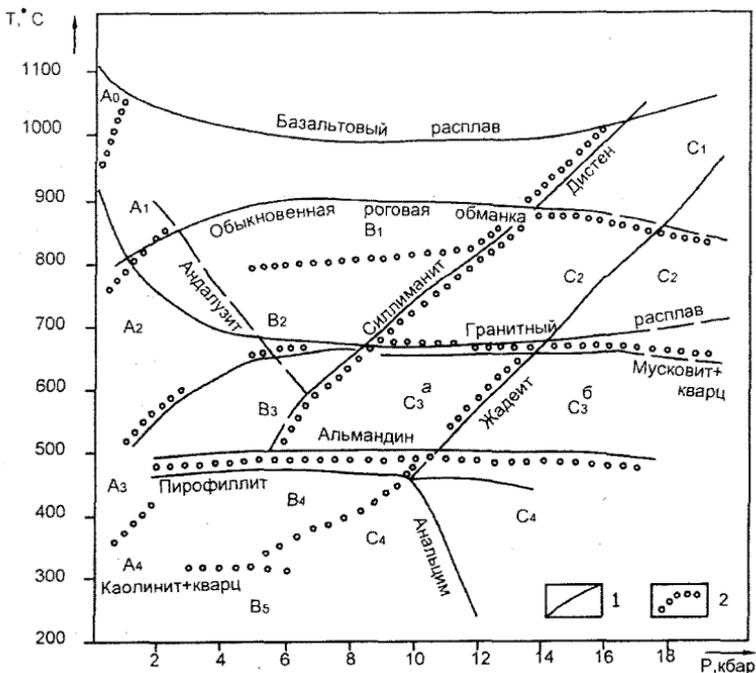


Рис. 2.46. Схема метаморфических фаций в PT -координатах (по Н.Л. Добрецову, В.В. Реввердатто, В.С. Соболеву и др., 1970): 1 – линии минеральных равновесий, ограничивающие поля устойчивости минералов и ассоциаций; 2 – границы фаций; A_0 – A_4 – фации контактового метаморфизма: A_0 – спуррит-мервинитовая, A_1 – пироксен-роговиковая, A_2 – амфибол-роговиковая, A_3 – мусковит-роговиковая, A_4 – минеральные фации метасоматических пород; B_1 – B_5 – фации регионального метаморфизма – среднего давления: B_1 – гранулитовая (двупироксеновых гнейсов), B_2 – амфиболитовая (силлиманит-биотитовых гнейсов), B_3 – эпидот-амфиболитовая (андалузит- или силлиманит-мусковитовых сланцев), B_4 – зеленых сланцев, B_5 – цеолитовая и региональный эпигенез; C_1 – C_4 – фации высокого давления: C_1 – эклогитовая, C_2 – дистеновых гнейсов и гранатовых амфиболитов, C_3 – дистен-мусковитовых сланцев (глаукофан-альмандиновая) фация разделена на две субфации a и b линией устойчивости жадеита, C_4 – жадеит-лавсонит-глаукофановая

A_2 — амфибол-роговиковая фация: T — от 550, чаще от 600 до 800 °С, P — от первых десятков бар до 3-4 кбар; ограничена сверху линией устойчивости альмандина, доломита, кальцита с кварцем; подразделяется на силлиманитовую и андалузитовую субфации амфиболовых роговиков.

A_3 — мусковит-роговиковая фация: T — менее 550–600 °С, P — от первых сотен бар до 2 кбар; породы этой фации обычно локализованы во внешних частях контактовых ореолов.

Г р у п п а В. Фации среднего давления (региональный или динамометральный метаморфизм). Доля P_{H_2O} во флюиде закономерно убывает от низкотемпературных фаций B_4 и B_5 к высокотемпературным B_1 и B_2 , где она опускается до 0,2–0,3 $P_{общ}$, напротив, P_{CO_2} возрастает в соответствующих пределах. Общее давление меняется от 3–5 до 10–15 кбар, температурный интервал метаморфизма от 300–400 до 900–1 000 °С.

B_1 — гранулитовая фация (фация двупироксеновых гнейсов): T — от 750–800 до 900–1 000 °С, P — от 4-5 до 12-13 кбар; сверху по температуре и давлению поле фации ограничено линией плавления базальта, устойчивости альмандина и доломита; субфации не выделяются.

B_2 — амфиболитовая фация (силлиманит-биотитовых гнейсов): $T = 650$ –800 °С, $P = 4$ –8 кбар; верхний температурный предел фации ограничивается равновесием $Rp + Mp + Kпш + Kв \leftrightarrow Gr + Би + Амф$, исчезновением ромбических амфиболов и $Би + Сил + Kв$ ассоциации; по давлению фации B_1 и B_2 отделены от фаций C_1 и C_2 линиями дистена и полной эклогитизации.

B_3 — эпидот-амфиболитовая фация (андалузит-мусковитовых сланцев): T — от 500 до 600–650 °С, $P = 7,5$ –10 кбар; верхний температурный предел фации определяется устойчивостью $Мус + Kв$ и $Став + Kв$; нижняя температурная граница фации фиксируется сменой альмандина хлоритом с кварцем, исчезновением роговой обманки, сменяющейся парагенезисом $Акт + Эп + Аб$, и ставролита, вытесняющегося хлоритоидом; по давлению фация B_3 от фации C_3 отделена линией устойчивости дистена.

B_4 — фация зеленых сланцев: T — от 350–400 до 500–550 °С, $P = 7$ –10 кбар; сверху по температуре она ограничена устойчивостью $Хл + Kв$, характеризуется отсутствием роговой обманки, альмандина и олигоклаза; в большей части фации устойчивы также пиррофиллит и пумпеллиит; нижняя граница фации фиксируется отсутствием каолинита, диаспора, цеолитов и других высоководных Са-минералов; по давлению PT -области зеленосланцевой фации и лавсонит-глаукофановой фации разделяются линиями устойчивости $Лав + Kв$, арагонита и жадеита.

B_5 — цеолитовая фация и региональный эпигенез. Температура метаморфизма от 100 до 300–350 °С, давление обычно не превышает 3–5 кбар.

Группа С. Фации высокого давления. Давление изменяется от 8 кбар при низкой температуре и > 15 кбар при высокой температуре. Температурный интервал от 300 до 1 000 °С. Метаморфиты локализуются в узких тектонических зонах (локальный динамотермальный метаморфизм).

S_1 – *эклогитовая фация*; $T = 850$ –1 000 °С, P – свыше 14 кбар. Характерна ассоциация пирропа с омфацитом.

S_2 – *фация дистеновых гнейсов и амфиболитов*: T – от 650 до 800–850 °С, P – выше 10 кбар, иногда достигает в условиях земной коры 15–17 кбар; нижней границей фации является линия устойчивости Мус + Кв, ограничивающая устойчивость Ки + Кпш;

S_3 – *глаукофан-альмандиновая фация* (дистен-мусковитовых сланцев): $T = 500$ –850 °С, P – до 15 кбар и выше;

S_4 – *жадеит-лавсонит-глаукофановая фация*: $T = 300$ –550 °С, P – выше 8–10 кбар. Фация, для которой, очевидно, наиболее высокое давление при относительно низкой температуре ограничено линией устойчивости Лав + Кв, глаукофана с лавсонитом или эпидотом, а также эпидотом и жадеитом.

Группа фаций сверхвысокого давления (развиты в мантии) – *графит-пирроповая* (С) *штишовитовая* (Е) и *алмазонасных эклогитов* (D). Они доступны для непосредственного изучения в ксенолитах из кимберлитов и базальтов. Давление превышает 25–30 кбар, температура составляет около 900–1 100 °С.

Авторы схемы фаций метаморфизма подчеркивают, что основное значение и цель фациального анализа заключаются в определении температуры и давления по особенностям минерального состава и отражение PT -различий (физико-химических условий) в пространстве. *Причем, целью фациального анализа прежде всего является не классификация метаморфических пород, а получение инструмента для воссоздания физико-химических условий в земной коре.* При этом авторы считают, что «метаморфическая фация (или фация метаморфизма) – есть наиболее важный случай минеральной фации», так как она указывает на метаморфический способ образования пород. Магматические и метасоматические фации на основе минеральных ассоциаций представляют собой иные смысловые подразделения и не имеют значения для реконструкции PT -условий в земной коре.

Основным условием применимости фациального анализа метаморфических образований является достижение состояния химического равновесия в породных системах или состояния, близкого к нему. Особенно существенно при этом соответствие правилу фаз Гиббса и отсутствие метастабильных равновесий в метаморфических породных систе-

мах. Это позволяет использовать при изучении фаций метаморфизма парагенетический анализ и сопоставлять экспериментальные парагенезисы с природными ассоциациями.

Метаморфическая фация, по определению Н.Л. Добрецова и В.С. Соболева (1972), есть РТ-область метаморфизма, ограниченная линиями нескольких наиболее важных реакций, удовлетворяющих условиям: 1) чтобы они имели место в наиболее распространенных по составу породах; 2) чтобы они, хотя бы примерно, соответствовали границам РТ-условий образования природных ассоциаций метаморфических пород. Совокупность пород, образовавшихся в пределах данного РТ-поля, является породной ассоциацией, соответствующей фации метаморфизма. В отличие от определения фации П. Эскола, в понимании В.С. Соболева с соавторами внутри фации при одном и том же химическом составе некоторые породы могут менять свой минеральный состав в соответствии с более дробными подразделениями. Эти дробные подразделения, прослеживающиеся во всех химических группах (метапелитах, метабазитах и др.) следует рассматривать как субфации. Все более мелкие подразделения при необходимости выделяются в качестве «метаморфических ступеней».

Графическое изображение парагенезисов метаморфических пород

Главные соотношения между минеральным парагенезисом и химизмом породы, характерные для данной фации, наглядно изображаются с помощью диаграмм состав – парагенезис. Первые диаграммы разработаны В. Гольдшмидтом и П. Эскола. В вершинах треугольников располагаются главные компоненты породы. Составы минералов, слагающих породу, изображаются на диаграмме в виде точки или, чтобы отразить вариации состава, в виде небольшой округлой площади. Пары сосуществующих минералов соединяются линиями. Назначение диаграмм описательное, они не отражают точного состояния равновесия.

В качестве примера рассмотрим диаграмму ACF , где $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$, $C = CaO$, $F = FeO + MgO + MnO$. Щелочные полевые шпаты исключаются из парагенезисов. Количество Al_2O_3 , связанное с Na_2O и K_2O , в полевых шпатах вычитается из общего количества глинозема. Кварц присутствует как избыточный минерал. Составы минералов, которые можно показать на диаграмме ACF (рис. 2.47), приведены в табл. 2.32.

Таблица 2.32. Доля компонентов А, С, F, мол. %, в некоторых минералах из метаморфических пород

Минералы	A	C	F
Антофиллит, кумминтонит, ортопироксен, тальк, серпентин	0	0	100
Актинолит, тремолит		28,5	71,5
Роговая обманка		50	50
Диопсид, доломит		100	0
Кальцит, волластонит	25	75	0
Гроссуляр, андрадит	14	72	14
Везувиян	43	57	0
Эпидот	50	50	
Анортит	100		
Андалузит, силлиманит, кианит, пирофиллит	67	0	33
Ставролит	50		50
Хлоритоид, кордиерит	25		75
Спессартин, альмандин, пироп	10-35		90-65



Рис. 2.47. Положение составов некоторых минералов метаморфических пород на диаграмме ACF

При метаморфизме осуществляются химические реакции между компонентами в зависимости от их соотношения в породе и *PT*-условий.

В результате возникают соответствующие минеральные парагенезисы, которые можно изобразить на треугольной диаграмме. Если результаты химического анализа породы нанести на диаграмму, они попадут в поле петрографически определяемого минерального состава данной породы. Химическое и минералогическое разнообразие в любой фации можно показать несколькими треугольниками, каждый из которых применим к определенному общему составу: ACF ($Al_2O_3 - CaO - (Mg,Fe)O$) – для ассоциаций, содержащих кварц, но без калишпата (недостаток K_2O); AKF – ($Al_2O_3 + Fe_2O_3 - K_2O - MgO + FeO$) – для ассоциаций, содержащих кварц и единственную кальцийсодержащую фазу (плаггиоклаз), $CaO - MgO - SiO_2$ – для силикатных карбонатных пород.

В качестве примера рассмотрим порядок графического изображения парагенетических ассоциаций гранулитовой фации в понимании П. Эскола. Парагенезисы гранулитовой фации были изучены П. Эскола на примере гранулитов Саксонии, Шри-Ланки, Лапландии, Уганды и т.д. Аналогичные парагенезисы гранулитовой фации наблюдаются и в пределах Восточной Сибири, Украины, Средней Азии, Центрального Казахстана и других регионов.

Природные парагенезисы. П. Эскола выделяет в пределах гранулитовой фации четыре главных парагенезиса.

I. Силлиманит + гранат + плаггиоклаз + ортоклаз + кварц.

Этот парагенезис отвечает силлиманит-гранатовым гнейсам, иначе гранулитам, образовавшимся при региональном метаморфизме песчано-глинистых осадков.

II. Грант+гиперстен+плаггиоклаз+ортоклаз+кварц.

Данный парагенезис отвечает гранат-гиперстеновым гнейсам, образованным при региональном метаморфизме за счет песчано-глинистых осадков или за счет магматических пород кислого состава (гранитоидов, эффузивов или туфов риолитового состава).

III. Гиперстен + диопсид + плаггиоклаз + ортоклаз + кварц.

Этот парагенезис отвечает пироксеновым гнейсам, возникшим за счет регионального метаморфизма магматических пород основного и среднего состава (габброидов, диоритов, базальтов, андезитов и их туфов).

IV. Диопсид + плаггиоклаз + кальцит + кварц.

Данный парагенезис наблюдается в пироксен-плаггиоклаз-карбонатных породах, образовавшихся за счет известковых пород с избытком кремнезема. Давление при метаморфизме было настолько большим, что не мог образоваться волластонит, в породе присутствуют одновременно кальцит и кварц.

Все рассмотренные выше парагенезисы отвечают породам, пересыщенным кремнеземом, и во всех парагенетических ассоциациях присутствует кварц. Ведущими для гранулитовой фации являются парагенезисы II и III с гиперстеном.

Для составления диаграммы «состав – парагенезис» гранулитовой фации необходимо нанести на диаграмму составы главных породообразующих минералов этой фации. Формулы минералов в оксидах имеют следующий вид: $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ – силлиманит; $3(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ – гранат; $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$ – гиперстен; $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ – диопсид; $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ – анортит; $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$ – кальцит. Возможными дополнительными фазами являются ортоклаз и кварц.

При нанесении минералов на диаграмму *ACF* надо помнить, что сумма всех окислов в формуле минералов должна быть приравнена к 100 %. Поэтому, рассчитывая состав минерала, либо надо переводить все окислы в проценты, либо наносить состав минералов по частям, пропорциональным отрезкам на диаграмме.

Прежде всего, надо нанести те минералы, составы которых расположатся в вершинах диаграммы-треугольника *ACF*. Так как мы строим диаграмму *ACF* для пород, пересыщенных кремнеземом, то оксид SiO_2 как бы выносится за диаграмму. Поэтому в вершине *A* на диаграмме расположится силлиманит, в вершине *F* – гиперстен, а в вершине *C* – кальцит. Также выносится за диаграмму CO_2 , этот окисел П. Эскола не учитывал. Остальные минералы расположатся на сторонах треугольника *ACF* (рис. 2.48).

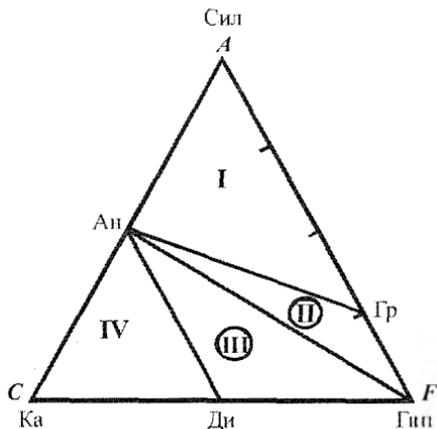


Рис. 2.48. Парагенезисы гранулитовой фации

Так для нанесения граната, в котором имеются три части $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ и одна часть Al_2O_3 , сторону *AF* надо поделить на четыре части, и точка граната будет лежать на расстоянии одной части от вершины *F*. Диопсид, который содержит одну часть CaO и одну часть MgO , расположится посередине стороны *CF*. И, наконец, анортит, содержащий одну часть CaO и одну часть Al_2O_3 , будет нанесен посередине стороны *AC*.

Интерпретация. После нанесения всех минералов надо соединить минералы, образующие устойчивые парагенетические ассоциации в данной фации, прямыми линиями, которые носят название конноды. Конноды разделяют поле треугольника *ACF* на четыре более мелких треугольника, которые будут отвечать четырем вышеописанным парагенезисам, обозначенным соответствующими римскими цифрами внутри треугольников. Конноды не только разделяют устойчивые парагенезисы, но и по-

казывают запрещенные парагенезисы для данной фации. Так, например, в породах гранулитовой фации не могут совместно присутствовать гранат и диопсид, они разделены на диаграмме *ACF* коннодой. Если в метаморфических породах этот парагенезис наблюдается, то либо при метаморфизме не было достигнуто равновесия, либо метаморфические породы подверглись диафторезу и в них уже наблюдается неравновесная минеральная ассоциация.

Фазовый треугольник *ACF* отвечает определенным давлению и интервалу температур, а следовательно, характеризует равновесные ассоциации данной фации. Поэтому он помогает исследователю выявить неравновесные ассоциации и решить вопрос о направленности метаморфического процесса, т.е. о том, какой характер – прогрессивный или регрессивный – имеет в данном случае метаморфический процесс.

Критика фациального анализа и рекомендации по систематике Г. Винклера

По мере развития петрографических исследований было выявлено большое количество групп метаморфических пород, различных по составу и распространению и отличающихся минеральными парагенезисами от уже известных метаморфических фаций. П. Эскола в 1921 г. выделял 5 фаций, в 1939 г. их число возросло до 8. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1960) считали, что существует 10 фаций, Н.Л. Добрецов и В.С. Соболев с соавторами обосновали 14 фаций. Однако это увеличение количества фаций не отражает разнообразия петрографических данных о породах, не входящих в состав уже известных фаций.

Исследователи метаморфизма по мере накопления сведений о минеральных парагенезисах в пределах фаций начали выделять субфации – более дробные подразделения. Так например, Тернер и Ферхуген выделили в фациях зеленых сланцев и альмандин-амфиболитовой по три субфации в каждой, а Винклер в пироксен-роговиковой фации выделил субфации ромбического амфибола и ромбического пироксена.

По мнению Г. Винклера (1979), дробное подразделение фаций представляется правильным, но термин субфация не может быть истолкован однозначно, т.к. группа пород с определенным рядом минеральных ассоциаций, выделяемая как субфация, вполне заслуживает статуса фации. Обилие петрографических данных позволяет уже сейчас выделить большое число фаций. Такое положение затрудняет создание удобной для практики классификации метаморфизма. Концепция метаморфических фаций важна как классификация явлений.

Резюмируя критический обзор фациального анализа, Г. Винклер предлагает:

1. Термин метаморфическая фация не должен применяться для больших интервалов метаморфических условий, которые раньше определялись как «зеленсланцевые фации», «амфиболовые фации» и т.д.

2. Во избежание недоразумений термины «субфация» и «фация» ликвидировать при рассмотрении процессов метаморфизма.

3. Для больших интервалов температуры – давления (вместо фаций) выделить поля метаморфизма: очень низкой ступени, низкой ступени, средней ступени и высокой ступени (рис. 2.49).

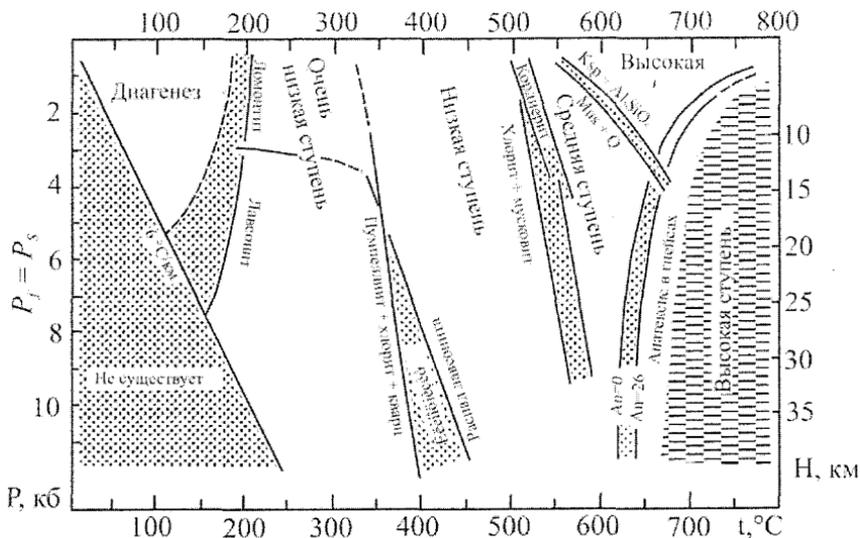


Рис. 2.49. Распределение четырех ступеней метаморфизма: очень низкой, низкой, средней и высокой при $P_s \approx P_{H_2O}$ (Винклер, 1979)

4. Границы между ступенями метаморфизма должны характеризоваться очень сильными метаморфическими изменениями минеральных ассоциаций в обычных породах. Наряду с изоградами (линии на карте, соединяющие точки появления индекс-минералов) для фиксации границ между зонами метаморфизма рекомендуются изореакционнограды (изограда, основанная на специфической реакции, в результате которой появляется определенный минеральный парагенезис).

5. В пределах температурных ступеней метаморфизма выделяются поля различных давлений. Пределы давления зависят от положения в земной коре. Интервалы давлений определяются при помощи минеральных реакций, чувствительных к изменению давления.

В самом общем виде ступени метаморфизма и минералы, характеризующие определенные зоны давления, приведены Г. Винклером в следующую систему:

		Возрастание температуры →			
Возрастание давл. ↓	Очень низкая ступень	Низкая ступень	Средняя ступень	Высокая ступень	
	Ломонтитовая Вайракитовая		Кордиеритовая	Кордиеритовая	
	Лавсонитовая	Альмандиновая	Кордиеритовая альмандиновая	Кордиерит- альмандиновая	
	Глаукофан- лавсонитовая	Глаукофан- клиноцоизитовая	Альмандиновая	Альмандиновая	
	Жадеит-кварцевая				

Положение минеральных зон давлений на PT -диаграмме приведено на рис. 2.50.

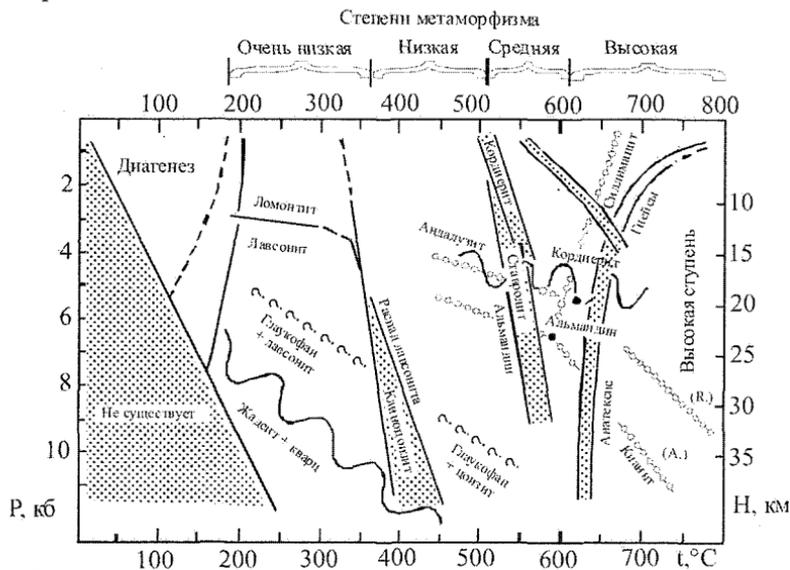


Рис. 2.50. Степени метаморфизма и соответствующие им давления, показанные при помощи специальных минералов (Г. Винклер, 1979)

Минералы состава Al_2SiO_5 (дистен, силлиманит, андалузит) могут служить индикаторами давления, но к их петрогенетическому значению следует относиться с осторожностью, в виду неоднозначности PT -параметров их образования. Г. Винклер рекомендует использовать минералы Al_2SiO_5 для интерпретации PT -условий метаморфизма только с учетом других петрогенетических данных.

Глава 3

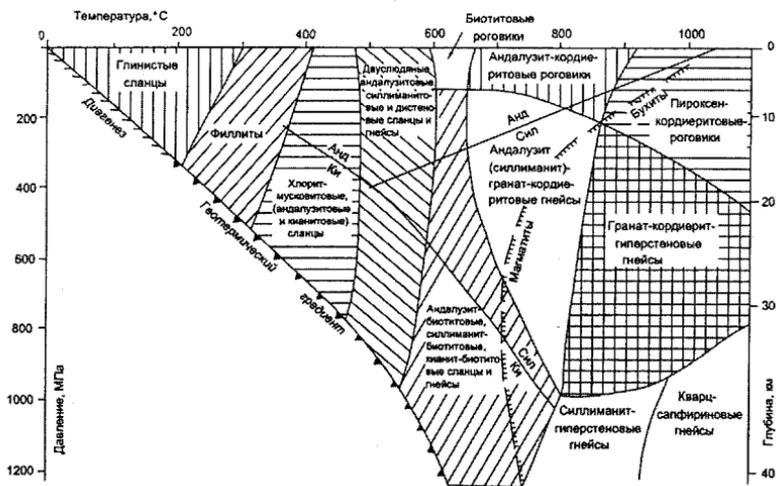
ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В настоящее время проводится работа по созданию единой классификации горных пород. Наиболее успешно она выполнена для магматических пород (Классификация..., 1981*; Петрографический кодекс, 1995). Тем самым создана методологическая основа для классификации горных пород в целом. Значительную помощь в практической петрологии метаморфизма оказывает справочное пособие Н.Л. Добрецова и других «Классификация и номенклатура метаморфических горных пород» (1992). Для понимания основы классифицирования пород необходимо различать понятия их систематики, классификации и номенклатуры. **Систематика** определяет качественное выделение основных взаимосвязанных таксонов (тип, класс, подкласс, семейство, вид, разновидность) по их общим признакам. **Классификация** представляет собой систему соподчиненных подразделений (групп, семейств, видов) на количественной основе, **номенклатура** – совокупность терминов, правила построения и использование терминов для обозначения групп, семейств, видов.

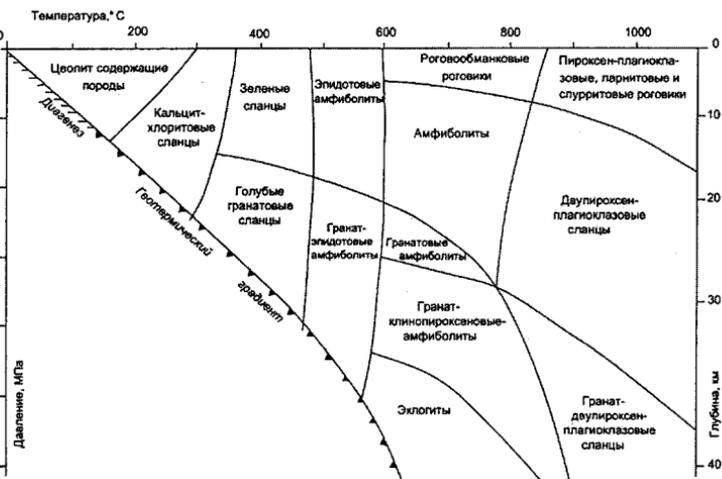
Во второй главе учебника рассмотрены классификационные признаки метаморфических пород, дано обоснование выделения классов (по видам метаморфизма) и групп (по химическому составу исходных пород). Выделение подклассов основано на значениях термодинамических параметров формирования метаморфических пород. Для упрощения классификационной схемы в составе классов выделены высоко-, средне- и низкотемпературные подклассы.

В результате осталась в «тени» наиболее прогрессивная фациальная основа классификации метаморфизма и метаморфических пород. Действительно, понятие метаморфическая фация имеет широкий, а иногда и неопределенный смысл, но только через понятие фации описанные данные можно перевести в более широкую и геологически значимую область *PT*-режимов метаморфизма.

* Классификация и номенклатура магматических горных пород [Текст]: справ. пособие / О.А. Богатиков [и др.]. М.: Недра, 1981. 150 с. Здесь и далее принято сокращение «Классификация..., 1981».



а



б

Рис. 3.1. Главные типы метapelитов (а) и метабазитов (б)
(по А.А. Маракушеву, 1986)

Поскольку теория фаций метаморфизма является развивающейся областью петрологии, то целесообразно в классификации применять более консервативные и общие таксоны, к которым относятся понятия о высоко-, средне- и низкотемпературных породах.

Выделенные главным образом по содержанию SiO_2 в породах группы (метапелиты, метабазиты и т.д.) необходимо разбивать на более дробные подразделения, отражающие связь между группами и семействами пород. В зависимости от вариаций содержаний щелочей, CaO , SiO_2 , оксидов железа в исходных породах группы разделены на подгруппы (например, насыщенные K_2O метапелиты, собственно карбонатные роговики и т.п.).

Выделение семейств и видов осуществляется на количественно-минералогической основе. Причем в название семейства иногда вводится и химическая характеристика пород. Например, в группе метапелитов, насыщенных K_2O контактово-метаморфических пород, выделяют семейства высокоглиноземистых калишпат-силлиманитовых и малоглиноземистых кордиерит-гиперстеновых роговиков, которые относятся к высокотемпературному подклассу. Для улучшения восприятия текстовой характеристики классификационных подразделений рекомендуется использовать графические и табличные классификационные схемы. С этой целью широко применяют различные модификации треугольников составов, рассмотренных нами ранее (см. рис. 2.42, 2.47).

В номенклатуре метаморфических пород нет такого разнообразия общепринятых собственных названий видов и семейств, как в магматических породах. В практике метаморфической петрографии сложились понятия наиболее важных пород, получивших в современных классификациях определение внетаксономических подразделений. Их количество не более двадцати. К ним относятся: филлиты, кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, роговики, кварциты, гранулиты и другие более редкие и специфические породы (эвлизиты, кальцифиры, чарнокиты, офикальциты и др.). Эти породы имеют различную природу названий, определяемую наиболее ярко выраженными классификационными признаками.

Таким образом, разработана систематика подразделений метаморфических пород (тип, класс, подкласс, группа, подгруппа, семейство, вид, разновидность), сходная с системой магматитов.

А.А. Маракушевым (Петрография, 1986) контактово-метаморфические и регионально-метаморфические породы объединены в один класс. Им разработан графический вариант систематики для этих пород в координатах PT -условий (рис. 3.1). Несмотря на дискуссионность вопроса об объединении этих пород в один класс, для учебных целей предлагаемый графический вариант классификации является очень удобным и по существу не противоречит выводу о самостоятельности контактово-метаморфических и регионально-метаморфических классов пород.

3.1. ПРОДУКТЫ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Контактовый метаморфизм – это процесс изохимический, протекающий в контактовой зоне интрузий. Температурный интервал метаморфизма 400–1 100 °С (Классификация и номенклатура..., 1992*). Давление оценивается в 1–2 000 бар, что соответствует максимальным глубинам проявления контактового метаморфизма, 7–8 км. Этот тип метаморфизма обычно связан с гипабиссальными и субвулканическими фациями интрузий основного и кислого состава. Наиболее типично проявление контактового метаморфизма в ореоле основных изверженных пород. Внедрение и становление щелочных и гранитных интрузий сопровождается отделением летучих и «пропариванием» вмещающих пород. При этом отмечается привнос–вынос химических компонентов (особенно щелочей) во вмещающих породах, что приближает процесс преобразования пород в контактовом ореоле к аллохимическому типу.

В основу классификации контактово-метаморфических пород положены минеральные парагенезисы контактового метаморфизма, выделенные В.В. Ревердатто (1970) и С.П. Кориковским (1979). Класс контактово-метаморфических пород делится на высоко-, средне- и низкотемпературные подклассы. Высокотемпературный подкласс соответствует условиям спуррит-мервинитовой и пироксен-роговиковой фаций, среднетемпературный – амфибол-роговиковой и низкотемпературный – мусковит-роговиковой. Семейства и виды выделяются на количественно-минеральной основе. Соотношение пород групп метабазитов и метапелитов для семейств трех температурных подклассов иллюстрируется на треугольных диаграммах (рис. 3.2). В настоящее время классификация разработана для метапелитов, метабазитов и карбонатно-силикатных пород.

В качестве внетаксономических рекомендуются к использованию следующие названия: роговик, мрамор и кальцифир, пятнистый роговик, роговиковый кварцит, известково-силикатный роговик, бербрахит (Классификация и номенклатура..., 1992).

Роговик – тонко-, мелкозернистая порода, лишенная сланцеватости и раскалывающаяся при ударе на остроугольные обломки с раковистым изломом. Микроструктура гранобластовая, возможно присутствие порфиробластов. Типичная порода средне- и высокотемпературного контактового метаморфизма.

* Классификация и номенклатура метаморфических пород [Текст]: справ. пособие / Н.Л. Добрецов [и др.]. Новосибирск: Изд-во ОИГГиМ СОРАН, 1992. Здесь и далее принято сокращение «Классификация и номенклатура..., 1992».

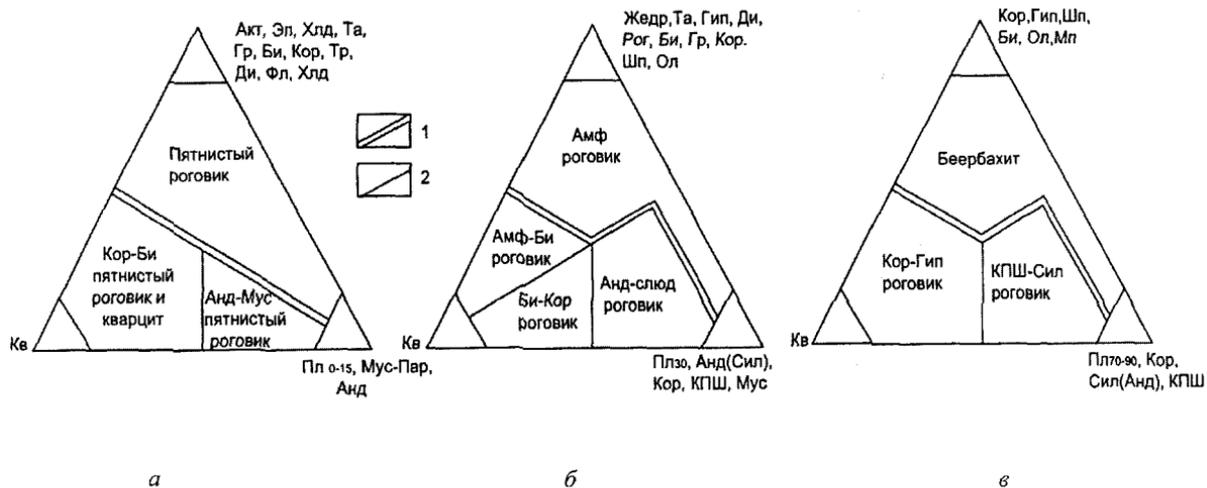


Рис. 3.2. Схема разделения метапелитовых и метабазитовых роговиков на подклассы по соотношению лейкократовых и меланократовых минералов Si-Al-Ca (Mg, Fe): *а* – низкотемпературных пород; *б* – среднетемпературных пород; *в* – высокотемпературных пород; 1 – границы групп; 2 – границы семейств

Пятнистый роговик – низкотемпературная порода с пятнистой узловой текстурой, пойкило- и порфиробластической структурой. Характерен для метapelитов и метабазитов.

Роговиковый кварцит – контактово-метаморфическая порода, состоящая на 90–100 % из кварца.

Контактные мраморы, кальцифиры – кристаллически-зернистые породы, образовавшиеся в контактовой зоне интрузий и содержащие карбонатные минералы: более 90 % – мраморы, 15–90 % – кальцифиры.

В кальцифирах силикатные минералы (гранат, диопсид, амфибол, форстерит, шпинель, скаполит, плагиоклаз и др.) образуют порфиробласты, заключенные в мелкогранобластическом агрегате карбонатов. Кальцифиры распространены среди образований контактового метаморфизма, но встречаются среди пород амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма.

Офикальцит – серпентиновые мраморы, образуются при серпентинизации магнезиального оливина. Имеют бледно-зеленовато-желтую пятнистую окраску. Серпентин (хризотил) образует «сетку» жилок, секущих агрегат кальцита, иногда в серпентиновом агрегате тонкоспунтаночешуйчатого строения располагаются крупные ксенобласты кальцита. В некоторых случаях офикальциты имеют линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную чередованием полосок серпентина и кальцита.

Беербахит – высокотемпературная контактово-метаморфическая порода массивной текстуры и тонкозернистой структуры, состоящая из гранобластического агрегата основного плагиоклаза и клинопироксена. В качестве примесей могут присутствовать магнетит, гиперстен, оливин и роговая обманка. Беербахитами Г. Розенбуш называл жильные мелкозернистые габбро, которые оказались типичными роговиками.

В табл. 3.1 приведены критические, запрещенные и обычные минералы и ассоциации, характерные для разнофациальных классов контактово-метаморфических пород (Фации метаморфизма, 1970). В скобках обозначены минералы и их ассоциации, устойчивые в более широком интервале давлений, чем давления, характерные для соответствующей фации. Эти минералы являются критическими (или обычными) для пород контактового метаморфизма только в смысле температур, но не давлений.

Таблица 3.1. Минеральный состав пород контактово-термального метаморфизма (по В.В. Ревердатто)

Фация	Критические	Запрещенные*	Обычные (+ характерные редкие)
Спуррит-мервинитовая	СаО, ларнит, мервинит, спуррит, тиллиит, ранкинит, муллит, тридимит, железистый волластонит (?)	Андалузит, гранаты, амфиболы, слюды (за исключением флогопита?), волластонит + кальцит, доломит, кварц + калишпат	Санидин, (высокотемпературные плагиоклазы), (кордиерит, шпинель, силлиманит), фассаит + шпинель, (пироксены), (волластонит), (оливин), (Mg = сапфирин), периклаз + кальцит, монтичеллит + мелилит + кальцит
Пироксен-роговиковая	Монтичеллит + мелилит + волластонит + кальцит, монтичеллит + мелилит + + гроссуляр + кальцит, форстерит + кордиерит + флогопит, (феррокордиерит + фаялит + герцинит), (гроссуляр + + диопсид + волластонит + кальцит)	Ромбические амфиболы, мусковит, эпидот, доломит, кальцит + + кварц	(Гиперстен), (диопсид), (ортоклаз), (плагиоклазы), (кордиерит), (биотит, силлиманит), корунд + санидин, (кордиерит + калишпат), периклаз + кальцит
Амфибол-роговиковая	(Альмандин), (ромбический амфибол), (Тр + Дол + Ди), (Тр + Ди + Ка), (Фр + Дол + Ка), (Пл + Рог + Кв), (Ди + Фр + Ка + Кв)	Пиррофиллит, доломит + кварц, хлорит + мусковит + кварц, эпидот	(Обыкновенные роговые обманки), (андалузит), (силлиманит), (биотит), (полевые шпаты), (кордиерит), (диопсид), (Ка + + Кв), (доломит)
Мусковит-роговиковая	(Би + Кор + Мус + + Анд + Кв), (Хл + Би + Мус + + Анд), (Хл + Маг + Кв), (Хл-Тр + тальк?), (Та + Ди?)	Силлиманит, альмандин	(Мусковит), (биотит), (хлорит), (андалузит), (кордиерит), (тальк), (доломит), (кальцит), (термолит), (Ка + Кв)

* Запрещены для всей группы А: дистен, ставролит, гранат (>20 % пирропа), жадеит, лавсонит, глаукофан

3.1.1. Пелитовые роговики

Исходными для пелитовых роговиков являются глинистые породы, состоящие из мельчайших частиц ($< 0,005$ мм). Рыхлые глинистые породы называют глинами, а литифицированные – аргиллитами, или глинистыми сланцами. В составе глинистых пород принимают участие глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда), углистое вещество, карбонаты, оксиды железа и горная мука (обломки кварца, полевых шпатов и слюды). Большая часть минералов глинистых пород содержит конституционную и кристаллизационную воду.

Метаморфическим реакциям способствует тонкая дисперсность частиц, из которых состоит порода. Малые размеры зерен создают большую площадь поверхности. Это повышает скорость протекания химических реакций, идущих по границам зерен. Вещественное разнообразие пелитовых пород благоприятствует формированию различных метаморфических минералов (слюды, граната, андалузита, кордиерита, полевых шпатов и др.).

Типизация роговиков на семейства и виды подробно охарактеризована в справочном пособии «Классификация и номенклатура...», 1992». В группе метапелитовых и кварц-полевошпатовых роговиков выделены подклассы низко-, средне- и высокотемпературных пород.

Низкотемпературный подкласс включает два семейства пятнистых роговиков: малоглиноземистых (кордиерит-слюдяных) и высокоглиноземистых (андалузит-мусковитовых). Семейство малоглиноземистых пятнистых роговиков объединяет многочисленные виды и разновидности, состоящие из переменного количества хлорита, биотита, мусковита, плагиоклаза, кварца и кордиерита (например, Хл + Би + Кв, Кор + Би + Хл + Пл + Мус + Кв и др.). Семейство высокоглиноземистых пятнистых роговиков характеризуется присутствием андалузита и мусковита. Обычными минералами являются кварц, плагиоклаз, хлорит, биотит, возможно присутствие кордиерита. Виды и разновидности выделяются по количественно-минералогическому признаку (например, Анд + Пл + Мус + Кв, Кор + Анд + Пл + Мус + Кв). В породах с повышенной железистостью возможно присутствие альмандина, а в богатых Al_2O_3 – хлоритоида.

В среднетемпературном подклассе малоглиноземистые роговики содержат амфибол и/или кордиерит. Глиноземистые роговики отличаются присутствием граната, андалузита, калишпата. Когда исходные породы обогащены FeO и MgO и бедны щелочами и глиноземом, в ассоциации с кордиеритом, гранатом, кварцем и плагиоклазом встречается жедрит.

Для высокотемпературных малоглиноземистых роговиков типичной ассоциацией является Гип + Кор. Видовой состав определяется вариациями породообразующих минералов: Гип + Би + Кпш + Пл + Кв. В семействе высокоглиноземистых роговиков присутствуют силлиманит, калишпат, возможны кордиерит и шпинель.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее типичных пелитовых роговиков.

Пятнистые сланцы

Пятнистые сланцы образуются во внешней зоне контактово-метаморфических ореолов за счет глинистых сланцев либо филлитов. Эти продукты контактового метаморфизма имеют вид сланцев, а не роговиков, в связи с недостаточным метаморфизмом, способным загущевать сланцеватость. Вследствие воздействия тепла интрузива на общем темно-сером фоне аргиллита проявляются более темные пятна. Они имеют неправильную форму с извилистыми очертаниями (рис. 3.3, 1).

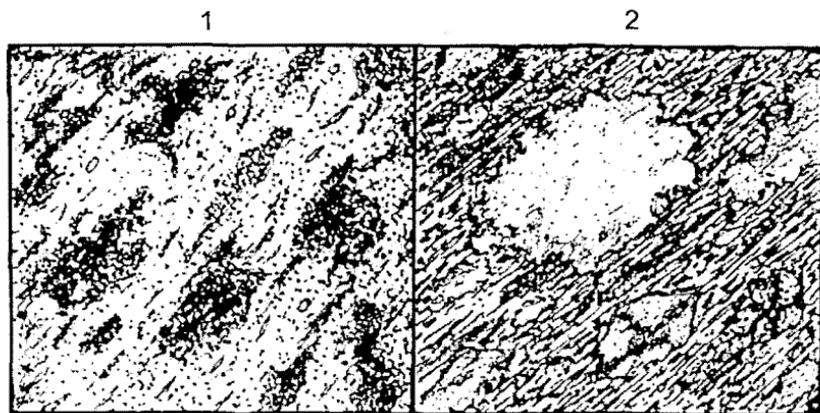


Рис. 3.3. Пятнистые сланцы: 1 – внешней зоны контактового ореола; 2 – средней зоны

Границы пятен нерезкие. Исходный глинистый сланец по внешнему облику остается практически неизменным. Изучение породы под микроскопом затруднено из-за тонкой зернистости (0,001–0,01 мм) слагающих породу минералов. Порода имеет бластопелитовую структуру и состоит из небольшого количества реликтовых пелитовых глинистых частиц,

лазом или микроклином, а мусковит отсутствует, то роговики принадлежат пироксен-роговиковой фации. При более низких температурах калишпат неустойчив с силикатами глинозема и вместо него образуется мусковит. В условиях амфибол-роговиковой фации устойчивы ассоциации: Мус + Анд + Би + Кв, Мус + Би + Кор + Кв.

Андалузит образует идиобласты, переполненные включениями кварца, графита, биотита, или идиоморфные зерна, в поперечных сечениях которых наблюдается черный крест (рис. 3.5). Минерал нередко замещается тонкочешуйчатым серицитом.



Рис. 3.5. Андалузит-кордиеритовый роговик

Для кордиерита характерны пойкилобластические ксеноморфные зерна. Включения представлены кварцем и графитом. Он образует секториальные или полисинтетические двойники. В последнем случае кордиерит трудно отличить от плагиоклаза (единственный признак – наличие у кордиерита лимонно-желтых плеохроичных двориков, развивающихся вокруг мельчайших включений циркона). По краям зерен и трещинкам катаклаза кордиерит замещается пинитом.

В роговиках внутренней зоны иногда вместо андалузита отмечается силлиманит либо дистен. Их образование, возможно, обязано процессам кавитации при становлении интрузии.

Из акцессорных минералов наиболее типичными являются апатит и турмалин. Образование этих минералов связано либо с магматическими эманациями, либо с обогащенностью бором и фосфором исходных пелитовых осадков.

3.1.2. Кварц-полевошпатовые роговики

Исходными породами для кварц-полевошпатовых роговиков служат кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты, кислые вулканические и плутонические породы. По химическому составу они включены в группу пелитовых роговиков, но структурные особенности исходных пород затрудняют перекристаллизацию. Ограниченность процессов перекристаллизации в широком интервале температур связана с устойчивостью кварца и полевых шпатов, имеющих относительно крупные размеры зерен (не сравнимые с размерами зерен в глинистых породах).

Слюдяные роговики

Слюдяные роговики – это наиболее низкотемпературные образования. Они типичны для условий мусковит-роговиковой фации. Исходными породами для них являются алевролиты и кварц-полевошпатовые песчаники. Главные минералы представлены кварцем, альбитом, серицитом, хлоритом и биотитом. Количественные соотношения минералов зависят от состава исходных пород. Перекристаллизация не полностью уничтожает текстурные и структурные особенности подвергшихся контактовому воздействию пород. Поэтому наряду с гранобластовой иногда отчетливо проявляются бластопсаммитовая и бластоалевритовая структуры. Новообразования хлорита, серицита и биотита имеют изометричные формы зерен часто с извилистыми очертаниями. В случае полной перекристаллизации исходной породы образуется гранобластовая структура, причем даже чешуйчатые минералы имеют в ней изометричную форму зерен, подчеркивая сотовую структуру породы.

При контактовом метаморфизме песчаников перекристаллизация начинается с вещества цемента, который приобретает гранобластовую структуру. Обломки кварца и полевого шпата резорбируются новообразованиями, но сохраняют реликты первичного структурно-текстурного узора песчаника.

Биотит-плаггиоклазовые роговики

Биотит-плаггиоклазовые роговики, образовавшиеся в условиях амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций за счет полевошпатовых пород, состоят преимущественно из гранобластического агрегата кварца, полевых шпатов и подчиненного количества биотита. В порфиробластах отмечаются реликтовые фенокристаллы кварца и полевых шпатов, подвергнутых частичной перекристаллизации. Реликтовый плаггиоклаз сохраняет идиоморфные очертания и сложное двойникование, характерное для вулканических пород. Реликтовый щелочной полевой шпат имеет грубопертитовую структуру как результат распада анортоклаза и санидина. Эти минералы с повышенным содержанием альбитовой молекулы неустойчивы в метаморфических породах, что приводит к распаду твердых растворов и образованию пертитов. Для условий амфибол-роговиковой фации устойчив микроклин-пертит, а для пироксен-роговиковой – ортоклаз-пертит.

Основная ткань сложена округлыми полигональными зернами. Причем биотит также образует изометричные формы. Размер зерен редко превышает 1 мм. Зерна плотно соприкасаются друг с другом, мозаично-сотоподобный узор породы наиболее эффектно выглядит в скрещенных николях.

При достаточном количестве Al_2O_3 в исходных породах в высокотемпературных полевошпатовых роговиках (пироксен-роговиковой фации) возможно образование небольшого количества андалузита и кордиерита. Акцессорные минералы представлены апатитом, турмалином, сфеном, цирконом и магнетитом.

3.1.3. Базитовые роговики

Исходными породами базитовых роговиков являются основные и средние магматические породы нормальной щелочности, мергели и граувакки. Содержание кремнезема в исходных породах

изменяется от 45 до 64 вес. %, СаО – от 6 до 13 %, щелочей – от 1 до 5 %, Al_2O_3 – от 10 до 20 %. Значительные различия в структурно-текстурных особенностях исходных пород определяют строение роговиков. Наиболее мелкозернистые породы в этой группе – мергели, что способствует химическим реакциям и структурно-текстурным преобразованиям. Остальные породы (габбро, базальты, андезиты, граувакки) характеризуются неравномерной зернистостью, многообразием текстур и структур, которые обуславливают особенности протекания химических реакций. Заметный метаморфизм этих пород начинается при температурах выше 600 °С.

Согласно рекомендациям Н.Л. Добрецова с соавторами (Классификация и номенклатура..., 1992), в группе метабазитов выделяют две подгруппы:

1. Нормальные метабазиты, соответствующие базальтам. Они всегда содержат плагиоклаз (от олигоклаза до анортита) и не содержат волластонита и гроссуляра.

2. Насыщенные кальцием метабазиты. Исходными породами являются анортозиты, мергели, кремнисто-карбонатные осадочные породы.

В подгруппе нормальных метабазитов в семействе пятнистых роговиков отмечаются следующие виды: Хл + Тр + Та, Тр + Ди + Пл + Кв и Акт + Эп + Пл + Кв.

В подгруппе насыщенных кальцием метабазитов низкотемпературного подкласса для семейства известково-силикатных пород наиболее типичны ассоциации: Ди + Грос + Пл + Кв, Вол + Ди + Грос + Кв, Пл + Акт + Кв, Пл + Грос + Акт + Кв. В породах возможно присутствие эпидота.

Типичными породообразующими минералами семейства известково-силикатных роговиков среднетемпературного подкласса являются плагиоклаз, диопсид, волластонит, тремолит, гроссуляр, кварц и биотит.

В подгруппе нормальных метабазитов среднетемпературного подкласса типичной ассоциацией является Рог + Пл. При обогащении их глиноземом и кремнеземом возможно появление калишпата, биотита, граната.

В высокотемпературном подклассе семейства известково-силикатных роговиков обычными породообразующими минералами являются плагиоклаз, диопсид, волластонит, гроссуляр. Возможна примесь кварца и калишпата.

В нормальных метабазитах высокотемпературного подкласса характерными ассоциациями являются Ол + Мп + Пл + Гип + Би + Маг, Гип + Ол + Мп + Би + Кв.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика наиболее распространенных базитовых роговиков.

Альбит-эпидот-актинолитовые роговики

Альбит-эпидот-актинолитовые роговики являются представителями мусковит-роговиковой фации. Им свойственны темно-зеленовато-серая окраска, плотная текстура и равномерно- или неравномерно-зернистая структура. Главные минералы – альбит, актинолит, эпидот и хлорит. При метаморфизме андезитов и их туфов в составе роговиков появляются кварц и биотит, а иногда серицито-мусковит.

В альбит-эпидот-актинолитовых роговиках обычно бывают реликтовые текстуры и структуры. Порфиробласты плагиоклаза унаследовали свое структурное положение от исходных пород, но по составу отвечают альбиту или альбит-олигоклазу. В метавулканитах на этой стадии метаморфизма сохраняются миндалины, выполненные кварцем, карбонатами, эпидотом, хлоритом. Наряду с сохранившимся структурным узором проявляются новообразованные агрегаты актинолита, эпидота, альбита чешуйчатых минералов, придающие роговикам нематолепидогранобластовый узор. Актинолит представлен удлинненными формами, нередко образующими метельчатые, сноповидные агрегаты.

По мере повышения температуры актинолит переходит в синезеленую роговую обманку, а состав плагиоклаза в нем поднимается до № 16–20, что соответствует граничным условиям мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций.

Среди аксессуарных минералов выделяются постоянным присутствием сфен и магнетит. Сфен представлен неправильными (комковатыми) агрегатами, образовавшимися за счет высвобождения титана из темноцветных минералов магматических пород при кристаллизации хлорита и актинолита.

Плагиоклаз-роговообманковые роговики

Плагиоклаз-роговообманковые роговики типичны для амфибол-роговиковой фации. Температуры их образования лежат в интервале 670–720 °С. Для них характерна темно-зеленовато-серая окраска, плотная текстура и равномерно-зернистая структура. Для этого типа роговиков породообразующими минералами являются роговая обманка и плагиоклаз. При роговковании андезитов, их туфов и некоторых граувакк в породах развивается красно-бурый биотит и грабластический кварц. Роговая обманка обычно имеет густо-зеленую и

даже буровато-зеленую окраску, короткостолбчатый габитус. Плаггиоклаз соответствует олигоклаз-андезину, андезину либо лабрадору.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и магнетитом.

Плаггиоклаз-пироксеновые роговики

Плаггиоклаз-пироксеновые роговики образуются во внутренней зоне контактово-метаморфических ореолов. Температуры метаморфизма лежат в пределах 720–1 050 °С. Они имеют темно-зелено-вато-серую до черной окраску, обладают плотной и массивной текстурой и равномерно-мелкозернистой структурой. Главными породообразующими минералами являются лабрадор, бесцветный или слегка зеленоватый диопсид и отчетливо плеохроирующий гиперстен. При наиболее низких температурах в роговиках типична буровато-зеленая роговая обманка, ассоциирующая с диопсидом и биотитом. При возрастании температуры метаморфизма в породах присутствует гиперстен, менее распространена роговая обманка (либо отсутствует вообще). При ороговиковании туфогенно-осадочных пород основного состава богатых кальцием возможно образование гроссуляр-андрадитового граната. Нередко гранат образует каемки вокруг диопсида и в свою очередь бывает окружен основным плаггиоклазом. Высокотемпературные роговики обладают равномерной и тонкой зернистостью, образуя типичную роговиковую гранобластовую структуру. Размер зерен едва достигает десятых долей миллиметра, но встречаются разности с размером зерен 1-2 мм. Породообразующие минералы распределяются равномерно, но иногда концентрируются в линзовидные гломеробластовые скопления пироксенового либо плаггиоклазового составов.

Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном. Сфен иногда окружен каймой ильменита.

3.1.4. Контактные мраморы

Контактные мраморы образуются в результате воздействия интрузий на карбонатные породы. Наиболее часто встречающиеся разновидности исходных карбонатных пород и их минеральный состав приведены в табл. 3.2.

Таблица 3.2. Состав исходных карбонатных пород

Типы пород	Компонентный состав
Кальцитовые известняки	Кальцит
Доломитовые известняки и доломиты	Доломит, кальцит
Известково-глинистые сланцы, мергели	Глинистые минералы, слюда, кварц, полевые шпаты, углистое вещество, сульфиды, кальцит, доломит

Карбонатные породы чрезвычайно восприимчивы к перекристаллизации под воздействием температуры.

Группа карбонатных и силикатно-карбонатных пород делится на три подгруппы: карбонатные, силикатно-карбонатные и карбонатно-силикатные породы. Первым двум подгруппам соответствуют в низкотемпературном подклассе семейства мраморизованных известняков, доломитов и кальцифиров, в средне- и высокотемпературном подклассах – семейства мраморов и кальцифиров. Видовые названия пород этих семейств определяются наиболее распространенными минеральными парагенезисами (например, доломит-кварц-талковые роговики).

Среднетемпературные мраморы и кальцифиры характеризуются такими типичными минералами, как флогопит, диопсид, тремолит, форстерит, шпинель, калишпат, кальцит, доломит, кварц. Парагенетические ассоциации определяются составом исходных пород.

Высокотемпературный подкласс мраморов и кальцифиров чрезвычайно богат видовым разнообразием минералов. В различных комбинациях и соотношениях в них отмечаются гроссуляр, оливин, диопсид, монтичеллит, волластонит, спуррит, мервинит, ларнит, шпинель, кальцит, периклаз.

Кальцитовые мраморы

Кальцитовые мраморы образуются за счет известняков, не содержащих существенных количеств минеральных примесей. В зависимости от температуры перекристаллизации структура пород изменяется от гетерогранобластовой (низкие ступени метаморфизма) до гомеогранобластовой (средне- и высокотемпературные мраморы). С ростом температуры метаморфизма наблюдается увеличение и выравнивание размеров зерен карбонатов.

Окраска мраморов бывает от светло-серой до белой. При наличии примесей углистого вещества, гидроксидов и оксидов железа или марганца, тонкозернистых сульфидов мраморы приобретают темно-серую, черную, зеленую, розовую, красную, коричневую и другие окраски. Текстура мраморов может быть массивная, пятнистая либо полосчатая (унаследованно слоистая).



Рис. 3.6. Николи «+». Мрамор. Гранобластовая структура, образованная изометричными зёрнами кальцита с извилистыми границами

Под микроскопом кальцитовые зёрна имеют извилистые очертания со взаимопроникающими границами (рис. 3.6). Кальцит обычно образует механические спайные двойники по ромбоэдру и двойники роста, ориентированные параллельно длинной диагонали ромба.

Карбонатные породы с примесью минералов кремнезема при низкотемпературном метаморфизме переходят в кварц-кальцитовые мраморы. Кремнезем при таких температурах не вступает в реакцию с кальцитом.

При высоких температурах, соответствующих переходу от амфибол-роговиковой фации к пироксен-роговиковой, между кальцитом и кремнеземом происходит реакция с образованием волластонита: $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$. Если в исходных породах кроме кремнезема имелась примесь глинистого материала, содержащего глинозем, то кристаллизуется гроссуляр.

Доломитовые мраморы

Доломитовые мраморы образуются при метаморфизме доломитов. Соответственно, доломитовые мраморы типичны для начальных стадий метаморфизма. Они имеют неравномерно-зернистую структуру, пятнистую, полосчатую или массивную текстуру.

Под микроскопом доломит, в отличие от кальцита, имеет прямолинейные очертания зерен, механические спайные двойники в нем обычно не развиты. При наличии двойников роста доломит легко отличается от кальцита. Направление двойникования ориентировано параллельно короткой диагонали ромба.

В условиях высокотемпературного контактового метаморфизма доломит неустойчив и диссоциирует на кальцит и периклаз: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{MgO} + \text{CO}_2$.

Периклазовые мраморы встречаются редко, т.к. периклаз в присутствии воды переходит в брусит: $\text{MgO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}(\text{OH})_2$. Устойчивость периклаза в присутствии воды возможна при очень высокой температуре (около 900 °С).

Бруситовые мраморы состоят из гранобластического кальцита и тонкокристаллического брусита, группирующегося в концентрически-зональные агрегаты. Внутри бруситовых скоплений возможны реликты зерен периклаза. В некоторых случаях встречается крупнопластинчатый брусит, что указывает на прямой переход доломита в брусит. Для этого необходима высокая концентрация воды во флюидной фазе.

При метаморфизме доломитов, содержащих незначительное количество кремнезема, на низких ступенях образуются тальк-кальцитовые, тальк-кальцит-доломитовые, тремолит-карбонатные роговики.

Повышение температуры сопровождается образованием диопсид-доломитовых роговиков, а в условиях пироксен-роговиковой фации из доломитов, бедных кремнеземом, кристаллизуются форстерит-кальцитовые роговики. Форстерит замещается серпентином. В результате породы приобретают бледно-желтовато-зеленую окраску. Серпентин-карбонатные

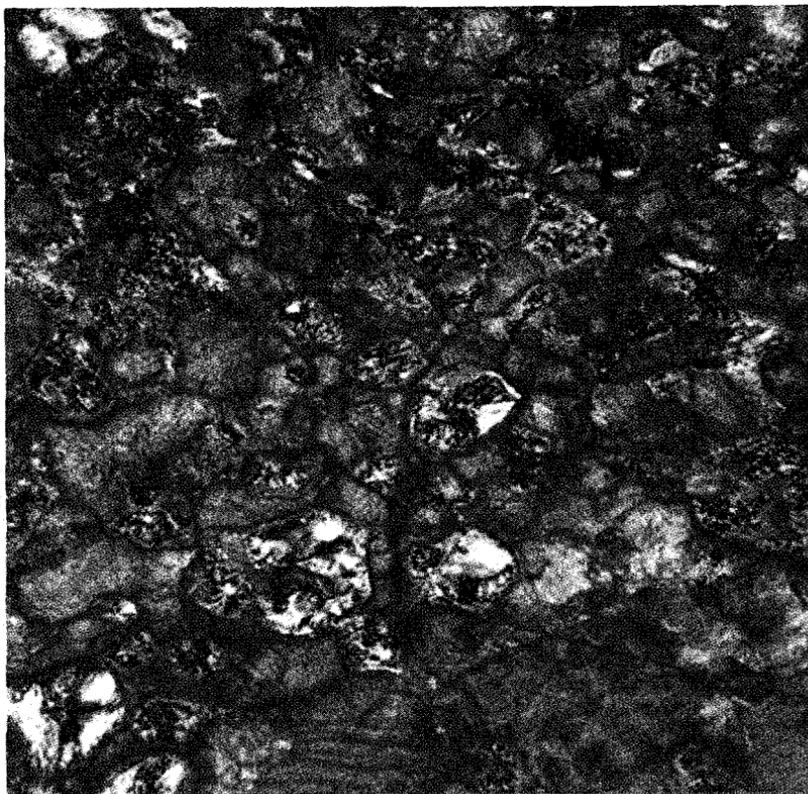


Рис. 3.7. Николи «+». Офикальцит. Серпентин-карбонатная порода гранобластового строения

контактные породы называются *офикальцитами* (рис. 3.7). При высоких температурах кроме форстерита могут образовываться шпинель и минералы группы гумита.

Известково-силикатные мраморы

Известково-силикатные мраморы являются производными глинистых известняков. Во внешней зоне контактового ореола образуются мелко- и неравномерно-зернистые серицитовые мраморы. При повышении температуры формируется ассоциация из основного плагиоклаза, скаполита, минералов группы эпидота (амфибол-роговиковая фация). В этих условиях возможно образование роговой обманки и диопсида. Для пород характерно пятнистое, неравномерно-зернистое строение.

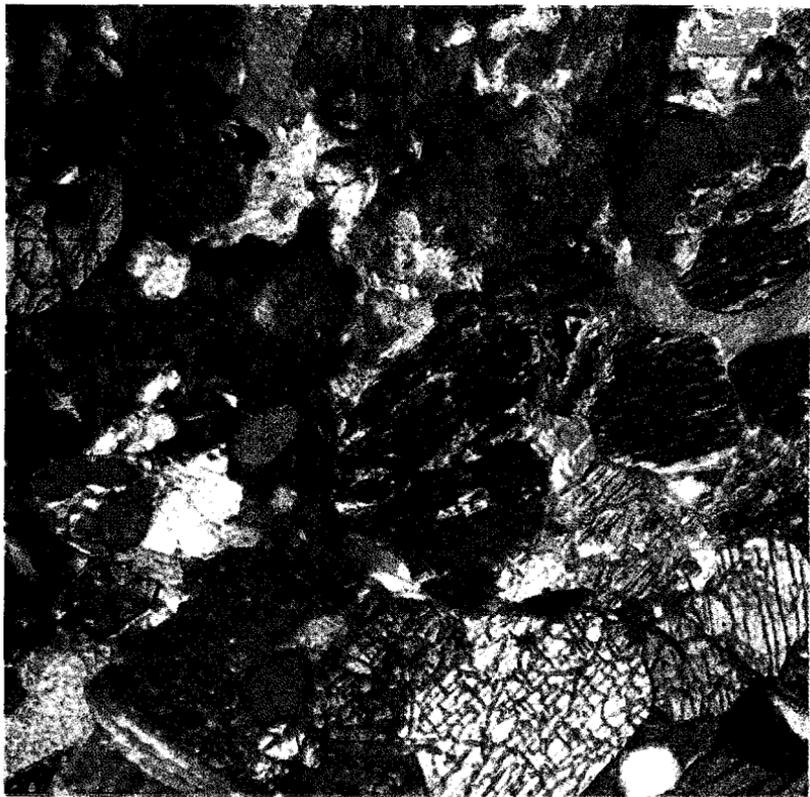


Рис. 3.8. Николи «+». Кальцифир. Гранобластовый агрегат диопсида, везувиана, форстерита и кальцита

В условиях пироксен-роговиковой фации известково-силикатным роговикам наиболее типична ассоциация из гроссуляра-андрадитового граната, диопсид-геденбергита и везувиана. Матрица породы представ-

лена кварцем и основным плагиоклазом. Текстуры роговиков пятнистые, структуры гломобластовые со значительными изменениями состава даже в пределах образца. Такие породы традиционно называются кальцифирами (рис. 3.8).

3.1.5. Магнезиальные роговики

К магнезиальным породам относятся ультраосновные магматические и некоторые (лепточлоритовые) осадочные породы.

Наиболее низкотемпературные контактовые роговики представлены серпентиновыми ассоциациями. Среди серпентинов выделяют три главные разновидности: хризотил, лизардит и антигорит. В этой последовательности в минерале уменьшается содержание воды (от 14,2 вес. % у хризотила до 12,2 вес. % у антигорита). Дегидратация серпентинов в процессе повышающихся температур определяет видовой состав серпентинов в роговиках нижней ступени метаморфизма.

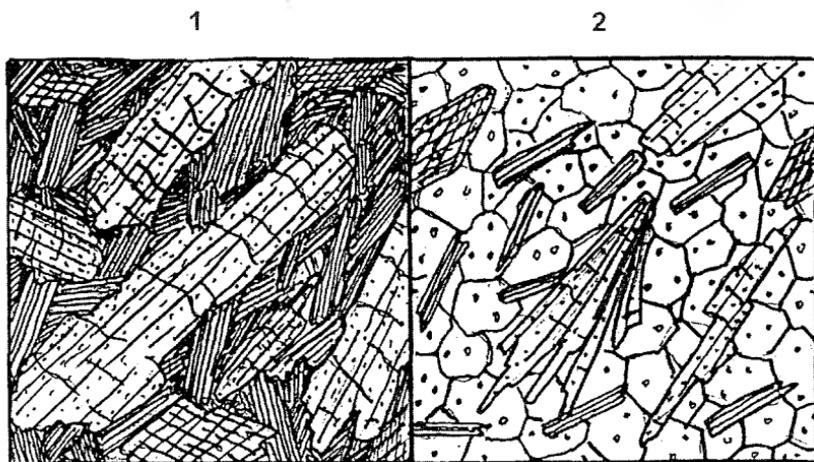


Рис. 3.9. Магнезиальные роговики: 1 – антофиллит-куммингтонит-биотитовый с нематобластовой структурой; 2 – кордиерит-антофиллит-биотитовый с лепидонематогранобластовой структурой

При достижении 500 °С серпентиновые парагенезисы исчезают и появляются Та + Фр. Образование тальк-форстеритовых пород соответствует амфибол-роговиковой фации (500–700 °С). По данным Х. Гринвуда,

тальк переходит в антофиллит при температуре $(667 \pm 8)^\circ\text{C}$ и давлении более 1 000 бар. В породах амфибол-роговиковой фации отмечаются ассоциации: Та + Ол + Тр, Ант + Ол + Тр, Ант + Би + Кум, Ант + Кор. Роговики имеют средне- и крупнозернистое лепидонематобластовое или нематогранобластовое строение (рис. 3.9). В условиях пироксен-роговиковой фации минеральные ассоциации, по-видимому, повторяют состав исходных ультрамафитов. Роговики состоят из оливина, энстатита, шпинели и клинохлора. Антофиллит-кордиеритовая ассоциация сменяется гиперстен-кордиеритовой.

Ф.Ю. Левинсон-Лессинг провел опыты по перекристаллизации в твердом состоянии серпентинизированного дунита и пироксенита, которые были заложены в кладку мартеновской печи. Породы подвергались воздействию температуры $(1\ 200\text{--}1\ 300^\circ\text{C})$ в течение восьми месяцев. Пироксениты, первично содержавшие незначительное количество оливина, преобразовались до полнокристаллической породы, состоящей из лимонно-желтого пироксена и рудного минерала. В серпентинизированном дуните перекристаллизация проявилась ярче. Серпентин исчез полностью, и вместо него образовался гранобластический агрегат, состоящий из бесцветного ромбического пироксена и оливина. В обоих случаях валовый химический состав пород изменился незначительно: уменьшилось содержание H_2O , и все окисное железо перешло в закисное.

3.1.6. Продукты спуррит-мервинитовой фации и оптического метаморфизма

Породы, образовавшиеся в наиболее высокотемпературных условиях, относимые к спуррит-мервинитовой фации, имеют ограниченное и локальное распространение. Эти роговики проявляются в ксенолитах базальтов и гипабиссальных телах габброидов.

Глинистые и кварц-полевошпатовые породы, заключенные в базальтах в виде ксенолитов, подвергаются длительному воздействию высоких температур и магматических флюидов. В ходе магматического воздействия на породы ксенолитов большая часть компонентов исходных пород заимствуется магмой, а метаморфический субстрат обогащается глиноземом. В результате образуются корунд-кордиеритовые и шпинелевые роговики. В составе роговиков отмечаются в небольших количествах ортоклаз и магнетит, кварц обычно отсутствует.

При температурах, соответствующих спуррит-мервинитовой фации, известняки с примесью кремнистого материала преобразуются в роговики, содержащие кальцит и незначительное количество редких силикатов кальция. К ним относятся ларнит (CaSiO_4), бредигит (Ca_2SiO_4), спуррит ($\text{CaCO}_3 \cdot 2\text{Ca}_2\text{SiO}_4$), тиллеит ($2\text{CaCO}_3 \cdot \text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$), мервинит ($\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_7$) и монтичеллит (CaMgSiO_4). Кроме этих минералов в роговиках встречаются магнетит, перовскит и плеонаст.

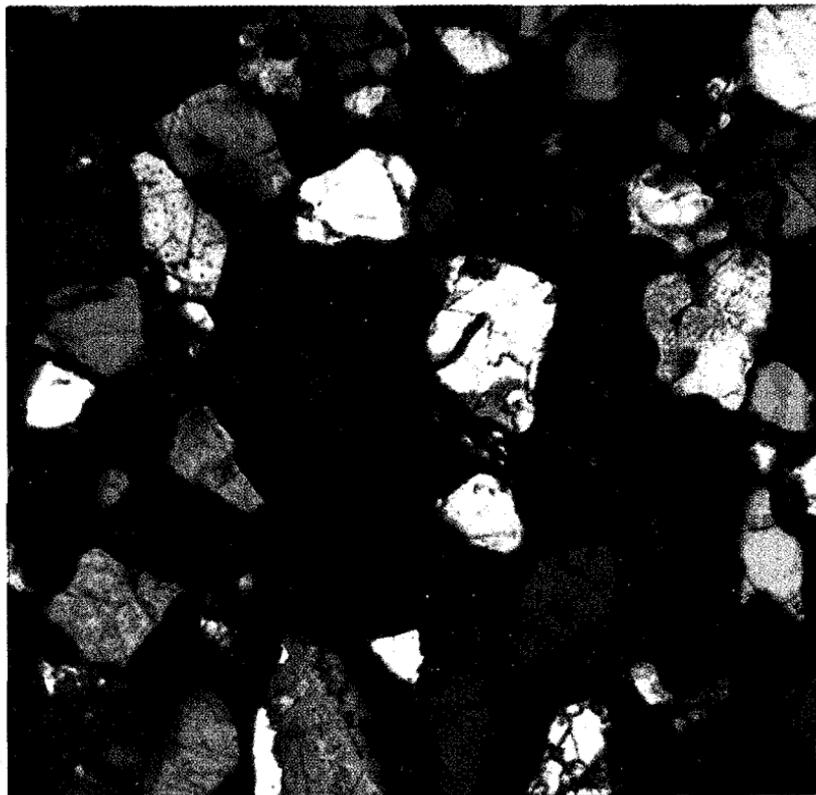


Рис. 3.10. Николи «+». Бухит. Обломки кварца, полевых шпатов погружены в стекло, образовавшееся при плавлении цемента

А.А. Маракушев в зависимости от состава исходных пород выделяет следующие ассоциации минералов: диопсид + волластонит + мелилит, мелилит + ранкинит + ларнит, мелилит + ранкинит + волластонит, мелилит + ларнит + спуррит, спуррит + мелилит + мервинит, мелилит + мервинит + монтичеллит, мервинит + монтичеллит + кальцит, спуррит + кальцит + мервинит, монтичеллит + диопсид + мелилит.

Структура пород мелко- и неравномерно-зернистая. Спуррит и мервинит образуют порфиробласты с многочисленными включениями минералов основной ткани (ларнита, перовскита, магнетита, шпинели). Основная ткань типично роговиковая.

Следующая ступень нарастания степени контактового метаморфизма характеризуется частичным плавлением с образованием пород, получивших название *бухиты*. Эту температурную разновидность метаморфизма называют опталическим, каустическим, или пирометаморфизмом. При остекловании кварц-полевошпатовых пород (песчаников, гранитоидов) плавлению в первую очередь подвержен наиболее мелкозернистый материал (цемент песчаников) (рис. 3.10). Глинистый цемент песчаника превращается в бледно-коричневое стекло с включениями игольчатого муллита. Обломки кварца и полевых шпатов подвергаются оплавлению, коррозии. Они представляют собой губчатые зерна с мельчайшими и многочисленными выплавками стекла. Американские петрографы Х. Вильямс, Ф. Тернер и Ч. Гилберт (1985) отмечают, что при плавлении базальта, расположенного на контакте с диабазовым некком, образовался роговик, состоящий из кордиеритовой матрицы, в которую включены магнетит, густо-зеленая шпинель и игольчатый муллит.

Расплавление вмещающих пород может происходить только при условии движущегося расплава. Полосы магнетитовой пыли и «потoki» полевошпатовых микролитов в бухитах свидетельствуют о течении в плавившейся массе породы. Если магматический расплав, заполнив камеру, остановится, то тепло мгновенно передается вмещающим породам, которые не прогреваются до температуры плавления. Для плавления вмещающей породы необходимо постоянное поступление новых порций движущейся магмы.

3.2. ПРОДУКТЫ ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА

Продукты дислокационного метаморфизма, или тектониты, широко развиты в зонах тектонических нарушений, секущих различные типы горных пород. Определяющее значение преобразования исходных пород отводится сильному стрессу. Термические эффекты и

флюидный массоперенос, имеющие место в тектонических зонах, обязаны динамическому воздействию на породы. По мнению большинства геологов, динамометаморфизм проявляется не только в дроблении пород (как это считалось ранее), но и в рекристаллизации, образовании новых минералов (преимущественно низкотемпературных), формировании иногда сланцеватых текстур с перекристаллизацией вещества. Согласно правилу Рике, в породах, подвергшихся сильному одностороннему давлению, минералы растворяются в участках максимального давления и вновь кристаллизуются в местах минимального давления (перпендикулярно вектору давления).

Воздействие на породу стресса в условиях низких температур и низкого гидростатического давления приводит либо к разрушению породы, либо к проявлению остаточных деформаций (в случае превышения предела упругости породы).

Породы и минералы, подвергающиеся динамометаморфизму, делятся на хрупкие и пластичные. Хрупкие породы и минералы легко дробятся. Наиболее чувствительный к действию стресса кварц по мере возрастания стрессовых напряжений приобретает волнистое погасание и, наконец, распадается на агрегат более мелких зерен. В полевых шпатах под воздействием стресса проявляются микродвиги по плоскостям двойникования и спайности, механическое двойникование, распад твердых растворов и грануляция. Слюды при действии стресса ведут себя как упругие тела, их листочки изгибаются, гофрируются и истираются.

Под воздействием одностороннего давления происходит механическая дифференциация вещества, группирование в полосы пластических и хрупких минералов. Дифференциальные подвижки блоков пород вдоль поверхностей, обогащенных чешуйчатыми минералами, способствуют перекристаллизации и образованию новых минералов. Механическое рассланцевание сопровождается кристаллобластезом.

К наиболее распространенным породам динамометаморфизма относятся какириты, тектонические брекчии, катаклазиты и милониты, краткая характеристика которых приводится ниже.

3.2.1. Какириты

Какириты являются продуктами слабых динамических преобразований. Они располагаются во внешней зоне тектонических нарушений. Какириты представляют собой породы разнообраз-

разного исходного состава со скрытыми от макроскопического наблюдения трещинками. При ударе молотком кажущаяся монолитной порода рассыпается на многочисленные остроугольные обломки. Какиритизация осуществляется под влиянием сильного, мгновенно действующего стресса, сопоставимого с ударной волной.

3.2.2. Тектонические брекчии

Тектонические брекчии – это породы, состоящие из угловатых линзовидных обломков исходных пород, которые сцементированы тонкоперетертым материалом того же состава. Цемент в некоторых случаях частично перекристаллизован и содержит новообразования серицита, карбонатов, минералов группы эпидота, хлорита и др. В тектонических брекчиях иногда проявляется механическая сланцеватость в виде серий сближенных извилистых поверхностей рассланцевания. В этом случае обломки часто имеют линзовидную форму.

Разновидностью тектонических брекчий является *тектоническое месиво*, представляющее породу, сложенную угловатыми или линзовидными обломками, которые цементируются массой, резко отличающейся по составу от обломков. Эти породы возникают на контакте пластичных и хрупких пород. Под влиянием сильного стресса обломки хрупких пород вдавливаются в пластичный субстрат, а тектонические подвижки вдоль контакта способствуют затиранию дробленого обломочного материала в пластичной матрице.

3.2.3. Катаклазиты

Катаклазиты отличаются от тектонических брекчий тем, что дроблению подвергаются межзерновые участки породы. В катаклазитах не наблюдается значительных перемещений раздробленных частиц относительно друг друга.

Под микроскопом в породе отчетливо проявляется катакластическая структура (рис. 3.11), выражающаяся в механической и рекристаллизационной грануляции граничных участков зерен. Зерна, сохранив-

шие от грануляции, имеют извилистые очертания и разбиты сетью извилистых трещин. Кварц и другие хрупкие минералы приобретают интенсивное неравномерное погасание (волнистое, удлинено-лоскутное, сетчатое и другие причудливые формы погасания, описанные Н.В. Петровской для метаморфизованного жильного кварца золоторудных месторождений Енисейского кряжа). Нередко кварц рассекается жилочками гранулированного кварца мощностью в одно зерно.

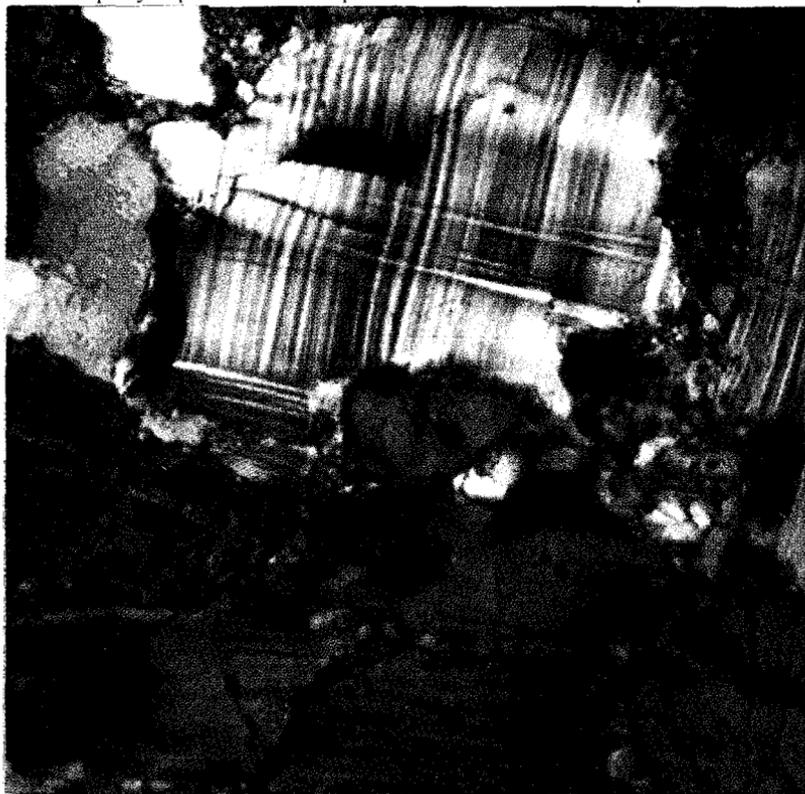


Рис. 3.11. Николи «+». Катаклазит двупироксенового гнейса.
По границам зерен развит катакластический агрегат соседних минералов

В калишпате катаклазированных гранитов отмечаются системы коротких линзочек альбита, возникших в результате распада твердого раствора под воздействием стресса. Плаггиоклазы подвергаются механическому двойникованию. Двойниковые индивиды в этом случае имеют клиновидный облик и проявляются неравномерно (участками) по площа-

ди зерен. Двойниковые пластинки плагиоклазов иногда изогнуты и надломаны в местах перегибов. Карбонаты в катаклазированных мраморах интенсивно двойникуются в направлениях спайности, образуя спайные полисинтетические двойники. Слюды обычно изогнуты и гофрированы, участками диспергированы и представлены тонкочешуйчатым агрегатом, поражающим чешуйки в краевых участках зерен. Некоторые чешуйки полностью истираются под воздействием стресса.

В катаклазитах, как ни в каких других породах динамометаморфизма, проявляется большое разнообразие хрупких и пластических деформаций, способствующих изучению генетической природы перерождения пород в тектонических зонах. Этому содействует отчетливо различаемая под микроскопом зернистость катаклазитов.

3.2.4. Милониты

Милониты являются продуктами интенсивного динамометаморфизма сравнительно хрупких и химически устойчивых пород. По мнению большинства исследователей, милониты должны обладать следующими особенностями: микроскопическими размерами обломков, отчетливой сланцеватой текстурой, монолитностью (дробление не делает милониты рыхлыми), катакластической природой структуры, преобладанием дробления над перекристаллизацией.

Милониты представляют собой тонкозернистые породы сланцеватой текстуры, в которых иногда сохраняются реликты уцелевших от истирания зерен минералов (порфирокластов) и их агрегатов (см. рис. 2.40). Порфирокласты имеют линзовидную или грубошаровидную форму. Шаровидная форма сохранившихся от истирания участков породы обязана дифференциальным перемещениям блоков породы по поверхностям механического рассланцевания. В случае линзовидной формы порфирокластов типично проявление линейности в расположении удлиненных частиц. При микроструктурных исследованиях милонитов обычно устанавливается предпочтительная ориентировка оптических осей кварца направлению движения раздробленных частиц.

В большинстве случаев милониты возникают при динамометаморфизме кварц-полевошпатовых пород (гнейсов, гранитоидов, песчаников), но они образуются также за счет магматических и осадочных пород другого состава.

Для обозначения типов милонитов используют различные термины, но в первую очередь в названии милонита должно найти отражение название исходной породы (например, милонит сиенита, милонит диабазы и т.п.).

При милонитизации эффузивных и гипабиссальных пород, обладавших порфировым или порфировидным строением, образуются *порфиroidы*. Для них характерна порфирохлассическая структура с милонитовой и сланцеватой основной тканью. Для обозначения милонитов с очень тонким размером зерен употребляются термины *ультрамилониты* либо *филлониты*.

При характеристике милонитов и ультрамилонитов во всех учебных пособиях по метаморфизму подчеркивается преобладание процессов дробления над явлениями перекристаллизации. Вместе с тем имеются исследования, в которых объясняют возникновение милонитов не в результате хрупкого дробления, а в результате пластического течения в твердом состоянии, сопровождающегося рекристаллизацией. Т.Х. Велл и М.А. Этеридж при изучении микроструктуры милонитов и сравнении ее с деформированными металлами пришли к выводу о возможности формирования этих пород в результате пластического течения и рекристаллизации с образованием мелко- и тонкозернистых пород, равновесных сильному стрессу. Ф.А. Летников приводит убедительные свидетельства образования новых парагенезисов (например, замещение калишпата тонкозернистым агрегатом мусковита и кварца), сингенетичных милонитизации. Согласно исследованиям милонитов во многих районах России и Казахстана, Ф.А. Летников пришел к выводу об аллохимичности процесса динамометаморфизма. В формировании милонитов он отводит одну из ведущих ролей флюидам. Милонитообразование, по его мнению, сопровождается привнесением калия, натрия, кальция, CO_2 , выносом кремния, титана, алюминия, магния и повышением окислительного потенциала в системе.

Следовательно, намечается гетерогенность милонитов. Образование их возможно путем собственно механического дробления и в результате пластического течения при участии перекристаллизации в условиях активного флюидомассопереноса.

3.2.5. Псевдотахилиты

Псевдотахилиты являются крайним продуктом милонитизации. Изучение геологии зон динамометаморфизма свидетельствует о том, что жилы и прожилки псевдотахилита секут милониты, иногда выходя за пределы их развития. Черные стекловатые породы,

внешне схожие с базальтовым стеклом – тахилитом, иногда обладают полосчатой текстурой течения, обычно содержат обломки зерен мельчайших размеров, микроструктурно напоминают девитритизированные лавы (рис. 3.12). В Петрографическом словаре (Рыка, Малишевская, 1989) эти породы характеризуются как «метаморфизованные, криптокристаллические черные породы, подобные стеклу, образующие тонкие слои и линзочки совместно с милонитом. Они возникают под воздействием стресса, вызывающего интенсивное разрушение».

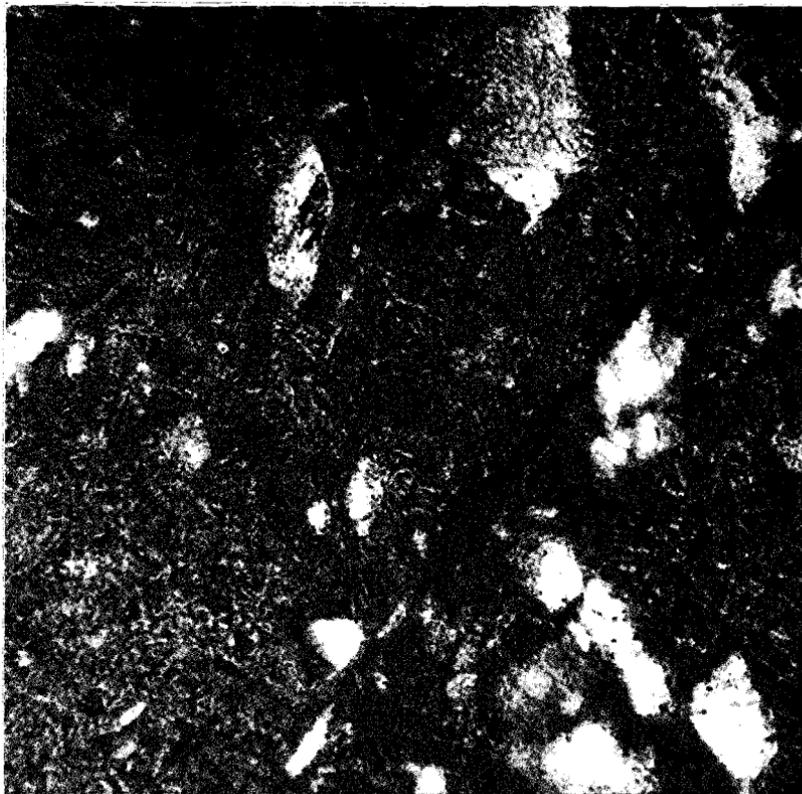


Рис. 3.12. Николи «+». Псевдотахилит. В коричневой стекловатой массе распределены оплавленные обломки и игольчатые микролиты девитрифицированного стекла

С. Шенд полагал, что разрушение исходных пород было скорее всего обязано шоку, а не скалыванию, и что раскаленные газы обусловили образование расплава. После введения термина «псевдотахилит» С. Шендом (1917) применительно к темным оптическим изотропным по-

родам, развитым в зонах динамометаморфизма гранито-гнейсов, накоплен противоречивый материал по поводу их состава и, главным образом, их расплавленного происхождения. Наряду с термином «псевдотахилиты» к этим породам применяются названия: ультрамилониты, стекловатые милониты, дайковые милониты и др.

Наблюдаемые в милонитах псевдотахилиты (оптически изотропные агрегаты) Ф.А. Летников объясняет механохимическим диспергированием вещества за счет флюидных эксплозий. Учитывая напряженное состояние милонитов и их обводненность, сброс общего давления в локальном объеме сопровождается мгновенным расплавлением кислого субстрата в интервале 550–600 °С и очень быстрой его закалкой за счет возрастания давления. При более низкой температуре в системе милонитообразования происходит дезинтегрирование породы, а при открытии трещин катаклаза и резком снижении давления – флюидный взрыв, что приводит в образованию стекла.

Матрица псевдотахилита представлена или напоминает стекло, содержит тонкообломочный материал, газовые пузырьки, миндалины, мельчайшие кристаллики магнетита, роговой обманки, биотита и микролиты полевых шпатов. Обломочный материал, представленный кварцем, полевыми шпатами, темноцветными минералами и милонитовыми фрагментами, корродирован и частично оплавлен. Основная масса бывает не совсем изотропна. В жилках породы отмечаются эндоконтактные зоны закалки. Эти признаки служат доказательством образования породы из расплава. Однако каждый из признаков, свидетельствующих о расплавленном происхождении псевдотахилитов, может быть объяснен метаморфическими способами образования. Стекловатый матрикс псевдотахилитов химически неоднороден не только в соседних жилках, но даже в пределах разных частей одной и той же жилы. Стекловатый состав матрицы псевдотахилитов не всегда подтверждается дифрактометрическими и электронно-микроскопическими исследованиями. Выделяются стекловатые, криптокристаллические, микрокристаллические, микролитовые и смешанные структуры основной массы псевдотахилитов. Одним из важных микроскопических признаков псевдотахилитов является наличие изотропной массы, включающей угловатые обломки без следов пластической деформации.

А.И. Родыгин (2001), обобщивший разноречивые представления о псевдотахилитах, пришел к выводу, что частичное плавление исходных пород происходило в предварительно прогретых породах под воздействием теплоты трения и иногда раскаленных газов, возникающих в зоне разлома или поступающих из глубинных уровней. Валовый химический состав псевдотахилитов довольно разнообразен (с вариациями SiO_2 от 49 до 71 мас. %) и близок составу вмещающих пород. Стекло основной ткани

заметно отличается от состава вмещающих пород по концентрации главных петрогенных оксидов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O).

Образование псевдоатахилитов происходило на глубинах от 1,5 до 10 км при температурах от 1 200 до 1 450 °С. В псевдоатахилитах норвежских каледонид присутствуют микролиты омфацита и граната с высоким содержанием пирропа, что косвенно указывает на глубины образования пород около 40–50 км.

Эти породы образуются только по кварцсодержащим породам, в виде жил мощностью до 40–50 см, группирующихся иногда в штокверки. Возрастная последовательность формирования псевдоатахилитов и милонитов может быть различной в зависимости от тектонических и термических условий в зоне динамометаморфизма.

3.2.6. Бластомилониты

Бластомилониты представляют собой породы, рекристаллизованные до степени, когда невозможно установить катаклатический характер исходной породы. Развивающийся в породе кристаллобластез приводит к увеличению размера зерен. По термодинамической направленности формирования кристаллобластовых минеральных ассоциаций выделяются диафторигенные и прогрессивные бластомилониты. Минеральные ассоциации диафторигенных бластомилонитов характеризуют более низкотемпературные, а прогрессивные бластомилониты – более высокотемпературные условия формирования неоминерализации, по сравнению с условиями образования породы, по которой развился бластомилонит. Образование новых минеральных ассоциаций происходит в условиях продолжающихся дифференциальных движений и не отличается от процесса регионального (динамотермального) метаморфизма (Родыгин, 2001) (рис. 3.13).

Особенностью бластомилонитов с диафторигенной неоминерализацией относительно исходного минерального парагенезиса является частое, но не обязательное присутствие реликтовых минералов. Регрессивные преобразования протекают значительно труднее и медленнее, чем при повышающихся температурах прогрессивного метаморфизма. Диафторигенные минеральные ассоциации по исходным парагенезисам гранулитовой фации в зависимости от *PT*-условий диафтореза могут быть представлены ассоциациями зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций. Замещение высокотемпературных минералов

низкотемпературными невозможно без привноса извне H_2O и CO_2 , которые могут иметь глубинное происхождение либо высвобождаются при прогрессивном метаморфизме соседних толщ. Так, например, преобразование амфиболита в хлорит-альбитовые сланцы приводит к увеличению концентрации H_2O от 2,91 до 10,36 % (Другова, Неелов, 1960). Важную роль в образовании диафторитов играют деформации, которые облегчают циркуляцию растворов, необходимых для химического преобразования минералов.



Рис. 3.13. Николи «+». Бластомилонит гранат-гиперстенового гнейса. Порода нацело гранулирована, породообразующие минералы рекристаллизованы в микрогранобластический агрегат

Прогрессивный метаморфизм осуществляется в условиях повышающейся температуры, являющейся мощным фактором метаморфических реакций с достижением физико-химического равновесия. Чем выше

температура, тем легче осуществляется перекристаллизация минералов. Прогрессивные бластомилониты, образовавшиеся в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, наблюдались в разных районах Ю.А. Кузнецовым (1941), А.И. Родыгиным (2001), К.А. Шуркиным (1966, 1967) и другими исследователями. Важный диагностический признак бластомилонитов – наличие порфирокластических реликтовых образований, которые в процессе кристаллобластеза могут быть перекристаллизованы до полного «уничтожения» реликтовых минералов или агрегатов.

Следует отметить, что бластомилониты являются частным случаем продуктов полиметаморфизма. Для более основательного знакомства с геологией и петрологией милонитов и бластомилонитов рекомендуется монография А.И. Родыгина «Динамометаморфические породы» (2001), в которой изложен обширный фактический материал по этому классу пород и приведена аннотированная библиография около 600 работ.

3.3. ПРОДУКТЫ УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Соударение с Землей крупных метеоритов, астероидов или комет приводит к минералогическому и механическому изменению (метаморфизму) пород мишени под воздействием внезапной динамической нагрузки. Породообразование протекает на поверхности путем осаждения обломков, кристаллизации расплавов, перекристаллизации. Своеобразие процесса заключается в ударном стеклообразовании в твердом состоянии и др. Давления и температуры породообразования достигают 600–900 кбар и 2 500–3 000 °С. Причем скорости изменения этих параметров превышают на несколько порядков скорости эволюции *PT*-условий в традиционных типах породообразующих процессов.

Продукты ударного метаморфизма начали систематически изучать в конце 1960-х – начале 1970-х гг. Поэтому многие вопросы специфики процессов, протекающих при ударном метаморфизме, классификации и номенклатуры находятся в стадии разработки. В настоящее время накоплен геологический и петрографический материал по многочисленным астроблемам («звездным ранам»), расположенным в разных частях планеты. В результате изучения образцов, доставленных с Луны, круг объ-

ектов исследований значительно расширился, причем публикаций, посвященных породам ударного метаморфизма Луны, больше, чем для нашей планеты.

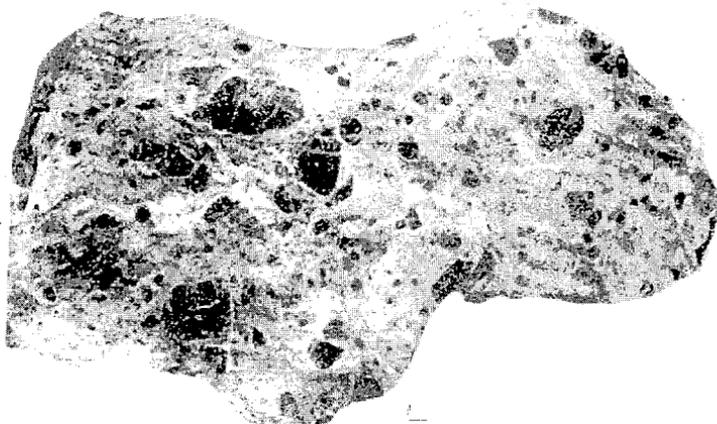


Рис. 3.14. Импактная брекчия (по Н.Л. Добрецову и др., 1992). Обломки угловато-округлой формы в тонкоперетертом материале того же состава

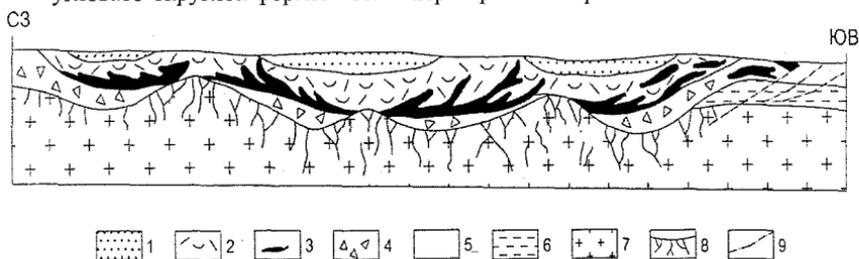


Рис. 3.15. Разрез астроблемы Попигайская (по В.Л. Масайтису, 1980): 1–4 – коптогенный комплекс: 1 – коптокластиты, 2 – зювиты, 3 – тагамиты, 4 – аллогенная брекчия; 5–7 – покольный комплекс: 5 – осадочные, вулканогенно-осадочные и изверженные породы фанерозоя, 6 – осадочные породы верхнего протерозоя, 7 – кристаллические породы архея; 8 – аутигенная брекчия; 9 – надвиги

Породы, образующиеся при ударном метаморфизме, называют *импактитами*. Термин был предложен В. Барнсом для обозначения стекол, возникающих из расплава при метеоритном ударе. Со временем смысл термина расширился, и сейчас этот термин применяется для характеристики всех типов ударно-метаморфизованных пород. В.Л. Масайтис предлагает эти породы называть *коптогенными*. Копто (греч.) обозначает ударять, дробить, разбивать.

Введение в петрографическую практику термина «коптогенные породы» В.Л. Масайтис обосновывает тем, что в последние годы под понятием «импактиты» некоторые геологи подразумевают только часть продуктов ударного метаморфизма.

Среди продуктов ударного метаморфизма выделяют: *катаклазиты* и *различные брекчии* (рис. 3.14), образовавшиеся при дроблении; *тагамиты*, получившиеся при плавлении, и *зювиты*, сформировавшиеся при смешении продуктов дробления и плавления. В случае перемещения брекчий после их образования выделяют аллохтонные разности, противопоставляемые автохтонным, сохранившим первичное залегание.

Изучение астроблем и продуктов ударного метаморфизма требует их геологического картирования с тщательным исследованием в лабораторных условиях. Геологическое положение продуктов ударного метаморфизма (коптогенный комплекс) приводится на рис. 3.15.

3.3.1. Строение импактных пород и минералов

Выявлен ряд текстурно-структурных и минералогических признаков, по которым можно отличать импактиты от сходных с ними пород.

Конусы разрушения образуются в плотных массивных породах. В результате воздействия на породы ударной волны в них появляются скрытые трещины специфической ориентировки. При ударе молотком порода распадается на конические тела (рис. 3.16). Поверхность конусов ветвисто-бороздчатая. Вершины конусов ориентированы в направлении центра мишени, а их оси перпендикулярны фронту ударной волны.

Волнистое погасание – общий термин, отражающий неравномерное, иногда близкое к закономерному структурированному, погасание минералов. Погасание может быть линзовидным, веерным (или метельчатым), морщинистым, сетчатым (или мозаичным).

Дробление пород мишени является наиболее слабым проявлением ударного метаморфизма. При этом в породах и минералах развиваются незакономерные трещины. **Планарные** (плоскостные) **трещины** возникают при возрастании ударных нагрузок. Под микроскопом они имеют большую плотность и необычную ориентировку. Они ориентированы по кристаллографическим направлениям с малыми индексами.

В группу **планарных элементов** включают параллельные структурные элементы, среди которых выделяют: 1) системы ламелл (пластинок) с пониженными показателями преломления и двупреломления

(иногда изотропных); 2) цепочки пустот или включений, заполненных газом, жидкостью. Количество направлений ориентировки планарных элементов может достигать 10–15 в одном зерне. Их ориентировка иногда совпадает с плоскостями в кристаллах, не реализуемых в обычных геологических процессах, в виде граней, трещин спайности, плоскостей двойниковых сростаний и др. Планарные элементы могут быть неравномерно проявлены в пределах породы, разнотипных минералов и в пределах одного зерна.

Нарушение стехиометрии минералов – вид изменения минералов, который выявляется путем исследования прецизионными методами: точечным и профильным микронзондовым анализом химического состава, тонкой дифрактометрией, спектроскопией и т.п. В разной степени детальности изучена стехиометрия главных породообразующих минералов импактных пород: кварца, калишпата, плагиоклаза, биотита, роговой обманки, ставролита и др. Выявлено значительное изменение химического состава с резким несоответствием стехиометричности между главными минералообразующими элементами. Дифрактометрия образцов свидетельствует о сильных искажениях параметров кристаллической решетки, уменьшении размеров кристаллов и их упорядоченности. Температурное воздействие на минералы приводит также к разрушению кристаллической решетки, что зафиксировано в биотитах (термическое разложение).

Нарушение структурной и химической стехиометрии минералов ведет к распаду и образованию псевдоморфоз. В.И. Фельдман установил замещение биотита тонкозернистым агрегатом ильменита и пироксена (рис. 3.17). Подобные структуры отмечены для граната (замещение герцинитом, ромбическим пироксеном и стеклом).

Изотропизация минералов протекает под воздействием ударной волны без прохождения стадии расплавления. Такое «мономинеральное» изотропизированное вещество называют *диаплектовым стеклом*. От кристаллических твердых фаз оно отличается пониженным показателем преломления и плотностью, частичной утратой кристаллического строения, что устанавливается на дифрактограммах.

Термин «диаплектовый» означает разнообразные твердофазные изменения под действием ударной волны.

Изотропизация минералов отчетливо наблюдается по искажению оптического эллипсоида. В связи с усилением ударной нагрузки зафиксированы генеральные тренды изменения показателей преломления, двупреломления, угла оптических осей. Рядом исследователей (Е.П. Гуров, Е.П. Гурова, Л.В. Сазонова, В.И. Фельдман и др.) приводятся геометрические палетки для определения ударного давления по оптическим свойствам. При использовании таких диаграмм следует помнить о непрерывно-прерывистом изменении свойств минералов в связи с их условиями образования и преобразования.

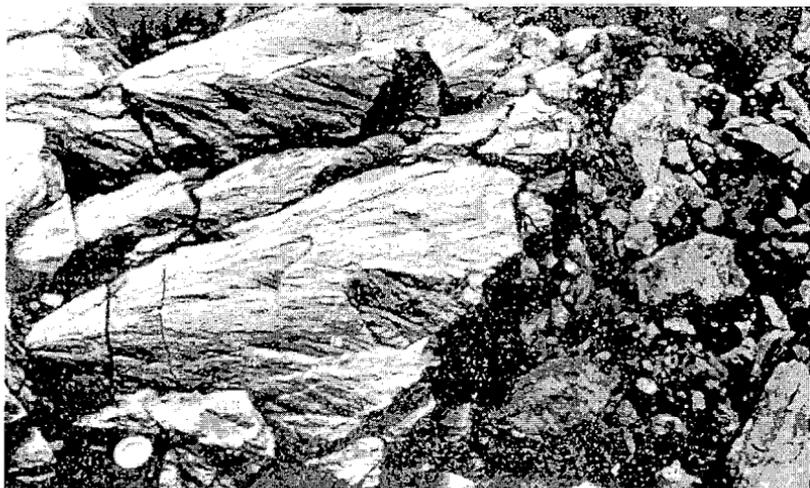


Рис. 3.16. Конусы разрушения в известковых песчаниках
(по Н.Л. Добрецову и др., 1992)

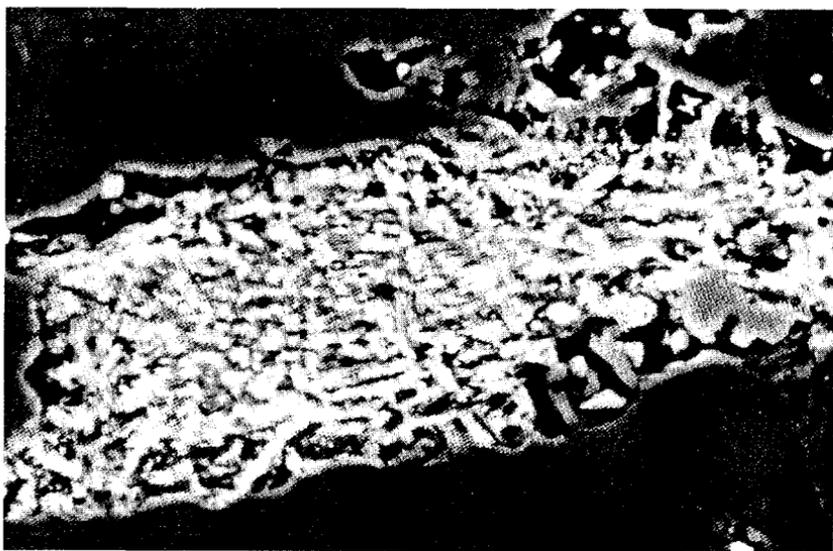


Рис. 3.17. Полное разложение биотита при ударной нагрузке около 45 ГПа. Белое – ильменит, серое – пироксен. Вокруг биотита появляется кайма стекла плавления. Растровый электронный микроскоп «Камскан». Астроблема Попигайская
(по Н.Л. Добрецову и др., 1992)

Образование высокобарических минералов также является одним из характерных признаков импактитов. К настоящему времени в астроблемах выявлены высокобарические минералы кремнезема (коэсит и стишовит), углерода (алмаз и лонсдейлит) и пироксена (мэдзорит). Сложность их



Рис. 3.18. Прожилки и гнезда коэсита в диаплектовом кварцевом стекле. Поперечник снимка около 1 мм. При одном николе. Астроблема Попигайская (по Н.Л. Добрецову и др., 1992)

изучения заключается в незначительных размерах выделений и чрезвычайно ограниченных концентрациях. При исследовании этих минералов пользуются методами обогащения и получения концентратов.

Коэсит наблюдается в шлифах в виде бесцветных или буроватых агрегатов, состоящих из тонкоигольчатых кристаллов. Размеры выделений коэсита достигают $1,0 \times 0,9$ мм. Отдельные зерна в таких агрегатах

имеют размеры менее 0,001 мм. Козсит отмечается в диаплектовом кварцевом стекле (рис. 3.18). Прожилки козсита пересекают планарные элементы, иногда образуют радиально-лучистые узоры.

СТИШОВИТ распространен на порядок меньше козсита. Он фиксируется в диаплектовом кварце и диаплектовом кварцевом стекле. Стишовит декорирует планарные элементы или образует одиночные игольчатые кристаллы и розетки кристаллов.

Подробнее ознакомиться с высокобарическими минералами можно в работах В.И. Фельдмана и В.Л. Масайтиса.

3.3.2. Главные виды импактных пород

Номенклатура импактных пород согласно рекомендациям В.И. Фельдмана, обобщившего материалы В.Л. Масайтиса и его сотрудников (Классификация и номенклатура..., 1992), приведена в табл. 3.3.

Таблица 3.3. Схема систематики импактных горных пород

Класс	Группа	Семейство	Виды
1. Обломочный: 1.1. Аутигенный	Мономиктовая	Кластическое Витрокластическое	Импактированные породы мишени; аутигенные брекчии Аутигенные брекчии стеклосодержащие (стекла до 10 %); псевдотахилиты
1.2. Аллогенный	Мономиктовая Олигомиктовая Полимиктовая	Кластическое Витрокластическое Стекловатое	Аллогенные брекчии Аллогенные брекчии стеклосодержащие (стекла до 10 %) Аллогенные брекчии со стекловатым цементом (стекла до 15 %)
2. Расплавленный	Ультрасосновная Основная Средняя Кислая Ультракислая	Кристаллическое Неполнокристаллическое Стекловатое	Тагамиты (стекла до 10 %) Тагамиты (стекла до 10–90 %) Импактные стекла, шлаки, пемзы
3. Смешанный	Полимиктовая	Кластическое Витрокластическое Стекловатое	Зювиты Псевдобрекчии

Ниже приводится краткая характеристика главных видов импактных пород.

Импактные брекчии

Импактные брекчии разделяют на аутигенные, слагающие цокольный комплекс, и аллотигенные, залегающие на аутигенных брекчиях (см. рис. 3.15).

Аутигенные брекчии возникают на фронте ударной волны и занимают нижнюю часть разреза импактных пород. На этих участках астроблем широко распространены конусы разрушения. Отдельные обломки испытали незначительные перемещения, не нарушая стратиграфического положения исходных пород. Породы имеют брекчиевую, линзовидно-полосчатую, такситовую, псевдофлюидальную текстуры. Вдоль трещин и ослабленных зон породы приобретают белесый цвет. Агрегат разнообразных по размеру обломков цементируется более мелкообломочным материалом, гидроксидами железа, реже глинисто-серицитовым субстратом. От тектонических брекчий эти породы отличают по отсутствию зеркал скольжения.

Аутигенные брекчии вдоль по разрезу переходят в неизменные породы мишени и перекрываются отложениями аллотигенных брекчий. Переходы в обе стороны постепенные.

В аутигенных брекчиях вдоль поверхностей метаблоков иногда развиты жилы *псевдотахилитов*. Они характеризуются невыдержанностью формы, мощности и залегания. Это пористые существенно стекловатые породы с частично раскристаллизованной основной массой и многочисленными обломками вмещающих пород и минералов. Мощность жил импактных псевдотахилитов может достигать 5–7 м. Петрографическим отличием импактных псевдотахилитов от тектоногенных могут служить обломки ударно-метаморфических пород в стекле.

Аллотигенные брекчии характеризуются присутствием в них обломков разных уровней пород мишени. Обломочный материал изменяется в широком интервале размеров. Количество обломочного стекла иногда достигает 10–15%. Аллотигенные брекчии могут быть литифицированными и рыхлыми. Цемент их обломочный, сингенетичный. Степень литификации цемента определяется долей алевропелитового материала и гидроксидов железа. Цемент пористый. Размеры пор 2–3 мм. Форма округлая. Наличие пор свидетельствует о насыщенности газами материала цемента (до литификации). По агрегатному состоянию цемента выделяют кристалловитро- и литокластическую структуры матрицы. По размеру обломочного материала брекчии разделяют на мелко- (0,1–2,0 мм), грубообломочные (2,0–1 000 мм), крупноблоковые (>1 000 мм).

Зювиты

Термин «зювит» был предложен в 1920 г. Е. Зауэром для одного из типов пород астроблемы Рис (Германия). Сейчас под зювитом понимается полимиктовая брекчия из кластического материала главным образом по породам кристаллического основания. Зювиты имеют зеленовато-серую окраску и внешне похожи на туфы. Размеры обломков изменяются от нескольких микрон до 20–50 см. Тонкозернистая обломочная матрица породы, состоящая преимущественно из обломков кварца, полевых шпатов, биотита, роговой обманки, не обнаруживает следов сваривания. В больших количествах в ней отмечается вторичный монтмориллонит. Текстура пористая. Обломки кристаллических пород несут следы ударного метаморфизма.

Зювиты завершают коптогенный комплекс в разрезе астроблем (рис. 3.19).

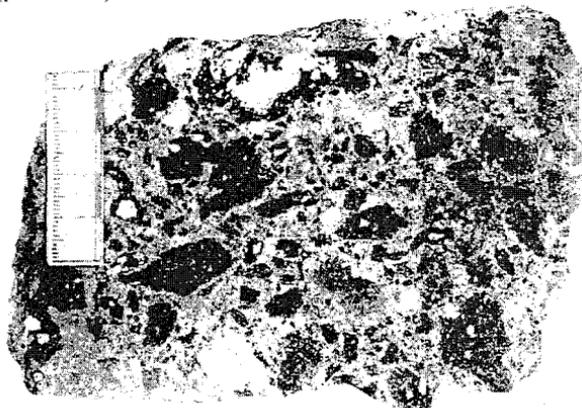


Рис. 3.19. Витрокластический спекшийся лапиллиевый зювит, состоящий из обломков импактных стекол и светлой обломочно-стекловатой матрицы (по Н.Л. Добрецову и др., 1992)

По преобладающему агрегатному состоянию обломков выделяют витрокластические (обломков стекла 70–80 % от объема породы) и кристалловитрокластические (обломков стекла 10–50 % от объема породы). Стекла в зювитах могут быть представлены тонкообломочными частицами, лапиллями, бомбами с сильно уплощенными изогнутыми формами. Нередко наблюдаются расщепленные края обломков, проникающие в цементную массу.

Цемент зювитов состоит из более мелких обломков пород, кварца и стекла. Количество стекла варьирует от первых процентов до 70–80 % даже в соседних участках породы. Текстура цемента линзовидно-полосчатая, струйчатая, что указывает на формирование зювитов в процессе движения материала по основанию кратера.

Выделяют две генетические группы зювитов – отложения взрывного облака (фашия выбросов) и отложения центрбежных придонных потоков (донная фашия).

Тагамиты

Тагамиты образуются из импактного расплава. По агрегатному состоянию выделяют гиалиновые (до 10 % кристаллов), гемикристаллические (10–90 % кристаллов) и голокристаллические (более 90 % кристаллов). При раскристаллизации стекла образуются пироксены, оливин, полевые шпаты, кордиерит, магнетит, ильменит и др.). Остаточные стекла высококремнеземистые повышенной щелочности. В тагамитах необходимо различать кластический материал и микролиты (рис. 3.20–3.22). Среди обломков преобладают кварц и полевые шпаты.

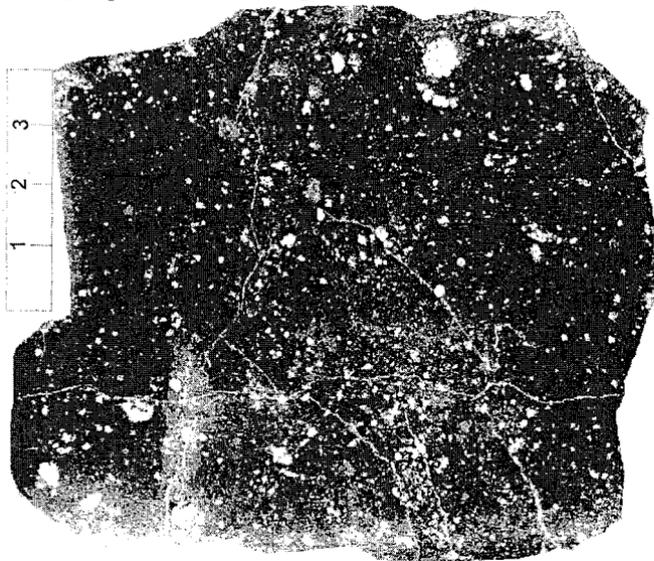


Рис. 3.20. Массивный тагамит, насыщенный кристаллобластиами кварца и плагиоклаза (по Н.Л. Добрецову и др., 1992)

Микроструктуры тагамитов стекловатые, микролитовые, сферолитовые, полукристаллические. Преобладают такситовая, массивная и флюидальная, перлитовая текстуры, возможны пористая и миндалекаменная.

Тагамиты слагают пластовые тела мощностью от первых до сотен метров.



Рис. 3.21. Общий облик неполнокристаллического тагамита Болтышской астролемы (по Н.Л. Добрецову и др., 1992)

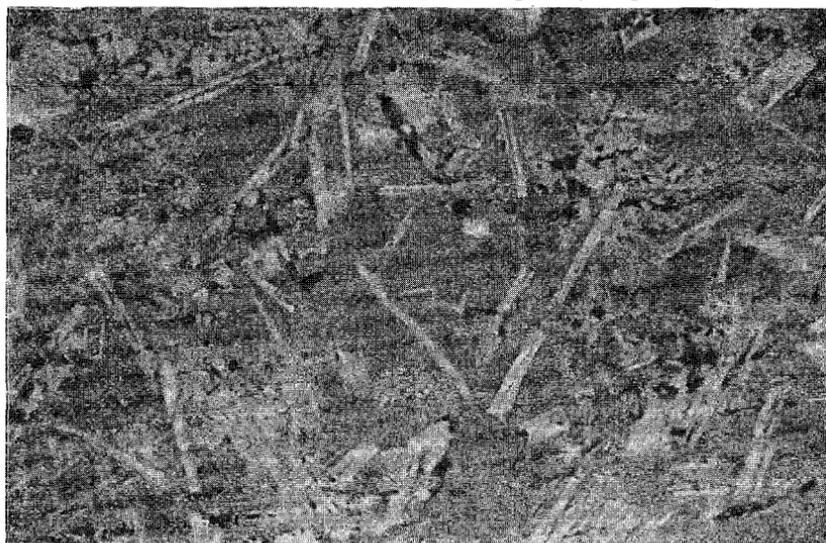


Рис. 3.22. Массивный тагамит с голокристаллической основной массой. Призматические и скелетные кристаллы плагиоклаза и пироксена, частично замещенного биотитом, участки кварц-полевошпатового агрегата и бурой псевдосферолитовой основной массы (по Н.Л. Добрецову и др., 1992)

Тектиты

Тектиты (тестос – оплавленный) представляют собой частицы стекла незначительных размеров. Самый крупный из охарактеризованных 3 400 г. Обычно их масса составляет несколько граммов. Форма тектитов сфероидалная, линзовидная, дисковидная, гантелеобразная со скульптурированной поверхностью. Стекло тектитов имеет зеленый или коричневый цвет, почти не прозрачно. В них отмечаются кварц, кристобалит, полевые шпаты, гематит, газовые пузырьки, включения лещательрита и железо-никелевых шариков. Тектиты обладают высокой степенью рентгеноаморфности. В их состав входят, мас. %: SiO_2 – 70–88,5, Al_2O_3 – 11,0–20,5, FeO – до 11,5, CaO – до 8,6, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – до 4,0. В рентгеноаморфной части тектита почти все железо находится в двухвалентной форме. Потери при прокаливании отсутствуют, стекла обезвожены в процессе быстрого высокотемпературного плавления, частичного испарения вещества. Следует отметить вероятность обнаружения в тектитах редких и, возможно, новых минералов, особенно природных сплавов микронных размеров. Распространены тектиты «роями». Обнаружены поля рассеяния на п-ве Индокитай, островах Калимантан, Филиппинах, юге Австралии, в Европе и Северной Америке по обрамлению Мексиканского залива. Связь тектитов с конкретными астроблемами проблематична. Образование тектитов дискуссионно. Некоторые ученые считают их продуктами застывания импактных расплавов.

3.4. ПРОДУКТЫ ДИНАМОТЕРМАЛЬНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Продукты динамотермального метаморфизма наиболее распространенные на земной поверхности и в земной коре. Яркой особенностью этих пород является сланцеватость, возникающая под влиянием деформаций и перекристаллизации. Следует иметь в виду, что сланцеватость характерна не для всех пород, возникающих при динамотермальном метаморфизме. В глубинных гнейсах сланцеватость не типична в связи с тем, что на очень больших глубинах одностороннее

давление проявляется слабо по сравнению с очень интенсивным гидростатическим давлением. Кристаллобластез приводит к образованию крупнозернистых пород с массивной текстурой.

Кроме сланцеватой плоскопараллельной текстуры, встречается линейно-параллельная текстура, особенно при наличии в породе удлиненных минералов, например амфиболов, силлиманита, дистена.

Вместе со сланцеватостью часто наблюдается полосчатость, которая проявляется в чередовании полос разного цвета, минерального состава, зернистости. Полосчатость может отражать первичную слоистость осадочных пород, сохранившуюся при метаморфизме, но может являться следствием собственно метаморфических процессов. При деформации в результате скользящих дифференциальных движений образуются сегрегации из отдельных минералов, располагающихся параллельно сланцеватости и придающих породе полосчатый облик. В образовании полосчатых сегрегаций могут принимать участие процессы диффузии, местного растворения и перекристаллизации.

В динамотермальных метаморфических породах развиты лепидобластические и нематобластические структуры благодаря широкому распространению в них удлиненных чешуйчатых (хлорита, серицита, мусковита, биотита) и призматических (амфибола, пироксена) минералов. Нередко встречаются диабластические структуры, характеризующиеся прорастанием одних минералов другими, так называемые ситовидные структуры. Вследствие большой кристаллизационной способности у некоторых минералов возникают порфиробластические структуры. В качестве порфиробластов встречаются такие минералы, как гранат, ставролит, дистен, хлоритоид.

Номенклатура продуктов динамотермального метаморфизма разработана на основе термодинамических условий образования в соответствии с текстурно-структурными и минералогическими признаками.

1. Метаморфические породы умеренных и средних давлений: а) низкотемпературные (филлиты, зеленые сланцы и другие метаморфические сланцы); б) среднетемпературные (кристаллические сланцы, амфиболиты); в) высокотемпературные (гранулиты, кристаллосланцы, гнейсы).

2. Метаморфические породы высоких давлений: а) низкотемпературные (лавсонит-глаукофановые сланцы); б) среднетемпературные (дистен-мусковитовые сланцы, жедрититы); в) высокотемпературные (эклогиты).

Температурные подклассы разделены на группы по валовому химическому составу независимо от происхождения исходных пород:

А. Метапелиты и кварц-полевошпатовые породы.

Б. Метабазиты.

В. Карбонатные и силикатно-карбонатные породы.

Г. Редкие породы (ультраосновные, железистые, марганцовистые, щелочные и другие).

Дальнейшее разделение этих групп на семейства и виды рекомендуется производить на основе количественно-минералогических признаков.

В петрографии регионально-метаморфических пород существуют несколько базовых терминов, широко используемых в практике. Наиболее обобщенные наименования продуктов динамотермального (регионального) метаморфизма – «*метаморфические сланцы*» и «*кристаллические сланцы*». Первое относится к тонкозернистым породам низких ступеней метаморфизма, второе – к крупно- и среднезернистым породам высоких и средних ступеней.

В качестве обобщенных названий используют также термины «*метапелит*», «*метабазит*», отражающие валовый состав или первичное происхождение исходных пород. Для глубокометаморфизованных пород исходная генетическая природа проблематична, и поэтому к метапелитам относят породы повышенной глиноземистости с гранатом, кордиеритом, полиморфами Al_2SiO_5 , а к метабазитам – породы повышенной основности с Са – пироксенами и амфиболами, безотносительно к их происхождению.

Гнейс в русскоязычной литературе означает средне- или крупнозернистую гнейсовидной текстуры, часто полосчатую породу гранитоидного состава, в которой преобладают полевые шпаты и кварц. При уточнении состава используют названия цветных минералов; состав полевошпатовой части отражают с помощью названий «двуполевошпатовый гнейс», «плаггиогнейс». В англоязычной литературе название «гнейс» распространяют на бескварцевые существенно полевошпатовые породы, которые именуют основными гнейсами. Гнейсы присущи метаморфическим комплексам амфиболитовой и гранулитовой, реже эпидот-амфиболитовой фации.

В исторической геологии существует понятие *серые гнейсы*. Это кварцполевошпатовые породы тоналит-трондьемитового состава с гранатом, гиперстеном и биотитом. Они относятся к первогранитам и присущи древнейшим структурам Земли.

Пириболит – дупироксеновый амфибол-плаггиоклазовый кристаллический сланец средне- и крупнозернистой структуры.

Кондалит – силлиманитовый или гранат-силлиманитовый гнейс, кварцит.

Кинцигит – гранат-графит-биотит-плаггиоклазовый кристаллический сланец.

Гондит – гнейс, или кварцит повышенной марганцовистости, содержащий спессартин, родохрозит, родонит и другие марганцовистые минералы.

Кварциты – породы, состоящие существенно из кварца. Отмечаются примеси серицита, хлорита, дистена, силлиманита, андалузита, граната, магнетита, апатита, циркона, эпидота, роговой обманки, полевых шпатов. Окраска от белой до всевозможных оттенков зависит от минералов красителей, особенно окислов железа. Могут быть однородными и полосчатыми. Образуются при метаморфизме кремнистых хемогенных пород, кварцевых песчаников, кварцевых жил и пегматитов. Большое практическое значение имеют *железистые кварциты*, которые являются рудой на железо. Предполагается, что исходными породами были тонкослоистые кремнисто-окисножелезистые осадочные породы архей-нижнепротерозойского возраста. Кроме кварца и магнетита в них могут присутствовать роговая обманка, жедрит, грюнерит, гиперстен, геденбергит. Полосчатые железистые кварциты без силикатов называют *таббиритами*. *Джестилиты* – полосчатые гематит-магнетитовые кварциты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации.

Иногда используют термины, предложенные Я. Седерхольмом: *супракристалльные* – регионально-метаморфические породы, образовавшиеся за счет осадочных и вулканогенно-осадочных пород; *инфракристалльные* – за счет плутонических пород.

Для обозначения исходных пород, подвергшихся метаморфизму, применяют термин «*протолит*».

Принципы рационального видового наименования динамотермальных пород включают следующие положения:

выделение и названия видов и разновидностей основываются на базовых терминах, а уточняющие прилагательные – на количественно-минеральном составе с учетом фации метаморфизма;

количество породообразующих минералов оценивается в объемных процентах. В названиях видов пород они перечисляются в порядке увеличения их содержания. Причем, следует использовать не более двух-трех названий характерных минералов парагенезиса, не включая постоянно присутствующих в породах данного семейства типоморфных минералов, например, роговой обманки в амфиболитах;

минимальное содержание минерала, используемого в названии породы, составляет не менее 5 %, но если речь идет о специфическом минерале, присутствующем в количестве менее 5 %, то допускается его включение в название породы, например, графитсодержащий тремолитовый сланец, турмалинсодержащий гнейс;

для обозначения разновидностей породы, отличающихся по строению, могут быть использованы структурные особенности, например, очковый гнейс, порфиробластический гранат-слюдяной сланец.

3.4.1. Продукты динамотермального метаморфизма умеренных и средних давлений

Из продуктов регионального метаморфизма наиболее широко распространены в земной коре породы фаций группы В. Ведущими факторами метаморфизма являются температура, изменяющаяся в пределах 350–1 000 °С, гидростатическое давление в интервале 3–13 кбар, стресс и метаморфические флюиды. Важное значение при метаморфизме имеет деформация пород, соотношение которой с изменением P и T определяет основные текстурно-структурные особенности пород. В то же время деформации и стресс не являются самостоятельными факторами метаморфизма.

Характеристика пород приводится в соответствии с делением их на подклассы. Низкотемпературный подкласс включает в себя породы, сформировавшиеся в условиях зеленосланцевой фации, среднетемпературный – эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций и высокотемпературный – гранулитовой фации. Таким образом, в подклассах учитывается не только изменение температуры, но и давления. Оба эти фактора метаморфизма определяют тип минеральных парагенезисов в зависимости от состава исходных пород. Классификационные подразделения наиболее наглядно представляются на треугольных диаграммах состава пород (рис. 3.23).

Как уже отмечалось, большинство продуктов регионального метаморфизма – сланцеватые породы, что является их отличительной особенностью от продуктов других типов метаморфизма. Наиболее отчетливая сланцеватость, которая постепенно утрачивается по мере возрастания температур, типична для пород низкотемпературных фаций. В условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций определяющее значение имеют гнейсовая и массивная текстуры. Для низкотемпературных условий (зеленосланцевая фация) характерны породы, обладающие мелко- и тонкозернистой структурами. Макроскопически трудно определить минералы, слагающие породы. Продукты эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций обладают отчетливой зернистостью, и при достаточном опыте с помощью лупы можно установить практически все породообразующие минералы. Особенностью пород эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма является порфиробластовая структура. Порфиробласты образуют гранат, ставролит, андалузит и кианит. Отличительный признак пород среднетемпературного подкласса – широкое развитие в них

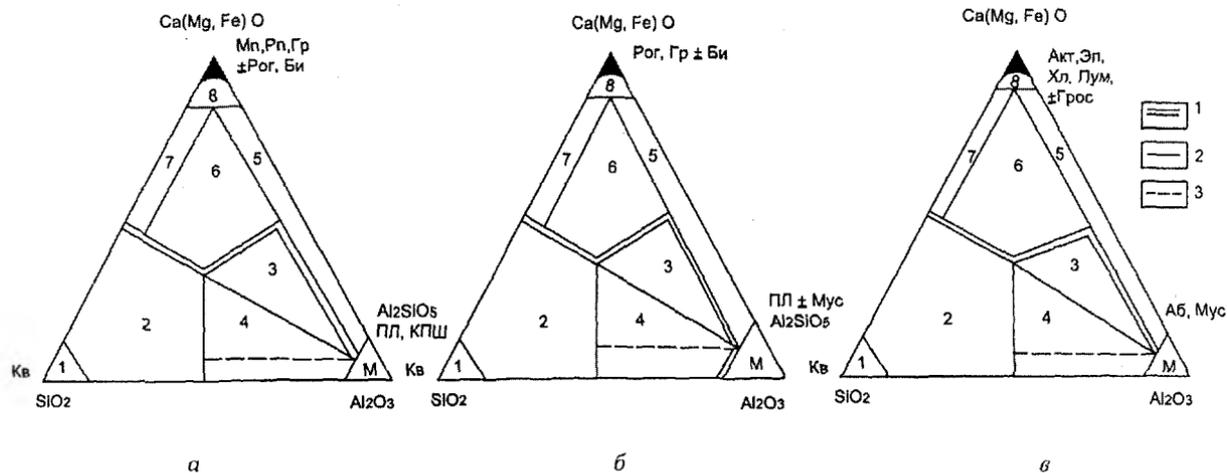


Рис. 3.23. Классификация метapelитов (1–4) и metabазитов по соотношению главных породообразующих минералов для подклассов высоко- (а), средне- (б) и низкотемпературных (в) метаморфических пород: 1–3 – границы: 1 – групп, 2 – семейств, 3 – видов пород; 1–8 – поля видовых подразделений пород: 1 – кварциты, 2 – кварцитогнейсы (а), кварцито-сланцы (б, в), 3 – гнейсы, кинциты (а), глиноземные сланцы (б), филлиты (в), 4 – гнейсы, гранитогнейсы (а, б), сланцы, метапесчаники (в), 5 – пироксеновые кристаллосланцы (а), амфиболиты (б), зеленые сланцы (в); 6 – пироксеновые гнейсы и кварцевые кристаллосланцы (а), кварцевые амфиболиты (б), кварцевые зеленые сланцы (в); 7 – кварцевые пироксенолиты (а), кварцевые амфиболиты (б), кварц-актинолитовые (эпидотовые, хлоритовые) породы (в), 8 – пироксенолиты (а), амфиболиты (б), актинолититы, родингиты (в)

биотита и мусковита. Для пород гранулитовой фации количество чешуйчатых минералов ограничено. Вместо мусковита в них развит калишпат, на смену роговой обманке приходят пироксены.

Ярко выраженные черты текстурно-структурных и минералогических признаков позволяют выделить породы высоко-, средне- и низкотемпературного подклассов в полевых условиях. Уточнение полевых определений пород и условий их образования производится при изучении петрографических шлифов в лаборатории, исследовании химического состава пород и минералов.

Важнейшим диагностическим признаком химического состава (метапелитов, метабазитов, силикатно-карбонатных и других пород) и фациальной принадлежности метаморфических пород (зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, гранулитовая фации) является минеральный состав (табл. 3.4–3.6).

Таблица 3.4. Изменение минерального состава метапелитов при прогрессивном динамотермальном метаморфизме

Минерал	Фация метаморфизма			
	Зеленых сланцев	Эпидот-амфиболитовая	Амфиболитовая	Гранулитовая
Пирофиллит				
Хлорит				
Хлоритоид				
Серицит, мусковит	Серицит	Мусковит		
Гранат	Mn	Fe	Mg-Fe	Fe-Mg
Андалузит				
Ставролит				
Кианит		Fe		Ti
Биотит			Fe	Mg
Кордиерит				
Силлиманит				Fe Mg
Гиперстен				
Плаггиоклаз	An ₀ – An ₆	An _{>16}	An _{>20}	An _{>20}
Калишпат				
Кварц				

Таблица 3.5. Изменение минерального состава метабазитов при прогрессивном динамотермальном метаморфизме

Минерал	Фация метаморфизма			
	Зеленых сланцев	Эпидот-амфиболитовая	Амфиболитовая	Гранулитовая
Хлорит	_____	_____	_____	_____
Актинолит	_____	_____	_____	_____
Эпидот	_____	_____	_____	_____
Роговая обманка	_____	Сине-зеленая	Зеленовато-бурая	_____
Гранат	_____	_____	_____	_____
Клинопироксен	_____	_____	_____	_____
Ортопироксен	_____	_____	_____	_____
Плагиоклаз	<u>Альбит</u>	<u>Олигоклаз</u>	<u>Андезин</u>	<u>Лабрадор</u>

Таблица 3.6. Изменение минерального состава силикатных мраморов при прогрессивном динамотермальном метаморфизме

Минерал	Фация метаморфизма			
	Зеленых сланцев	Эпидот-амфиболитовая	Амфиболитовая	Гранулитовая
Серпентин	_____	_____	_____	_____
Тальк	_____	_____	_____	_____
Хлорит	_____	_____	_____	_____
Тремолит, актинолит	_____	_____	_____	_____
Эпидот	_____	_____	_____	_____
Флогопит, биотит	_____	_____	_____	_____
Мусковит	_____	_____	_____	_____
Роговая обманка	_____	_____	_____	_____
Воластонит	_____	_____	_____	_____
Гроссуляр-андрадитовый гранат	_____	_____	_____	_____
Диопсид	_____	_____	_____	_____
Форстерит	_____	_____	_____	_____
Шпинель	_____	_____	_____	_____
Плагиоклаз	Альбит-олигоклаз	Олигоклаз-андезин	Андезин	Лабрадор
Кальцит	_____	_____	_____	_____
Доломит	_____	_____	_____	_____

Породы низкотемпературного подкласса состоят преимущественно из гидроксилсодержащих минералов (пиррофиллита, хлорита, серицита). Полевые шпаты представлены альбитом и альбит-олигоклазом ($Al_{<16}$). Спессартиновый гранат появляется в высокотемпературной области зеленосланцевой фации.

Породы среднетемпературного подкласса характеризуются широким развитием слюд (биотита и мусковита), альмандина (с содержанием пирропа от 6 до 12 %), андалузита, дистена и ставролита.

Наиболее высокотемпературные породы динамотермального метаморфизма состоят главным образом из граната с высоким содержанием пирропа (более 15 %), гиперстена, кордиерита, силлиманита и олигоклаза (Al_{20-30}). Метабазиты обогащены кальцием, железом и глиноземом, обычно не содержат свободной кремнекислоты. Количество щелочей в основном не превышает 5 мас. %. Наиболее распространенными породообразующими минералами метабазитов являются железо-магнезиально-кальциевые алюмосиликаты, хлорит, амфиболы, минералы группы эпидота, пироксены и плагиоклазы (табл. 3.4). Кварц не характерен, но может присутствовать в ограниченном количестве.

Для пород низкотемпературного подкласса типичны хлорит, актинолит, эпидот и альбит. Среднетемпературные породы (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) состоят главным образом из роговой обманки и олигоклаз-андезина. Гранат и клинопироксен присутствуют в ограниченных количествах. Высокотемпературные породы (гранулитовая фация) сложены гранатом с высоким содержанием пирропа, пироксенами и основным плагиоклазом.

Карбонатные породы с примесью кремнезема и глинозема образуют при метаморфизме силикатные мраморы. Эволюция минерального состава пород в ряду метаморфических фаций приведена в табл. 3.6.

Главнейшие семейства регионально-метаморфических пород метапелитов и метабазитов наглядно изображены на координатах *PT*-условий (см. рис. 3.1). Видовые названия пород формируются по количественно-минералогическому признаку. Наиболее широко распространенными внетаксономическими терминами, обозначающими названия пород, являются филлит, кристаллический сланец, амфиболит, гнейс и др.

Породы низкотемпературного подкласса

Породы данного подкласса представляют начальные продукты метаморфизма. В то же время нет простых и точных критериев различия метаморфических зеленосланцевых образований и диагенезированных осадочных и зеленокаменно-измененных эффузивных пород. Типоморфными минералами пород зеленосланцевой фации являются альбит, хлорит, серицит, серпентин, актинолит, эпидот. Низкие температуры метаморфизма обуславливают медленные скорости реакций и присутствие неравновесных минеральных ассоциаций. Текстуры и структуры пород несут черты реликтового строения (различные типы слоистости, тонкую зернистость и т.п.). Породы низкотемпературного подкласса широко распространены в пределах протерозойских и более молодых складчатых областей.

Аспидные сланцы Аспидные сланцы представляют собой тонкозернистые породы, производные еще более тонкозернистых пород. В исходных глинистых и терригенных породах аспидносланцевые изменения характеризуются формированием хлорит + парагонит + альбит + кварц метаморфического парагенезиса. В некоторых породах присутствует пылеватый графит. Размеры зерен вновь образованных минералов обычно составляют 0,00п – 0,0п мм. Терригенные плагиоклазы и цветные минералы замещаются ломонтитом. В песчаниках, подвергнутых аспидносланцевым превращениям, наблюдается микростилолитовое сочленение зерен обломочных минералов, явления регенерации и бластеза по периферии обломочных зерен.

Микроструктура сланцев бластопелитовая. Метаморфическая перекристаллизация обычно распространяется вдоль плоскостей кливажа. В пространстве между трещинами кливажа сохраняются реликты каолинита и гидрослюдь. Из аксессуарных минералов обычны турмалин, рутил, магнетит, пирит и гематит.

Аспидносланцевая стадия метаморфизма характерна для толщ, занимающих промежуточное положение между собственно осадочными породами и филлитами. Аспидные сланцы и филлиты обнажаются в антиклинальных структурах, в пределах которых отмечается повышенная дислоцированность по сравнению с ассоциирующими с ними осадочными породами.

Филлиты

Филлиты представляют собой метапелиты низкотемпературной ступени динамотермального метаморфизма. Они широко распространены в складчатых поясах, слагая крылья антиклинориев. Филлиты – тонкосланцеватые, микрозернистые породы (0,01–0,05 мм новообразованных минералов), способные расщепляться на тончайшие пластинки при ударе молотком. На плоскостях сланцеватости они имеют шелковистый блеск, который обязан бледно-зеленоватому фенгиту (серициту). Кроме фенгита типичными породообразующими минералами филлитов являются хлорит, биотит, кварц, альбит. Количество чешуйчатых минералов в породе превышает 50 %.

Микроструктура – лепидобластовая, гранолепидобластовая, бластопелитовая, определяется количественным соотношением чешуйчатых и гранобластовых минералов и степенью раскристаллизации исходной породы. Сегрегационное обособление кварцево-полевошпатовых агрегатов и чешуйчатых минералов придает филлитам тонкополосчатое строение. Полосчатость может быть обусловлена первичной слоистостью.

В филлитах широко распространены акцессорные минералы – турмалин, сфен, рутил, магнетит и пирит. В некоторых разновидностях филлитов в значительных количествах присутствует углистое вещество, придающее породе темно-серую окраску. Углистые частицы включены в породообразующие минералы и находятся в межзерновом пространстве. Гидроксиды железа придают филлитам буровато-красный цвет. Обычные филлиты, не содержащие пигментирующих примесей, имеют светло-зеленовато-серую окраску, обусловленную цветом хлорита и серицита.

В зависимости от особенностей минерального состава выделяют такие разновидности филлитов: кварцевый (кварца более 50 %), карбонатный (карбоната более 5 %), хлоритовый (хлорита – 15–30 %), биотитовый (наличие биотита), хлоритоидный (наличие хлоритоида).

Слюдяные сланцы

Слюдяные сланцы входят в состав кристаллических сланцев низкой степени метаморфизма.

Они представляют собой метапелиты более высокотемпературные, чем филлиты. Текстура сланцевая, структура среднезернистая, лепидобластовая, гранолепидобластовая.

Породообразующие минералы представлены биотитом, мусковитом, хлоритом, кварцем и альбитом (рис. 3.24). При повышенных содержаниях в исходных породах СаО в сланцах присутствует эпидот или клиноцоизит, доломит или кальцит (рис. 3.25).

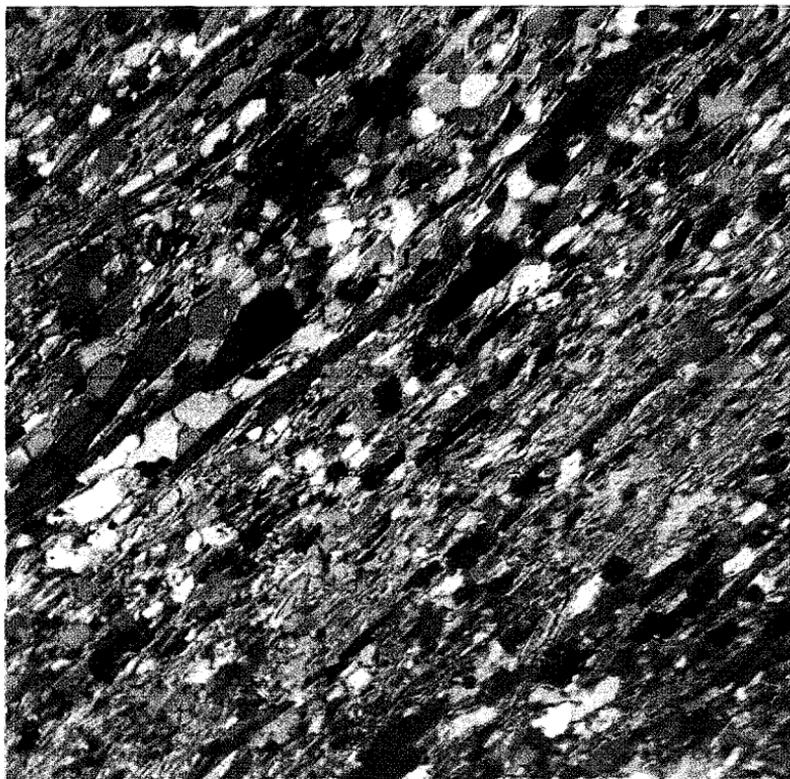


Рис. 3.24. Николи «+». Хлорит-мусковитовый сланец.
Структура лепидогранобластовая

При метаморфизме граувакк и песчано-глинистых пород, обогащенных железом, образуется стильпномелан в виде слюдоподобных пластинок, радиально-лучистых, розетковидных и сноповидных агрегатов. Стильпномелан похож на биотит, от которого отличается наличием перпендикулярной спайности по (001) и отсутствием искристости в положении, близком к погасанию.

В породах, обогащенных глиноземом с высоким отношением Fe/Mg, появляется хлоритоид (рис. 3.26). Предполагается, что моноклинная модификация образуется в условиях повышенных давлений, а триклинная – при низких и умеренных давлениях.

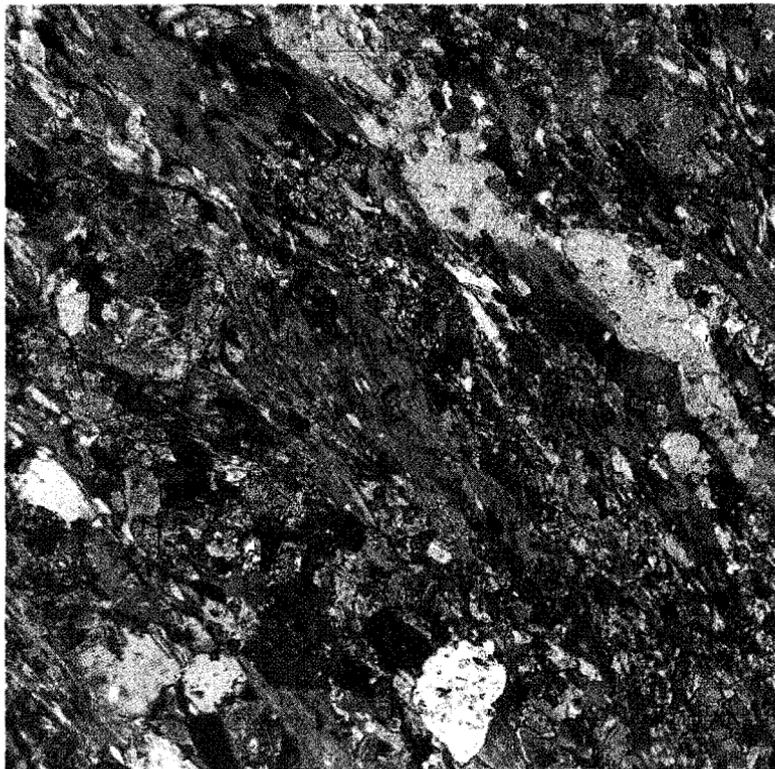


Рис. 3.25. Николи «+». Хлорит-эпидот-кальцитовый сланец.
Структура лепидогранобластовая

В слюдяных сланцах иногда встречается гранат альмандинового состава с примесью спессартина и гроссуляра. Акцессорные минералы представлены сфеном, турмалином, апатитом, магнетитом.

Слюдяные сланцы обладают, как правило, превосходной сланцеватостью и сегрегационной полосчатостью, которая выражается в чередовании тонких полосок с контрастным минеральным составом (слюдяных и кварц-полевошпатовых).

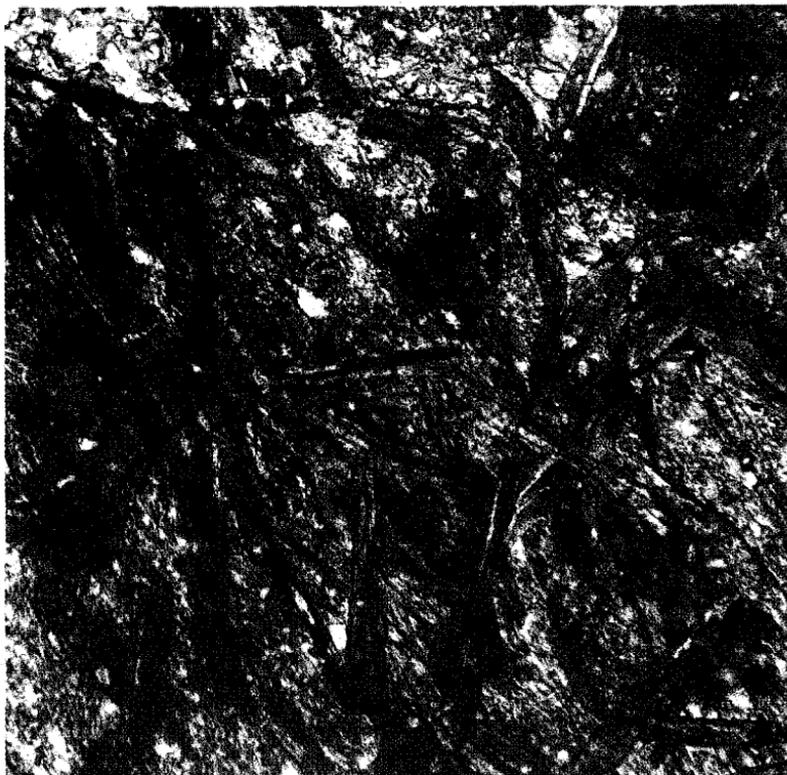


Рис. 3.26. Николи «+». Хлоритоидный сланец. Хлоритоид образует разноориентированные микропорфиробласты среди серицит-кварцевой основной ткани

Принадлежность сланцев к зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фациям можно определить по составу граната, биотита, хлорита, серицита и плагиоклаза, используя диаграммы Д.А. Великославинского и др. В зеленосланцевой фации устойчива ассоциация альбит + клиноцоизит, причем плагиоклаз в поле PT -условий этой фации содержит не более 6 % анортитового минала.

Зеленые сланцы

Зеленые сланцы являются продуктами низкотемпературного метаморфизма пород основного состава (метабазиты). Это сланцеватые зеленые породы, которые своим цветом обязаны обилию одного или более зеленых минералов (хлорита, эпидота, актинолита). Для них характерно чередование хлорит-эпидот-актинолитовых и альбит-кварцевых сегрегационных полосок. Наиболее типичными минеральными ассоциациями зеленых сланцев являются: Хл + Эп + Аб + Ка; Хл + Эп + Акт + Аб; Акт + Эп + Аб.

Альбит образует мозаику ксеноморфных зерен и крупные идиоморфные порфиروبласты с включениями мелких зерен эпидота или игольчатого актинолита. Если кристаллизация порфиробластов альбита проходила после деформаций, то включения эпидота и актинолита образуют цепочки, субпараллельные сланцеватости. Если же кристаллизация порфиробластов альбита и стрессовые деформации проходили одновременно, то растущие зерна альбита медленно вращались в хлорит-актинолитовой массе и цепочки включений приобретали S-образную форму, отражая направление и характер вращения (рис. 3.27). Метаморфический альбит, в отличие от плагиоклазов магматических пород, большей частью бывает несдвойникованным и внешне напоминает кварц, однако имеет более низкое преломление, двуосен. В случае двойникования оно осуществляется по альбитовому или периклиновому законам.

Хлорит зеленых сланцев изменчив по составу, но обычно бывает железистым, с сильным плеохроизмом, фиолетово-коричневыми аномальными цветами интерференции.

Эпидот может варьировать от железистой разновидности до клиноцоизита. Минералы группы эпидота образуют идиоморфные кристаллы, вытянутые параллельно N_m , ориентированные в направлении сланцеватости и линейности.

Актинолит образует агрегаты тонких призм и иголки с неразвитыми головками кристаллов. Окраска меняется от бесцветной до синезеленой. Без определения оптических констант его можно спутать с синезеленой роговой обманкой.

Из второстепенных минералов широко распространен стильпно-мелан. Он обычно представлен сноповидными агрегатами пластинчатых кристаллов, выросших на поверхности сланцеватости после прекращения деформаций.

Из акцессорных минералов встречаются октаэдрические зерна магнетита, округлые, комковатые, веретенообразные агрегаты сфена и кристаллики апатита.

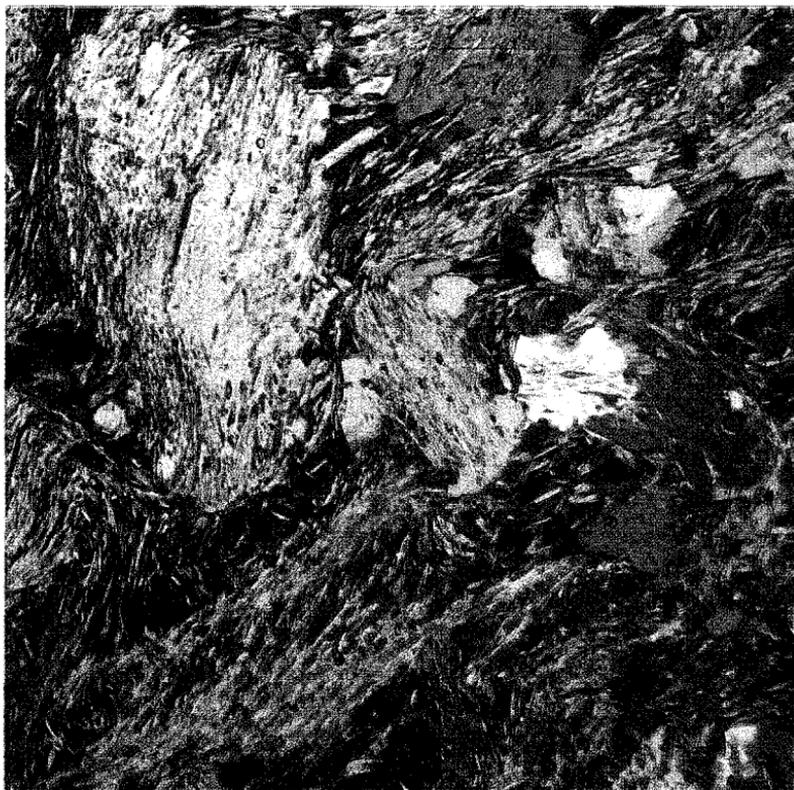


Рис. 3.27. Николи «+». Хлорит-эпидот-актинолитовый сланец. Пойкилобласти альбита содержат включения с S-образной ориентировкой

В участках развития зеленосланцевой фации отмечаются массивные породы с минеральными ассоциациями зеленых сланцев. При равных соотношениях хлорита, актинолита и эпидота породы называют *празинитами*, менее удачное название для этих пород – эпидотовые амфиболиты.

Известковые сланцы

Известковые сланцы образуются из известняков на низкой ступени метаморфизма. Главными пороодообразующими минералами являются кальцит и доломит. Второстепенные минералы, в зависимости от исходного состава, представлены кварцем, альбитом, микроклином, мусковитом, хлоритом, клиноцоизитом, сфеном, графитом.

За пределами изограды биотита доломит реагирует с кремнеземом в присутствии воды с кристаллизацией тремолита либо талька. В случае присутствия в исходном доломитовом известняке примеси калишпата возможна реакция доломита с калишпатом с образованием биотита. При метаморфизме известняков, загрязненных пелитовым веществом, образуются известковые сланцы с примесью альбита, цоизита, биотита и гроссуляра.

Магнезиальные сланцы

Магнезиальные сланцы образуются при гидротермальном метаморфизме ультраосновных и близких к ним по составу карбонатных пород. Наибольшим распространением пользуются антигоритовые и тальковые разновидности сланцев.

Антигоритовые сланцы характеризуются следующими вариациями парагенетических ассоциаций: Антг + Тр ± Ди; Антг + Ди + Фр; Антг + Хл. В качестве акцессорного минерала в антигоритовых сланцах наиболее типичен хромит.

В тальковых сланцах отмечаются следующие ассоциации: Антг + Та + Кар; Та + Кар; Та + Кв. Акцессорный минерал в них, как правило, магнетит.

Следует помнить, что при образовании магнезиальных сланцев могут участвовать метасоматические процессы.

Кварциты и кварцитовидные сланцы

Кварциты и кварцитовидные сланцы образуются за счет кварцевых песчаников или кремнистых пород хемогенного или органогенного происхождения. Эти породы имеют преимущественно массивную или реликтовую слоистую текстуру. Микроструктуры гранобластовые. Принадлежность кварцитов и сланцев к той или иной фации метаморфизма можно определить по примесным минералам-индикаторам метаморфизма и по ассоциирующим с ними породам.

Породы среднетемпературного подкласса

Среднетемпературный подкласс объединяет продукты эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Они пользуются широким распространением в складчатых областях и на древних щитах. К ним относятся амфиболиты, гнейсы и кристаллические сланцы. Петрографические описания и минеральные парагенезисы пород подкласса имеются в учебной и научной литературе по метаморфизму. Начинающему исследователю необходимо обратить особое внимание на отличительные особенности метаморфитов умеренных (Бучанский тип метаморфизма) и средних (тип Барроу) давлений.

Метаморфиты Бучанского типа более похожи на роговики, чем на сланцы. В них в большей степени сохраняется реликтовый узор строения. Минералогически они отличаются обилием андалузита, кордиерита, отсутствием кианита.

Подробное описание пород и характера зональности можно найти в руководствах по метаморфизму Н.А. Елисеева, Н.Л. Добрецова, А. Харкера, А. Миясиро и других, рассматривающих метаморфиты района Бучан в Шотландии, пояса Абакума в Японии, района Ориярви в южной Финляндии.

Кристаллические сланцы типа Барроу представляют собой сильно рассланцованные породы с широким развитием граната, ставролита, кианита.

Ниже приведена характеристика наиболее распространенных пород подкласса.

Метапелитовые кристаллические сланцы

Метапелитовые кристаллические сланцы средней степени метаморфизма, образовавшиеся за счет глинистых осадков, обладают ясно выраженной сланцеватостью, средней и крупной зернистостью и повышенным содержанием мусковита и биотита. Для метапелитовых сланцев типично образование крупных кристаллов граната, андалузита или кианита и ставролита. Они обычно содержат многочисленные включения минералов основной ткани. Структура основной ткани лепидогранобластовая, обязанный сочетанию листоватых и изометричных минералов (кварца и плагиоклаза).

Возрастание температуры метаморфизма способствует смене хлорита и хлоритоида на гранат и ставролит, появлению кордиерита. С повышением температуры в гранате увеличивается доля пирропа, а в биотите – содержание титана.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, турмалином и рутилом.

Вариации состава исходных пелитов (по содержанию Al_2O_3 , K_2O , CaO и SiO_2) приводят к чрезвычайно большому разнообразию кристаллических сланцев и гнейсов среднетемпературного подкласса (табл. 3.7). Широкий диапазон среднетемпературных условий метаморфизма (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) также обуславливает это разнообразие.

Таблица 3.7. Среднетемпературные метапелитовые кристаллические сланцы и гнейсы (по Н.Л. Добрецову и др., 1992)

Особенности состава исходных пород	Семейства	
	Ранняя (низкотемпературная) ступень метаморфизма	Поздняя (высокотемпературная) ступень метаморфизма
Малоглиноземистые пелиты, насыщенные K_2O	Биотит-гранат-хлорит-мусковитовые сланцы	Биотит-гранат-кордиерит-мусковитовые сланцы
Высокоглиноземистые пелиты, насыщенные K_2O	Ставролит-гранат-кианит (андалузит)-мусковитовые сланцы	Силлиманит-гранат-кордиерит-мусковитовые сланцы
Высококремнистые породы, насыщенные K_2O	Кианит-андалузит-мусковитовые кварцитовидные сланцы	Силлиманит-мусковитовые кварцитовидные сланцы
Малоглиноземистые пелиты, недосыщенные K_2O	Куммингтонит-гранат-жедритовые сланцы	Куммингтонит-гиперстен-жедрит-гранатовые плагиогнейсы
Высокоглиноземистые пелиты, недосыщенные K_2O	Ставролит-гранат-кордиерит-андалузитовые сланцы	Силлиманит-гранат-кордиеритовые плагиогнейсы
Высококремнистые породы, недосыщенные K_2O	—	Ставролит-кианитовые (андалузитовые) кварцитовидные сланцы
Малоглиноземистые кальцитосодержащие ($CaO = 3-8\%$) породы	Биотит-куммингтонит-роговообманковые сланцы	Биотит-куммингтонит-роговообманковые сланцы
Высокоглиноземистые кальцийсодержащие породы	Биотит-эпидот-роговообманковые плагиогнейсы	Биотит-эпидот-роговообманковые плагиогнейсы

Видовые названия сланцев определяются количественно-минералогическим составом (например, гранат-ставролит-слюдяные, гранат-двусланяные и т.п.) (рис. 3.28). При формировании названия по количественно-минералогическому признаку на первое место ставится минерал,

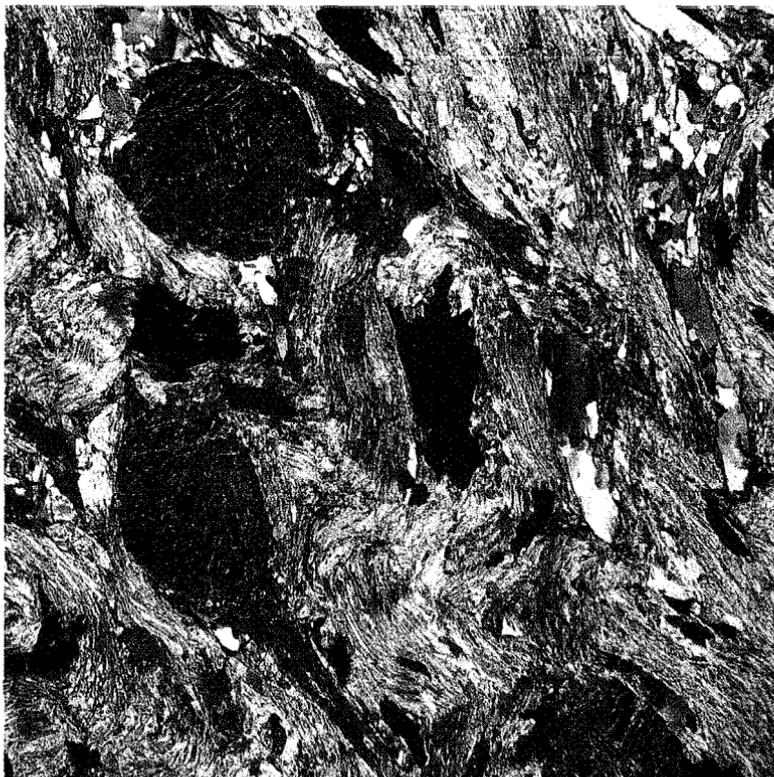


Рис. 3.28. Николи «+». Гранат-двусланяной сланец.
Порфиробласты граната (черное) среди плейчатой слюдяной ткани

которого меньше других в породе, и далее соблюдается порядок минералов в соответствии с увеличением их содержания. В название рекомендуется вводить не более 3-4 минералов.

Кварц-полевошпатовые сланцы

Кварц-полевошпатовые сланцы образуются за счет аркозовых песчаников, алевролитов и кислых вулканитов. Метаморфиты, кристаллизующиеся в условиях эпидот-амфиболитовой фации, состоят из кварца, плагиоклаза, подчиненных количеств мусковита и биотита, ориентированных по сланцеватости. Иногда в породах отмечаются порфиробласты альмандина в виде плохо ограненных кристаллов ситовидного строения. Нередко наблюдается клиноцоизит или эпидот. Плагиоклаз может присутствовать в двух сосуществующих фазах – альбита и олигоклаза. Увеличение температуры метаморфизма и вариации состава исходных кварц-полевошпатовых пород отражаются в минеральном составе, что можно видеть при анализе табл. 3.7. Часто проявляющаяся полосчатость сланцев обязана реликтовой слоистости и обусловлена чередованием слюдяных и кварц-полевошпатовых полосок. Иногда наблюдается реликтовая косая слоистость. При расшифровке генезиса полосчатости необходимо быть осторожным.

Гранитные и гранодиоритовые гнейсы

Гранитные и гранодиоритовые гнейсы в пределах амфиболитовой фации являются широко распространенными породами, состоящими из кварца, полевых шпатов, слюд и роговой обманки. Такие гнейсы представляют собой химические и минералогические эквиваленты гранитоидов, но отличаются от последних метаморфогенными текстурами и структурами. Эти породы образовались в результате метаморфизма, часто неоднократного (полиметаморфизма), магматитов кислого состава, входящих в состав древней коры.

Амфиболиты

Амфиболиты (по А. Броньяру, 1827) представляют собой массивные или сланцевые породы, состоящие из плагиоклаза, актинолита или роговой обманки (рис. 3.29). Понятие об амфиболите как о метаморфической породе, состоящей из плагиоклаза и роговой обманки, было сформулировано Ф. Зенфтом (1857).

В качестве главных и второстепенных минералов в амфиболитах могут присутствовать эпидот, пироксен, гранат, кварц, биотит.

Амфиболиты образуются в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций при перекристаллизации изверженных пород основного, ультраосновного составов (ортоамфиболиты) и мергелистых осадочных пород (параамфиболиты).

Тектурные особенности амфиболитов определяются условиями метаморфизма, составом и строением исходных пород. Наиболее распространены амфиболиты с массивной и грубосланцеватой текстурами. Возможно проявление реликтовой слоистости, пятнистой и полосчатой текстур, обаянных метаморфической сегрегации.

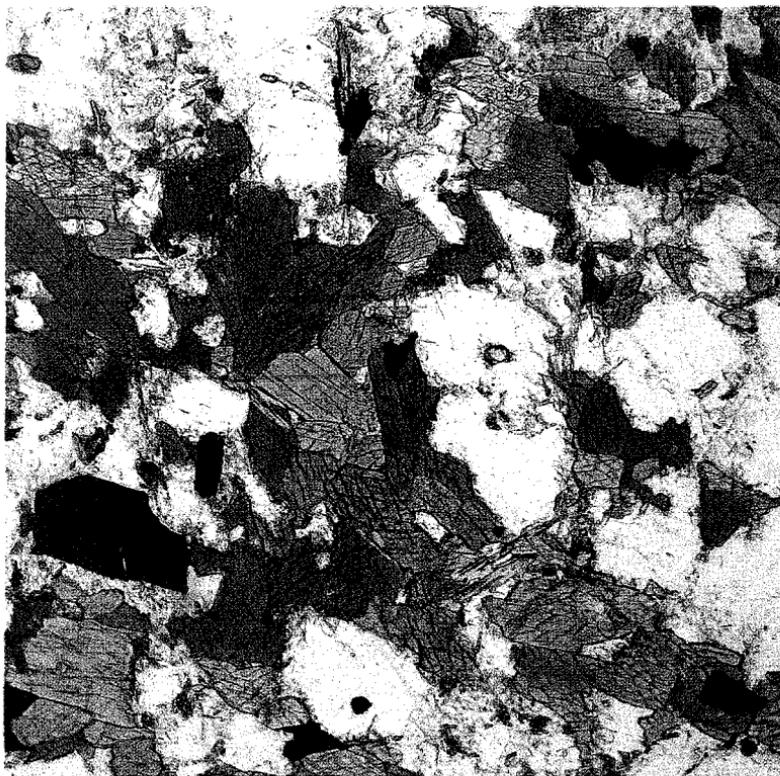


Рис. 3.29. Николи «-». Массивный амфиболит с гранобластовой структурой

Если амфиболит образовался за счет габбро или диабазы, без сильной внутренней деформации, он может быть настолько слабо рассланцован, что его трудно отличить от диорита. Для обозначения этих пород иногда применяется термин «эпидиорит». В таких породах роговая обманка сохраняет структурные особенности замещенного ею пироксена (например, отдельность по (001) и (100)). Плаггиоклаз может сохранять первоначальную идиоморфную таблитчатую форму и сложное двойникование по альбит-карлсбадскому закону, характерное для магматических пород. В некоторых случаях возникают трудности в отличии амфи-

болитов от магматических пород. Наиболее характерными признаками метаморфического происхождения плагиоклаз-роговообманковых пород являются: обилие роговой обманки, ситовидное строение породообразующих минералов, неразвитость окончаний кристаллов роговой обманки, реликты ильменита с каемками сфена и др.

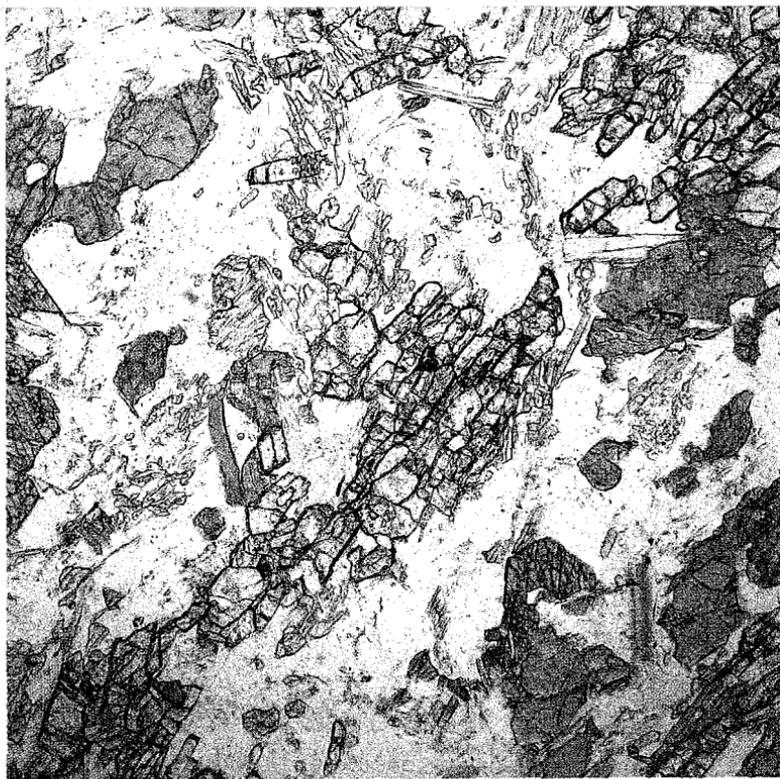


Рис. 3.30. Николи «-». Эпидотовый амфиболит.
Гранобластовая микроструктура. Эпидот в центре – слабо окрашен

В параамфиболитах, образовавшихся за счет известково-глинистых пород или туфогенных осадков, роговая обманка представлена синезеленой разностью, типично наличие кварца, биотита, эпидота, диопсида. Количество плагиоклаза в параамфиболитах обычно меньше, чем в ортоамфиболитах. Акцессорные циркон и апатит имеют округлые или овальные формы, унаследовавшие окатанность зерен осадочных пород. В ортопородах эти минералы имеют кристаллографические очертания.

По минеральному составу различают эпидотовые, гранатовые, ортопироксеновые, клинопироксеновые и двупироксеновые амфиболиты.

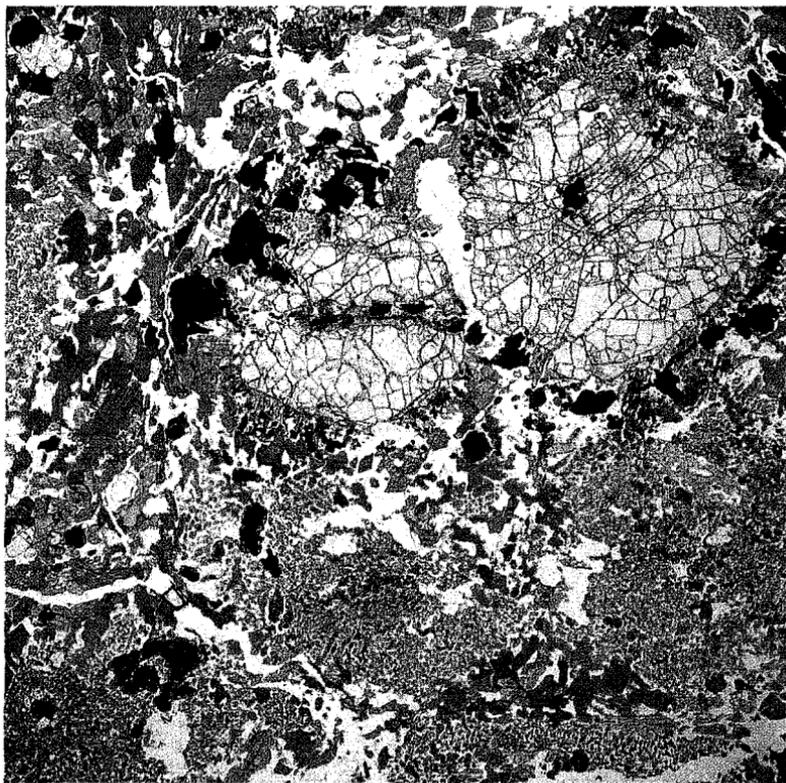


Рис. 3.31. Николи «←». Гранатовый амфиболит. Порфиробласты альмандина среди амфибол-эпидот-кварцевой гранобластической основной ткани

Эпидотовые амфиболиты (рис. 3.30) встречаются в ассоциации с зелеными сланцами, с которыми связаны постепенными переходами, характеризующими прогрессивную направленность процесса. Смена зеленосланцевой фации на эпидот-амфиболитовую регистрируется сменой актинолита роговой обманкой и альбита плагиоклазом ($N_{\text{c}} > 16$). Основность плагиоклаза возрастает с увеличением температуры метаморфизма. Эпидот в амфиболитах обычно зеленый, в шлифах слабо окрашен, с высокими цветами интерференции. Количество эпидота зависит от основности плагиоклаза и железистости исходных пород. Амфиболиты, образовав-

шиеся за счет габбро и базальтов в условиях умеренных температур и давлений, содержат больше эпидота, чем амфиболиты, возникшие за счет пород средней основности. При возрастании температуры эпидот разлагается с образованием плагиоклаза повышенной основности. При высокой железистости исходных пород в амфиболитах образуется ассоциация эпидота с альмандином и кварцем (рис. 3.31). Повышенное давление способствует этому парагенезису. Появление клинопироксена в амфиболитах свидетельствует о возрастании температуры метаморфизма. Образованию клинопироксена способствует повышенная железистость исходных пород. Ортопироксеновые амфиболиты возникают за счет пород, бедных кальцием.

Породы высокотемпературного подкласса

Гранулитовая фация метаморфизма распространена в докембрийских структурах земной коры. Глубокое метаморфическое перерождение исходных пород осложняет выявление их первичной природы. Высокая температура метаморфизма определяет образование пород, состоящих из безводных минералов. Примечательной чертой пород гранулитовой фации является пропыленность породообразующих минералов тонкими иголочками рутила и часто голубой цвет и смоляной блеск кварца. Наиболее распространенные породы представлены глиноземистыми и metabазитовыми гнейсами, кристаллосланцами и гранулитами. Подчиненным распространением пользуются метакarbonатные породы и другие химические группы.

Силлиманитовые и кордиеритовые кристаллические сланцы и гнейсы

Силлиманитовые и кордиеритовые кристаллические сланцы и гнейсы очень часто пространственно связаны с гранитными интрузиями, но также отмечаются вне проявления интрузий. Наиболее широко эти породы развиты в пределах древних метаморфических комплексов кристаллических щитов. По химическому составу относятся к группе пелитовых и кварц-полевошпатовых пород. В высокоглиноземистых породах предпочтительно развит силлиманит (рис. 3.32) либо силлиманит с кордиеритом (рис. 3.33), а в малоглиноземистых – кордиерит. Если исходные породы обогащены K_2O , то в метаморфитах присутствует калишпат, а в породах, недосыщенных K_2O , преимущественным развитием пользуется плагиоклаз. Типоморфными ми-

нералами силлиманитовых и кордиеритовых гнейсов являются гиперстен и гранат. При обогащении исходных пород кремнеземом продукты метаморфизма относятся к семейству силлиманит-кордиеритовых кварцитов.



Рис. 3.32. Николи «+». Силлиманитовый гнейс. Призматический и игольчатый силлиманит среди кварц-полевошпатового агрегата

Глиноземистые гнейсы и сланцы часто переслаиваются с метаморфитами основного состава, иногда с эвлизитами.

Породы имеют светло-серую окраску, гнейсовую или грубосланцеватую текстуру. В метаморфическом комплексе центральной части Кольского полуострова, описанного В.Б. Дагелайским, у силлиманит-биотит-кордиеритовых гнейсов наблюдается линзовидная и овальная пятнистость. Линзы, пятна неправильной формы обособления измеряются сантиметрами и метрами. Их состав представлен мелкокристаллическим гранатом, кварцем и плагиоклазом с редкими порфиробластами калишпата. Вмещающая матрица имеет порфиробластовую, крупнозерни-

стую структуру. Порфиробласты представлены гранатом размером 10–15 см, окружены оболочкой тонковолокнистого силлиманита. С гранатом пространственно ассоциируют кварц и калишпат. Линзовидность и пятнистость гнейсов связываются с первичной неоднородностью исходных пород. Количественно-минералогический состав кольских гнейсов изменяется в широких пределах: кварц (40–20 %), олигоклаз (20–30 %), калишпат (ед.з.–15 %), силлиманит (ед.з.–15 %), корднерит (10–20 %), гранат (5–20 %), биотит (5–15 %).

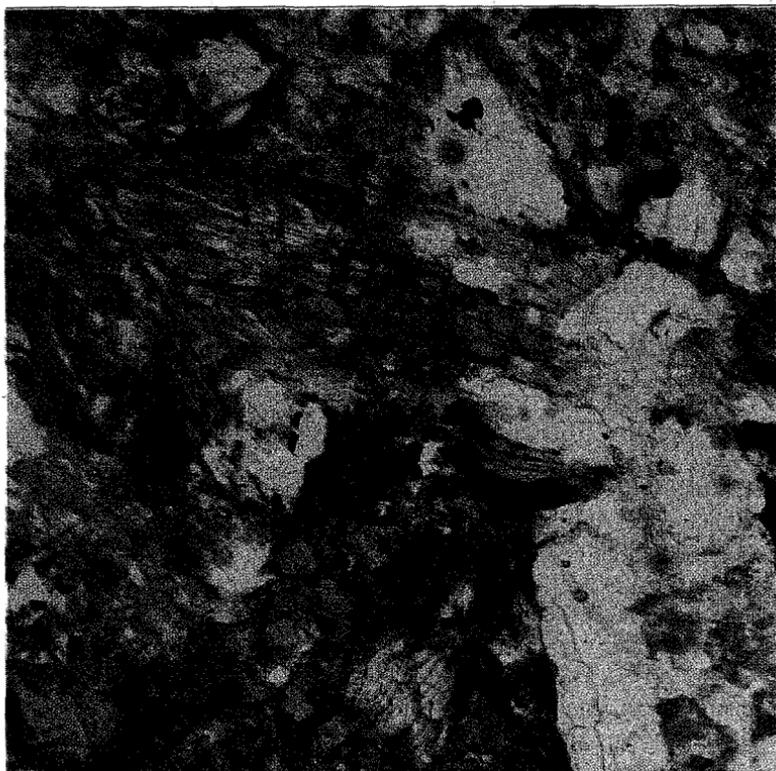


Рис. 3.33. Николи «←». Силлиманит-кордиеритовый гнейс. В кордиерите видны ярко желтые плеохроичные дворики. Призматические бесцветные зерна силлиманита, с совершенной спайностью и высоким рельефом расположены слева от кордиерита

Акцессорные минералы представлены рутилом, цирконом, монацитом. В распределении минералов отмечается ряд закономерностей. При возрастании содержания граната и силлиманита уменьшается коли-

чество кордиерита. Мелкокристаллический гранат развит в маломощных полосках, располагающихся между крупнопорфиробластическими выделениями полевых шпатов и граната, которые окружены каймами кордиерита, шпинели и биотита. Кордиерит замещается силлиманитом. Иногда отмечаются полоски, состоящие из силлиманита и кварца.

Тектурные, структурные и минералогические особенности глиноземистых гнейсов и сланцев определяются составом исходных пород и условиями метаморфизма. Поэтому описанные выше особенности строения гнейсов Кольского полуострова являются частным примером. В кордиерит-силлиманитовых гнейсах Канской глыбы Енисейского кряжа характерно замещение гиперстена, граната и биотита силлиманитом. Кордиерит образует реакционные каемки вокруг шпинели. Плаггиоклаз представлен андезином (№ 40). Наряду с силлиманитом в породах присутствует корунд.

Гранатовые гнейсы

Гранатовые гнейсы пользуются широким распространением среди метаморфических комплексов гранулитовой фации метаморфизма.

Они обладают разнообразными структурными и текстурными признаками и значительными колебаниями в количественном минералогическом составе. Качественный минералогический состав остается более или менее постоянным.

Типичные гранатовые гнейсы имеют розовато-серую окраску, разнозернистую структуру и полосчатую текстуру (рис. 3.34). Полосчатость обусловлена чередованием полосок, обогащенных кварцем и полевыми шпатами, и полосок с преобладанием граната и биотита, хотя те и другие минералы присутствуют в обоих типах полос. В некоторых случаях гранатовые гнейсы, особенно крупнозернистые разновидности, являются совершенно массивными. Причем в обнажениях гнейсовидность пород улавливается, а в образцах она становится почти незаметной.

Структура гнейсов типично гранобластовая с извилистыми очертаниями границ слагающих их минералов. Отмечаются разновидности с порфиробластическими выделениями граната. Минералогический состав гнейсов: андезин, гранат, кварц, биотит, монацит, циркон, графит, ильменит. Иногда в качестве существенной примеси отмечаются калиевый полевой шпат и гиперстен.

Плаггиоклаз имеет довольно постоянный состав с содержанием анортита 40–45 %. Характерны комбинации двойников по альбитовому и переклиновому законам. В плаггиоклазе отмечаются включения мелких зерен кварца и чешуек биотита. Содержание минерала сильно колеблется в различных полосках – от 20 до 70 %.

Кварц образует крупные и мелкие зерна. Мелкие зерна кварца включены в полевые шпаты и гранат, крупные – сами включают полевой шпат. Зерна кварца обычно слегка деформированы и имеют волнистое погасание.



Рис. 3.34. Керн скважины. Светло-серо-розовые гнейсы. Текстура гнейсов полосчатая, обусловленная распределением граната и полевошпатово-кварцевых обособлений (Ангаро-Канский выступ Енисейского края)

Гранат макроскопически грязно-розовый или розовато-бурый, в шлифе он бесцветный или окрашен в бледные розовато-бурые тона. Крупные порфиробласты минерала имеют неправильную форму и хорошо образованные кристаллы. Обычно содержит то или иное количество включений кварца и плагиоклаза. Характерно замещение по трещинам желтоватой слюдкой и биотитом. Содержание граната может изменяться от единичных зерен до 50 %.

Биотит в образцах обладает темно-коричневым, темно-бронзовым цветом, в шлифе обнаруживает очень чистые, яркие цвета плеохроизма – от светло-желтого до ярко-оранжевого, красно-бурого. В биотите могут

наблюдаться включения плагиоклаза, а также циркона, вокруг которого отмечаются плеохроичные оболочки.

Пироксеновые и гранат-пироксеновые сланцы и гнейсы

Пироксеновые и гранат-пироксеновые сланцы и гнейсы широко распространены в древних метаморфических комплексах гранулитовой фации, переслаиваясь с существенно глиноземистыми породами. По химическому составу эти породы обогащены железом, магнием, кальцием, глиноземом и относятся к метабазитам. Они имеют синевато-серую, зеленовато-серую, серую с желтоватым оттенком окраску, грубосланцеватую и гнейсовидную текстуру (рис. 3.35).



Рис. 3.35. Керн скважины. Синевато-серые полосчато-гнейсовые неравномерно-зернистые гиперстеновые гнейсы (Ангаро-Канский выступ Енисейского кряжа)

В минеральном составе главная роль принадлежит плагиоклазу (30–60 %) и пироксену (5–30 %). Среди базитовых гнейсов встречаются

двупироксеновые, гиперстеновые и клинопироксеновые разности. В некоторых разновидностях присутствуют кварц (до 50 %), гранат (до 10 %), калишпат (до 5 %). Биотит встречается практически всегда, но в небольших количествах (до 5 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, титаномagnetитом, ильменитом, цирконом.



Рис. 3.36. Николи «+». Гиперстен-плаггиоклазовый гнейс. В составе породы присутствует коричневато-оранжевый биотит, типичный для гранулитовой фации

Микроструктура пород плохо выраженная нематогранобластовая, чаще гранобластовая с извилистыми границами между главными компонентами (рис. 3.36). Гиперстен образует короткопризматические кристаллы с ясным плеохроизмом – от розового до голубовато-зеленого цвета. Иногда имеет ситовидное строение с включениями плаггиоклаза, кварца и рудных минералов. Гиперстен часто замещается красновато-бурым биотитом. Последний может встречаться в виде самостоятельных

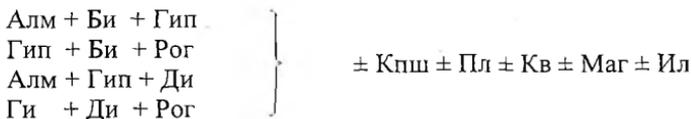
чешуек. Диопсид так же, как и гиперстен, образует короткопризматические кристаллы бледно-зеленой окраски. Легко отличается от гиперстена по углу погасания и более высоким цветам интерференции. Плагиоклаз образует обычно субизометричные зерна с клиновидными двойниками. По составу отвечает высококальциевому андезину. Кварц встречается в самостоятельных зернах и в виде включений в других минералах. Практически все зерна имеют волнистое погасание.

Гранат образует мелкие порфиробласты с неправильными формами и извилистыми границами зерен. В нем постоянно отмечаются включения кварца, плагиоклаза и рудных минералов. В составе граната характерно высокое содержание пироба (до 40 %) и иногда кальциевого минерала (до 20 %).

Гранулиты

Гранулиты являются типоморфными породами гранулитовой фации. Это обычно светлые породы массивной или гнейсовидной текстуры и мелкозернистой, реже среднезернистой структуры. Гранулиты распространены преимущественно в пределах докембрийских щитов, занимая существенную часть древней континентальной коры. По сложившейся петрографической практике считается, что гранулиты образуются при метаморфизме пелитовых, кварц-полевошпатовых осадков и основных магматических пород. Минералогический состав гранулитов является одним из главных признаков этих пород. Они состоят из полевых шпатов, кварца, безводных железо-магнезиальных минералов (граната и гиперстена). Поскольку гиперстен – один из самых характерных минералов как в основных, так и в кислых гранулитах, было предложено выделять гранулиты, образовавшиеся при метаморфизме высокой ступени, как «гиперстеновую зону регионального метаморфизма». В небольших количествах могут присутствовать силлиманит или кианит, красно-бурый биотит и зеленовато-коричневая роговая обманка. Типичным акцессорным минералом является рутил.

Лейкократовые гранулиты состоят из кварца, ортоклаза, плагиоклаза, граната, гиперстена, диопсида, силлиманита или кианита. Преобладающими минералами являются кварц, щелочные полевые шпаты и плагиоклаз. Пироксен и гранат присутствуют в резко подчиненном количестве. Гиперстен образуется при разложении биотита согласно реакции $Bi + Kв \rightarrow Гип + Алм + Кпш$. Минеральные ассоциации апопелитовых гранулитов могут быть представлены:



В гранулитах биотит присутствует как устойчивая минеральная фаза. Уменьшение содержания биотита и полное исчезновение в породах, по-видимому, связано с образованием за счет его безводных железо-магнезиальных минералов.

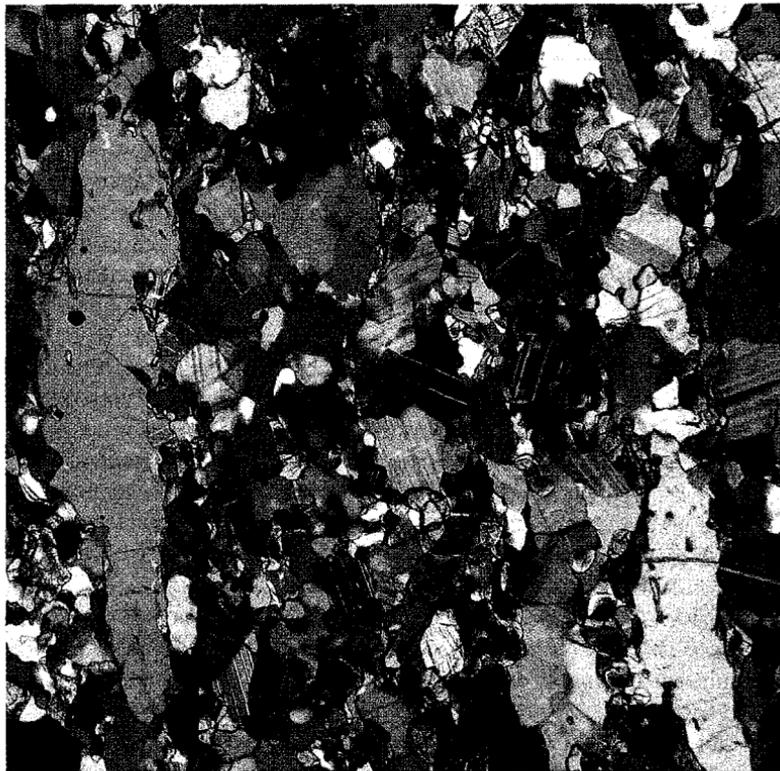


Рис. 3.37. Николи «+». Гранулит. Среди гранобластового агрегата породы видны «ленты» дисковидного кварца

Типичная гранулитовая текстура характеризуется плоскопараллельной сланцеватостью с чередованием параллельных сильно уплощенных линзочек кварца (дисковидный кварц) с полосками мелкозернистого кварца и полевых шпатов (рис. 3.37). Гранат представлен неправильными зернами с плавно извилистыми очертаниями бухтообразных заливов основной ткани. По составу он относится к альмандинам с высоким (бо-

лее 15 %) содержанием пиропса. Ортоклаз пертитового строения, вроски альбита имеют тонкокапельную и пластинчатую формы. Призмы силлиманита и кианита располагаются по плоскостям сланцеватости. Присутствие кианита, а не силлиманита, в метаосадочных гранулитах свидетельствует о высоких (более 7 кбар) давлениях их образования. Сосуществование граната и кордиерита в гранулитах указывает на низкие (3-4 кбар) давления.

Базитогранулиты состоят преимущественно из плагиоклаза, гиперстена, диопсида, иногда присутствуют пироп-альмандиновый гранат и буровато-зеленая роговая обманка. Акцессорные минералы представлены рутилом, апатитом, магнетитом. Двупироксеновые гранулиты – это темные, массивные, иногда слабополосчатые породы с гранобластовой структурой. Полосчатость обусловлена чередованием существенно полевошпатовых и пироксеновых агрегатов, что связано с метаморфической сегрегацией. Эти гранулиты являются наиболее высокотемпературными, по химизму отвечают магматическим породам группы габбро-базальта. Широко распространены на щитах.

Плагиоклаз (25–45 %) по составу соответствует андезину либо лабрадору, имеет субизометричную форму. Альбитовые и периклиновые двойники обладают клиновидной морфологией.

Пироксены содержат значительное количество глинозема (до 8 %), в результате гиперстен обладает сильным плеохроизмом – от розового до бледно-зеленого цветов. Из пироксенов в породе преобладает диопсид (20–40 %), а содержание гиперстена может изменяться от 0 до 40 %. Количество роговой обманки может достигать 25 %.

Гранат имеет розовато-бурю окраску и неправильную форму с извилистыми границами и многочисленными включениями плагиоклаза. В ассоциации с гиперстеном гранат может содержать около 20 % кальциевого минала.

Образование гранулитов проходит в условиях $P_{H_2O} \ll P_{общ}$. Существование ассоциаций гиперстена с биотитом и роговой обманкой свидетельствует о повышенном P_{H_2O} . Основное количество воды уходит из пород высокой ступени при длительном прогрессивном метаморфизме. Однако более вероятно, что гранулиты образуются в несколько этапов прогрессивного метаморфизма, с постепенным осушением системы.

К. Менерт предлагает сузить круг пород, относимых к гранулитам, ограничив их только лейкократовыми породами с содержанием железомagneзиальных минералов не более 30 %, при этом размер зерен породообразующих минералов не должен превышать 3 мм.

Мраморы и кальцифиры

Среди метаморфических комплексов гранулитовой фации иногда отмечаются линзовидные и пластовые тела карбонатных пород мощностью от первых до сотен метров при протяженности не более 1 км.

Это светлые массивные, иногда полосчатые, средnezернистые породы с гетеробластовой структурой. Они состоят преимущественно из кальцита с подчиненным количеством доломита. Силикатные минералы, составляющие в кальцифире до 20–40 % объема, представлены форстеритом ($f = 2–5$ %), реже клиногумитом и хондродитом. Из аксессуарных минералов отмечаются розовая или голубая благородная шпинель (до 5–10 %) и иногда голубой корунд. Скопления благородной шпинели имеют промышленную ценность. Тела карбонатных пород обычно зонального строения. Их внутренняя зона сложена равномерно-зернистым кремевым мрамором, промежуточная зона – оливиновым, оливин-хондродитовым или хондродитовым кальцифиром. По периферии развиты диопсидовые кальцифиры, переходящие в диопсидовые субмономинеральные породы. Они образуют оторочки мощностью до 15 м около прослоев линз мраморов и кальцифиров. Это темно-зеленые, почти черные, средне- и равномерно-зернистые породы с идиобластовой структурой. Диопсид ($f = 5–15$ %) повышенной глиноземистости (до 10–15 мол. %) и низкой щелочности (до 0,4 мол. %). В виде тонких полосок в диопсидовых породах отмечаются диопсид-шпинелевые сегрегации.

В кальцифирах и диопсидовых породах обычно наблюдаются значительные метасоматические преобразования, с развитием в них паргасита, флогопита, магнетита, апатита, людвигита и ашарита. Их скопления имеют промышленную ценность.

Происхождение кальцифиров дискуссионное. В ряде случаев имеются доказательства собственно метаморфогенного происхождения кальцифиров за счет исходных карбонатных пород. Некоторые геологи считают кальцифиры метасоматическими породами. Главные аргументы их метасоматического генезиса – симметрично-зональное строение и структуры замещения, широко развитые в кальцифирах. Серьезным аргументом в пользу метасоматического генезиса кальцифиров является их наличие среди древнейших метаморфических пород, в то время как на раннем этапе развития земной коры осадочное карбонатообразование было невозможно в силу специфичности геохимической обстановки архейских бассейнов осадконакопления.

Эвлизиты

Эвлизиты представляют собой железистые метаморфические породы, образующиеся в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Они характеризуются высокими содержаниями закисного железа (до 40%). Эвлизиты состоят из фаялита, грюнерита, гиперстена, кварца, граната и магнетита. Магнетитовая минерализация, часто имеющая промышленное значение, которая формировалась в процессе кислотного выщелачивания. Завершается процесс окварцеванием, ведущим к образованию устойчивой ассоциации эвлизит-магнетитовых кварцитов. Мощность магнетит-эвлизитовых тел достигает десятков, протяженность – сотен метров. В циклично-построенных толщах метаморфических пород эвлизиты часто подстилают пачки глиноземистых гнейсов.

3.4.2. Продукты динамотермального метаморфизма высоких давлений

Породы высоких давлений привлекают внимание геологов в связи с решением вопроса об их происхождении. Особую актуальность эта проблема приобрела при развитии теории тектоники плит, согласно которой метаморфические породы высоких давлений должны образовываться в зонах субдукции и затем выводиться к поверхности при процессах аккреции и столкновения островных дуг, микроконтинентов и континентов.

Наиболее распространенные породы высоких давлений – эклогиты и глаукофановые сланцы – были охарактеризованы в конце XIX – начале XX столетий, но их петрология начала развиваться после работ П. Эскола. В отечественной геологии на проблему эклогитов и глаукофановых сланцев одним из первых обратил внимание В.С. Соболев. Он совместно с учениками разработал модель тектонических сверхдавлений в земной коре, начал изучение жадеитсодержащих пород и глаукофановых сланцев.

Под руководством В.С. Соболева создана схема фаций высоких давлений (табл. 3.8). Породы этой группы фаций приурочены в земной коре к узким тектоническим зонам и проявлены локально. В то же время А.А. Маракушев считает, что глаукофан-жадеитовые сланцы являются продуктами натрового метасоматоза, образование которых не связано с влиянием высокого давления.

Таблица 3.8. Минеральный состав пород фаций высоких давлений

Фация	Критические	Запрещенные	Обычные
Жадеит-лавсонит- глаукофановая – С ₄	Лав, Араг, Жад, Кв, Гл + (Эп, Пум, Лав, Цоизит)	Став, Кор, Сил, Анд, Алм, Олигоклаз, Рог, Дист	Фенгит, Мг-Пум, Эп; Гл, Хл, Эг-Жад
Дистен-мусковитовых сланцев – С ₃	Гл + Гр, Дист + Став + Кв, Дист + Мус + Кв	Дист + Кпш	Амф, Гр, Эп; Став, Анд, Хлд, Пл; Би + Мус + Кв; Сил
Дистен-калишпа- товых гнейсов и амфиболитов – С ₂	Дист + Кпш, Осн. Пл + Дист, Гр + Каринтин + + Омф, Дист + Жедр + Гр	Сил, Анд, Кор + Гр	Би, Амф, Кор; Гр, Сил, Анд, Пл; Кпш, Сил (Анд) + + Гр + Кор
Эклогитовая – С ₁	Гр _{<50} , Гр + Омф + Ру	Гип + Пл, Сил, Кор, Став, Амф, Пл?	Гр + Ди, Жад, Ол + Гр, Дист + Ди

Н.Л. Добрецов отмечает периодичность проявления жадеит-глаукофанового метаморфизма, коррелируемую с изменением скорости или направлениями движения плит, что вызывает ускорение аккреционных процессов на окраинах континентов, покровообразования и жадеит-глаукофанового метаморфизма. Периодичность эндогенных процессов связывают с перестройкой конвективных течений в мантии. На рубеже 400–450 млн лет произошла перестройка движений в нижней мантии, возможно, и в ядре. В период 200–220 млн лет отмечают перестройку астеносферы Земли. Периодам 30 или 60 млн лет соответствует изменение плана конвективных течений в астеносферном слое.

Эклогиты образуют тела, изолированные от вмещающих пород (крупные будины и тектонические линзы). По мнению Н.Л. Добрецова и других исследователей, образование эклогитов протекает в зонах субдукции, результаты определения абсолютного возраста свидетельствуют о сопоставимости возраста эклогитообразования с этапами орогении.

Породы низко- и среднетемпературного подклассов

Породы этих подклассов распространены в глаукофан-сланцевых поясах и эклогит-сланцево-гнейсовых комплексах. В группе метапелитов развиты семейства жадеит-кросситовых и пироповых кварцитов, тальк-кианитовых, кианит-жедритовых, карфолит-серицит-хлоритоидных, тальк-фенгитовых сланцев и хлоритоид-кроссит-фенгитовых сланцев, кросситовых кварцитов.

Из группы метабазитов и метальтрабазитов выделены семейства амфиболовых, кварц-амфиболовых эклогитов, жадеит-глаукофановых, эпидот-глаукофановых сланцев и других более редких пород (Классификация и номенклатура..., 1992). В этих подклассах выделено 11 семейств и 35 видов.

Глаукофановые сланцы

Глаукофановые сланцы являются типоморфными породами подклассов низко- и среднетемпературного метаморфизма высоких давлений. Глаукофановые сланцы очень часто

называют (особенно в иностранной литературе) голубыми за характерный зеленовато-голубоватый цвет. Их образование протекает в широком интервале температур (300–550 °С) и давлениях 7–16 кбар. Их положение в схемах фаций относительно других пород проиллюстрировано на рис. 2.46, 3.1. По минеральному составу голубые сланцы имеют много общего с породами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В тех и других породах отмечаются кварц, хлорит, хлоритоид, фенгит, стильпномелан, альбит, сфен, эпидот, гранат, тремолит (рис. 3.38). Типоморфными минералами голубых сланцев являются глаукофан или кроссит, лавсонит, жадеитовый пироксен, арагонит.

Глаукофан легко распознается по плеохроизму от почти бесцветного по N_p до фиолетового, лавандо-синего по N_g и N_m .

Жадеитовый клинопироксен почти бесцветный под микроскопом, имеет среднее двупреломление (0,012–0,015), положительный угол $2V = 70–80^\circ$ и угол погасания около 35° .

Лавсонит образует бесцветные порфиробласты ромбической, квадратной или прямоугольной форм с совершенной спайностью по (001) и (100). В шлифах нормальной толщины он бесцветный. Двупреломление – 0,019–0,021; $2V = 62–87^\circ$. В скрещенных николях для лавсонита типично проявление полисинтетического двойникования в двух направлениях с углом пересечения около 60° .

Арагонит обычно развит в виде жилок. В отличие от кальцита в большинстве разрезов двойникование и спайность не наблюдаются.

Глаукофановые сланцы образуются при метаморфизме пелитов, граувакк и вулканитов основного состава. Наиболее типичной ассоциацией для метапелитов является Гл + Мус + Хл + Лав. При наиболее высоких температурах возможен гранат. В качестве акцессорного минерала выступает сфен, который при повышении температуры замещается рутилом.



Рис. 3.38. Николи «—». Глаукофановый сланец с ярко-зеленым хлоритом и бледно-желтым эпидотом. Рутил – темно-коричневый

В метаграувакках и metabазальтах типичны ассоциации лавсонита и глаукофана с эпидотом, гранатом, жадеитовым клинопироксеном и сфеном.

Дистеновые гнейсы и сланцы

Глиноземистые богатые калием породы, образовавшиеся в условиях средних и частично высоких температур и высоких давлений характеризуются дистенсодержащими минеральными ассоциациями субфаций дистен-ортоклазовых, дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых сланцев. Они являются температурными аналогами гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренных давлений.

Низкотемпературные дистенсодержащие породы обычно имеют сланцеватый облик, хотя встречаются гнейсы. Минеральный состав пород: кварц, биотит, мусковит, гранат, плагиоклаз, ставролит, дистен, хлоритоид, пирофиллит. Акцессорные минералы представлены рутилом, турмалином, ильменитом, апатитом, сфеном, сульфидами. В незначительных количествах могут присутствовать кальцит, эпидот, корунд.

Критическими минералами фации дистен-мусковитовых сланцев являются хлоритоид, ставролит, мусковит.

Гранат – обычный минерал в дистен-мусковитовых сланцах, в его составе отмечается до 10 % кальциевого минала, до 10 % спессартина, до 10 % пиропа и до 80 % альмандина. Содержание пиропа в гранатах дистен-ортоклазовых гнейсов составляет 25–35 %, а в микроклиновых – 20–25 %. Гранат обычно малиновой окраски, образует округлые зерна с извилистыми очертаниями и бухтообразными включениями соседних минералов (кварца, полевых шпатов). Он группируется в цепочки зерен, имеет пойкилобластическое строение. Включения представлены практически всеми минералами, слагающими породу. Включениями могут быть обогащены центральные участки зерен либо периферийные.

Ставролит является типоморфным минералом метапелитовых пород, а хлоритоид присутствует только в метапелитах низкотемпературной ступени дистен-мусковитовой фации.

Слюды (биотит и мусковит) обильны в этих породах, подчеркивают и определяют сланцеватость и лепидобластовую структуру. В биотите фации дистен-мусковитовых сланцев содержание TiO_2 редко превышает 2 %, а в дистен-калишпатовой фации его содержание повышается до 3,5 %. Окраска минерала в низкотемпературных породах коричневая с зеленовато-бурым оттенком, а в высокотемпературных породах (дистен-калишпатовых гнейсах) его окраска приобретает отчетливый оранжево-красный оттенок. Вариации состава биотита в зависимости от колебания температур в дистеновых фациях те же, что и при умеренных давлениях.

Гнейсы дистен-калишпатовой фации состоят из кварца, биотита, граната, плагиоклаза, ортоклаза или микроклина и дистена. В качестве второстепенных минералов могут присутствовать силлиманит, шпинель,

корунд, сапфирин. Аксессуарные минералы представлены рутилом, ильменитом, апатитом, турмалином.

Дистен встречается обычно в виде мелких зерен, образующих цепочки по гнейсовидности. Пространственно он тяготеет к ортоклазу, плагиоклазу, гранату, иногда мелкие зерна дистена включены в эти минералы. В составе и структуре дистена разнотемпературных фаций различий не установлено.

Плагиоклаз чаще представлен кислым андезином. На границе с калишпатом проявлены мирмекитовые образования. Нередко отличаются зерна плагиоклаза с антипертитовым строением.

Ортоклаз указывает на высокотемпературную, а микроклин – на низкотемпературную ступень дистен-калишпатовой фации. Ортоклаз представлен обычно микропертитом. В микроклине отчетливо проявлена двойниковая решетка.

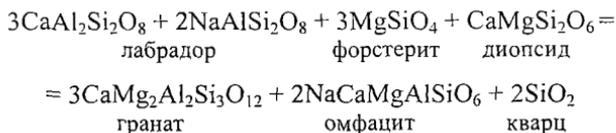
Породы высокотемпературного подкласса

В этот подкласс входят породы группы метапелитов и кварц-полевошпатовых пород (нижняя часть земной коры), метабазиты и метальтрабазиты (верхняя мантия).

К наиболее характерным породам метапелитовой группы относятся сапфириновые гнейсы с гранатом, силлиманитом и кордиеритом. В группе метабазитов типоморфными породами являются эклогиты.

Эклогиты

Эклогиты представляют собой зернистые породы зеленого, темно-зеленого цветов массивного или пятнистого строения. Наиболее типичные минералы для них – зеленый пироксен (омфацит), красный гранат (альмандин с высоким содержанием пироба и гроссуляра) и рутил (см. рис. 2.18). В качестве второстепенных минералов отмечают кварц, дистен, роговую обманку, цоизит, глаукофан и эпидот. Микроструктуры порфиروبластовые, обремененные крупным выделением граната, или грано-нематобластовые при отсутствии порфиробласт. По химическому составу эклогиты близки к оливиновым габбро, но резко отличаются от них по минеральному составу, в первую очередь по отсутствию плагиоклаза. Большинство исследователей считают, что в условиях высоких давлений и температур происходит перекристаллизация основных пород с образованием ассоциации эклогитов:



Эклогиты являются типоморфными породами эклогитовой фации метаморфизма, впервые выделенной П. Эскола, характеризующей очень высокие давления. Это отражается в высокой плотности эклогита ($3,5 \text{ г/см}^3$), по сравнению с $3,0 \text{ г/см}^3$ его химического эквивалента габбро. Эклогиты обычно встречаются в виде линз среди метаморфитов высокой, средней и низкой ступеней метаморфизма. Они обнаруживаются в виде включений в кимберлитах, базальтах, дунитах и перидотитах. Эклогиты обычно обособлены в чужеродной среде.

В результате исследований последних десятилетий в эклогитах были обнаружены алмазы и коэсит, что свидетельствует о давлениях, превышающих 15–17 кбар, и температурах не менее 700°C . Важное значение для выявления и характеристики наиболее высокобарических процессов имеет специфичность состава граната, клинопироксена, фенгита, рутила и сфена.

Алмазы образуют включения в гранатах, цирконах, клинопироксенах. Коэсит также зафиксирован в виде включений в гранате и пироксене. Коэсит не сохраняется при регрессивных преобразованиях пород и переходит в кварц. Наиболее надежный диагностический признак коэсита либо его реликтов – наличие поликристаллического кварца с радиальными трещинками, обычно включенного в другие минералы.

О высоких давлениях породообразования можно судить по значительному содержанию Cr_2O_3 , CaO и Na_2O в гранатах и высокому содержанию Al_2O_3 (до 14 %) в сфене.

Начиная с В.М. Гольдшмидта (1922), обсуждается вопрос о существовании в недрах мантии эклогитового слоя (оболочки). В петрологической модели верхней мантии, предложенной В.С. Соболевым с сотрудниками (1975, 1977), эклогиты рассматриваются как породы, хотя и подчиненные перидотитам, но характерные для всех фациальных слоев мантии, включая и алмаз-пироповую фацию глубинности. Д.Л. Андерсон (1969) считает, что эклогиты слагают переходный слой мантии на глубинах 220–670 км. По мнению этого исследователя, толеитовые базальты срединно-океанических хребтов являются продуктами плавления эклогитов, а щелочные базальтоиды океана и континентов, а также кимберлиты и карбонатиты – продуктами частичного плавления перидотита.

3.5. ПРОДУКТЫ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

В нижних сечениях земной коры, там где условия регионального метаморфизма достигают значений, при которых наряду с перекристаллизацией вещества в твердом состоянии появляются гранитоидные «выплавки», протекают своеобразные процессы породообразования, названные ультраметаморфическими. Этот процесс характерен для корневых частей складчатых областей и ранних этапов формирования кристаллических щитов.

Введение термина «ультраметаморфизм» связано с изучением основополагающих для него пород – мигматитов. Кроме этих пород к данному классу относят гранитоидные метатектиты и чарнокиты. По термодинамическим условиям формирования и минералого-петрографическим признакам продукты ультраметаморфизма охватывают области *PT*-условий амфиболитовой и гранулитовой фаций.

3.5.1. Мигматиты

Мигматиты являются смешанными породами, в которых одновременно присутствует метаморфический и магматический материал. Под мигмой понимают силикатный расплав, содержащий остаточный недоплавленный материал. Мигма отличается от магмы большим содержанием кристаллической фазы, но способна к внедрению. Она образуется в результате плавления при прогрессивном метаморфизме. Метаморфический материал называют субстратом (меланосомой), который находится в тесном пространственном сочетании с магматическим материалом гранитоидного состава (лейкосомой). Субстрат в мигматитах может быть представлен слюдяными гнейсами, амфиболитами и образованиями гранулитовой фации. Магматический материал (гранитный, гранодиоритовый, граносиенитовый, аплитовый) может иметь различное происхождение. В одних случаях гранитный материал инъецирует кристаллосланцы и гнейсы и генетически не связан с формированием субстрата, в других – образуется путем частичного плавления метаморфических пород и обособления при метаморфической дифференциации.

Выделяют два генетических типа мигматитов: вениты, в которых магматический материал формируется на месте, и артериты, магматиче-

ский материал которых инъецирован из близлежащих гранитоидных интрузий. С учетом этого тесно связаны понятия об автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных гранитоидах. Аллохтонные гранитоиды являются породами, становление которых произошло далеко за пределами зарождения магмы. Автохтонные гранитоиды кристаллизуются на месте зарождения без перемещения вещества. Параавтохтонные гранитоиды – породы, перемещенные в пределах их зарождения, где и происходит их становление.

Систематику мигматитов, по рекомендациям К.А. Шуркина, производят по текстурному признаку с выделением морфологических типов: послойных, плейчатых, птигматитовых, линзовидных, ветвистых и других разновидностей (см. рис. 2.30). Семейства мигматитов выделяют по степени мигматизации (слабо, сильно и очень сильно мигматизированные породы).

В.С. Шкодинский предложил классифицировать мигматиты по составу жильного материала (гранитный, негранитный), распределению и соотношению с субстратом. Им выделены следующие виды мигматитов: 1) мигматиты с рассеянным гранитным материалом; 2) мигматитоподобные образования с рассеянным негранитным жильным материалом; 3) мигматиты с крупными конформными гранитными жилами; 4) мигматитоподобные образования с крупными конформными гранитоидными телами; 5) мигматиты с секущими гранитными телами.

Как показывает опыт изучения мигматитовых ареалов, они формируются в несколько стадий. В период одного цикла глубинного гранитообразования происходит смена одних морфологических типов других, в связи с этим появилось понятие «полимигматитов».

3.5.2. Метатектиты

Метатектиты представляют собой породы, состоящие из лейкосомы мигматитов, возникающие в процессе ультраметаморфизма. Образование метатектитов происходит в *PT*-условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Существенно кварц-полевошпатовый состав метатектитов позволяет систематизировать их по принципу гранитоидных пород (амфиболитовая фация) и чарнокитоидов (гранулитовая фация). В подклассе метатектитов амфиболитовой фации выделяют диорит-плагиогранитную, гранодиорит-гранитную и монцонит-сиенитовую группы (рис. 3.39). Разновидности метатектитов в зависимо-

сти от текстуры имеют собственные названия, например, адамеллитовые метатектиты, адамеллитогнейсы, тоналитовые метатектиты, тоналитогнейсы и т.п.

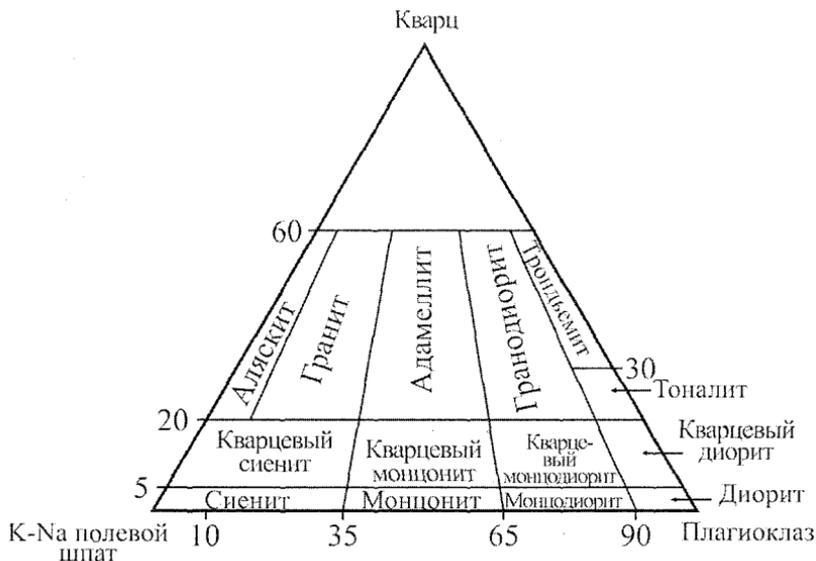


Рис. 3.39. Систематика гранитоидов (по Н.П. Добрецову с соавторами, 1992)

Небулиты как одна из форм проявления метатектитов раньше рассматривалась в составе мигматитов. На примере строения, минералогии, геологического распространения и условий происхождения небулитов можно получить наиболее полное представление о метатектитах. Небулиты часто называют теньвыми мигматитами за расплывчатые, постепенные границы между гранитоидным материалом и метаморфическим субстратом. В случае интенсивного обогащения гранитоидным материалом их называют теньвыми гранитами. Гранитоидный материал в небулитах распределяется полосами, пятнами, сеткой жил и прожилков. Нередко в теньвых мигматитах распространены порфиробласты калишпата овальной или глазковой форм. Образование порфиробластов связывают с фельдшпатоидным метасоматозом.

По сравнению с другими мигматитами небулиты и теньвые граниты обладают повышенной способностью к пластическому течению, поэтому в них обнаруживаются следы перемещения материала. Теньвые граниты могут перемещаться во вмещающие породы далеко от места своего рождения с образованием самостоятельных интрузивных тел — мигма-плутонов.

3.5.3. Чарнокиты

Чарнокиты, в узком понимании термина, представляют собой гиперстеновые граниты. Здесь же следует оговориться, что не всякие гиперстеновые граниты являются чарнокитами. Они распространены среди древних метаморфических комплексов и имеют массивный или гнейсовидный облик. По минералогическому составу чарнокиты не отличаются от вмещающих гнейсов, но имеют более крупнозернистую структуру и часто интрузивные контакты.

Чарнокитовая серия пород характеризуется широким диапазоном состава по кремнистости и соотношению кварца, гиперстена, граната и полевых шпатов. Единство этих пород заключается в принадлежности их к гранулитовой фации метаморфизма. Для определения пород чарнокитовой серии Э. Раген рекомендует сопоставлять их с химическими эквивалентами магматических пород, добавляя к названию породы слова «чарнокитовой фации» (гранит, сиенит, норит и так далее чарнокитовой фации). Большинство из пород чарнокитовой фации имеют собственные названия: биркремит (гранит с бронзитом), фарсундит (кварцевый монцонит), мангерит (монцонит), эндербит (кварцевый диорит), арендолит (лейкократовый кварцосодержащий норит). На рис. 3.40 приведена схема Я. Хедаля, отражающая минеральный состав разновидностей пород чарнокитовой серии. Т. Холанд, впервые описавший в Индии эту серию пород, пришел к выводу, что ее нельзя разбить на отдельные члены, а необходимо рассматривать как единую группу пород. Название «чарнокит» он присвоил только гранитной разновидности этой серии, увековечив имя Дж. Чарнока – основателя г. Калькутты.

В.М. Шемякин и К.А. Шуркин (1974) предлагают рассматривать чарнокиты в составе высокотемпературных метатектитов, выделяя эндербитовые, чарнокитовые, монцоэндербитовые, мончочарнокитовые и сиениточарнокитовые семейства (рис. 3.41).

Чарнокитовые породы, в том числе и кислые разновидности, имеют темно-серую до черной окраску. Текстурные особенности чарнокитовых пород в больших объемах характеризуются пластовым, шлировым, гнейсовым, ленточным, массивным строением. Иногда в чарнокитах проявляется интенсивная микроскладчатость и разлинование, предшествующие окончательной кристаллизации.

В составе чарнокитовых пород обычными минералами являются кварц, полевые шпаты, гранат, гиперстен, иногда присутствуют кордиерит, силлиманит или дистен, буровато-зеленая роговая обманка, оранжево-красный биотит. Акцессорные минералы могут быть представлены шпинелью, ильменитом, рутилом, монацитом.

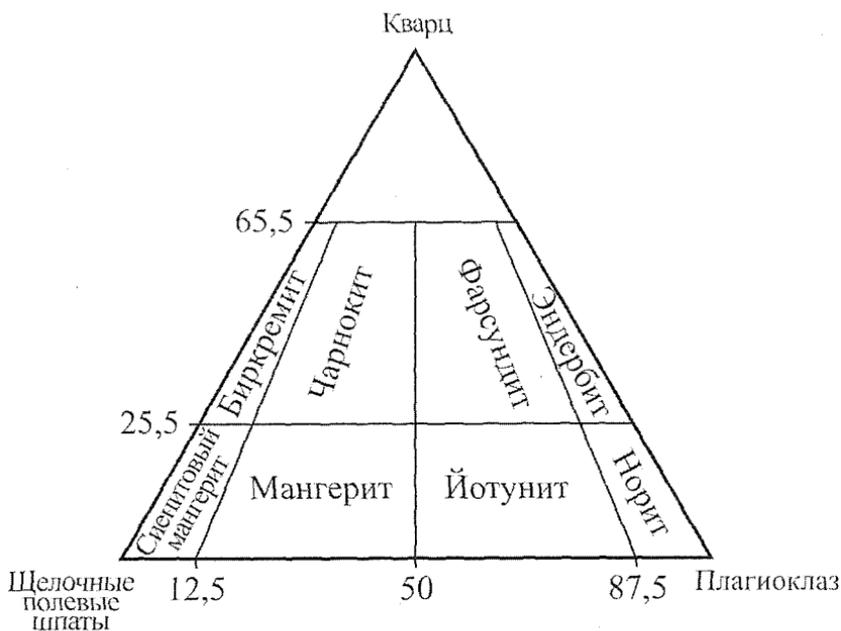


Рис. 3.40. Классификация пород чарнокитовых комплексов (по Я. Хедалю)

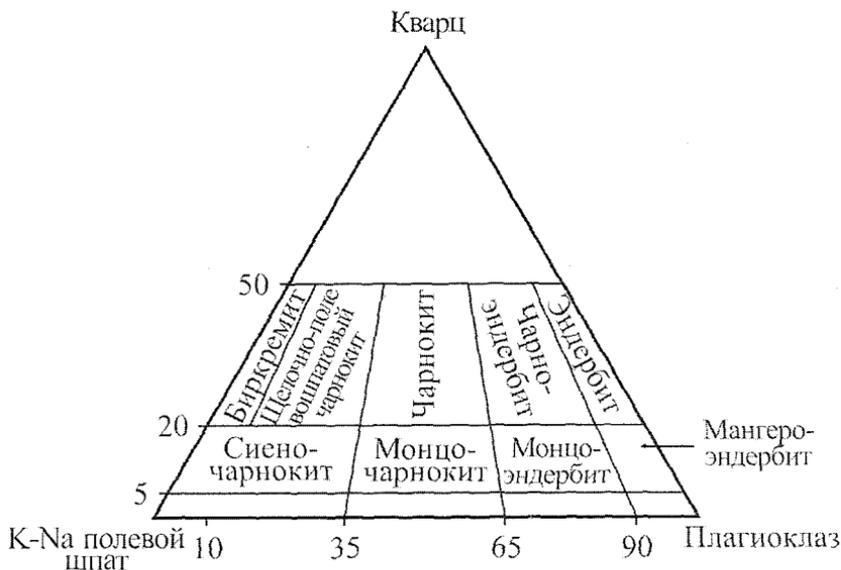


Рис. 3.41. Систематика чарнокитов (по В.М. Шемякину, К.А. Шуркину)

Особенностью кварца является его голубая или голубовато-серая окраска. Он пропитан мельчайшими иголочками рутила, иногда содержит пятна и хлопьевидные включения неясной природы. Под микроскопом у кварца проявлено ясно выраженное волнистое погасание.

Полевые шпаты так же, как и кварц, окрашены в голубовато-серые цвета, содержат включения рутила. Предполагается, что пигментами являются оксиды железа и алюминия, которые входят в состав кристаллической решетки полевых шпатов. В зоне гиперстена оксиды железа замещаются гидратами окисного железа и придают чарнокитам желтоватобурую окраску.

Калишпат чаще представлен ортоклаз-пертитом. Микропертиты характеризуются крайней тонкостью альбитовых вростков и относятся к капельному и тонкопластинчатому типам. Ортоклаз имеет облачное погасание. В индийских чарнокитах в значительных количествах присутствует микроклин, который обнаруживается в чарнокитах других районов мира. Микроклин является вторичным минералом, образовавшимся за счет ортоклаза. Состав плаггиоклаза зависит от состава пород чарнокитовой серии, часто плаггиоклаз имеет антипертитовое строение.

Для чарнокитовых пород характерна гранобластовая структура. Участками отмечаются явления растягивания (развальцования) кварца. Гранат и полевые шпаты иногда образуют мелкие порфиробласты с пойкилитовым строением и также испытывают растяжение.

Весьма характерным для чарнокитов является структурное отражение многостадийности порообразования. Типично замещение и коррозия одних минералов другими. Вокруг некоторых минералов образуются реакционные каймы. Наиболее часты замещения граната биотитом или же буроватым слюдоподобным агрегатом. Гиперстен обычно замещается авгитом или биотитом. Пироксены и буровато-коричневые роговые обманки замещаются зеленой роговой обманкой. Вокруг гиперстена нередко каемки граната или авгита, иногда отмечаются реакционные каймы авгита вокруг граната, а микропертиты обрамляются мирмецитом. Таким образом, в составе и структуре чарнокитовых пород отражается сложная геологическая история и многократное воздействие различных процессов, разделяющихся, возможно, длительными периодами покоя. Вероятно, чарнокитовое равновесие менее стабильно, чем гранитное, что находит отражение в широко проявляющихся в них диафторигенных преобразованиях наложенного низкотемпературного процесса.

Уникальность чарнокитовых пород, заключающаяся в фактах, свидетельствующих о магматическом и метаморфическом их генезисе,

принадлежности к древнейшим и наиболее высокометаморфизованным толщам, настолько своеобразна, что послужила основанием Т. Холанду (1900) сделать предостережение геологам: «... желательно, чтобы название “чарнокит” никогда не употреблялось за пределами Индии». Но генетически родственные и имеющие тот же состав породы были найдены позднее во многих районах мира, и термин «чарнокит» сейчас применяется на всех континентах.

Вопрос о происхождении чарнокитов, широко распространенных среди докембрийских образований земного шара, до сих пор является дискуссионным. В отечественной научной литературе исследованию геологии, петрографии, минералогии и генезиса посвящены работы Ю.А. Кузнецова (1941), О.И. Слензака (1961), Э.Б. Наливкиной (1964) и др., которые рекомендуются геологам для формирования базовых представлений и основополагающих понятий об этих своеобразных породах.

3.5.4. Бластолиты

С метатектитами тесно ассоциируют меланократовые породы, представляющие в мигматитах меланосому. К.А. Шуркин и В.А. Глебовицкий предлагают их называть базифицированными породами, или *бластолитами*, выделив в самостоятельную группу, т.к. они не имеют химических и минералогических аналогов среди магматических пород. Среди них возможны массивные, гнейсовидные и сланцевые разновидности. В случае развития последних двух текстур бластолиты могут быть названы меланократовыми гнейсами (глингититы). Количество лейкократовых минералов (кварца и полевых шпатов) обычно значительно меньше 50 %. По составу фемических минералов выделяют пироксеновые (гранулитовая фация), амфиболовые и биотитовые бластолиты (амфиболитовая фация). Гранат-кордиеритовые бластолиты отмечаются в обеих фациях. Придавая этим породам собственное название и выделяя группы базификатов, К.А. Шуркин и В.А. Глебовицкий преследуют цель подчеркнуть их генетическую самостоятельность. Нельзя приравнивать бластолиты к собственно метаморфическому субстрату мигматитов, т.к. при образовании бластолитов имеет место привнос оснований из зон гранитизации.

3.6. ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ И ДИАФТОРЕЗ

Породы складчатых областей и в особенности древние толщи, слагающие фундамент платформ и щитов, метаморфизованы неоднократно. Их метаморфическая эволюция проходила в течение длительного времени (от сотен миллионов до миллиардов лет). Первичные породы неоднократно испытывали погружение, воздымание, подвергались складчатости, разрывным деформациям в условиях повышенных температур и давлений, при которых осуществлялись последовательные метаморфические преобразования. Попадая в глубинные зоны земной коры, они испытывали ультраметаморфизм, а в контактах с интрузиями подвергались контактовому метаморфизму. В результате неоднократных тектонометаморфических процессов формируются полиметаморфические и диафторигенные породы.

3.6.1. Полиметаморфизм

Многие метаморфические породы формировались в результате неоднократных преобразований. Причем, каждый из эпизодов метаморфизма мог осуществляться в разное время и не был связан генетически с предыдущим. Многоактовый метаморфизм принято называть полиметаморфизмом.

Явления полиметаморфизма наблюдаются в реликтовых и новообразованных текстурах, структурах и минералах, слагающих породу.

Полиметаморфизм отчетливо проявляется при значительной разнице в интенсивности факторов метаморфизма раннего и позднего этапов или в тех случаях, когда имели место различные типы метаморфизма, например при наложении контактового метаморфизма на региональный и наоборот. При региональном метаморфизме, под влиянием стресса удлиненные порообразующие минералы кристаллизуются субпараллельно, образуя сланцеватость, лепидобластовые либо нематобластовые структуры. При контактовом метаморфизме одностороннее давление не проявляется, и ранее возникшая закономерная ориентировка минералов при перекристаллизации может исчезнуть. Причем, в условиях регио-

нального и контактового метаморфизма часто образуются различные минералы, поэтому, к примеру, порфириобласты андалузита, образованные при контактовом метаморфизме, могут содержать включения остаточного силлиманита, ориентированного линейно-параллельно, подчеркивая реликтовую сланцеватость.

Каждое проявление метаморфизма обозначают как метаморфическое событие, или метаморфический эпизод. Если метаморфический эпизод относится к более высокой ступени по сравнению с предыдущим, то говорят о прогрессивной направленности метаморфизма, в противном случае – о регрессивном метаморфизме (диафторезе). Метаморфические события сравниваются по температуре и давлению.

Прогрессивная последовательность метаморфических событий одного типа метаморфизма (например, динамотермального или контактового) трудно диагностируется из-за того, что при повышении степени преобразований предшествующие минеральные ассоциации полностью стираются. Особую трудность представляет вопрос, относятся ли в каждом конкретном случае разновозрастные метаморфические эпизоды к одному температурному циклу нагревания – остывания или они обусловлены повторным нагреванием пород, уже остывших после первого цикла. Полного остывания между метаморфическими эпизодами может и не быть, и повторный метаморфизм может проявиться в частично остывших породах без привноса дополнительного тепла, а только под влиянием активизации тектонических движений и повторных деформаций. Петрографические критерии решения этих вопросов несовершенны, более надежные результаты дает установление связи метаморфических преобразований с разновозрастными структурами.

3.6.2. Диафторез

Диафторез (буквально – разрушение) является регрессивным метаморфизмом, а его продуктами (диафторитами) – низкотемпературные метаморфические изменения, наложенные на метаморфиты более высоких степеней метаморфизма. Они обычно приурочены к тектоническим зонам, по которым циркулируют флюиды. В результате воздействия на ранние высокотемпературные минералы, они замещаются низкотемпературными. Диафторез относится ко всем регрессивным минеральным преобразованиям, происходящим при приспособлении пород к новым условиям более низкой степени метаморфизма (Судо-

виков, 1964). Он возможен только при условии дополнительного привноса летучих компонентов – H_2O , CO_2 , F, Cl. Высокотемпературные метаморфиты, подвергающиеся диафторезу, сложены минералами, не содержащими летучих компонентов (гранаты, пироксены, плагиоклазы, силлиманит, дистен, андалузит). В процессе формирования этих минералов, при повышающейся температуре, летучие компоненты удалялись из области метаморфизма, поэтому минералы высокотемпературных метаморфических пород не содержат летучих компонентов в кристаллической структуре. Зоны глубинных разрывных нарушений благоприятны для проявления диафтореза в силу высокой их флюидопроницаемости и формирования в их пределах диафторитов.

Влияние деформации на развитие диафтореза заключается в том, что совершающиеся при деформации скользящие дифференциальные движения открывают пути для циркуляции растворов, способствующих диафторигенным химическим реакциям. Действие деформаций при диафторезе Э.Б. Нопф оценивает как спусковой механизм для химических превращений. Изменения, характеризующие диафторез, являются, главным образом, химическими. При этом форма зерен первичных минералов сохраняется, и в диафторитах наблюдаются псевдоморфозы хлорита, биотита или серицита (реже) по гранату; серицита по андалузиту, дистену и силлиманиту; альбита и клиноцоизита по плагиоклазу; хлоритоида по ставролиту; хлорита и эпидота по роговой обманке.

Наиболее отчетливы диафторигенные процессы фации зеленых сланцев, поражающие метаморфиты гранулитовой и амфиболитовой фаций.

В ассоциациях минералов зеленосланцевой фации широким развитием пользуются гидроксилсодержащие минералы – актинолит, эпидот, цоизит, хлориты, серицит, тальк, серпентин. Поэтому диафторез, так же как и все виды низкотемпературного метаморфизма, относится к гидротермальным метаморфическим процессам. Наиболее широким развитием пользуются диафториты актинолит-биотитового, хлорит-эпидотового, кальцит-альбитового, сосюрит-актинолитового, хлорит-серицитового минеральных типов, имеющие часто постепенные переходы и отчетливо выделяющиеся на фоне минеральных ассоциаций пород гранулитовой либо амфиболитовой фаций, по которым они образовались.

К более высокотемпературным диафторитам следует отнести гранатовые амфиболиты, образовавшиеся за счет эклогитов. Эклогитовая ассоциация (омфацит + гранат) при диафтерезе часто замещается ассоциациями: роговая обманка + плагиоклаз, роговая обманка + плагиоклаз + дистен (амфиболитовая фация), роговая обманка + биотит + эпидот (фация эпидотовых амфиболитов). Эти метаморфические превращения протекают при участии флюидов.

Разнообразны проявления диафтореза при автотоморфизме: уралитизация пироксенов, сосюритизация плагиоклаза, замещение глиноземистой роговой обманки актинолитом, серпентина – тальком и карбонатом. Автотоморфический диафторез, или автодиафторез, характеризует минеральные преобразования, происходящие на собственно регрессивной стадии метаморфизма в относительно замкнутой системе и проявляется в породах незначительно.

3.6.3. Изучение последовательности метаморфических преобразований

При изучении горных пород, в том числе метаморфических, необходимо помнить, что породная ассоциация минералов может состоять из одной или нескольких парагенетических ассоциаций. Минералы, входящие в парагенетическую минеральную ассоциацию, контактируют (обязательно!) друг с другом без реакционных взаимоотношений и образуются в узком временном интервале (практически одновременно). В породе могут присутствовать несколько минеральных ассоциаций, образовавшихся либо одновременно, либо их образование «разорвано» во времени.

Метаморфические породы представляют собой продукт длительного процесса кристаллизации, даже при одноактном метаморфическом событии (метаморфическом цикле). В ходе этого процесса сначала, на прогрессивной стадии, происходит нагревание породы, затем, на регрессивной, её остывание. Изменение температуры протекает на фоне меняющихся давлений и деформаций. Изменение температуры является определяющим фактором кинетики метаморфических реакций. Кривая, описывающая изменение PT -условий от начальной до кульминационной и затем до финальной стадии метаморфизма, называется трендом метаморфизма (рис. 3.42). На прогрессивной стадии реакции протекают с большой скоростью и до конца (с образованием равновесной ассоциации). Признаки исходных текстур, структур и минералов полностью утрачиваются. На стадии падения температуры происходит отток энергии, что ведет к замедлению или полной остановке реакций. Обычно реакции регрессивной стадии распространены не во всем объеме породы, а локализованы в пределах трещин, отдельных зерен или по границам зерен. Такие преобразования отражаются в развитии реакционных структур. Они характеризуют незавершенность реакций. Но такой вывод справедлив, если в реакционном соотношении находятся явно несовместимые

минералы. Например, в хлоритизированном гиперстеновом гнейсе совместное сонахождение высокотемпературного гиперстена и низкотемпературного хлорита объясняется незавершившимся полным замещением гиперстена хлоритом.

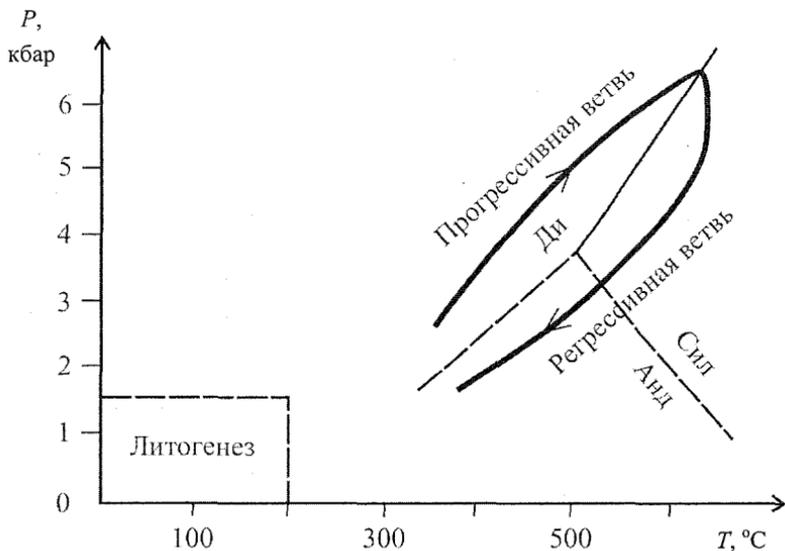


Рис. 3.42. Тренд метаморфизма

Однако часто реагирующие друг с другом минералы имеют общее PT -поле устойчивости. В этом случае реакционная структура возникает в результате расширения поля устойчивости одного минерала за счёт другого при сокращении равновесных соотношений между ними. Например, кордиеритизация граната в метапелитах не свидетельствует, что минералы обязательно неравновесны и кордиерит – новообразованный минерал, а гранат – реликтовый, сохранившийся в результате медленно текущей реакции. Скорее оба минерала существовали в породе ещё до появления признаков замещения, а медленное, близкое к равновесному изменение PT -условий вызвало сдвиг равновесия в сторону расширения поля устойчивости кордиерита за счёт граната.

Наиболее часто различаются исходные реагирующие минералы и продукты их реакции при наличии в породах реакционных кайм. Если реакционная кайма имеет вид короны (или венца), окружающей какой-либо минерал, то исходный минерал всегда тот, который внутри короны. Минерал или минералы, слагающие корону, относятся к продуктам реакции. Минерал или минералы, окружающие кайму снаружи, обычно яв-

ляются исходными минералами. К наиболее типичным представителям реакционных кайм относятся мирмекиты. Они развиваются в виде прерывистых оторочек вокруг зерен плагиоклаза на границе с калишпатом, вдаваясь в последний. Мирмекит представляет собой продукт разрастания плагиоклаза за счет калишпата.

Реакционные каймы чаще встречаются в высокотемпературных метаморфических породах, особенно в гранулитах, где они знаменуют регрессивные изменения. На этой стадии метаморфизма типична ограниченная диффузионная подвижность, что способствует осаждению продуктов непосредственно на участках взаимодействия реагирующих минералов. Известны, например, кварц-кордиеритовые и гиперстен-кордиеритовые симплектитовые каймы вокруг граната, кордиеритовые каймы вокруг силлиманита и андалузита, а также вокруг шпинели и гранатовые – вокруг гиперстена.

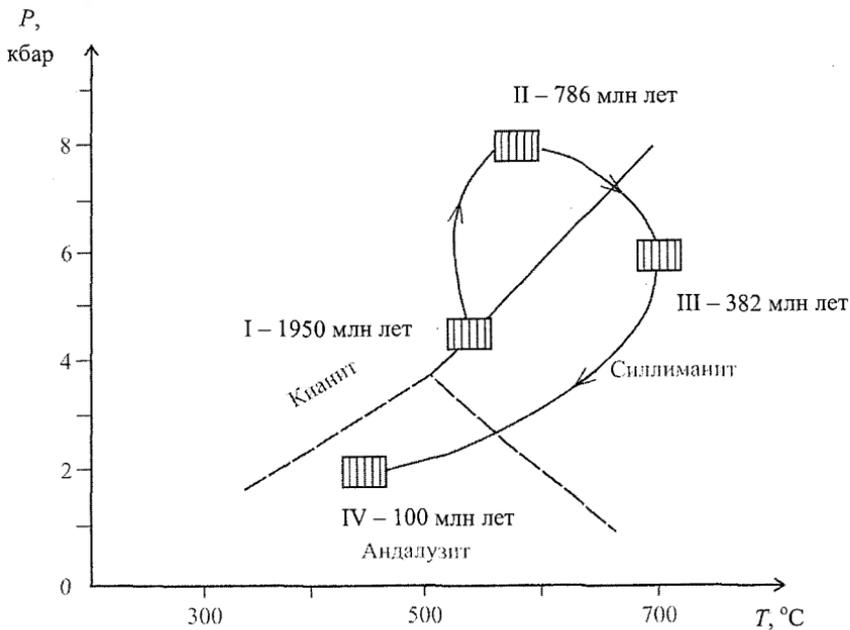


Рис. 3.43. Тренд метаморфических преобразований, сопровождаемый данными о возрасте событий

Эволюция образования и преобразования горных пород обычно очень сложная, а восстановление термодинамических параметров главных эпизодов породообразования требует специального целенаправленного исследования. На рис. 3.42 рассмотрен простейший случай тренда

одноактного метаморфизма, в реальных метаморфических комплексах конфигурация может быть сложней, в результате проявления нескольких этапов (или стадий) метаморфизма (рис. 3.43). Временной интервал между этапами метаморфизма может достигать сотен миллионов и даже миллиардов лет, занимая несколько циклов тектогенеза.

3.7. ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Выделение устойчивых парагенетических ассоциаций горных пород (формаций) является необходимым условием при их картировании и реставрации как особенностей генезиса самих пород, так и истории геологического развития областей распространения метаморфитов.

Среди геологов бытуют взаимоисключающие мнения: о необходимости формационного анализа метаморфитов и об отрицании этой необходимости в предположении, что метаморфизм не создает новых формаций, а изменяет ранее возникшие. Второй точке зрения следует противопоставить объективность существования метаморфического типа пород со специфическим строением, минеральным и химическим составом, образующих только им присущие геологические тела. Метаморфизм выступает рудогенерирующим процессом, с метаморфическими толщами связаны полезные ископаемые метаморфического генезиса.

Одной из задач изучения метаморфических пород является идентификация исходной породы. Надежно устанавливается природа породы, подвергшейся метаморфизму, в исключительно редких случаях: для метаморфизованных пород, а для метаморфических – только для продуктов зеленосланцевой и иногда для эпидот-амфиболитовой фаций. Выявление генетической природы исходных пород метаморфитов амфиболитовой и гранулитовой фаций затруднительно и сомнительно. При палеорекострукциях применительно к породным комплексам архейского и раннепротерозойского возраста принцип актуализма практически не применим.

Метаморфическая формация – закономерный член ряда геологических формаций: осадочных, магматических, метасоматических. Учение о геологических формациях возникло и развивается в отечественной геологической науке. Представление о метаморфических формациях возникло позже других и до сих пор в литературе идет дискуссия о принципах их выделения и классификации.

Классификация метаморфических формаций осуществляется на основании химического и минерального состава породных ассоциаций, их фациальной принадлежности, строения тел метаморфических пород, вида метаморфизма, тектонических структур и других признаков. В зависимости от методологической концепции разных авторов существенно различаются схемы классификаций метаморфических формаций и их названия. В.М. Цейслер (2002) в учебнике по формационному анализу приводит ряд предлагаемых приемов формационного анализа метаморфических толщ.

В.И. Попов (1985) выделяет три петрогенетических типа метаморфических формаций: а) регионально-метаморфический; б) динамометаморфический; в) термометаморфический, а также две группы рядов метаморфических формаций: орто- и параметаморфическую. Ряд ортометаморфических формаций включает: метаультрабазитовые, метабазитовые, метаацидитовые формации. К параметаморфическим формациям относятся метасилитовые, метасилицитовые, метакarbonатные, метагалогенные.

Б.Я. Хорева предложила делить метаморфические формации на монофациальные (гранулитовой, амфиболитовой, зеленосланцевой и филлитовой фаций) и полифациальные (метаморфические и ультраметаморфические салического и фемического профиля). При этом Б.Я. Хорева в схему классификации вводит данные о возрасте монофациальных формаций и о структурном и стадийном положении полифациальных формаций. Выделенные ею формации представляют собой крупные формационные комплексы, например, слюдяно-гнейсо-амфиболитовый, филлитовый, эколито-гранато-амфиболито-сланцевый и др.

А.А. Маракушев увязывает метаморфические формации с гранитообразованием в геосинклинальных поясах земной коры. Им выделены формации метаморфизма: 1) догранитного; 2) связанного с внедрением гранитов; 3) связанного с развитием калиевых гранитов.

А.Б. Бакиров для формационного анализа использовал набор пород и структуру формации. Классификация выполнена в виде матрицы, состоящей из 225 ячеек, часть из которых заполнена реально существующими формациями, часть – пустует. Многие исследователи считают классификационный подход А.Б. Бакирова наиболее строгим в плане системного анализа.

В.В. Жданов (1986) предложил выделять виды формаций на основе вещественного состава, роды – по принадлежности формаций к тектоническим структурам, семейства – по тектоническому режиму, подклассы – по степени метаморфических изменений пород (метаморфизованные и собственно метаморфические).

Авторами терминологического справочника под редакцией Ю.А. Косыгина и др. (1986) выделяются следующие группы метаморфических формаций:

1. Ультрамафические формации: серпентинитовые, тальк-серпентинитовые, тальк-карбонатные, тальк-актинолитовые, биотит-амфиболитовые.

2. Мафические формации: актинолит-эпидот-сланцевые, эпидот-биотит-хлорит-сланцевые, глаукофан-сланцевые, альбит-гранат-амфиболы, амфиболитов и амфиболовых гнейсов, гиперстен-диопсид-плагноклазовые, эклогитовые, амфиболит-гранулитовые и др.

3. Салические формации: лептитовые, биотитовых гнейсов, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, биотит-гранатовых и гранатовых гнейсов, биотит-гиперстеновых гнейсов, кварцито-сланцевые, амфибол-гнейсовые и др.

4. Высокоглиноземистые формации: слюдяных сланцев, гранатистен-сланцевые, графитистых высокоглиноземных гнейсов и др.

5. Кремнеземистые формации: кварцитовые, пироксен-кварцито-гнейсовые.

6. Ферро-кремнеземистые формации: сланцево-лептитовая железисто-кремнистая, амфибол-магнетитовых кварцитов и гнейсов, графитовых гнейсов, мраморов и железистых кварцитов, джеспилитовые, таконитовая, железисто-сланцево-гнейсовые и др.

7. Карбонатные: серицит-хлорит-мраморные, эпидот-актинолит-карбонатно-сланцевые, мраморно-эпидозитовые, диопсид-плагноклаз-кальцифировые, мраморно-гнейсовые.

В наименованиях формаций отражен набор главных членов парагенезисов, составляющих формации. С их более подробной характеристикой можно познакомиться в терминологическом справочнике. Перечисленные наименования отвечают только группам формаций, выделенным по составу. Деление групп на формационные типы – виды формаций в зависимости от структуры – не разработано.

Для формаций, именуемых метаморфизованными (диабаз-спилитовые, аспидные, кварцито-филлитовые и др.), реконструкция первичных парагенезисов пород не представляет трудностей. Это позволяет использовать для них классификации осадочных и магматических формаций.

Вариант классификации метаморфических формаций разработан в объединенном Институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) под руководством Н.Л. Добрецова (1980).

Под метаморфической формацией авторы понимают закономерный парагенезис метаморфических пород определенного состава, претерпевших один из типов метаморфизма (табл. 3.9), характеризующийся определенным градиентом давления и температуры и геотектонической позицией процесса.

Выделены формации щитов и срединных массивов, формации подвижных поясов разного возраста, формации зон глубинных разломов (табл. 3.10). Авторы указывают, что детализация тектонического положения каждой формации – одна из задач будущих исследований.

Таблица 3.9. Классификация типов прогрессивного метаморфизма (по Н.Л. Добрецову и др., 1980)

Признаки			Тип метаморфизма			Тектоническая позиция		
Пространственные (PT-град)	Режим давления	Набор фаций	Название типа	Подтип (а – поясовой, б – ареальный)	Вероятная модель			
«Однородный метаморфизм» (преимущественно монофациальный в эрозионном срезе)	Промежуточное, $P_{\text{фл}} > P_{\text{лит}}$	$V_1 \pm V_2$	Двупироксеновый («гранулитовый»)	б	Ранне(?) – докембрийский многократный метаморфизм	Щиты и фундамент платформ		
	Умеренное, $P_{\text{фл}} \approx P_{\text{лит}}$	$V_2 \pm V_3$	Мигматит-гнейсовый («ультраметаморфизм»)	б				
	Повышенное, $P_{\text{фл}} \geq P_{\text{лит}}$	$C_2 \pm V_2$	Эклогит-дистен-гнейсовый	б	?	Фундамент срединных массивов		
	Умеренное или промежуточное, $P_{\text{фл}} \approx P_{\text{лит}}$	$V_5 (\pm V_4)$	$V_4 \pm V_3$	Начальный	а б	Доскладчатый метаморфизм погружения	Складчатые пояса и платформенный чехол	
				Зеленосланцевый	а б (?)			
					Дистен-сланцевый (типа Кейв)			
«Зональный метаморфизм» (полифациальный)	Умеренное, $P_{\text{фл}} \approx P_{\text{лит}}$	$\pm V_1 + V_2 + V_3 \pm V_4$	Андалузит-силлиманитовый	а (Тонгулак)	Постскладчатый и синскладчатый метаморфизм, обусловленный флюидно-тепловым потоком			
				б (Бахен-Абакума)				
	Повышенное, $P_{\text{фл}} \geq P_{\text{лит}}$	$C_2 + C_3 \pm V_4$	Дистен-силлиманитовый	а (Барроу)	Преимущественно зоны опусканий			
				б (Уральский)				
Высокое, $P_{\text{фл}} \geq P_{\text{лит}}$	$\pm V_5 + V_4 + C_4 \pm C_3$ $V_4 + C_4$	Глаукофан-сланцеватый	а (Санбагава)	Сложный механизм (погружение, «автоклавный» + тектонический)	Зоны глубинных разломов, в том числе зоны Беньофа под глубоководными желобами			
			б (Пенжинский)					
Высокое, $P_{\text{фл}} > P_{\text{лит}}$	$C_4 + C_3$	Эклогит-глаукофан-сланцеватый	а (Максютовский)					
			б (Калифорнийский)					

Таблица 3.10. Примеры метаморфических формаций и связанные с ними метаморфогенные полезные ископаемые (по Н.Л. Добрецову и др., 1980)

Тектоническая позиция	Метаморфическая формация	Тип метаморфизма; <i>подтип</i>	Фашии	Состав	Рудная ассоциация (вид полезного ископаемого)	Примеры
Щиты и срединные массивы	Чарнокит-базитовая	Двупироксеновый («гранулитовый»)	V_1	$B+Ч±П$	Не характерна (-)	Антарктида, Алдан, Анабар
	Эвлизит-кварцитовая	Двупироксеновый («гранулитовый») – мигматит-гнейсовый («ультраметаморфизм»)	$V_1±V_2$	$Kp+Ж±±B, K$	Эвлизитовая (Fe)	Индия, Судан
	Железисто-гнейсовая			$П+Ж±K$	Пироксен-магнетитовая (Fe) Кодуритовая (Mn)	Швеция, Алдан, Анабар
	Кондалитовая	Двупироксеновый («гранулитовый»)	V_1	$П+Ч+±B+M$	Графитовая (графит) Корундовая (алюминий) TR-пегматитов (TR)	Украина, Шри Ланка, Австралия Мадагаскар, Индия Алдан, Енисейский край
	Карбонатно-гранулитовая	Двупироксеновый («гранулитовый»)	$V_1±V_2$	$K+П±B, Ч, M$	Флогопитовая (флогопит) Глубинных Mg-скарнов (шпинель, флогопит, лазурит, частично Fe, B, Mg-сырье)	Алдан Мадагаскар, Ю-3 Памир
	Карбонатно-мигматитовая	Мигматит-гнейсовый («ультраметаморфизм»)	V_2	$K+П+±M±B$	Глубинных Ca-скарнов (Fe, B)	Алдан, Канада
	Амфиболит-плаггиогнейсовая	Мигматит-гнейсовый («ультраметаморфизм»)	V_2	$B±П, M$	Рутил-ильменитовая (Ti) Ильменитовая (Ti)	Бразилия, Канада Урал (фундамент)
Эклогит-гнейсовая	Эклогит-дистен-гнейсовый	C_2	$B+П±±K, M$	Рутиловая (Ti, алмазы ?) Пироповая (абразивы)	Урал, Норвегия, Чешский, Французский массивы	

Продолжение табл. 3.10

Тектоническая позиция	Метаморфическая формация	Тип метаморфизма; <i>подтип</i>	Фации		Состав	Рудная ассоциация (вид полезного ископаемого)	Примеры
Складчатые пояса	Зональная андалузит-филлитово-гнейсовая	Андалузит-силлиманитовый	$B_2 + B_3 + B_4$	$B_2 \pm B_3$ $B_3 \pm B_2$ $B_4 \pm B_3$	T+П	Силлиманитовая (Al) Альбитизированных редкометаллических пегматитов (Sn, Li, Mo, W) Кордиерит-антофиллит-медно-колчеданная (Cu) Галенит-сфалерит-пирротиновая (Pb, Zn, Cu)	Забайкалье Ю. Финляндия Швеция, Родезия и др.
	Зональная дистен-филлитово-гнейсовая	Дистен-силлиманитовый	$C_3 \pm B_4$		T+П	Дистен-корундовая, дистеновая (Al (дистен)) Мусковитовых пегматитов (мусковит) Гранат-слюда (абразивы)	Урал и др. Байкальская, Бирюсинская, Кольская провинции Урал, В. Сибирь
	Железисто-метабазитовая (джеспилитовая) и железисто-сланцевая Гондитовая	Зеленосланцевый, андалузит-силлиманитовый, дистен-силлиманитовый Зеленосланцевый, дистен-силлиманитовый	$B_4 \pm B_3, C_3$ $B_4 \pm B_3, C_3$		Ж+B+ +T±Kp Ж(±M)+ +T±K	Гематит-магнетитовая (Fe) Амфибол-магнетитовая (Fe) Спессартин-оксидная (гондитовая) (Mn) Окисно-родонитовая (Mn)	КМА, Гуронская формация Канады и др. Индия Анабар, Бразилия
	Кварцито-филлитовая Конгломератовая	Зеленосланцевый	B_4		П+T±Гр	Золотоносных конгломератов (Au, U) Золото-кварцевая (Au)	Витватерсранд Ленско-Бодайбинская провинция, Узбекистан, С. Америка

Окончание табл. 3.10

Тектоническая позиция	Метаморфическая формация	Тип метаморфизма; <i>подтип</i>	Фации	Состав	Рудная ассоциация (вид полезного ископаемого)	Примеры
Зоны глубинных разломов и крупных надвигов	Офиолитовая	Начальный	B_4+B_5	$B+Г \pm \pm T, K$	Тальк-серпентиновая (тальк, асбест, серпентин) Колчеданная (Cu-Au) Полиметаллическая (Pb, Zn, барит)	Урал Западный Узбекистан Альпы, Динариды
	Зональная глаукофан-сланцевая	Глаукофан-сланцевый; <i>ареальный-пенжинский</i>	C_4+B_4	$T+B \pm \pm Г, Kp$	Оксидно-родонитовая (силикатно-марганцевая (Mn) Пирротин-медноколчеданная (Cu)	Япония Сулавеси, Альпы
	Эклогит-глаукофан-сланцевая	Эклогит-глаукофан-сланцевый	C_4+C_3	$T+B \pm \pm Kp, Г$	Глаукофан-рутиловая (Ti) Колчеданно-полиметаллическая (?) (Cu, Pb, Zn, Au)	Калифорния, Ю. Урал Альпы

Примечание: Б – метабазиты, П – метапелиты, Ч – чарнокиты (кислые), Кр – кремнистые, Ж – железистые, К – карбонатные породы, М – мигматиты, Т – терригенные (граувакковые, смешанного состава) породы, Г – гипербазиты, Гр – графитистые породы.

Гранулитовый тип метаморфизма и соответствующие формации распространены только на архейских щитах, причем чарнокит-базитовая наиболее характерна для Антарктиды, в меньшей степени – для Алданского, Анабарского, Украинского, Канадского щитов. Кондалитовая формация очень характерна для щитов, примыкающих к Индийскому океану (Индия, Цейлон, Австралия, Мадагаскар). Карбонатно-гранулитовая формация наиболее специфична и распространена на Алданском щите (Федоровская свита), а также Бразильском и Канадском. Возможно, в большинстве случаев она соответствует позднему архею.

Эклогит-гнейсовая и дистен-гнейсовая с эклогитовыми породами формации распространены только в фундаменте складчатых областей и срединных массивов, где являются примерным эквивалентом гранулитовых формаций, но соответствуют более высоким давлениям, пониженным температурам. Характерно, что и южная часть Алданского щита, вовлеченная позже в орогению, соответствует повышенным давлениям. Соотношение андалузит-силлиманитового (пониженных давлений) и дистен-силлиманитового (средних давлений) типов и соответствующих формаций во многом определяется тектоникой, при этом формации дистен-силлиманитового типа чаще активизируются, служат «ядром» для более молодых метаморфических формаций, чем формации андалузит-силлиманитового типа. Возможно, во всех случаях фундамент, образовавшийся при повышенных давлениях, предопределяет последующую активизацию области, хотя механизмы этого неясны.

Специфический состав и тектоническое положение имеют глаукофан-сланцевые формации, которые интерпретируются большинством петрологов и тектонистов как древние аналоги зон Беньюфа-Заварицкого.

Большинство формаций характеризуется также определенной металлогенией. Данные табл. 3.10 иллюстрируют закономерную зависимость метаморфогенных месторождений от состава и характера метаморфизма рудоносных формаций. При выделении метаморфогенных месторождений необходимо учитывать всю совокупность контролирующих факторов – метаморфических (приуроченность к определенным зонам метаморфизма), литологических (приуроченность к толще или формации определенного состава), тектонических (связь с определенными складчатыми или разрывными структурами), геохимических (пространственная связь с определенными видами сопутствующего метасоматоза, геохимические аномалии рудных и рассеянных элементов), магматических (отсутствие пространственной и геохимической связи с конкретными магматическими формациями).

Глава 4

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Метасоматические породы отличаются от метаморфических тем, что при преобразовании исходных пород изменяется не только их строение и минеральный состав, но и химический состав.

Выделяя метасоматоз среди других процессов породообразования, следует отметить чрезвычайную широту *PT*-параметров его проявления (от гипергенеза и диагенеза до условий метаморфизма и магматизма), длительность, соизмеримую с осадочным, метаморфическим и магматическим петрогенезом. Твердофазовые преобразования в породах с изменением их химического состава (метасоматоз и аллохимический метаморфизм) поражают значительные объемы литосферы.

4.1. ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МЕТАСОМАТИТОВ

Многообразие форм метасоматоза приводит к разнообразию минеральных ассоциаций, текстурно-структурных особенностей метасоматитов, часто сходных с породами иного генезиса. Состав исходных пород оказывает влияние на интенсивность метасоматического процесса, но не всегда отчетливо, поэтому спорно выделение групп метасоматитов по исходному составу пород. Состав субстрата учитывают при изучении конкретных тел (колонок) метасоматитов, но игнорируют при их классификации. Химически активные растворы – главнейшие агенты метасоматоза, играют роль среды, катализатора реакций, переносчика тепла, осуществляют привнос и вынос компонентов химических

реакций и являются активными реагентами. П. Эскола предложил классифицировать метасоматиты по химическому составу привносимых веществ, выделяя щелочные метасоматиты (привнос K и Na), железомagneзиальные (привнос Fe, Mg) и т.п. В практике полевых геологических исследований часто пользуются минералогическим признаком при характеристике метасоматических изменений (хлоритизация, окварцевание, биотитизация).

Некоторые метасоматические породы имеют собственные названия (скарны, березиты, пропилиты и т.д.). Это породы определенного строения и минерального состава, сформировавшиеся в определенной геологической обстановке под воздействием растворов определенного состава при определенных температурах. Многие термины утратили свое первоначальное значение и в настоящее время используются в более широком смысле. Например, березиты, грейзены, скарны означают не видовые названия метасоматитов, а характеризуют ряды (формации).

В связи с упорядочением классификации горных пород их систематика должна быть сопоставима на основе главных таксонов (тип, класс, подкласс, группа, семейство, вид и разновидность).

В соответствии со схемой подразделений Терминологической комиссии Петрографического комитета класс метасоматитов разделен на подклассы (по температуре), а каждый подкласс включает группы (по химизму процесса). Семейства объединяют совокупность пород в единой метасоматической колонке (то, что ранее называли метасоматическими фациями, например, в ряду пропилитов выделяются актинолит-эпидотовое, хлорит-эпидотовое и хлорит-карбонатное семейства). Вид характеризует породу конкретной метасоматической зоны (например, кварц-топазовый грейзен, гранатовый скарн, кварц-алунитовый вторичный кварцит).

Принципиальная схема классификации метасоматитов с делением их на группы, ряды, семейства приведена в табл. 4.1. На диаграмме T - pH , предложенной Н.Ю. Бардиной и В.С. Поповым (Петрография и петрология ..., 2001), наглядно показаны поля условий образования метасоматитов (рис. 4.1). По отношению к кривой $a_{H^+} = a_{OH^-} - NaCl - 1m$, $P = 100$ МПа (в центре диаграммы) выделены области щелочных, близких к нейтральным и кислых растворов, определяющих три группы метасоматитов. $a_{H^+} = a_{OH^-}$ – отклонение величины pH одномолярного раствора NaCl от нейтрального значения, характеризующее кислотность-щелочность растворов в интервале температур.

Таблица 4.1. Систематика в классе метасоматитов

Группа	Ряд (формация)	Семейство (фация)	Параметры раствора		Рудная минерализация
			T, °C	pH	
Метасоматиты, равновесные со щелочными растворами	Фениты	Оливиновое, пироксеновое, биотитовое, щелочно-амфиболовое	800–500	10–8	Ниобий, цирконий, бериллий, редкоземельные элементы
	Карбонатиты	Кальцитовое, доломитовое и др.	800–500	10–8	
	Содалитовые метасоматиты	–	600–300	9,5–8	
	Анальцимовые метасоматиты	–	350–200	9–7	
	Микроклиниты	–	600–400	8,5–7	
	Альбититы	Эгирин-рибекитовое, эпидот-хлоритовое, кальцит-хлоритовое	500–300	8–7	
	Эгирин-флюоритовые метасоматиты	–	500–300	8–7	
Эйситы	–	300–150	7–6	Уран, молибден	
Метасоматиты, равновесные с растворами близкими к нейтральным	Магнезиальные скарны: а) магматического этапа б) постмагматического этапа	Форстерит-шпинелевое, монтичеллитовое, гипертеновое, флогопитовое, паргаситовое	900–600	8–5,5	Железо, бор
	Известковые скарны	Волластонитовое, пироксен-гранатовое, пироксен-эпидотовое и др.	700–450	8–5,5	
	Пропилиты	Актинолит-эпидотовое, хлорит-эпидотовое, хлорит-карбонатное	350–150	6,5–4,5	Медь, цинк, свинец, золото, серебро

Продолжение табл. 4.1

Группа	Ряд (формация)	Семейство (фация)	Параметры раствора		Рудная минерализация
			T, °C	pH	
Метасоматиты, равновесные с кислыми растворами	Грейзены	Мусковитовое, цинк-вальдитовое, топазовое, флюоритовое и др.	550–350	5–3	Молибден, олово, вольфрам, бериллий, тантал, висмут
	Вторичные кварциты	Диксит-диаспоровое, пиррофиллит-диаспоровое, алунитовое, серицитовое, джюмортгевитовое, турмалиновое, андалузитовое, корундовое и др.	500–300	4–1	Золото, уран, мышьяк, сурьма, ртуть
	Аргиллизиты	Каолинитовое, монтмориллонитовое, гидрослюдистое	300–50	5–2	Золото, уран, мышьяк, сурьма, ртуть
	Березиты-листвениты	Карбонатное, хлоритовое, пиритовое, гематитовое и др.	400–200	5–4	Золото, уран, медь, цинк, свинец, висмут, молибден
	Гумбеиты	Биотит-калишпатовое, доломит-калишпатовое, фенгит-калишпатовое	400–200	5–4	Молибден, вольфрам, золото

Последовательность метасоматических процессов и продуктов отражает закономерную смену метасоматитов в пространстве и времени. Генетическая классификация метасоматоза и метасоматитов по Д.С. Коржинскому, основанная на волновом изменении кислотности-щелочности растворов во времени, представлена ниже.

I. Метаморфизм и метасоматизм магматической стадии:

А. Ранние метасоматические процессы, происходящие в период, когда магма находится в жидком состоянии.

Б. Гранитизация – раннее магматическое фильтрационное замещение.

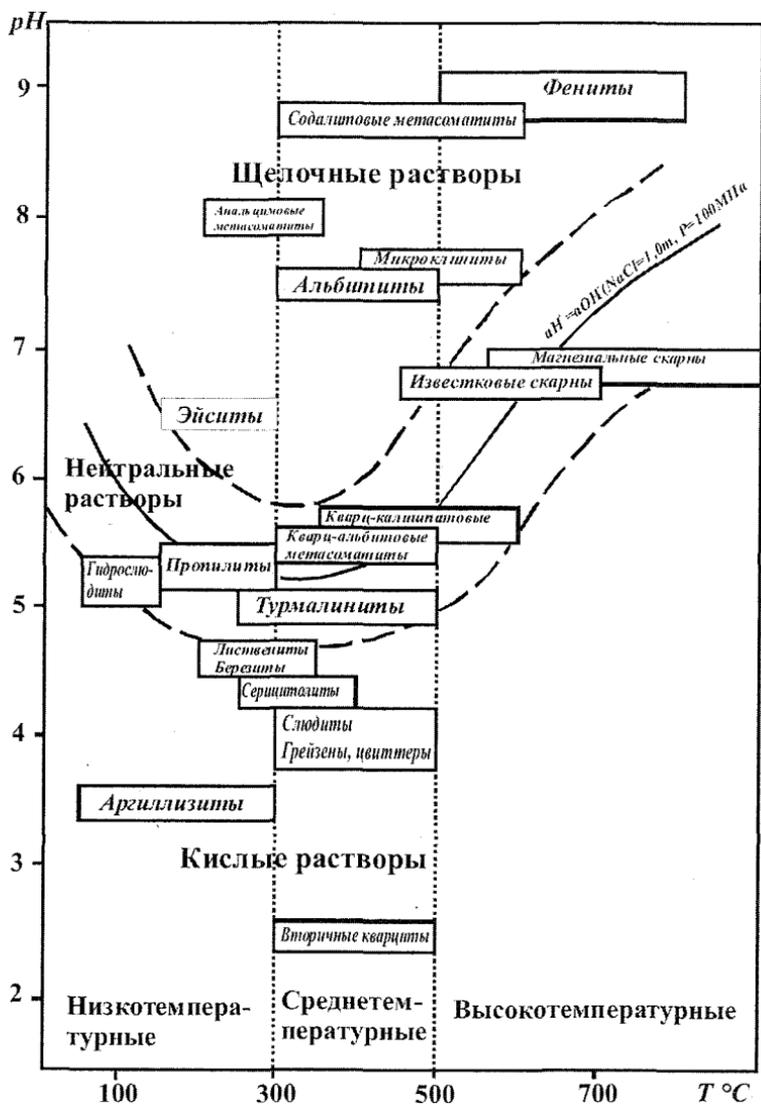


Рис. 4.1. Систематика метасоматических пород по Н.Ю. Бардиной и В.С. Попову (1991)

II. Постмагматический метасоматизм, предшествующий ранней кислотной стадии метасоматизма:

А. Простой послемагматический метасоматизм и автометасоматизм ранней щелочной стадии:

1. Антипертиты замещения.
2. Альбитизация калиевого полевого шпата.
3. Мирмекитизация.
4. Магнезиальный метасоматизм (биотитизация, амфиболизация).
5. Уралитизация.

Б. Контактново-реакционный метасоматизм:

1. Реакционный метасоматизм на контактах известковистых пород и кислых интрузий.

2. Контактново-реакционный метасоматизм на контактах доломитов и кислых интрузий.

3. Контактново-реакционный метасоматизм на контактах гипербазитов и вмещающих пород.

III. Послемагматический метасоматизм кислотной и последующей поздней щелочной стадии метасоматизма:

А. Приконтактовое выщелачивание:

1. Грейзенизация и образование мусковитовых гранитов.
2. Приконтактовое выщелачивание в вулканических комплексах.

Вторичные кварциты и сольфатарная аргиллизация.

3. Образование колчеданных залежей.

4. Приконтактовое выщелачивание и оруденение скарнов.

5. Автометасоматические явления в щелочных, основных и ультраосновных породах.

Б. Региональный послемагматический метасоматизм:

1. Пропилитизация.
2. Зеленокаменные изменения.
3. Пиритизация.

В. Низкотемпературный околотрещинный метасоматизм:

1. Березитизация.
2. Лиственитизация.
3. Анкерит-ортоклазовое замещение.
4. Хлоритизация.

Ниже приводим петрографическую характеристику главнейших метасоматических пород и формаций.

4.2. ПРОЦЕССЫ И ПРОДУКТЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ МЕТАСОМАТОЗА

Процессы магматической стадии метасоматоза осуществляются при повышающейся температуре. В этих условиях происходит метасоматическая гранитизация, фенитизация, полевошпатовый метасоматоз и некоторые другие процессы.

4.2.1. Метасоматическая гранитизация

Метасоматическая гранитизация осуществляется при привносе в исходные породы щелочей и кремнезема и выносе кальция, магния и железа. Минералогически гранитизация проявляется в развитии микроклина, кварца и растворении оливина, пироксенов, амфиболов, основных и средних плагиоклазов. Конечным продуктом метасоматической гранитизации являются гранитоиды. Наиболее широкое развитие они получили в зонах ультраметаморфизма.

4.2.2. Фениты

Фениты – высокотемпературные щелочные метасоматиты, состоящие из щелочных лейкократовых и меланократовых минералов и образовавшиеся в магматическую стадию при становлении массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов.

Фениты наиболее широко развиты в гипабиссальных обстановках формирования кольцевых полифазных интрузий щелочно-ультраосновной-карбонатитовой формации кратонов и их краевых частей. Впервые они были охарактеризованы в массиве Фен (Бреггер, 1921). В последние годы (Гинзбург, Самойлов, 1983) фениты описаны в связи с формированием щелочных пород и карбонатитов в глубинных приразломных зонах складчатых поясов.

Фенитизация развивается во вмещающих породах по внешнему обрамлению интрузий ийолит-мельтейгитов, нефелиновых сиенитов, меллитолитов, карбонатитов и кимберлитов. Вмещающие породы, подвергающиеся фенитизации, в разных районах представлены габбропироксенитами, гранитами, гранитогнейсами, мигматитами, слюдянными и глинистыми сланцами, песчаниками, осадочными карбонатными породами. Фенитизация также распространяется в ультраосновных, щелочно-ультраосновных и щелочных магматических породах предыдущих фаз внедрения. Ореолы фенитизации занимают значительные площади, сопоставимые с размерами самих интрузий. Мощность ореолов фенитов иногда достигает 5 км (массив Ковдор, Кольский полуостров).

В минеральном составе фенитов принимают участие ортоклаз, микроклин, санидин, альбит, нефелин, эгирин, эгирин-диопсид, эгирин-авгит, арфведсонит, рибекит, гастингсит, рихтерит, биотит, флогопит. Второстепенные и акцессорные минералы представлены гранатом (меланитом), силлиманитом, волластонитом, корундом, плеонастом, апатитом, сфеном, цирконом, бадделеитом, эвдиалитом, пирохлором, перовскитом-лопаритом, ринколитом, магнетитом, ильменитом.

Количественные соотношения минералов изменчивы, но обычно фениты являются лейкократовыми породами с содержанием темноцветных минералов до 25 %. В фенитах, образовавшихся по пироксенитам и габброидам, цветное число возрастает до 40–80 %. Парагенезисы этих минералов закономерно сменяют друг друга в пространстве: внешняя зона – неизменные и фенитизированные породы; промежуточная зона – полевошпатовые фениты; внутренняя (тыловая) зона – нефелин-пироксеновые и мономинеральные нефелиновые фениты; щелочная магматическая порода (мельтейгит, ийолит, нефелиновый сиенит). На контакте тыловой зоны со щелочной магматической породой нередко имело место плавление, результатом которого является щелочная порода, образованная *in situ*, отличающаяся от первично-магматической (того же состава) структурой и геохимическими особенностями. В колонках фенитизации гранитогнейсов фиксируется исчезновение кварца во внешней зоне, а в тыловой наряду с нефелином образуются корунд, анатаз, шпинель, бадделеит.

Петрографическая типизация фенитов разработана Н.Ю. Бардиной и В.С. Поповым (1994) (табл. 4.2).

Текстуры фенитов такситово-пятнистые, полосчатые, гнейсовидные и массивные. Структуры – средне-, крупно- и неравномерно-зернистые. Под микроскопом отмечается многообразие кристаллобластовых структур, изменяющихся в различных участках пород. Обычны гранобластовая с зубчатыми ограничениями зерен, гломеробластовая, пойкилобластовая, пегматоидная, симплектитовая, гетеробластовая и порфиробластовые структуры.

Таблица 4.2. Минеральные типы фенитов и фенитизированных пород

Типы метасоматитов		Протолит		
		Граниты, гнейсы, слюдяные сланцы, песчаники	Оливиниты, оливиновые клинопироксениты, якупирангиты, магнезиальные скарны	Известняки, доломиты, мраморы
Фенитизированные породы		Ми + Аб ± ± (На-Амф, Эг, На-КПи, Би) + [Пл, Кв, Би]	Нф + На-КПи + [КПи, Ол]	На-КПи + Амф + [Ка]
Фениты	Пироксен-микроклиновые, пироксен-ортоклазовые и пироксен-кальцитовые	Ми, Орт + На-КПи ± ± (На-Амф, Би, Аб)	—	На-КПи + Ка ± ± (На-Амф)
	Нефелин-пироксен-ортоклазовые и нефелин-пироксен-кальцитовые	Нф + Орт + На-КПи ± (Арф)	—	Нф + На-КПи + Ка
	Нефелин-пироксеновые и пироксен-нефелиновые	На-КПи + Нф	На-КПи + Нф	На-КПи + Нф
	Нефелиновые	Нф ± (Сил, Шп, Ко, Вол)	Нф ± (Ап, Шп)	Нф ± (Вол, Гр, Шп)

Примечание. Круглые скобки – второстепенные минералы; квадратные скобки – реликтовые минералы.

Фенитизация происходит в результате значительного привноса щелочей. Концентрация натрия монотонно повышается от передовой зоны к тыловой, концентрация калия максимальная в пироксен-калишпатовых фенитах. В фенитах тыловой зоны фиксируется накопленные глинозема (до 29 мас. %).

Температура формирования фенитов оценивается интервалом 500–800 °С. Экспериментально установлена температура устойчивости парагенезиса микроклин-пертит + эгирин-авгит – выше 500 °С (Зарайский и др., 1984). Явление плавления фенитов у контактов крупных апофиз интрузивных пород достигало 800 °С (Сергеев, 1967), исчезновение в фенитах фтористого арфведсонита фиксировалось при (800±30) °С (Коваленко и др., 1977).

По материалам Н.Ю. Бардиной и В.С. Попова (1994), рН флюида, равновесного с фенитами, не менее 8–10 при длительном взаимодействии щелочных растворов с гнейсами рН среды снижается до 7. Окислительный потенциал растворов возрастает по мере приближения к материнской интрузии. Источником фенитизирующих флюидов являются магматические нефелиновые и мелилитовые породы, образовавшиеся в результате высокой степени дифференциации первичных магм (Le Bas, 1977; Morigan, 1994; Расс, 1986–1998).

Фенитизация приводит к накоплению Nb, Ta, Zr, Hf, Be, Th, U, РЗЭ, Y, Ba и Sr. Содержание этих элементов в фенитах иногда на несколько порядков выше, чем в исходных породах. Максимальные концентрации указанных элементов развиты во внутренних зонах метасоматитов и на участках низкотемпературных изменений. С фенитами связаны месторождения апатита.

4.2.3. Метасоматические карбонатиты

Метасоматические карбонатиты тесно связаны с телами ультраосновных и щелочных пород, реже со щелочными габброидами и нефелиновыми сиенитами. Образование метасоматических карбонатитов происходит под воздействием на исходные породы углекислых растворов. Температуры процесса преобразования могут меняться от 800 до 100–150 °С.

Минералогический состав карбонатитов характеризуется высоким содержанием карбонатов (кальцита, доломита, анкерита, сидерита), к которым в подчиненных количествах присоединяются апатит, магнетит, форстерит, эгирин, флогопит, тремолит, циркон, пироклор, карбонаты редких земель, минералы ниобия и тантала. В зависимости от преобладающего карбоната выделяют кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, сидеритовые разновидности карбонатитов. Между перечисленными типами карбонатитов существуют переходные разновидности.

Рудоносность карбонатитов связана с обогащением их минералами ниобия, тантала, редких земель, фосфора.

4.2.4. Полевошпатовый метасоматоз

Полевошпатовый метасоматоз приурочен к разломам фундамента древних платформ и не обнаруживает непосредственной связи с конкретными интрузивными телами. Метасоматическому изменению подвергаются кислые породы гранитоидного состава (граниты, гнейсы, мигматиты), которые под воздействием растворов, содержащих калий и натрий, превращаются в полевошпатовые метасоматиты различного состава. По соотношению микроклина и альбита выделяют микроклиновые, кварц-альбит-микроклиновые и альбитовые метасоматиты (альбититы).

С полевошпатовыми метасоматитами иногда связано тантало-ниобиевое, бериллиевое и урановое оруденение.

4.3. ПРОЦЕССЫ И ПРОДУКТЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ СТАДИЙ МЕТАСОМАТОЗА

Постмагматические стадии метасоматоза без перерыва сменяют магматическую стадию. Главной особенностью постмагматических стадий является их регрессивный характер (метасоматические изменения протекают на фоне падающих температур). Это выражается в наложении низкотемпературных минеральных ассоциаций на высокотемпературные. В метасоматические изменения вовлекаются вмещающие породы и частично магматические, которые к этому времени кристаллизуются.

Растворы, выделяемые магмой, претерпевают эволюцию от слабощелочных через кислые снова к щелочным. В соответствии с этим выделяют раннещелочную, кислотную (стадия выщелачивания) и позднещелочную стадии.

4.3.1. Процессы и продукты ранней щелочной стадии метасоматоза

Метасоматоз этой стадии связан с воздействием на породы слабощелочных растворов, кислотность которых с течением времени постепенно возрастает. В эту стадию в гранитах и сиенитах идет образование антипертитов, мирмекитов, в основных породах – уралита по пироксену, а в роговиках наблюдается амфиболизация и биотитизация пироксена. На контакте интрузивных тел с вмещающими породами формируются скарны. В контакте гипербазитов с силикатными породами наблюдаются зональные метасоматиты (аплит, пегматит → плагиоклазит → → корундовый плагиоклазит → плагиоклаз-шпинелевая порода → биотитовый или флогопитовый слюдит → актинолитит → тальковая порода → → серпентинит → гипербазит).

Скарны

Термин «скарны» вошел в литературу в конце XIX в. из лексикона шведских горняков. Так они называли рудосодержащие породы, состоящие из известково-магнезиальных силикатов и алюмосиликатов, распространенные на месторождениях центральной Швеции. Однако понятие «скарны» утвердилось после работ П.П. Пилюпенко (1939), Д.С. Коржинского (1948, 1953) и других исследователей.

В настоящее время скарнами называют метасоматические породы, сложенные известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами, образовавшиеся в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия карбонатных пород с магмой, интрузивными и другими алюмосиликатными породами при посредстве магматогенных растворов.

По минеральному составу, геологической позиции и условиям образования различают *магнезиальные и известковые* скарны. По механизму образования выделяют *диффузионные* – биметасоматические и *инфильтрационные* – контактово-инфильтрационные и автореакционные скарны. Скарны, образовавшиеся по алюмосиликатным породам, называют *эндоскарнами*, а по карбонатным – *экзоскарнами*. Эндоскарновые образования, сложенные в значительной мере полевыми шпатами, скаполитом и другими алюмосиликатами, возникшие при скарновой десиликации исходных алюмосиликатных пород, называют *околоскарновыми породами*. Метасоматиты, образовавшиеся за счет карбонатных пород с

примесью силикатного или алюмосиликатного материала, принято называть *скарноидами*. Они характеризуются многоминеральностью (за счет исходных алюмосиликатов), не обнаруживают зонального распределения пироксена и граната. В понятие *автореакционных скарнов* включают метасоматические образования, сформировавшиеся в результате кальциевого метасоматоза без участия карбонатных пород.

Магнезиальные скарны

Магнезиальные скарны являются продуктами высокотемпературного метасоматоза, сложены они магнезиальными минералами. Типоморфные минералы этих пород – фассаитовый клинопироксен, диопсид, форстерит, шпинель, магнетит, кальцит, периклаз. В наиболее глубоких условиях встречаются энстатит, гиперстен, плагиоклаз, калишпат.

Значительная часть магнезиальных скарнов образуется в магматическую стадию в тесной связи с процессами гранитизации, внедрением щелочных и основных пород. Продолжение процесса магнезиального скарнирования возможно в раннюю постмагматическую стадию. Магнезиальные скарны приурочены к контактам магнезитов, доломитов либо ультрамафитов с гранитоидными или габброидными интрузиями. Растворы привносят во вмещающие породы кремний, алюминий, железо и выносят CO_2 , частично магний и кальций.

Мощность зон магнезиальных скарнов бывает от нескольких сантиметров до сотен метров. При развитии скарнов по доломиту в результате замещения его гранитной магмой в них часто проявлена зональность. Внешние зоны, удаленные от контакта, сложены кальцифирами, состоящими из форстерита, периклаза, шпинели и карбонатов. С приближением к контакту кальцифиры переходят в форстерит-шпинелевые, которые сменяются шпинель-фассаитовыми скарнами. В непосредственном контакте распространены пироксен-плагиоклазовые контаминированные породы.

Образование мощных скарновых зон между гранитной магмой и магнезиальной карбонатной породой невозможно без участия потока флюидов, проходящих через магматический расплав и осуществляющих необходимый транспорт вещества для образования скарнов. В случае интрузии нефелиновых сиенитов в доломиты внутренняя (пироксен-плагиоклазовая) зона заменяется нефелин-пироксеновой. При развитии скарнов в контакте с основной магмой в условиях малых глубин происходит изменение парагенезисов в метасоматических зонах. Часть шпинель-пироксеновой зоны и шпинель-форстеритовая зона уступают место шпинель-монтчеллитовой и мелилитовой зонам. Образование магнезиальных скарнов в магматическую стадию подтверждается отсутствием

эндоскарнов; пересечениями тел магнезиальных скарнов жилами или апофизами интрузивных пород. Приконтактовые фации магматических пород на контакте со скарнами магматической стадии заметно обогащены щелочами. В зависимости от состава магмы наблюдаемые колонки алюмосиликатные породы – скарны имеют следующий вид: гранит – граносиенит – скарн, гранитоид – сиенит – скарн, сиенит – нефелиновый сиенит – скарн.

В условиях больших глубин тела магнезиальных скарнов отличаются большими размерами. Они развиваются не только в контакте с интрузивами, но и на значительном удалении от них. Температура образования магнезиальных скарнов магматической стадии находится в интервале 650–850 °С.

Постмагматические магнезиальные скарны обычно образуются на больших глубинах и встречаются исключительно в пределах древних щитов. Послемагматический возраст скарнов обосновывается скарнированием интрузивных пород и пегматитов. Механизм их образования определяется реакционным взаимодействием контактирующих доломитов и алюмосиликатных магматических пород. При просачивании растворов по зоне контакта происходит миграция кремния в доломиты, а магния и кальция в алюмосиликатные породы. Скарны, образующиеся в послемагматическую стадию, характеризуются пироксен-плаггиоклаз-скаполитовой, пироксен-скаполитовой, пироксен-шпинелевой, клинопироксен-паргаситовой, пироксен-флогопитовой ассоциациями. В экзоскарнах наиболее типична ассоциация форстерит – кальцит.

На магнезиальные скарны накладываются более поздние метасоматические образования (известковые скарны, флогопитовые, бруситовые, хлоритовые, серпентинитовые и гумитовые метасоматиты).

Со скарнированием сопряжено образование магнетитовых, людовигит-ашаритовых и флогопитовых руд. В процессе взаимодействия кислотных растворов со скарнами происходит их нейтрализация и образование шеелит-молибденитовых, бериллиевых, полиметаллических и золото-халькопиритовых руд. Железные руды образуются чаще всего в форстеритовой зоне.

Известковые скарны

Известковые скарны вызывают интерес благодаря приуроченности к ним рудных месторождений и своеобразию метасоматических процессов, приводящих к их образованию. Они представляют собой породы, состоящие преимущественно из граната гроссуляр-андрадитового ряда, пироксена диопсид-геденбергитового ряда (рис. 4.2). Кроме этих главных минералов к скарновым минералам относятся волластонит, эпидот, везувиан и реже встречающиеся родонит, монтichelлит, мелилит.

Для околоскарновых пород обычны плагиоклаз, калишпат, скаполит. Из второстепенных минералов типичны актинолит, хлорит, кальцит, аксинит, эпидот (рис. 4.3).



Рис. 4.2. Николи «+». Гранат-диопсидовый скарн. Гетерогранобластовая структура. Гранат – черное, в минерале видны реликты трещин слайности замещенного гранатом кальцита. Разнозернистый агрегат с высокими цветами интерференции – диопсид

Монтичеллит и мелилит иногда совместно со спурритом, куспидином образуются при наложении известковых скарнов на магниезильные в условиях малых глубин.

Геологическое положение известковых скарнов определяется их преимущественным развитием в складчатых областях и сравнительно редким проявлением на платформах. Наблюдается пространственная приуроченность скарнов к контактам интрузивных тел в условиях не-

больших и средних глубин (рис. 4.4). Интрузивные породы характеризуются пестрым составом и представлены комплексами гранодиоритового состава, которые содержат сиениты, диориты и другие породы. Реже скарны связаны с кислыми гранитоидами и породами основного состава.

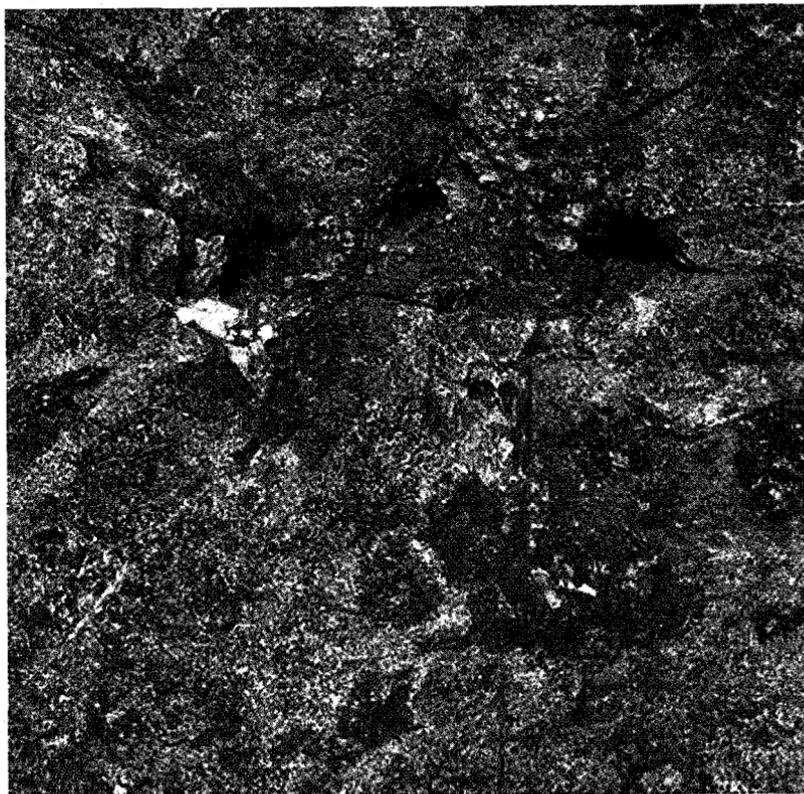


Рис. 4.3. Фрагмент обнажения. Кальцит-эпидотовые гнезда в гранатовом скарне (месторождение Дарьинское, р. Хакассия)

Вмещающие породы, в которых образуется подавляющая масса скарнов, чаще представлены карбонатными породами (известняки, известково-сланцевые и известково-вулканогенные толщи). Исключительно редко скарны образуются за счет силикатных пород. Нередки случаи распространения скарнов на удалении от интрузивных массивов (не более 1-2 км) или внутри интрузивов. Формы залегания скарновых тел характеризуются значительным разнообразием и сложностью. Это пластообразные тела, линзы, гнезда, жилы и тела неправильной формы.

В пределах скарновых тел выделяют две главные стадии породо- и минералообразования (скарновая и кварц-сульфидная).



Рис. 4.4. Тело скарнов на контакте известняков с гранитоидами (месторождение Дарьинское, р. Хакассия)

Скарновая стадия характеризуется высокими температурами (900–350 °С). На основании геологических наблюдений и экспериментального изучения равновесий в системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ при различных *PT*-условиях В.А. Жариковым (1998) выделены укрупненные фации известковых скарнов: ларнит-мервинитовая; монтичеллит-мелилитовая; волластонитовая; пироксен-гранатовая; пироксен-эпидотовая.

Ларнит-мервинитовая фация образуется в условиях высоких температур (< 900 °С) и малых глубин, которые реализуются в контакте с основными интрузиями. Типичных скарнов в этих условиях не образует-

ся. В роговиках отмечаются локальные оторочки скарных минеральных парагенезисов.

Монтичеллит-мелилитовая фация образуется при температурах 700–900 °С. Она характерна для малых и гипабиссальных глубин. Скарновые тела размещаются в контактах с основными, средними и щелочными интрузиями. Минеральный состав скарнов: монтичеллит, мелилит, гранат, волластонит, диопсид (рис. 4.5). Скарны этой фации имеют ограниченное распространение.

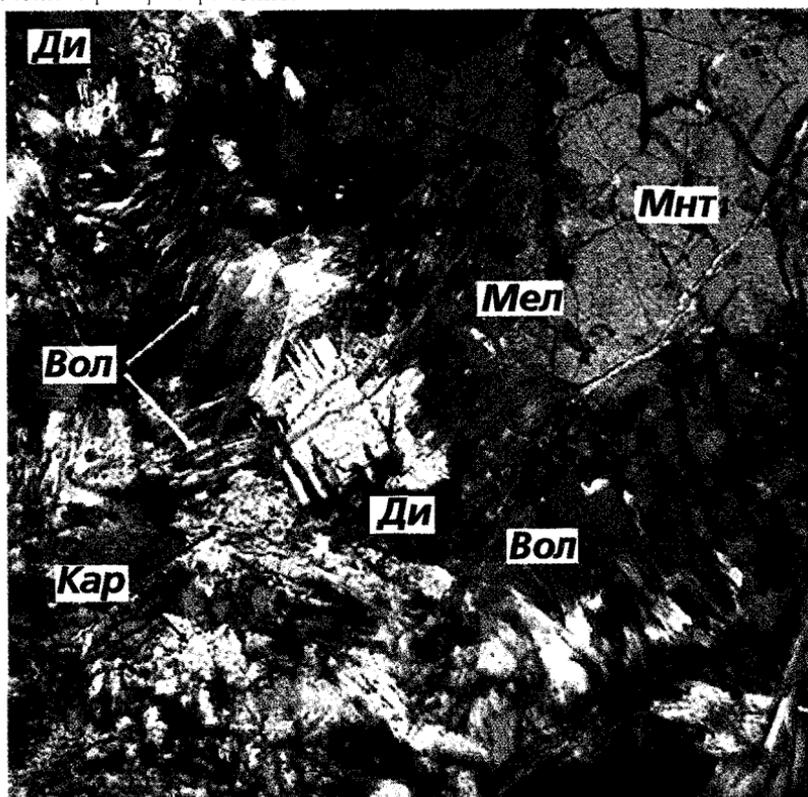


Рис. 4.5. Николи «е». Авторреакционный скарн в кундите. Ассоциация: монтичеллит + реликтовый мелилит + волластонит + диопсид + гранат + флогопит + карбонат (месторождение Крестовское Маймеча-Котуйской провинции, север Сибирской платформы)

Наиболее широко распространены волластонитовые, пироксен-гранатовые, пироксен-эпидотовые скарны. Температурный диапазон их образования 700–400 °С.

Развитие в скарнах плагиоклаза, калишпата, скаполита связано с повышенным химическим потенциалом калия и натрия. Завершается скарновый процесс минералообразования отложением магнетита, эпидота, актинолита.

Кварц-сульфидная стадия относительно низкотемпературная (300–200 °С), накладывается на скарновую. Отложение минералов происходит в трещинах. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, актинолитом, эпидотом, хлоритом. Наиболее распространенные рудные минералы – пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, молибденит, шеелит, сфалерит, галенит, золото.

Процесс минералообразования на скарновых месторождениях требует индивидуального изучения, многие минералы образуют разновозрастные генерации, последовательность минералообразования выделяется на основании исследований пересечения минеральных агрегатов, взаиморасположения минеральных зерен, характера замещений и псевдоморфоз.

Структурно-текстурные особенности весьма разнообразны. Текстуры обычно пятнистые, полосчатые, реже массивные, часто унаследованные (реликтовые). Структуры гетеробластовые, метазернистые, гранобластовые, пойкилобластовые, диабластовые.

Большое практическое значение имеет рудоносность скарнов. С ними связаны месторождения магнетитовых, шеелитовых, полиметаллических и золотоносных руд. Скарны иногда являются сырьем керамической промышленности (воластонитовые и диопсидовые разновидности), а гранатовые скарны могут использоваться для получения абразивного материала.

Генезис скарнов

Происхождение скарнов остается дискуссионной проблемой. Они возникают после отвердевания тех частей интрузивных тел, на уровне которых они образуются. Бесспорным является наложение процесса известкового скарнообразования на роговики и регрессивный характер процесса. Наибольшим распространением пользуются контактово-метасоматическая и контактово-реакционная гипотеза образования скарнов.

Контактово-метасоматическая гипотеза образования скарнов (А.Н. Заварицкий, П.П. Пилипенко и др.) предполагает возникновение скарнов в результате привноса из глубоких частей интрузивных тел горячих водных растворов, содержащих кремний, магний, железо и рудные компоненты. Растворы, воздействуя на вмещающие карбонатные породы

и краевые, уже застывшие части интрузии, производят их метасоматическую переработку с образованием скарнов. Контактво-метасоматическая гипотеза исходит из предположения, что интрузивные тела являются источником тепла и почти всех компонентов, необходимых для скарнообразования.

Контактово-реакционная гипотеза (Д.С. Коржинский) исходит из предположения о том, что скарнирующие растворы несут с собой только наиболее подвижные компоненты – железо и магний, а кремнезем заимствуется из пород, через которые они просачиваются. Д.С. Коржинский различает контактово-инфильтрационные и контактово-реакционные скарны.

Сущность контактово-инфильтрационного скарнирования заключается в том, что постмагматические растворы, содержащие железо и магний, поступают в область трещиноватого и прогретого контакта известняка с интрузией, это способствует развитию метасоматического процесса. Необходимый для образования скарновых минералов кремнезем заимствуется растворами из силикатных пород, а кальций – из известняков. По пути просачивания растворов образуется несколько минеральных зон.

При контактово-реакционном (биметаосматическом) скарнировании поток восходящих растворов просачивается вдоль контакта интрузивной породы с породами вмещающей рамы. Породы резко различны по составу и способны к реакции при условии их прогретости. Благодаря встречной диффузии кремнезема в направлении известняков и кальция в сторону интрузива в среде, насыщенной растворами, которые обогащены железом и магнием, происходит скарнообразование.

4.3.2. Процессы и продукты кислотной и последующей поздней щелочной стадии метасоматоза

В эту обширную группу процессов входят приконтактовое выщелачивание, региональный послемагматический метасоматоз и низкотемпературный околотрещинный метасоматоз. Приконтактовое выщелачивание происходит при высоких температурах, региональный метасоматоз – при средних, а околотрещинный метасоматоз – при низких температурах. Установление температуры процессов породообразования является сложной задачей, которая решается в процессе

термодинамических и термобарогеохимических исследований. Качественная оценка температурных условий проводится по минералам-индикаторам, так, например, появление эпидота, мусковита и замещение пироксена актинолитом свидетельствует о переходе от высоко- к средне-температурным условиям. При дальнейшем понижении температуры происходит разложение эпидота, амфиболов и образование хлорита, доломита и кварца.

Грейзены

Грейзены представляют собой продукты пневматолито-гидротермального метасоматического изменения интрузивных, осадочных и эффузивных пород преимущественно кислого состава. Главными минералами грейзенов являются кварц, мусковит, флюорит, турмалин. Реже и в подчиненном количестве в грейзенах встречаются топаз, рутил, берилл, касситерит, вольфрамит, шеелит, сульфиды меди, цинка, молибдена, бериллия.

Пространственно и генетически грейзены связаны с гранитоидными интрузиями повышенной кислотности и значительно реже проявляются в гранодиоритах. Граниты, с которыми связаны грейзены, относятся к посторогенному типу. Они внедряются в областях устойчиво развивающихся поднятий. Обычно они возникают в аликальных частях небольших массивов или саттелитов, штоков крупных интрузий. Процессы грейзенизации предпочтительно развиваются в интрузивных породах повышенной трещиноватости, редко захватывают вмещающие породы. Грейзенизация сопровождается другими метасоматическими преобразованиями пород, например, альбитизацией и калишпатизацией гранитов, скарнированием и пропилитизацией. Альбитизация и калишпатизация предшествуют грейзенизации. Грейзены накладываются на скарны в контактах гранитов с известняками. Пропилитизация послемагматического этапа происходит после грейзенизации при более низкой температуре.

Метасоматическое преобразование исходных гранитов начинается с замещения биотита и плагиоклаза. Калишпат является наиболее устойчивым алюмосиликатом и замещается позже других минералов. Длительное время сохраняются рутил и циркон, которые подвергаются перекристаллизации. Первичные минералы гранитоидов независимо от состава замещаются агрегатом однотипных минералов – кварцем, мусковитом, флюоритом, турмалином и другими грейзеновыми минералами. Наиболее равномерно в грейзенах распределяются кварц и мусковит, остальными образуют вкрапленность, гнезда, линзы и т.п.

По характеру проявления и форме залегания выделяют жильный и штокверковый типы грейзенов. Жильный тип сопровождается кварцевыми жилами и пегматитами. Штокверковый тип грейзенов занимает иногда большие участки и является, как правило, рудоносным.

В телах грейзенов обычно зональность, выражающаяся в закономерном пространственном распределении минеральных ассоциаций метасоматитов. В осевой, наиболее проработанной зоне колонки существенно развиты кварцевые породы. В зависимости от температуры образования и отчасти от состава исходных пород выделяются фации грейзенов – кварцево-турмалиновая, кварцево-топазовая, кварцево-флюоритовая, кварцево-мусковитовая (рис. 4.6). Нередко в процессе грейзенизации образуются мономинеральные скопления того минерала, который характерен для данной фации (турмалиновые, флогопитовые, мусковитовые породы).

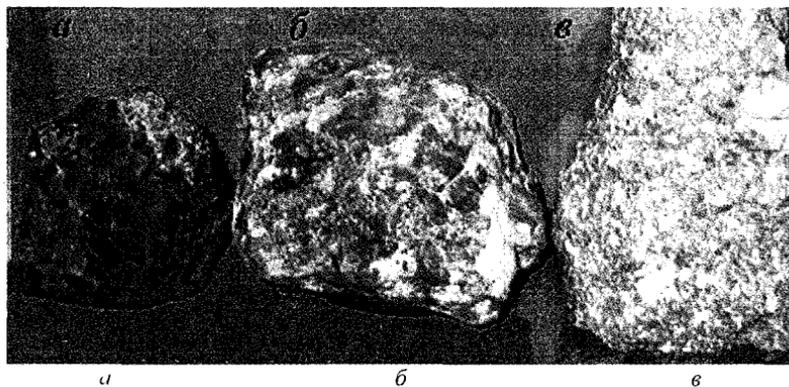


Рис. 4.6. Грейзены: *а* – кварц-турмалиновый; *б* – кварц-флюорит-лепидолитовый; *в* – кварц-мусковитовый

При грейзенизации гранитов происходит устойчивый вынос из всех зон Na_2O и K_2O , привнос SiO_2 , Fe, F, H_2O , CO_2 и редких металлов. Глинозем в больших количествах привносится в зоны кварц-топазовых и кварц-мусковитовых грейзенов. Основу метасоматического флюида при образовании грейзенов составляет вода, содержание CO_2 и других газов незначительно. Предполагается, что основными солевыми компонентами являются хлориды и фториды Na и K, а примеси хлоридов и фторидов Mg, Fe, Ca, Li в сумме не превышают 1 %.

Температуры кристаллизации материнских гранитов составляют 750–650 °С. Кристаллизация грейзеновых минеральных парагенезисов происходит в интервале 550–350 °С.

Микроструктуры грейзенов обычно спутанно-лепидогранобластовые, гранобластовые.

В табл. 4.3 приведена схема зонального изменения исходной породы при образовании грейзена (Классификация и номенклатура..., 1992).

Т а б л и ц а 4.3. **Схема зонального изменения микроклинита при грейзенизации**

Показатели	Зона		
	субстрата	промежуточная	внутренняя
Порода	Микроклинит	Микроклинит окварцованный	Грейзен
Структура	Торцовая	Гранобластовая	Гранобластовая
Текстура	Массивная	Полосчатая	Массивная
Минеральный состав, %	Ми – 85–90, Би – 5–7, Мус – 2–3, Пл ₅₋₁₀ – 2–3	Ми – 45–55, Кв – 20–30, Би – 3–4, Анд – 1–2	Кв – 75–85, Мус – 15–20, Анд – 5–7
Привнос	-	-	-
Вынос	-	К, Mg, Fe	К, Mg, Fe, Al
Тип минерального замещения	Микроклин + биотит → кварц + мусковит + андалузит: $4\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2 \rightarrow 11\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2 + 4\text{K}^+ + 3(\text{Mg,Fe})^{2+}$		

Грейзены имеют большое поисковое значение, с ними связаны месторождения олова, вольфрама, бериллия, реже лития, молибдена, мышьяка, висмута.

Пропилиты

Пропилиты являются типичными продуктами регионального среднетемпературного метасоматоза вулканитов среднего состава под воздействием растворов, обогащенных HCO_3^- , CO_3^{2-} , S^{2-} , Cl^- . В реакциях замещения участвуют Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ и Na^+ . Глубина проявления процесса – 0,5–2,0 км, температура – 150–300 °С, pH – 5–7,5.

Пропилиты представляют собой зеленоватые породы массивного, мелко- или тонкозернистого строения, похожие на зеленокаменные эффузивы, в отличие от которых в пропилитах развиты метабластовые, лепидограно- и немагнотабластовые структуры.

Пропилиты образуются на орогенном этапе развития геосинклиналей. После извержения лав кислого и среднего состава следует деформация и складчатость в вулканической толще, которые завершаются внедрением интрузий небольшого размера. Восходящие постмагматические растворы вызывают пропилитизацию вулканогенных и интрузивных пород.

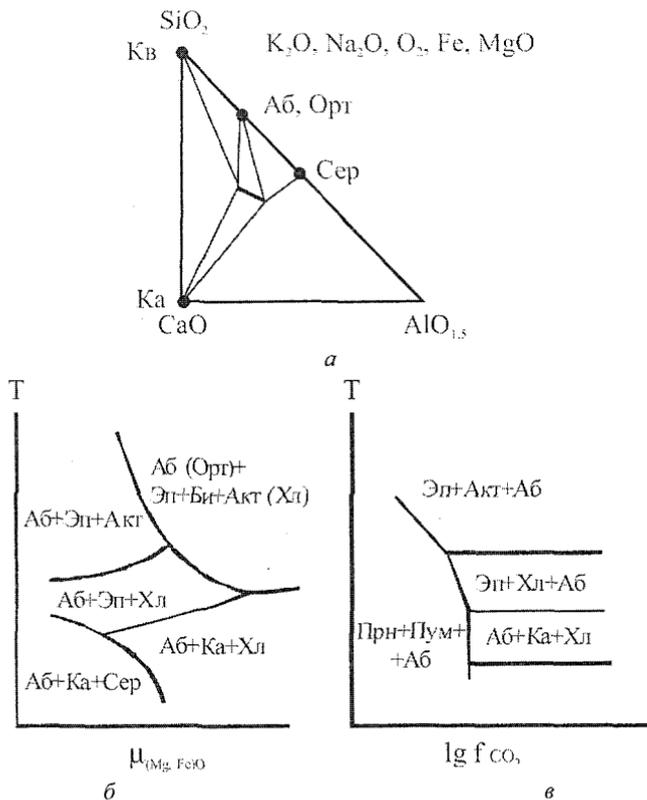


Рис. 4.7. Парагенезисы (а) и фации (б, в) пропилитов, образующихся при подвижном поведении магния и железа (В.А. Жариков и др., 1998)

Пропилиты и пропилитизированные породы сложены эпидотом, актинолитом, хлоритом, альбитом, кальцитом, кварцем. Обычно в них присутствуют пирит либо магнетит. Довольно часто встречаются в небольшом количестве серицит или гидрослюда, которыми замещаются полевые шпаты и хлориты. Главные фации пропилитизированных пород в зависимости от температуры и активности магния показаны на рис. 4.7. В слабопропилитизированных породах оливин и ромбический пироксен замещаются серпентином.

Кроме новообразованных минералов в составе пропилитизированных пород сохраняются реликтовые минералы магматической стадии, вследствие вялости химических реакций. В этом случае породы сложены неравновесной минеральной ассоциацией. Для характеристики степени пропилитизации можно пользоваться отношением: содержание новообразованных минералов (%) / 100. При интенсивном метасоматизме пропилитизация приводит к полному замещению магматических минералов новообразованными, равновесными с гидротермальным раствором. Парагенезисы минералов кроме температуры зависят от состава исходных пород. Например, пропилит по риолиту характеризуется кварц-ортоклаз-эпидотовым составом с примесью хлорита повышенной железистости. При той же температуре по андезиту развивается хлорит-альбит-эпидотовый парагенезис пропилита.

Особенности зональности и минералогии пропилитов

Образование пропилитов начинается параллельно с магматическим замещением вмещающей толщи, но на удалении от магматического контакта, отделяясь от него зоной роговиков. На магматическом (прогрессивном) этапе в результате пропилитизации формируется вертикальная зональность, в которой

глубинная зона, ближайшая к роговикам, сложена биотит-актинолитовыми либо биотит-эпидотовыми, реже эпидот-актинолитовыми пропилитами, а верхняя, удаленная от контакта, – эпидот-хлоритовыми или альбит-кальцит-хлоритовыми пропилитами. При этом глубинная высокотемпературная зона разрастается за счет верхней. Биотитизация распространяется вверх вдоль трещин в виде крутопадающих линейных зон в эпидот-хлоритовых пропилитах, при этом хлорит и альбит верхней зоны замещаются биотитом и актинолитом. Главные фации (зоны) пропилитизированных пород от внешних (низкотемпературных) к тыловым (высокотемпературным) изменяются в следующем порядке: альбит-кальцитовая → эпидот-хлоритовая → эпидот-актинолитовая → альбит-актинолитовая → биотит-актинолитовая → контактовые роговики.

Схемы последовательного изменения исходных пород при пропилитизации приведены в табл. 4.4–4.6 (Классификация и номенклатура..., 1992).

Большое значение при оценке условий образования пропилитов имеет изучение состава и структуры породообразующих минералов.

Хлориты в пропилитизированных породах имеют промежуточный магнезиально-железистый состав в ряду дафнит – клинохлор и отличающихся от рудных высокожелезистых разновидностей. Магнезиальность – железистость хлорита зависит от ассоциирующих с ним гематита, пирита, пирротина, магнетита и ильменита. С гематитом сосуществует хлорит с содержанием железистого минала не более 20 %, с пиритом – не более 60 %, с пирротинном вариации магнезиальности хлоритов не ограничены, с магнетитом устойчив хлорит, содержащий 20–40 % железистого минала, с ильменитом – более железистые, вплоть до дафнита.

Таблица 4.4. Схема зонального изменения биотитового гнейса при образовании пропилита актинолитового

Показатели	Зона		
	субстрата	промежуточная	внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс измененный	Пропилит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Идиоксенобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав, %	Пл ₂₃₋₂₅ – 60–65, Би – 10–15, Кв – 20–25	Аб – 55–60, Эп – 12–15, Акт – 10–12, Би – 2–3, Ка – 10–12, Кв – 10–12	Аб – 30–35, Эп – 20–23, Акт – 25–27, Ка – 20–22
Привнос	-	Mg, Fe	Ca, Fe, Mg
Вынос	-	K, Na	K, Al, Na
Тип минерального замещения	Плаггиоклаз + биотит → эпидот + амфибол: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2 + 3\text{Ca}^{2+} + 2(\text{Mg,Fe})^{2+} \rightarrow \text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2 + \text{Ca}_7\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{K}^+ + 2\text{Na}^+ + 2\text{Al}^{3+} + 2\text{OH}^-$		

Таблица 4.5. Схема зонального изменения пропилита актинолитового при образовании пропилита хлоритового

Показатели	Зона		
	субстрата	промежуточная	внутренняя
Порода	Пропилит актинолитовый	Актинолит-хлоритовый пропилит	Хлоритовый пропилит
Структура	Ксенобластовая	Ксенобластовая	Идиобластовая
Минеральный состав, %	Аб – 40–45, Эп – 15–20, Акт – 25–27, Ка – 15–20	Аб – 25–30, Эп – 10–12, Акт – 10–15, Ка – 20–25, Хл – 20–25	Аб – 10–15, Эп – 15–20, Хл – 50–55, Ка – 20–25
Привнос	-	H ₂ O	H ₂ O
Вынос	-	Si, Na, Ca	Si, Na, Ca
Тип минерального замещения	Альбит + актинолит → хлорит: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2 + 6\text{H}_2\text{O} \rightarrow (\text{Mg,Fe})_5\text{Al}_7\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 9\text{Si}^{4+} + 2\text{Na}^+ + 2\text{Ca}^{2+} + 6\text{H}^+$		

Таблица 4.6. Схема зонального изменения амфиболита при образовании пропилита цеолитового

Показатели	Зона		
	субстрата	промежуточная	внутренняя
Порода	Амфиболит	Хлорит-пренитовая	Пропилит цеолитовый
Структура	Нематогранобластовая	Ксенобластовая	Идиобластовая
Текстура	Сланцевая	Массивная	Массивная
Минеральный состав, %	Пл ₅₅₋₆₀ - 55-60, Амф - 40-45	Аб - 30-35, Хл - 17-20, Прн - 20-25, Ка - 5-7, Амф - 10-15	Аб - 15-20, Хл - 20-25, Прн - 20-25, Ка - 10-15, Цл - 15-20
Привнос	-	H ₂ O, CO ₂	H ₂ O, CO ₂
Вынос	-	Si	Si
Тип минерального замещения	Лабрадор + амфибол → хлорит + пренил + цеолит: NaAlSi ₃ O ₈ × x 2CaAl ₂ Si ₂ O ₈ + Ca ₂ (Mg,Fe) ₅ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂ + CO ₂ + 14H ₂ O → → (Mg,Fe) ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈ + Ca ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₂ + + (Ca,Na)AlSi ₂ O ₁₁ · 6H ₂ O + CaCO ₃ + 8Si ⁴⁺ + 8H ⁺		

Эпидот в пропилитах ассоциирует с альбитом и хлоритом; актинолитом, биотитом и альбитом; пренитом и альбитом. Во всех этих парагенезисах присутствуют, как правило, магнетит (либо гематит, либо пирит) и кварц. Часто, особенно в прожилках, эпидот ассоциирует с кальцитом. Минерал в виде призматических и изометрично зернистых агрегатов замещает плагиоклаз и другие кальциевые минералы, а также слагает прожилки. Железистость эпидота незначительно отклоняется от 0,15. Соотношение железа и алюминия в пропилитовых эпидотах характеризует вариации состава от клиноцоизита до пистацита. Температурный интервал образования эпидота в пропилитах изменяется от 150 до 250 °С.

Альбит в пропилитах ассоциирует с хлоритом, эпидотом, актинолитом и кальцитом. Около кварцевых рудных жил альбит замещается серицитом. Он является наиболее характерным минералом в пропилитах, развивается в виде псевдоморфоз по кальциевым плагиоклазам. Обычно альбит содержит около 2-5 % анортитовой молекулы и практически не содержит калия (десятые доли процента).

В среднетемпературных пропилитах, в ассоциации с эпидотом и актинолитом альбит обладает положительным углом $2V = 60-70^\circ$, обнаруживает упорядоченное распределение Al-Si в структуре, что характерно для «низкого» альбита. Его кристаллы полисинтетически sdвойникованы по альбитовому закону.

В низкотемпературных пропилитах альбит имеет большой отрицательный угол $2V = 70-80^\circ$, характеризуется неупорядоченным распределением Si-Al, что свойственно «высокому» альбиту. Минерал слабо sdвойникован либо вообще не sdвойникован.

Актинолит развивается в пропилитах повышенных температур в эндо- и экзоконтактах порфириновых гранитоидных интрузивов. Актинолит представлен промежуточной разновидностью ряда тремолит-актинолит с железистостью 20–50 %. Вариации железистости минерала определяются составом исходных пород и температурой. С повышением температуры обнаруживается тенденция к образованию менее железистых разновидностей. Как правило, минерал не содержит алюминия и натрия, за исключением наиболее высокотемпературных для пропилитов условий. При пропилитизации актинолит замещает магматические пироксены и амфиболы. При прогрессивной пропилитизации актинолит замещает хлорит, на регрессивной стадии пропилитизации хлорит замещает актинолит. В равновесии с хлоритом актинолит в пропилитах не наблюдается. Он ассоциирует с эпидотом и альбитом или с биотитом и альбит-олигоклазом вблизи контактов с интрузивными телами. Из рудных минералов с актинолитом встречаются пирит либо магнетит.

Биотит распространен в пропилитах, примыкающих к контактам с магматическими телами. Он имеет зеленовато-бурую окраску, которая обусловлена низким содержанием TiO_2 (0,1-1,5 %) и повышенным содержанием закисного железа (до 19 %). При приближении к магматическому контакту биотит пропилитов приобретает коричневую окраску, содержание TiO_2 увеличивается до 4 %. Коричневой окраской обладают биотиты из пропилитов, сформировавшиеся за счет терригенных пород.

Биотит в пропилитах образует рассеянную вкрапленность в ассоциации с кварцем, ортоклазом, актинолитом, эпидотом и магнетитом. Однако эпидот часто замещается биотитом либо агрегатом биотита и актинолита. Мелкочешуйчатый биотит развивается по альбитизированному плагиоклазу. В зоне магматического контакта биотит образует прожилковые и «сгустковые» обособления совместно с ортоклазом и без него.

Развитие биотита в пропилитах сопровождается привнесением в них магния, железа и калия и выносом кальция. При повышенной активности бора в пропилитизирующих растворах с биотитом ассоциирует турмалин.

Генезис пропилитов и отличие от сходных пород

Формирование пропилитов протекает в орогенный этап развития коры в районах континентальных окраин, островных дуг, зон внутриконтинентальной тектономагматической активизации. Пропилитизация сопровождается заключительными стадиями становления вулканоплутонических ассоциаций, захватывая гранитоидные интрузии, которые внедрились

в вулканическую толщу. Обычно пропилитизации подвергаются все разновидности магматических пород в районе независимо от различий в возрасте, но иногда встречаются молодые дайки преимущественно основного состава, которые внедрились после пропилитизации толщ и не затронуты изменениями. Пропилитизация не связана генетически с конкретными интрузиями, но по времени она близка к внедрению гранитоидных порфировых интрузий. Об этом свидетельствует температурная зональность с повышением температуры к контактам и внутрь интрузивов до эпидот-актинолитовой фации.

Пропилитизация является дорудным процессом и охватывает большие объемы пород благодаря подключению к магматогенным флюидам подогретых подземных вод. После кристаллизации магмы в камере и смены прогрессивного режима регрессивным в областях вулканизма продолжается циркуляция гидротермальных растворов, температура которых со временем понижается. Поэтому изотермы смещаются вниз, и низкотемпературные ассоциации гидротермальных минералов накладываются на ранние, более высокотемпературные. Тогда ассоциации, свойственные пропилитам, могут развиваться по скарнам и роговикам. Пропилитизация регрессивного этапа, соответствующая стадии нарастающей кислотности, продолжает пропилитизацию прогрессивного этапа, но может проявляться и без нее.

Агентами пропилитизации являются растворы, образованные из двух или более источников. Участие магматогенных флюидов доказывает высокая активность в них магния и калия, которая обеспечивает магниезальный или калиевый тренд пропилитизации (биотитизация или адуляризация соответственно). Наряду с магматогенными в гидротермальном растворе присутствуют компоненты вод, захороненных в толще пород, подвергшихся пропилитизации. Это следует из огромных объемов пропилитизированных пород, охватывающих сотни кубических километров, а также из данных по изотопии кислорода.

К пропилитизированным породам иногда необоснованно относят гидротермально измененные породы аргиллизитового типа, развитые в областях активного вулканизма, при котором в глубоких зонах аргиллизации наряду с глинистыми минералами образуются адуляр, альбит, хлорит, эпидот. Эти породы формируют внешний ореол вокруг аргиллизи-

тов либо безрезитов. Они образуются под воздействием «отработанных» растворов.

В поднятиях океанического ложа известны преобразования базальтов, при которых плагиоклаз замещается калишпатом, пироксены и вулканическое стекло – хлоритом, смектитами и кальцитом. Встречаются и более высокотемпературные продукты – эпидот, актинолит, альбит. Эти метасоматиты образовались при незначительном вертикальном градиенте температуры под воздействием морской воды и не относятся к пропилитам.

Процессы спилитизации, развивающиеся в геосинклинальных прогибах, сходны с пропилитизацией, но по геологической позиции и фациальным особенностям относятся к продуктам регионального аллохимического метаморфизма.

Близкая ситуация наблюдается в вулканических депрессиях островных дуг, где горизонты вулканогенно-осадочных пород превращены в «зеленые туфы». Зеленые туфы широко развиты на Японских и Курильских островах, где слагают стратифицированные горизонты кислой пирокластики, протягивающиеся на десятки и сотни километров. Первичные магматические минералы в этих породах замещены альбитом, цеолитами, хлоритом, смектитом, гидрослюдами, смешаннослойными минералами, кальцитом, в меньшей мере пренитом, эпидотом. Туфы прорваны субвулканическими телами дацитов и риолитов, сопровождаются ореолом хлорит-кальцитовых или эпидот-хлоритовых метасоматитов с рудной минерализацией эпитермального или колчеданно-полиметаллического типов. Предполагается, что зеленые туфы возникли при островодужном вулканизме контрастно-дифференцированного типа на сформировавшейся континентальной коре благодаря активизации морской воды, пропитывающей горизонты пирокластики при региональном прогреве территории. Прогрев связывают с подъемом и эволюцией мантийного диапира, производными которого являются кислые субвулканические интрузии. Таким образом, геологически эти образования не относятся к пропилитам.

Среди сланцевых толщ к пропилитовым метасоматитам относят иногда продукты регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, основываясь на сходстве минерального состава, но геологически не имеющих ничего общего с собственно пропилитами. Продукты регионального метаморфизма фации зеленых сланцев, расположенные среди толщ эпидот-амфиболитовой и цеолитовой фаций, не имеют непосредственной связи с гранитоидными интрузиями. Региональный метаморфизм происходит при более низкой фугитивности углекислоты, чем пропили- тизация.

Рудоносность пропилитов

Пропилиты являются рудовмещающими метасоматитами оловянных, свинцово-цинковых, серебро-полиметаллических, золото-медных, золото-серебряных руд. Рудные тела имеют форму секущих жил, прожилков, прожилково-вкрапленных зон. Руды характеризуются более поздним образованием относительно пропилитов, секут фациальные границы пропилитов и сопровождаются кислотными окологрудными метасоматитами. Месторождения олова и золота занимают определенное положение в зонах пропилитов, оловянная минерализация приурочена к биотитовой фации в кровле гранитоидов, золотое оруденение сосредоточено выше границы биотитовой фации. Условия образования руд в этом случае практически совпадают с условиями пропилитизации, а их отложение из пропилитизирующих растворов осуществляется при падении температуры и вариаций кислотности-щелочности.

Вторичные кварциты

Вторичные кварциты – существенно кварцевые породы, образовавшиеся путем гидротермально-метасоматического окварцевания преимущественно вулканических пород среднего и кислого состава. Термин «вторичный кварцит» был введен в геологическую практику Е.С. Федоровым, теоретические основы процесса образования вторичных кварцитов разработаны отечественными геологами М.П. Рукавовым, Д.С. Коржинским, Н.И. Наковником и др. В англоязычной научной литературе термин «вторичные кварциты» не применяется, а используются конкретные названия пород – корундовые кварциты, андалузит-кварцевые породы, алунит-кварцевые породы и т.п.

Главными минералами вторичных кварцитов являются кварц, серицит, пирофиллит, алунит, каолинит, диккит, андалузит, корунд, флюорит, рутил, диаспор, пирит, гематит; часто встречающимися – дюмортьерит, зуниит, топаз, турмалин. По минеральному составу и температурам образования Н.И. Наковник выделил следующие фации вторичных кварцитов (в порядке снижения температуры): корундовую, андалузитовую, диаспоровую, алунитовую, каолинитовую. На многих участках проявления вторичных кварцитов наблюдается зональность в расположении фаций (рис. 4.8). При интенсивном выщелачивании оснований возникают мономинеральные кварцевые породы. Пример метасоматической зональности приведен в работе И.П. Иванова (1974):

0. Диориты, кварцевые порфиры, риолиты и их туфы.
1. Орт + Аб + Кв + Сер + Хл.
2. Орт + Аб + Кв + Сер.
3. Орт + Сер + Кв.
- 4а. Сер + Кв.
- 4б. Кв + Анд.
- 4в. Кв + Пф.
- 4г. Кв + Ал.
5. Кв.

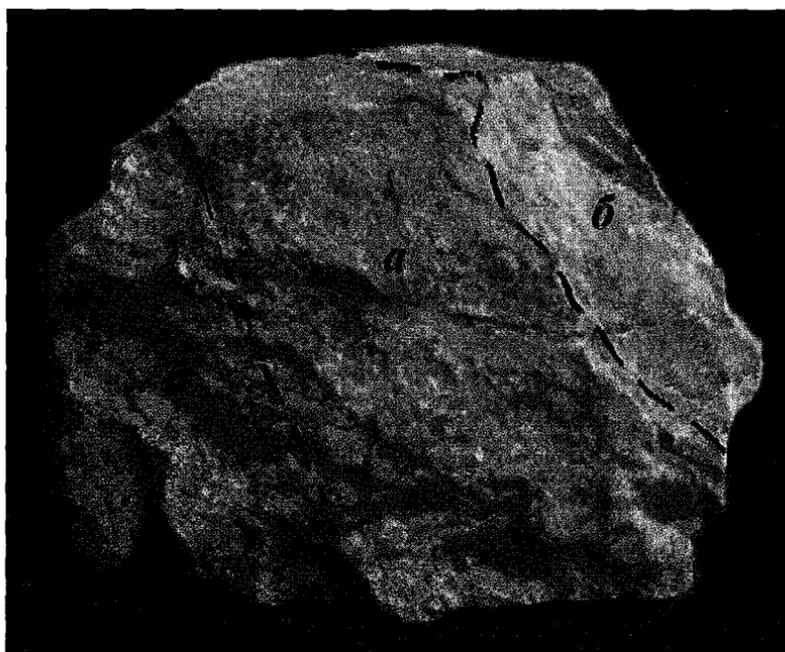


Рис. 4.8. Вторичный кварцит: *а* – андалузит-кварцевая зона наращивается по мощности, справа и слева, каолинит-кварцевой (*б*)

Схема зонального изменения исходной породы при образовании вторичного кварцита приведена в табл. 4.7 (Классификация и номенклатура..., 1992).

Таблица 4.7. Схема зонального изменения биотитового гнейса при образовании вторичного кварцита

Показатели	Зона		
	субстрата	промежуточная	внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс окварцованный	Кварцит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Гранобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав, %	Пл ₂₂₋₂₅ – 50–55, Кв – 20–25, Би – 10–15, Ми – 5–7, Мг – до 1	Пл ₂₀₋₂₅ – 15–20, Кв – 60–65, Сер – 10–12, Анд – 5–7	Кв – 80–85, Ко – 10–12, Сер – 5–7
Привнос	-	-	-
Вынос	-	Na, Ca, Fe, Mg	Na, Ca, Fe, Mg
Тип минерального замещения	Плаггиоклаз → кварц + корунд: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \rightarrow 2\text{Al}_2\text{O}_3 + 8\text{SiO}_2 + 2\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+}$		

Среди геологических ситуаций, где встречаются вторичные кварциты, наиболее типичны поля развития среднекислых вулканоплутонических комплексов в активных континентальных окраинах и на островных дугах, сформировавшиеся на орогенном этапе развития. Процессы окварцевания имеют отчетливый наложенный характер и относятся к постмагматическому этапу. Д.С. Коржинский вслед за Е.С. Федоровым, М.П. Русаковым относил к вторичным кварцитам постинтрузивные метасоматически окварцованные породы в апикальных частях и в кровле порфировых гранитоидных массивов. Н.И. Наконник расширил понятие, введя в него продукты сольфатарных процессов в приповерхностных условиях на вулканах. В пределах эпитермальных месторождений зоны кварцевого, кварц-алунитового, кварц-каолинового составов иногда также относят к вторичным кварцитам. Эти измененные породы следует относить к аргиллизитам.

Форма тел вторичных кварцитов «плащеобразная», линзовидная, жильная, сложных залежей, трубообразная. Формирование вторичных кварцитов представляет собой крайнюю степень выщелачивания метал-

лов из пород кислыми и ультракислыми растворами. Основным источником кислотных компонентов в метасоматизирующих растворах служит охлаждающийся магматический расплав, от которого отделяется флюид, состоящий главным образом из H_2O , CO_2 , HCl , SO_3 , H_2S и HF . Процессы выщелачивания связаны с высокими активностью и степенью диссоциации сильных кислот (HCl , H_2SO_4 , HF) в водных растворах. Во внутренних зонах метасоматических преобразований, где кислотность растворов максимальна ($\text{pH} = 1-2$), происходит полное растворение всех минералов, кроме кварца. При взаимодействии растворов с вмещающими породами кислотность растворов понижается, о чем свидетельствует смена монокварцевой зоны высокоглиноземистыми породами по периферии. В результате экспериментальных исследований в системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ и изучения гомогенизации, криометрии вещества включений в минералах метасоматитов определен температурный интервал образования вторичных кварцитов – $200\text{--}450^\circ\text{C}$. Давление не превышало 0,5 кбар.

Вторичные кварциты, содержащие алунит, используются в качестве глиноземного сырья, корундовые кварциты – для получения технического корунда (абразива). Эти метасоматиты ассоциируют с рудами меди, молибдена, сульфидными залежами, содержащими аксессуарное золото.

Аргиллизиты

Аргиллизиты – это низкотемпературные, гидротермально-метасоматические породы, образовавшиеся при замещении исходных пород глинистыми минералами под влиянием существенно кислых водных растворов. pH среды изменяется от 5-6 до 1-2. Растворы насыщены SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , F^- . В метасоматических реакциях характерна высокая активность кремния и алюминия, происходит вынос щелочей и щелочноземельных металлов. Температурный интервал образования аргиллизитов – $300\text{--}50^\circ\text{C}$, чаще $200\text{--}50^\circ\text{C}$.

Минеральный состав аргиллизитов характеризуется значительным разнообразием и зависит от физико-химических условий их образования и состава исходных пород. Главными являются минералы групп монтмориллонита (сметтиты), каолинита, алунита, цеолитов, кремнезема, смешанослойные образования, хлориты (бертьерины), слюдоподобные глинистые минералы. Примеси представлены гематитом, пиритом, флюоритом, баритом. Изучение аргиллизитов затруднено в связи с их тонкозернистостью. Минеральный состав диагностируется рентгенофазовым и термическим методами.

Типичные аргиллизиты образуются по породам среднего и основного составов. Классификация аргиллизитов осуществляется по минеральному составу, парагенезисы которых определяют их условия образования (рис. 4.9).

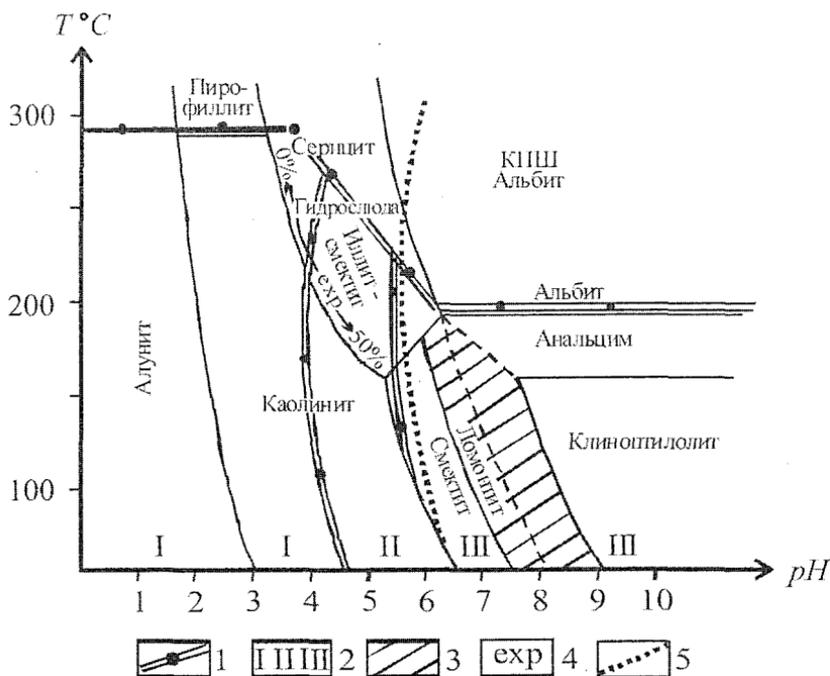


Рис. 4.9. Зависимость распространения аргиллизитов разных фаций от температуры и кислотности (по В.А. Жарикову и др., 1998): 1 – границы полей аргиллизитов разных фаций кислотности; 2 – поля аргиллизитов: I – кислотной фации (каолинитовые, алунит-каолинитовые аргиллизиты), II – каолинит-сметитовой фации, III – сметитовых и цеолит-сметитовых аргиллизитов; 3 – область неопределенности перехода сметитит-цеолиты; 4 – количество разбухающих межслоев в смешанослойных слюдах-сметитах; 5 – нейтральные значения pH воды; exp – смешанослойный минерал слюда-сметитового типа с содержанием разбухающих слоев не более 50 %

В кислых условиях граничные параметры аргиллизации определяются равновесием каолинит-пиррофиллит, которое наблюдается при температуре около 290 °С. Алунит при низких температурах (90 °С) характеризует кислую среду образования (pH не более 2,5), она незначительно изменяется при повышении температуры до 200–300 °С. При возрастании щелочности возможна реакция алунит + кварц + H₂O = диккит (каолинит) + K⁺ + 4SO₄²⁻ + 6H⁺.

В субщелочных условиях температурная граница аргиллизитов соответствует примерно 190 °С, определяясь устойчивостью анальцима.

В поле гидрослюды и смешанослойных минералов (слюда-сметкиты) границу между березитами и аргиллизитами проводят по гидрослюдам с содержанием разбухающих слоев не более 20 %, т.е. при 230–250 °С.

Кварц-каолинитовые аргиллизиты

Кварц-каолинитовые аргиллизиты сложены каолинитом, кварцем, халцедоном, алунином, диккитом, гидрослюдой, иногда ярозитом, смешанослойными минералами (каолинит-сметкитами, иллит-сметкитами), гематитом, сульфидами железа, гипсом, баритом, серой. В незначительных количествах (в виде аксессуарной примеси) в породах присутствуют апатит, анатаз, сульфиды мышьяка, ртути, сурьмы. Колонка минеральной метасоматической зональности в обобщенном виде выглядит следующим образом (от осевой раствороподводящей трещины к вмещающей породе): кварц → кварц + алунит → кварц + алунит + каолинит → кварц + гидрослюда → кварц + гидрослюда + хлорит → альбит + хлорит + кальцит (пропилитовая ассоциация). В ассоциации кварц + гидрослюда иногда отмечается анкерит (безретилоподобная ассоциация).

Схема зонального изменения исходной породы при образовании аргиллизита приведена в табл. 4.8 (Классификация и номенклатура..., 1992).

Таблица 4.8. Схема зонального изменения биотитового гнейса при образовании аргиллизита

Показатели	Зона		
	субстрата	промежуточная	внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс каолинизированный	Аргиллизит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Идиобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав, %	Пл ₂₃₋₂₇ – 18–20, Орт – 35–37, Кв – 20–30, Би – 12–18	Аб – 15–20, Орт – 20–25, Кв – 25–35, Би – 8–10, Сер – 3–5, Кн – 10–12	Кн – 35–40, Кв – 40–45, Сер – 15–20
Привнос	-	H ₂ O	H ₂ O
Вынос	-	Ca, Fe, Mg	Ca, Fe, Mg, Na, K
Тип минерального замещения	Ортоклаз → каолинит + кварц: 4KAlSi ₃ O ₈ + 8H ₂ O → Al ₄ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈ + 8SiO ₂ + 4K ⁺ + 8H ⁺		

Кварц-каолиновые аргиллизиты образуются под воздействием кислых растворов ($\text{pH} < 4$) в условиях малых глубин и низких температур (около $200\text{ }^\circ\text{C}$). Они распространены в эпитермальных месторождениях, сопровождающая сурьмяно-ртутную, золото-серебряную и реже урановую и флюоритовую минерализацию.

Каолинит-сметитовые аргиллизиты

Каолинит-сметитовые аргиллизиты характеризуются развитием в них каолинита, кварца, серицита во внутренних зонах метасоматической колонки, с удалением от которой в породах появляются монтмориллонит и далее хлорит, карбонат, сульфиды при исчезновении каолинита.

Каолинит-сметитовые аргиллизиты образуются в условиях умеренной кислотности ($\text{pH} = 5-6$) при температурах около $200\text{ }^\circ\text{C}$. Они известны на урановых месторождениях Забайкалья.

Цеолит-сметитовые метасоматиты

Цеолит-сметитовые метасоматиты образуются в близейтральной, слабокислой среде с pH около 6 при $140-160\text{ }^\circ\text{C}$ и не являются продуктами собственно кислотного выщелачивания. В их составе преобладают смектиты (монтмориллонит, бейделит, нонтронит, сапонит) и цеолиты (ломонтит, шабазит, морденит, клиноптилолит). Кроме этих минералов в метасоматитах могут присутствовать каолинит, селадонит, карбонаты и смешанослойные (слюда – смектиты, хлорит – смектиты).

По составу выделяются три главные минеральные разновидности метасоматитов: смектит + Са–цеолиты; смектит + селадонит + кристобалит + Na, К–цеолиты (высококремнистые); существенно смектитовые.

Морфология тел линзовидная, пластовая, распространение площадное, при мощностях до сотен метров, приурочена к зонам трещиноватости.

Кроме современных вулканических областей цеолит-сметитовые метасоматиты встречаются на некоторых рудных месторождениях мезозойско-кайнозойского возраста (урановые проявления Забайкалья, Чукотки, Чехии, полиметаллические проявления Болгарии).

Аргиллизиты достоверно известны начиная с позднего палеозоя, максимум их развития приходится на мезозойское и кайнозойское время. Образование аргиллизитов отмечается в областях современного вулканизма (тихоокеанское вулканическое кольцо), рифтовых системах (рифт Калифорнийского залива, грабен Красного моря и др.).

Аргиллизиты слагают локальные зоны в кристаллических породах, линейные и сложные штокверковые тела в эффузивах и экструзиях, занимают огромные площади в стратифицированных эффузивно-осадочных толщах. Аргиллизиты сопряжены с магматитами разного состава, но встречаются и вне связи с конкретными магматическими телами. Процесс аргиллизации разделяют на гидротермальный и сольфатарный. Гидротермальная аргиллизация связана с воздействием циркулирующих по трещинам кислых растворов на окружающие породы и сопровождается рудоотложением. Сольфатарная аргиллизация обычно безрудная, приурочена к вулканическим аппаратам, имеет площадное распространение, обусловлена воздействием на породы сульфатных и сульфатно-хлоридных растворов.

С проявлениями аргиллизитов связаны месторождения золота, урана, флюорита, сурьмы, ртути, мышьяка, серебра, цеолитов и бентонитовых глин.

Березиты и листвениты

Березиты и листвениты являются продуктами околотрещинного низкотемпературного метасоматоза. В низкотемпературных условиях растворы могут циркулировать только по трещинам.

Метасоматические реакции осуществляются в результате диффузионного взаимодействия углекислотных растворов с застойными поровыми водами боковых пород, что приводит к изменению последних. Низкотемпературные метасоматиты часто связаны с кварцевыми жилами. Мощность измененных пород около кварцевых жил измеряется долями и несколькими метрами, а при штокверковом типе кварцевого прожилкования метасоматиты занимают десятки метров.

Березиты

Березиты, в первичном значении термина, представляют собой метасоматически измененные (серицитизированные) гранит-порфиры и аплиты около кварцевых золоторудных жил. Термин «березит» был предложен Г. Розе в середине XIX в. Березиты представляют собой тонко- или мелкозернистые породы светло-зеленовато-бурой окраски с вкрапленностью кристаллов пирита. Основная ткань березитов состоит из кварца, карбонатов, серицита и иногда хлорита. В зависимости от состава выделяют кварц-серицит-кальцитовые, серицит-анкерит-кварцевые разновидности (рис. 4.10). В настоящее время березитами называют породы, образовав-

шиеся не только за счет гранитов, но и по другим интрузивным, вулканическим и вулканогенно-осадочным породам при аналогичном процессе кислотного метасоматоза. Во внешних зонах собственно березитов развиты умеренно и слабо измененные породы кварц-серицитового (без карбоната) состава либо породы, содержащие в разных количествах новообразования хлорита, серицита и реликтовых минералов. Эти породы принято называть березитизированными. Термины «березитизация» и «березиты» используются только в России.

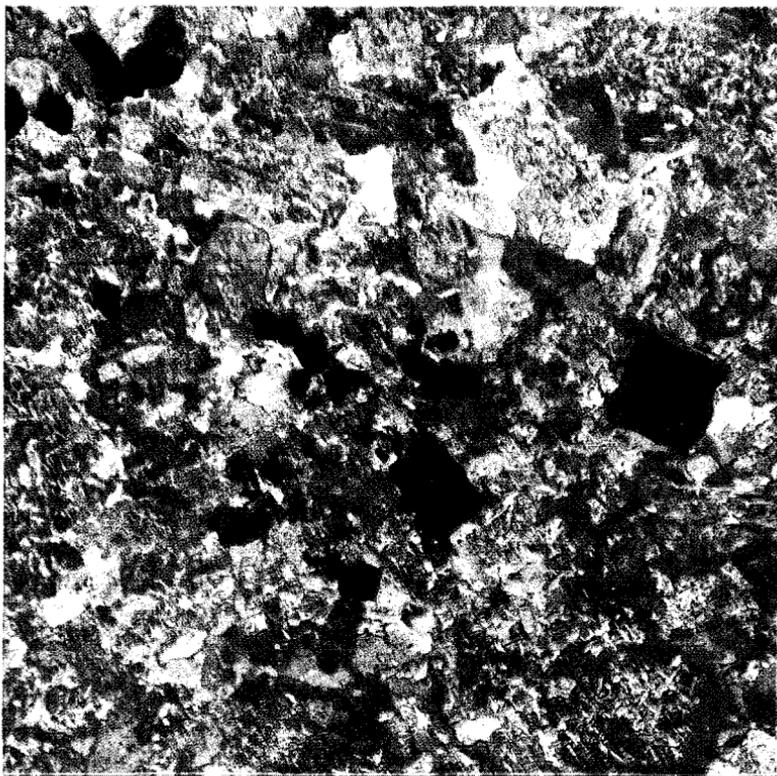


Рис. 4.10. Николи «+». Березит. На фоне лепидогранобластического агрегата серицита, карбонатов и кварца выделяются крупные метакристаллы гексаэдров пирита

Схема зонального изменения гранит-порфира при образовании березита приведена в табл. 4.9 (Классификация и номенклатура..., 1992).

Таблица 4.9. Схема зонального изменения гранит-порфира при образовании березита

Показатели	Зона		
	субстрата	промежуточная	внутренняя
Порода	Гранит-порфир	Гранит-порфир изменен	Березит
Структура	Порфировая	Порфировая	Ксенобластовая
Текстура	Массивная	Массивная	Массивная
Минеральный состав, %	Пл ₂₃₋₂₇ - 45-50, Кв - 18-20, Ми - 20-25, Би - 10-12	Аб - 35-40, Ми - 10-12, Мус - 10-12, Кв - 25-30, Прт - 5-7, Ка - 3-5	Кв - 70-75, Мус - 15-20, Прт - 5-10,
Привнос	-	CO ₂	
Вынос	-	Ca, Mg	Ca, Mg, Na, Al
Тип минерального замещения	Олигоклаз + микроклин → кварц + мусковит: $NaAlSi_3O_8 \cdot CaAl_2Si_2O_8 + KAlSi_3O_8 + 2H_2O \rightarrow$ $\rightarrow KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 5SiO_2 + Na^+ + Ca^{2+} + Al^{3+} + 2H^+$		

Парагенезис кварца с серицитом и карбонатом не является еще индикатором березитов. Сходные породы могут образовываться при начальном (низкотемпературном) метаморфизме пелитовых осадков.

Листвениты

Листвениты образуются теми же (по составу) растворителями, что и березиты, но изменению подвергаются ультраосновные породы. Иногда листвениты развиваются вдоль контактов серпентинитов с известняками. Листвениты имеют буровато-зеленую окраску с изумрудно-зелеными пятнами. Яркую окраску породе придает фуксит-хромсодержащий серицитомусковит. В составе лиственитов значительную роль играют карбонаты (кальцит, анкерит и брейнерит), кварц и серицит (рис. 4.11). В качестве аксессуарных и редких минералов присутствуют пирит, гематит, альбит, рутил. Из реликтовых минералов отмечаются хромит, шпинель, серпентин.

**Особенности
генезиса
и минералогии
березито-
лиственитов**

Березиты и листвениты относятся к березитовой формации с выделением фаций березитов и лиственитов. Метасоматиты березитовой формации распространены в областях развития орогенного гранитоидного магматизма в коре континентального типа. Временной интервал их образования зафиксирован от позднего докембрия до кайнозоя, максимальное распространение березитов приходится на герцинское и мезозойское время. В областях четвертичного и современного вулканизма типичные березиты не установлены. Процессы березитизации происходят после

полного завершения интрузивного и эффузивного магматизма. При эволюции гидротермального процесса позже березитизации отлагается рудная минерализация и может развиваться низкотемпературная аргиллизация.



Рис. 4.11. Николи «+». Лиственит. Лепидогранобластический агрегат из кварца, фуксита и брейнерита

полного завершения интрузивного и эффузивного магматизма. При эволюции гидротермального процесса позже березитизации отлагается рудная минерализация и может развиваться низкотемпературная аргиллизация.

Березиты приурочены к разрывным нарушениям, зонам расщепления, катаклаза, являются типичными околорудными метасоматитами на многих среднеглубинных (2-3 км) месторождениях. Форма тел близка к жильной, пластинообразной.

К настоящему времени в научной и учебной литературе имеются подробные сведения о составе породообразующих минералов березитов, изученных во многих районах распространения этих метасоматитов.

Серицит является главным типоморфным минералом березитов. К серициту относят мелкочешуйчатую разновидность белой слюды, варьирующую по составу между мусковитом ($\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$), фенгитом (соотношение Si:Al больше, чем 3:1, что сопровождается увеличением содержания Fe и Mg) и иллитом (криптористаллические смешанослоистые слюды и глинистые минералы). Мусковит-фенгитовые серициты характерны для собственно березитов, а иллит – для наиболее низкотемпературных разновидностей. Помимо калиевых слюд встречаются натриевые (парагонит). Оптические методы не позволяют отличить их друг от друга, целесообразнее для этого использовать химический или рентгеноструктурный анализ. В серицитах березитов урановых месторождений отмечается повышенное содержание фтора – до 1 мас. %. Фукситы листовенитов относятся к хромсодержащим фенгитам. Содержание хрома колеблется от 0,2 до 3,5 мас. %. Хром заимствуется слюдой из материнской (исходной) породы, но может привноситься из внешнего (глубинного) источника.

Карбонаты березитов весьма разнообразны по составу и представлены группами доломит-анкерита, кальцита, магнезит-сидерита и их марганцовистыми разновидностями. Проявление того или иного карбоната определяется составом вмещающих пород. В листовенитах обычно развиты магнезит либо брейнерит (железистый магнезит), реже встречаются сидерит и магниосидерит. Кальцит, железистые и марганцовистые кальциты часто отмечаются в березитизированных породах внешних зон. Обычным для березитов является анкерит (железистый доломит).

Хлориты характерны для пород внешних зон березитов. Они развиваются по темноцветным минералам. При нарастании степени березитизации хлориты замещаются анкеритом (или другим карбонатом) и серицитом. Химический состав хлоритов изменяется в широких пределах, что отражается в различиях показателей преломления, силы двупреломления и оптического знака. Среди оптически положительных хлоритов встречаются клинохлор, репидолит, а оптически отрицательных – диабантит, брунсвитит.

Химизм процесса березитизации выражается в интенсивном выносе оснований и привносе кремнезема, воды, серы и углекислоты. Во внешних зонах березитов отмечается вынос калия и магния, при приближении к центральной зоне выносятся натрий. В промежуточной и

внутренней зоне за счет интенсивного развития серицита может возрасти количество калия и алюминия.

Температурный интервал образования березитов, установленный методами термобарогеохимии, термометрии и экспериментально, соответствует 350–230 °С. Гидротермальные растворы, вызывающие березитизацию, по данным изучения флюидных включений в жильных кварцах и карбонатах, указывают на постоянное присутствие Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , F^- , в газовой фазе включений присутствуют H_2O , CO_2 , иногда N_2 .

С березитами связаны рудные месторождения золота, урана, полиметаллов. Рудные тела в березитах обычно приурочены к внутренним зонам, но иногда локализируются и вне их, находясь в пределах ореолов березитизированных пород.

Гумбеиты

Гумбеиты (названы Д.С. Коржинским по р. Гумбейке на Южном Урале) представляют собой гидротермально измененные породы около кварцевых жил, состоящие из кварца, карбоната, ортоклаза (или микроклина) и рутила. Обычно в них присутствуют сульфиды и шеелит. Внешняя зона гумбеитов характеризуется развитием в исходных гранитоидах альбитизированного плагиоклаза с примесью серицита, маложелезистого биотита или флогопита, совместно с анкеритом и примесью рутила, пирита, иногда гематита, развивающихся по темноцветам исходных пород. Сфен подвергается лейкоксенизации. Мощность гумбеитовых изменений – 10–30 см, иногда достигает 1 м. Н.А. Елисеев (1963) отмечает необходимое условие для гумбеитизации – сиенитовый облик исходных пород. На Гумбейском месторождении шеелита они развиты по монцонитам, кварцевым монцодиоритам, сиенит-порфирам, а также по роговикам, пропилитам и биотит-амфиболовым метасоматитам (Спиридонов и др., 1997). На Березовском золоторудном поле шеелитоносные гумбеиты развиты по адамелитам, аплитам, пегматитам и лампрофирам.

В пределах золоторудного месторождения Зармитан (Западный Узбекистан) гумбеитовые изменения развиты в граносиенитах вокруг кварцевых жил с золотоносной пирит-арсенопиритовой минерализацией (Щербань, 1996).

Гумбеизация осуществляется под воздействием углекислых растворов с повышенной активностью щелочей, главным образом калия. По косвенным данным, растворы обогащены фтором. При гумбеитизации привносится вода, уголекислота, сера, калий и выносятся натрий. Температурный интервал процесса 200–400 °С.

По температуре образования в гумбеитах Урала выделяют три минеральных фации:

1. Биотит-калишпатовая фация в оторочке кварц-биотитовых жил. Типичная парагенетическая минеральная ассоциация – Би (Фл) + Кпш + Ка + Ру + Кв ± Аб. Из рудных минералов типичными являются пирит и молибдешеелит. Температура образования 440–400 °С.

2. Доломит-калишпатовая фация в оторочке карбонат-кварцевых жил с шеелитом, молибденитом, висмутином, галенитом, блеклыми рудами. Типичная минеральная ассоциация – Дол + Кпш + Ру + Кв ± Аб. Температура образования 400–300 °С. Рудные минералы формировались при температуре от 400 до 200 °С.

3. Фенгит-калишпатовая фация в оторочке карбонат-кварцевых жил со сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами, гесситом, золотом. Типичная минеральная ассоциация – Дол (Ка) + Сер + Кпш + Лкс (Ру) + Кв ± Аб. Температура образования менее 300 °С.

Во внутренних (тыловых) зонах гумбеитов, среди жильного материала, обнаруживаются гнезда – скопления апатита. Изученная зональность гумбеитов на Урале и в Узбекистане свидетельствует об изменении парагенетических минеральных ассоциаций на незначительных расстояниях, при мощности зон от долей миллиметра до первых сантиметров. Количество зон изменяется от 2 до 5 в десятисантиметровом интервале колонки гумбеита (Метасоматизм..., 1998).

Схема зонального изменения исходной породы при образовании гумбеита приведена в табл. 4.10 (Классификация и номенклатура..., 1992).

Таблица 4.10. Схема зонального изменения биотитового гнейса при образовании гумбеита

Показатели	Зона		
	субстрата	промежуточная	внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Кварц-карбонатный гумбеит	Гумбеит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Идиобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав, %	Пл ₂₃₋₂₅ – 50–55, Кв – 20–25, Би – 10–15, Ми – 5–7, Мг – до 2	Кв – 60–65, Ми – 15–17, Орт – 10–12, Ка – 5–7, Прт – до 2, Мус – 3–4	Орт – 65–70, Кв – 15–20, Прт – 5–6, Ка – 3–5, Мус – 2–3
Привнос	-	СО, К	К
Вывнос	-	Mg, Fe	Са
Тип минерального замещения	Олигоклаз + биотит → адуляр + карбонат: $NaAlSi_3O_8 \cdot CaAl_2Si_2O_8 + K(Mg,Fe)_3AlSi_5O_{10}(OH)_2 + 8CO_2 + 3K^+ + 4Si^{4+} + 2H \rightarrow KAlSi_3O_8 + 4Ca(Mg,Fe)(CO_3)_2 + 2H_2O$		

Углеродистые метасоматиты

Термин «углеродный метасоматоз» введен в употребление П.Ф. Иванкиным (1984), исследовавшим золоторудные месторождения в терригенных «черносланцевых» толщах. Рудоносные минерализованные зоны золоторудных месторождений Енисейского края, Узбекистана, Ленского района представляют собой темно-серые углеродсодержащие метатерригенные породы. За пределами рудных полей эти толщи менее рассланцованы и не содержат углеродистое вещество (УВ). Первоначально УВ в породах, вмещающих золоторудную минерализацию, считали органогенным, преобразованным в результате диагенеза и метаморфизма.

Золотоносные кварцевые жилы Саралинского месторождения в Кузнецком Алатау залегают в милонитах базальтов, андезитов и риолитов, интенсивно насыщенных «тонкораспыленным» углистым веществом (антраксолитом). Уже первые исследователи месторождений Саралинского района (М.А. Усов, 1917; А.Я. Булытников, 1928) указывали на наложенный (вторичный) характер углистого вещества вмещающих жилы пород.

Вопрос об эндогенной или экзогенной природе углеродистого вещества в породах рудных полей месторождений золота, урана, некоторых колчеданных месторождений в вулканогенных толщах применительно к конкретным месторождениям остается дискуссионным. Эндогенную природу углеродизации пород, приуроченных к зонам крупных разломов (смятия и рассланцевания), контролирующих месторождения, отстаивают С.А. Ананьев, Ф.А. Летников, М.И. Новгородова, П.Ф. Иванкин и другие исследователи.

Дискуссионность проблемы образования «черных сланцев» связана с отсутствием в них таких достоверных признаков метасоматизма, как метасоматическая зональность и уменьшение числа минералов при увеличении интенсивности процесса, а также с трудностью наблюдения отчетливых структурных признаков замещения и неопределенностью парагенетических отношений УВ с породообразующими минералами.

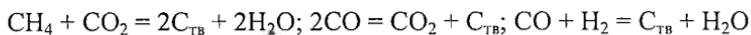
Углеродистое вещество ассоциирует в черносланцевых толщах с жильным кварцем, пирротинном, пиритом, арсенопиритом, карбонатами, серицитом, альбитом, ильменитом, рутидом. В качестве примесей присутствуют самородные металлы, сплавы и интерметаллические соединения (железо, никель, алюминий, олово, свинец, висмут, аварунит, золото, серебро, платиновые металлы и их сплавы). Неясным остается, являются ли эти ассоциации парагенетическими или в них совмещены продукты разных процессов.

Углеродистое вещество встречается как в жильном кварце, в виде тонкого «крапа», так и во вмещающих сланцах. Наиболее обогащены УВ экзоконтактовые участки рудных тел, по мере удаления от жил его концентрация падает. В некоторых местах наблюдаются постепенные переходы к неизменным породам. Интенсивно обогащены УВ зонки механического рассланцевания и поверхности зеркал скольжения. Под микроскопом наблюдаются следующие морфологические типы агрегатов УВ: 1) равномерная пелитоморфная сыпь в межзерновом пространстве пород и жильного кварца; 2) пятнистая, избирательно захватывающая определенные минералы либо участки пород; 3) ритмичная, придающая породе полосчатый облик; 4) трещинная, проявленная в зонах дробления и механической рассланцовки; 5) сплошная, или фронтальная, выраженная в пропитывании всей массы породы; 6) пятнисто-глобулярная.

Исследования форм УВ в углеродизированных породах показывают их различные структурные разности (графит, антракосолиты, шунгит). Термобарогеохимическое изучение включений в жильных и породообразующих минералах углеродизированных пород показывает присутствие в них жидких и газообразных углеводородов, оксидов углерода, воды, гелия, водорода и азота.

Углеродистое вещество является концентратором различных металлов, в том числе и благородных (иногда достигающих первых процентов). Помимо субмикронных минеральных частиц (самородных металлов, сульфидов), сорбированных УВ, предполагается присутствие в УВ металлоорганических соединений тяжелых и благородных металлов.

Для объяснения природы углеродизации пород принимается процесс окисления глубинных водород-углеводородных флюидов. По П.Ф. Иванкину и Н.И. Назаровой (1984), самородный углерод образуется в широком диапазоне температур за счет окисления либо восстановления газов:



При этих реакциях образования УВ возрастает степень окисленности газовых смесей. Побочными продуктами углеродизации являются вода и уголекислота. Не оспаривая такой точки зрения, С.А. Ананьев (1997) предлагает другой механизм углеродизации толщ при проявлении в них гидротермальной деятельности в условиях тектонической активности. Он полагает, что появление восстановленных газовых компонентов в гидротермальных растворах может быть вызвано инверсией режима системы с окисленного на восстановительный в случае взаимодействия их с боковыми породами, играющими роль восстановительных барьеров

(Летников, 1982). Такие породы служат буфером по отношению к главному компоненту растворов – воде. Гидротермальный метаморфизм приводит к образованию гидратсодержащих силикатов в результате связывания в минералах ОН-групп и увеличения в составе флюида H^+ , на базе которого вследствие электрохимических реакций возникают молекулы H_2 . Это вызывает инверсию флюидного режима и перерождение системы из окислительной в начале процесса в восстановительную на конечной стадии.

Мощный фактор, способствующий инверсии окислительно-восстановительного режима гидротермальной системы, – тектоническая активизация. Интенсивность гидратации пород обусловлена не только их неравновесностью, но и возрастанием общей эффективной пористости, трещиноватости пород и дефектности минеральных агрегатов. Наряду с этим при катаклазе и особенно милонитизации резко возрастает количество отлагающегося УВ, новые генерации которого появляются при каждом акте тектонических подвижек. Природу данного явления М.И. Новгородова (1984) объясняет поступлением восстановленных флюидов во вновь образованные проницаемые зоны после тектонических подвижек по разломам глубинного заложения. П.Ф. Иванкин и Н.И. Назарова полагают, что при милонитизации резко меняются механохимические свойства среды за счет разрушения кристаллических решеток кварца и алюмосиликатов. Это вызывает повышение потенциала кислорода в системе и каталитической емкости среды при окислении углеводородов и отложении УВ.

Важной особенностью «черносланцевых» толщ независимо от условий и механизма образования является их уникальная рудоносность. С ними связаны крупные месторождения золота, урана и металлов платиновой группы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За последние 150 лет активного развития геологических знаний петрография приобрела статус самостоятельной науки. Горные породы изучены на всех континентах и в пределах важнейших структур дна морей и океанов. Всесторонне исследованы многочисленные метеориты, лунное вещество. Дистанционными физическими методами с Земли и научно-исследовательскими космическими аппаратами изучается состав и строение космических тел Солнечной системы. Составлены геологические карты поверхности Земли и получены первые, пока отрывочные, представления о составе, строении и распространении горных пород на соседних планетах. Стало возможным аргументированно выдвигать и разрабатывать представления о составе, строении, происхождении и эволюции Земли, Солнечной системы, галактик и Вселенной в целом. Эволюционное развитие Земли, начиная с момента ее образования 4,7 млрд лет назад, обуславливается непрерывными процессами магматогенной, седиментогенной и метаморфогенной дифференциации вещества и породообразования.

В настоящее время выделено около 2 000 видов горных пород, образовавшихся в результате эндогенных, экзогенных и космогенных процессов. Многочисленные виды и разновидности горных пород традиционно объединяются в магматический, осадочный и метаморфический типы, им посвящаются главные разделы описательной петрографии. Магматические породы возникают в литосфере в результате затвердевания магмы – естественного гомогенного силикатного расплава, или расплава представляющего собой смесь кристаллов и жидкости, содержащего в растворенном состоянии некоторое количество летучих компонентов. Осадочные породы формируются в приповерхностной зоне Земли при небольших температурах и давлениях из продуктов выветривания, жизнедеятельности организмов и вулканических извержений. Образование метаморфических пород осуществляется в условиях повышенных температур и повышенного давления и характеризуется изменением минерального состава и строения исходной породы. Метасоматические процессы сопровождаются привнесением одних веществ и удалением других, в результате чего изменяется химический состав первичного вещества. Метасоматоз может протекать в магматических системах, при осадкообразовании и обычно проявляется при метаморфизме.

Во второй половине XX столетия российскими и зарубежными геологами проведено интенсивное исследование астроблем, выделен импактный тип горных пород. Накоплены обширные, но разрозненные сведения по петрографии метеоритов и планет Солнечной системы, не систематизированные пока до уровня учебной литературы.

Важное значение имеет петрография в формировании у учащихся представления о единстве процессов породо- и рудообразования. Геологические тела горных пород сопровождаются рудными массами. Закономерности размещения руд в среде горных пород являются важными поисковыми критериями. Огромна роль метасоматизма в рудообразовании. С импактными породами связаны гигантские скопления алмазов. Рудогенерирующая роль метаморфизма оценивается геологами неоднозначно, но в разных районах мира к метаморфическим толщам часто приурочены крупные месторождения полезных ископаемых, отражающие пространственную, генетическую и парагенетическую связь процессов метаморфизма и рудообразования. При рассмотрении тектоники, магматизма, метаморфизма и рудообразования континентов и океанов становится очевидной неразрывная их взаимосвязь, определяемая геодинамическим развитием Земли.

РЕКОМЕНДАТЕЛЬНЫЙ БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бардина, Н. Ю. Фениты: ситематика, условия образования и роль в коровом магмообразовании [Текст] / Н. Ю. Бардина, В. С. Попов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1994. Вып. 6.
2. Белоусова, О. Н. Общий курс петрографии [Текст] / О. Н. Белоусова, В.В. Михина. М.: Недра, 1972.
3. Булытников, А. Я. Саралинский золотоносный район [Текст] / А. Я. Булытников // Изв. Сиб. отд. геолкома. Томск, 1928. Т. 7. Вып. 38.
4. Буряк, В. А. Метаморфизм и рудообразование [Текст] / В. А. Буряк. М.: Недра, 1982.
5. Вернон, Р. Х. Метаморфические процессы. Реакции и развитие микроструктуры [Текст] / Р. Х. Вернон; пер. с англ. М.: Недра, 1980.
6. Вильямс, Х. Петрография [Текст]: в 2 т. / Х. Вильямс, Ф. Дж. Тернер, Ч.М. Гилберт; пер. с англ. М.: Мир, 1986. Т. 2.
7. Винклер, Г. Генезис метаморфических пород [Текст] / Г. Винклер; пер. с англ. М.: Недра, 1979.
8. Геология астроблем [Текст] / В. Л. Масайтис [и др.]. Л.: Недра, 1980.
9. Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров [Текст] / В. А. Рябенко [и др.]. Киев: Наук. думка, 1982.
10. Геология Саралинского рудного района [Текст]: монография / А. М. Сазонов [и др.]; ГАЦМиЗ. Красноярск, 1997. 114 с.
11. Гиллен, К. Метаморфическая геология [Текст] / К. Гиллен; пер. с англ. М.: Мир, 1984.
12. Грубенман, У. Метаморфизм горных пород [Текст] / У. Грубенман, П. Ниггли. Л.; М.: Геолразведиздат, 1933.
13. Гумбеитовая формация Урала [Текст] / Э. М. Спиридонов [и др.]. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997.
14. Добрецов, Н. Л. Глобальные петрологические процессы [Текст] / Н. Л. Добрецов. М.: Недра, 1981.
15. Добрецов, Н. Л. Глубинная геодинамика [Текст] / Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин. Новосибирск, 2001.

16. Добрецов, Н. Л. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений [Текст] / Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, В. В. Хлестов. М.: Недра, 1972.
17. Елисеев, Н. А. Метаморфизм [Текст] / Н. А. Елисеев. М.: Недра, 1963.
18. Емельяненко, П. Ф. Петрография магматических и метаморфических пород [Текст] / П. Ф. Емельяненко, Е. Б. Яковлева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985.
19. Ефремова, С. В. Петрохимические методы исследования горных пород [Текст]: справ. пособие / С. В. Ефремова, К. Г. Стафеев. М.: Недра, 1985.
20. Измененные околорудные породы и их поисковое значение [Текст]: сб. ст. / под. ред. Н. Н. Курека. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
21. Измененные породы и их поисковое значение [Текст] / А. М. Ахмедов [и др.]; под. ред. акад. Д.С. Коржинского. М.: Недра, 1981.
22. Интерпретация геохимических данных [Текст]: учеб. пособие / Е. В. Склярков [и др.]; под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001.
23. Казицин, Ю. В. Метасоматизм в земной коре [Текст] / Ю. В. Казицин. Л.: Недра, 1979.
24. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород [Текст]: справ. пособие / Н.Л. Добрецов [и др.]. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992.
25. Коржинский, Д. С. Теоретические основы анализа парагенезиса минералов [Текст] / Д. С. Коржинский. М., 1973.
26. Коробейников, А. Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах [Текст] / А. Ф. Коробейников. Новосибирск, 1987.
27. Кузнецов, В. А. Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении [Текст] / В. А. Кузнецов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.
28. Кузнецов, Ю. А. Избранные труды [Текст]: в 3 т. Т. I. Петрология докембрия Южно-Енисейского края / Ю. А. Кузнецов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.
29. Лапинская, Т. А. Основы петрографии [Текст] / Т. А. Лапинская, Б. К. Прошляков. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1981.
30. Лепезин, Г. Г. Петрологические основы изучения и картирования метморфических комплексов складчатых областей [Текст] / Г. Г. Лепезин. Новосибирск, 2002.
31. Летников, Ф. А. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов [Текст] / Ф. А. Летников, В. Б. Савельева, С. О. Балышев. Новосибирск, 1986.

32. Магматические формации складчатых регионов [Текст]: сб. ст. / под ред. С.С. Ильенка. Элиста, 1975.
33. Маракушев, А. А. Метаморфическая петрология [Текст] / А. А. Маракушев, А. В. Бобров. М.: Изд-во МГУ, 2005.
34. Маракушев, А. А. Петрогенезис [Текст] / А. А. Маракушев. М.: Недра, 1988.
35. Махлаев, Л. В. Изолиитогенные гранитные ряды [Текст] / Л. В. Махлаев. Новосибирск: СО Наука, 1987.
36. Мейсон, Р. Петрология метаморфических пород [Текст] / Р. Мейсон. М.: Мир, 1981.
37. Менерт, К. Р. Мигматиты и происхождение гранитов [Текст] / К. Р. Менерт. М.: Мир, 1971.
38. Метаморфизм и тектоника [Текст]: учеб. пособие / Е. В. Скляров [и др.]; под ред. Е.В. Склярова. М.: Интернет Инжиниринг, 2001.
39. Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения [Текст]: сб. науч. тр. / отв. ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, 1981.
40. Метаморфические формации: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций [Текст] / В. В. Жданов [и др.]. Л.: Недра, 1986.
41. Метаморфогенное рудообразование [Текст]: сб. ст. / под ред. Я. Н. Белевцева. М.: Наука, 1977.
42. Метасоматизм и метасоматические породы [Текст] / ред. А. В. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Науч. мир, 1998.
43. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований [Текст] / Е. В. Плющев [и др.]. Л.: Недра, 1981.
44. Мигматиты [Текст] / под ред. Дж. Р. Эшуорта. М.: Мир, 1988.
45. Миясиро, А. Метаморфизм и метаморфические пояса [Текст] / А. Миясиро; пер. с англ. М.: Мир, 1976.
46. Мюллер, Р. Химическая петрология [Текст] / Р. Мюллер, С. Саксена. М.: Мир, 1980.
47. Набоко, С. Н. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях [Текст] / С. Н. Набоко. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
48. Наливкина, Э.Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис [Текст] / Э. Б. Наливкина. М.: Недра, 1964.
49. Овчинников, Л. Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала [Текст] / Л. Н. Овчинников. М.: Геоинформмарк, 1998.
50. Омеляненко, Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород [Текст] / Б. И. Омеляненко. М.: Недра, 1978.
51. Петрографический кодекс (Временный свод правил и рекомендаций) [Текст] / под ред. Н. П. Михайлова. М., 1992.

52. Петрография [Текст]: в 3 ч. / под ред. А. А. Маракушева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. Ч. 3.
53. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород [Текст]: учеб. / М. А. Афанасьева [и др.]; под ред. В. С. Попова, О. А. Богатикова. М.: Логос, 2001.
54. Природа метаморфизма [Текст] / М.: Мир, 1967.
55. Рихванов, Л. П. Радиогеохимическая типизация рудно-магматических образований [Текст] / Л. П. Рихванов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002.
56. Родыгин, А. И. Динамометаморфические породы [Текст]: справ. пособие / А. И. Родыгин. Томск, 2001.
57. Саранчина, Г. М. Петрология магматических и метаморфических пород [Текст] / Г. М. Саранчина, Н. Ф. Шинкарев. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 1973.
58. Слензак, О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии [Текст] / О. И. Слензак. Киев: Изд-во АН Украинской ССР, 1961.
59. Соболев, Р. Н. Методы петрохимических пересчетов пород и минералов [Текст] / Р. Н. Соболев, В. И. Фельдман. М.: Недра, 1984.
60. Теоретические основы метаморфизма [Текст] / Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Е. Н. Ушакова. Новосибирск, 1974.
61. Усов, М. А. Саралинский золотоносный район [Текст] / М. А. Усов // Тр. Том. ун-та. Томск, 1917.
62. Файф, У. Флюиды в земной коре [Текст] / У. Файф, А. Томпсон. М.: Мир, 1981.
63. Файф, У. Метаморфические реакции и метаморфические фации [Текст] / У. Файф, Ф. Тернер, Дж. Ферхуген; пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
64. Фации метаморфизма [Текст] / Н. Л. Добрецов [и др.]; под ред. акад. В. С. Соболева. М.: Недра, 1969.
65. Фельдман, В. И. Петрология импактитов [Текст] / В. И. Фельдман. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990.
66. Харкер, А. Метаморфизм [Текст] / А. Харкер. ОНТИ НКТП, 1937.
67. Цейслер, В. М. Формационный анализ [Текст]: учеб. / В. М. Цейслер. М.: Изд-во РУДН, 2002.
68. Щербань, И. П. Рудоносные околожильные метасоматиты [Текст] / И. П. Щербань. Киев: Либідь, 1996.
69. Philpotts, A. R. Principles of igneous and metamorphic petrology [Text]. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1990.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авгит 79
Актинолит 84
Аллохимический метаморфизм 8
Альбит-эпидот-актинолитовый роговик 168
Амфиболит 219
Анатексис 8
Андалузит 61
Андалузит-кордиеритовый роговик 163
Анортоклаз 104
Антофиллит 83
Аргиллизит 295
Аспидный сланец 208
- Беербахит 158
Березит 299
Биотит 91
Биотитовая зона 128
Биотит-плагиоклазовый роговик 166
Брусит 96
Будинаж-текстура 108
Бухит 178
- Везувиан 73
Волластонит 74
Вторичный кварцит 292
- Геденбергит 78
Глаукофан 85
Глаукофановый сланец 236
Гнейс 201
Гондит 201
Гранат 69
Гранатовая зона 128
Гранатовый гнейс 226
Гранитные и гранодиоритовые гнейсы 219
Гранулит 230

Грейзен 282
Грюнерит 83
Гумбеит 304
Гумит 54

Диафторез 249
Динамотермальный метаморфизм 29
Диопсид 78
Дистен 60
Дистеновый гнейс 238
Дистеновый сланец 238
Доломитовый мрамор 172

Жадеит 81
Жедрит 83

Зеленый сланец 213
Зона
– аноморфизма 125
– катаморфизма 125
Зювит 196

Известково-силикатный мрамор 174
Известковый скарн 275
Известковый сланец 251
Изограда 126
Изореакционограда 151
Изохимический метаморфизм 7
Импактит 189
Импактная брекчия 195
Индекс-минерал 126
Итабирит 202

Калинатровые полевые шпаты 102
Кальцитовый мрамор 170
Кальцифир 158, 174, 233
Катазона 126
Катакластический метаморфизм 21, 22
Кварцит 197, 211
Кварц-полевошпатовый сланец 219
Кианитовая зона 129
Кинцигит 201
Кливаж 108
Клиногумит 54, 55

Клиноцоизит 57
Кондалит 201
Контактово-термальный метаморфизм 25
Компоненты
– инертные 44
– подвижные 44
Кордиерит 66
Кристаллобластический ряд минералов 113
Куммингтонит 83

Лавсонит 68
Лиственит 301
Локальный динамотермальный метаморфизм 30

Магнезиальный скарн 274
Магнезиальный сланец 215
Мезозона 126
Мервинит 69
Метабазиты 50, 201
Метаморфизм 7
– Бучанского типа 129
– погружения 31
– типа Барроу 127, 129
Метаморфизованные породы 10
Метаморфические породы 10
Метаморфические реакции 133
Метапелитовый кристаллический сланец 216
Метапелиты 50, 201
Метасоматоз 7, 43
– диффузионный 43
– инфильтрационный 43
Моноклинные пироксены 77
Монтичеллит 53
Мусковит 89

Норбергит 54

Одностороннее давление 17
Оливин 52
Омфацит 80
Офикальцит 158, 173

Палингенез 8
Петрогенетическая сетка 136

Пириболит 201
Пироксеновый гнейс 228
Пироксены 75
Пирометаморфизм 29
Плаггиоклаз 99
Плаггиоклаз-пироксеновый роговик 169
Плаггиоклаз-роговообманковый роговик 168
Полиметаморфизм 8, 248
Празинит 214
Пренит 96
Прогрессивный метаморфизм 8
Пропилит 284
Пумпеллиит 58
Пьемонтит 58
Пятнистый сланец 161

Равновесные минералы 51
Регрессивный метаморфизм 8
Реликтовые минералы 51
Реоморфизм 8
Роговая обманка обыкновенная 87
Роговик 156
Ромбические пироксены 75

Силлиманит 63
Силлиманитовая зона 129
Силлиманитовые и кордиеритовые
кристаллические сланцы и гнейсы 223
Скарн 273
Сланцеватость
– кристаллизационная 108
– механическая 107
– плоскопараллельная 109
Слюдяной роговик 165
Слюдяной сланец 209
Спуррит 69
Ставролит 64
Ставролитовая зона 128
Стильпномелан 98
Стресс 17

Структура

- бетонная 122
- брекчиевидная 122
- гелицитовая 119
- гранобластовая 115
- диабластовая 119
- друзитовая 120
- катакластическая 122
- кристаллобластовая 113
- лепидобластовая 116
- милонитовая 123
- нематобластовая 116
- пойкилобластовая 115
- псевдотахилитовая 124
- симплектитовая 120
- ситовидная 119
- филлонитовая 124

Степень метаморфизма 146, 151

Тагамит 197

Тальк 95

Текстура 106

- гнейсовидная 109
- инъекционная 112
- массивная 107
- очковая 109
- плойчатая 112
- полосчатая 107
- пятнистая 107
- сланцеватая 107
- узловатая 107

Тектит 199

Тепловой поток 14

Тремолит 84

Тренд метаморфизма 251

Углеродистый метасоматит 306

Ударный метаморфизм 40

Узловатый сланец 162

Ультраметаморфизм 8, 39

Фассаит 78
Фации
– группы А 142
– группы В 144
– группы С 145
– метаморфическая 138
Филлит 209
Флогопит 91
Формация метаморфическая 254
Фуксит 90

Хлорит 93
Хлоритовая зона 127
Хлоритоид 97
Хондродит 54

Цоизит 56

Эвлизит 234
Эгирин 80
Эклогит 239
Эпидот 56
Эпизона 126

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ (названия минералов).....	5
Глава 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ.....	6
1.1. ВВОДНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ.....	6
1.2. ФАКТОРЫ МЕТАМОРФИЗМА.....	11
1.2.1. Температура.....	11
1.2.2. Давление.....	15
1.2.3. Флюиды.....	17
Глава 2. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.....	20
2.1. ВИДЫ МЕТАМОРФИЗМА.....	21
2.1.1. Динамометаморфизм.....	22
2.1.2. Контактново-термальный метаморфизм.....	25
2.1.3. Динамотермальный метаморфизм.....	29
2.1.4. Ультраметаморфизм.....	39
2.1.5. Ударный метаморфизм.....	40
2.1.6. Метасоматоз.....	43
2.2. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.....	47
2.2.1. Химический состав исходных пород.....	47
2.2.2. Типизация минералов метаморфических пород.....	50
2.2.3. Минералы метаморфических пород и их диагностические свойства.....	52
Группа оливина.....	52
Группа гумита.....	54
Группа эпидота.....	56
Группа дистена.....	59
Ставролит.....	64
Кордиерит.....	66
Лавсонит.....	68
Спуррит.....	69
Мервинит.....	69
Группа граната.....	69
Везувиан.....	73
Волластонит.....	74
Группа пироксенов.....	75
Группа амфиболов.....	82

Группа слюд.....	89
Хлориты.....	93
Тальк.....	95
Брусит.....	96
Пренит.....	96
Хлоритоид.....	97
Стильпомелан.....	98
Группа полевых шпатов.....	98
2.3. СТРОЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.....	105
2.3.1. Текстуры.....	106
2.3.2. Структуры.....	112
Кристаллобластовые структуры.....	113
Катакластические структуры.....	122
2.4. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА. ФАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.....	124
2.4.1. Развитие физико-химического направления в метаморфической петрологии.....	125
Работы В. Ван-Хайза, У. Грубенмана, П. Ниггли.....	125
Метаморфические минеральные зоны и концепция изоград.....	126
Работы Ф. Бекке.....	130
Работы В. Гольдшмидта.....	131
Метаморфические реакции.....	133
Петрогенетическая сетка.....	136
2.4.2. Фации метаморфических пород.....	138
Фации П. Эскола.....	138
Фации по Н.Л. Добрецову и В.С. Соболеву.....	142
Графическое изображение парагенезисов метаморфических пород.....	146
Критика фациального анализа и рекомендации по систематике Г. Винклера.....	150
Глава 3. ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.....	153
3.1. ПРОДУКТЫ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА.....	156
3.1.1. Пелитовые роговики.....	160
Пятнистые сланцы.....	161
Узловатые сланцы и роговики.....	162
Андалузит-кордиеритовые роговики.....	163
3.1.2. Кварц-полевошпатовые роговики.....	165
Слюдяные роговики.....	165
Биотит-плагиоклазовые роговики.....	166
3.1.3. Базитовые роговики.....	166
Альбит-эпидот-актинолитовые роговики.....	168
Плагиоклаз-роговообманковые роговики.....	168
Плагиоклаз-пироксеновые роговики.....	169

3.1.4. Контактные мраморы.....	169
Кальцитовые мраморы.....	170
Доломитовые мраморы.....	172
Известково-силикатные мраморы.....	174
3.1.5. Магнезиальные роговики.....	175
3.1.6. Продукты спуррит-мервинитовой фации и оптического метаморфизма.....	176
3.2. ПРОДУКТЫ ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА.....	178
3.2.1. Какириты.....	179
3.2.2. Тектонические брекчии.....	180
3.2.3. Катаклазиты.....	180
3.2.4. Милониты.....	182
3.2.5. Псевдотахилиты.....	183
3.2.6. Бластомилониты.....	186
3.3. ПРОДУКТЫ УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА.....	188
3.3.1. Строение импактных пород и минералов.....	190
3.3.2. Главные виды импактных пород.....	194
Импактные брекчии.....	195
Зювиты.....	196
Тагамиты.....	197
Тектиты.....	199
3.4. ПРОДУКТЫ ДИНАМОТЕРМАЛЬНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА.....	199
3.4.1. Продукты динамотермального метаморфизма умеренных и средних давлений.....	203
Породы низкотемпературного подкласса.....	208
Породы среднетемпературного подкласса.....	216
Породы высокотемпературного подкласса.....	223
3.4.2. Продукты динамотермального метаморфизма высоких давлений.....	234
Породы низко- и среднетемпературного подклассов..	236
Породы высокотемпературного подкласса.....	239
3.5. ПРОДУКТЫ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА.....	241
3.5.1. Мигматиты.....	241
3.5.2. Метатектиты.....	242
3.5.3. Чарнокиты.....	244
3.5.4. Бластолиты.....	247
3.6. ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ И ДИАФТОРЕЗ.....	248
3.6.1. Полиметаморфизм.....	248
3.6.2. Диафторез.....	249
3.6.3. Изучение последовательности метаморфических преобразований.....	251
3.7. ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.....	254

Глава 4. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ	262
4.1. ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МЕТАСОМАТИТОВ.....	262
4.2. ПРОЦЕССЫ И ПРОДУКТЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ МЕТАСОМАТОЗА.....	268
4.2.1. Метасоматическая гранитизация.....	268
4.2.2. Фениты.....	268
4.2.3. Метасоматические карбонатиты.....	271
4.2.4. Полевошпатовый метасоматоз.....	272
4.3. ПРОЦЕССЫ И ПРОДУКТЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ СТАДИЙ МЕТАСОМАТОЗА.....	272
4.3.1. Процессы и продукты ранней щелочной стадии метасоматоза.....	273
Скраны.....	273
Генезис скарнов.....	278
4.3.2. Процессы и продукты кислотной и последующей поздней щелочной стадии метасоматоза.....	281
Грейзены.....	282
Пропилиты.....	284
Вторичные кварциты.....	292
Аргиллизиты.....	295
Березиты и листовениты.....	299
Гумбеиты.....	304
Углеродистые метасоматиты.....	306
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	309
РЕКОМЕНДАТЕЛЬНЫЙ БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	311
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	315