

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ
И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Томский государственный университет



А.Н. Юричев

МЕТАМОРФИЗМ

Учебное пособие

Томск
Издательский Дом Томского государственного университета
2014

УДК 552.16
ББК 26.3Я73
Ю738

Юричев А.Н.

Ю738 **Метаморфизм : учебное пособие. – Томск :**
Издательский Дом ТГУ, 2014. – 170 с.

ISBN 978-5-9462-1452-0

В учебном пособии изложены основные сведения о метаморфизме, общие представления о методах изучения и картирования метаморфических комплексов. Охарактеризованы основные понятия и определения, приведены схема метаморфических фаций, элементы химической термодинамики и кинетики, парагенетический анализ, способы оценки температуры, давления и состава флюида, геологические обстановки образования, а также рассмотрены вопросы формирования и распространения важнейших метаморфогенных полезных ископаемых.

Для студентов геологических специальностей университетов и аспирантов.

УДК 552.16
ББК 26.3Я73

Рецензент: доктор геолого-минералогических наук,
профессор А.И. Чернышов

ISBN 978-5-9462-1452-0 © Юричев А.Н., 2014

© Томский государственный университет, 2014

ПРЕДИСЛОВИЕ

Процессы метаморфизма относятся к ведущим эндогенным факторам дифференциации литосферы во всем ее объеме и на всем протяжении геологической истории. С ними генетически связаны разнообразные металлические и неметаллические полезные ископаемые. Поэтому важность метаморфизма трудно переоценить в учебном комплексе дисциплин геологического профиля.

Широкое развитие учение о метаморфизме получило в 70-е гг. XX столетия. В это время были опубликованы фундаментальные исследования В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова, В.В. Ревердатто, Е.Н. Ушаковой, А.А. Маракушева, А. Миясиро, Б.И. Омеляненко и других ученых. В трудах Д.С. Коржинского, его учеников и последователей (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, В.А. Глебовицким, М.П. Кортусовым, Ф.А. Летниковым, А.В. Сидоренко, Ф.П. Митрофановым, Н.В. Соболевым, В.В. Хлестовым, Л.Л. Перчуком, Н.П. Семененко и многими другими.

Многие вопросы теории метаморфических процессов рассматриваются только в научной литературе, что осложняет освоение студентами краткого курса «Метаморфизм».

В учебном пособии рассмотрены основные представления учения о метаморфизме и метаморфических породах, развиваемые как российскими, так и зарубежными видными исследователями (Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, У. Файфа, Х. Винклер, Н.А. Елисеев, А.А. Маракушев, А. Миясиро и др.). Особо подчеркивается большой вклад в развитие теоретических основ метаморфизма, а также представлений о метаморфических фациях и формациях коллектива сибирских петрографов под руководством В.С. Соболева (Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, Н.В. Соболев, Е.Н. Ушакова).

При работе над изданием по возможности учтены достижения учения о метаморфизме, содержащиеся в монографических исследованиях и учебниках, опубликованных за последние десятилетия (Н.Л. Добрецов и др.; В.С. Попов и др.; А.М. Сазонов; Г.Г. Лепезин; А.И. Чернышов и др.). Для более углубленного

изучения отдельных процессов метаморфизма, петрологии метаморфических образований студенты могут воспользоваться литературными источниками, приведенными в библиографическом списке в конце пособия.

Автор выражает глубокую признательность и благодарность заведующему кафедрой петрографии, доктору геолого-минералогических наук, профессору А.И. Чернышову за помощь в работе, критические замечания и ценные советы; заведующему НИЛ структурной петрологии и минерогении, кандидату геолого-минералогических наук, доценту И.Ф. Гертнеру за активное содействие и помощь в подготовке рукописи к изданию.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

Аб	– альбит	Му	– мусковит
Акер	– акерманит	Мул	– муллит
Акт	– актинолит	Не	– нефелин
Альм	– альмандин	Ол	– оливин
Ан	– анортит	Ос	– осумилит
Ант	– антофиллит	Пер	– периклаз
Анд	– андалузит	Пир	– пироп
Ар	– арагонит	Пл	– плагиоклаз
Би	– биотит	Прф	– пирофиллит
Бр	– брусит	Ро	– роговая обманка
Во (Вол)	– волластонит	Рп	– ромбический пироксен
Гем	– гематит	Срп	– серпентин
Герц	– герценит	Сил	– силлиманит
Гип	– гиперстен	Сп	– спуррит
Гр	– гранат	Спф	– сапфирит
Грос	– гроссуляр	Ст	– ставролит
Грф	– графит	Тил	– тиллиит
Диоп	– диопсид	Тл	– тальк
До	– доломит	Трем	– тремолит
Жад	– жадеит	Фа	– фаялит
Жедр	– жедрит	Фо	– форстерит
Ка	– кальцит	Хл	– хлорит
Кв	– кварц	Хлт	– хлоритоид
Ки	– кианит	Шп	– шпинель
Кор	– корунд	Эн	– энстатит
Корд	– кордиерит	Эп	– эпилот
(Fe-корд)	(Fe-кордиерит)		
Корн	– корнерупин		
Кпш	– калиевый полевой шпат		
Лав	– лавсонит		
Мерв	– мервинит		
Мзт	– магнезит		
Монт	– монтичеллит		
Мп	– моноклинный пироксен		
Мт	– магнетит		

1. ПОНЯТИЕ МЕТАМОРФИЗМА И ЕГО ФАКТОРЫ

1.1. Определение понятий

Метаморфические породы возникают в результате глубокого преобразования осадочных, магматических или ранее существовавших метаморфических пород, которые называются исходными или первичными. Процессы метаморфизма происходят на глубинах, расположенных ниже зоны формирования осадочных пород.

Метаморфизм представляет собой процесс минералогического, структурно-текстурного, а иногда и химического приспособления исходных пород к новым термодинамическим и химическим условиям, происходящий при повышенных температурах и давлениях.

Таким образом, при метаморфизме в различных сочетаниях изменяются минералогический состав, структурно-текстурные особенности и, в отдельных случаях, химический состав исходных пород.

Характерной особенностью любого метаморфического процесса является перекристаллизация исходной породы в твердом состоянии. Иначе говоря, в каждый данный момент метаморфического процесса ни вся порода в целом, ни сколько-нибудь ее существенная часть не переходят в растворенное или расплавленное состояние. Жидкая фаза при метаморфизме присутствует только в подчиненных количествах.

Всякий метаморфизм сопровождается перемещением и перегруппировкой вещества, которые происходят в ходе перекристаллизации исходной породы. В одних случаях перемещение и перегруппировка вещества носят характер взаимодействия между составными частями исходной породы. При этом метаморфический процесс не сопровождается сколько-нибудь существенным изменением валового химического состава исходной породы (содержание воды и углекислоты не учитывается). Такой метаморфизм, не сопровождаемый привнесом и выносом компонентов, называется ***изохимическим метаморфизмом или просто метаморфизмом***. Вместе с тем в природе широким распространением пользуются процессы метаморфизма, при которых происходит не только минералогическое и структурно-текстурное изменение исходной породы,

но и коренное изменение ее химического состава. Такие метаморфические процессы называются **неизохимическими, или метасоматозом**. Таким образом, метасоматозом именуется процесс замещения породы в целом или отдельных минералов с изменением химического состава. При этом растворение исходных минералов и образование новых происходят одновременно, так что порода в течение всего процесса сохраняет твердое состояние. В общем метасоматоз представляет собой процесс, при котором в результате привноса и выноса компонентов происходит трансформация валового химического состава изменяемой породы одновременно с ее перекристаллизацией.

Таким образом, под **метаморфизмом** (греч. metamorphoōmai – подвергаюсь превращению, преображаюсь) мы будем понимать процесс твердофазного минерального и структурного изменения магматических, осадочных и ранее метаморфизованных пород под воздействием факторов метаморфизма – температуры, давления и глубинных флюидов.

1.2. Факторы метаморфизма и их значение

Метаморфизм исходных горных пород происходит под влиянием высокой температуры, высокого литостатического и одностороннего давления, а также химически активных растворов (флюидов), которые называются факторами или агентами метаморфизма. Например, повышение температуры способствует реакциям дегидратации и декарбонатизации; рост давления ведет к кристаллизации более плотных фаз; поля устойчивости минералов, содержащих H_2O и CO_2 , существенно зависят от состава флюида.

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.

Рассмотрим подробнее значение каждого из перечисленных факторов метаморфизма.

1.2.1. Температура

Температура является ведущим фактором метаморфизма. Она стимулирует начало и увеличивает скорость химических реакций. Это обстоятельство при метаморфизме приобретает особое значение в связи с тем, что метаморфическим изменениям подвергаются породы, сложенные малоактивными при обычных температурах минералами. При воздействии на породы повышающейся температуры увеличивается их пористость, что приводит к повышению проницаемости флюидов. По данным Дж. Джонстона и П. Ниггли, скорость химических реакций удваивается при повышении температуры на 10°C , при возрастании температуры на 100°C скорость реакций увеличивается в тысячу раз, а при повышении температуры на 200°C – в миллион раз.

Нижний предел температуры метаморфизма, по А. Миясиро, близок к 150°C ; В.С. Соболев считает минимальной температурой 380°C . Эта температура отвечает устойчивости хлоритов, самых низкотемпературных минералов изохимического метаморфизма. Метасоматоз может проходить при 100°C и ниже. Верхняя температурная граница метаморфизма для пород, близких по составу к гранитам, не превышает $700\text{--}750^{\circ}\text{C}$, а для пород основного состава – $1\ 000\text{--}1\ 100^{\circ}\text{C}$.

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) гравитационной (плотностной) дифференциации, благодаря чему Земля приобрела оболочечное строение; 2) распада радиоактивных элементов; 3) приливного взаимодействия Земли и Луны.

Тепло, выделяющееся при плотностной дифференциации вещества, превышает тепло, выделяющееся из других источников. Расслоение Земли на оболочки активно протекало 2–3 млрд лет. 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 ге-

нератором 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 внутриземных процессов, в том числе и метаморфических. Наиболее важные теплотворные изотопы – это ^{40}K , ^{238}U и ^{232}Th , имеющие длительные периоды полураспада, которые измеряются миллионами лет. Например, период полураспада ^{238}U равен 4 500 млн лет, а у наиболее долгоживущего изотопа ^{232}Th – 13 900 млн лет. В ядре планеты радиоактивные элементы отсутствуют, большая их часть сосредоточена в земной коре и мантии.

Тепло из глубин переносится конвективным и кондуктивным путями. **Конвективный теплоперенос** – это перенос тепла магмой, флюидом. **Кондуктивный теплоперенос** – это перенос тепла путем механического колебания атомов и молекул в кристаллической решетке минералов.

Несмотря на исключительно большую роль высоких температур, действие только одной высокой температуры без участия химически активных растворов не может обеспечить существенной перекристаллизации исходных пород. Только совместное действие высокой температуры и химически активных растворов может привести к коренному преобразованию пород.

1.2.2. Давление

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

Общее давление в земной коре складывается из литостатического давления, возрастающего с глубиной, и давления флюидов, заполняющих поры в горных породах (флюидное давление). **Литостатическое давление** – это давление нагрузки, является всесторонним, определяется весом вышележащих толщ. **Поровое флюидное (гидростатическое) давление** обычно уравнивают с общим всесторонним давлением нагрузки. Глав-

ные флюидные компоненты – вода и углекислота (в меньших количествах сернистый газ, хлор и др.) присутствуют в поровых пространствах между зернами, 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» (Добрецов Н.Л. с соавт., 1980; Сазонов А.М., 2007).

Величина всестороннего давления возрастает в зависимости от плотности пород в среднем на 270 бар на каждый километр погружения. Например, 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.

Ориентированное давление, или **стресс**, как фактор метаморфизма еще недостаточно изучено.

Долгое время широким признанием пользовалась концепция А. Харкера о существовании стресс-минералов, устойчивых только в условиях сильного ориентированного давления. К таким минералам были отнесены дистен, ставролит, хлоритоид и т.д. Однако развитие стресс-минералов в породах, не испытывавших стресса, совместное нахождение стресс- и антистресс-минералов и экспериментальные данные позволили сделать вывод о неприемлемости концепции А. Харкера в ее первоначальном виде.

По современным представлениям, породы, подвергшиеся ориентированному давлению, сминаются в складки либо дро-

бятся, 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). При метаморфизме он также нередко выступает как каталитический фактор, ускоряющий химические реакции и облегчающий циркуляцию химически активных растворов.

1.2.3. Химически активные растворы (флюиды)

Флюиды – неперенные участники метаморфизма. Несмотря на незначительный объем флюидной фазы, в метаморфизирующей системе их значение чрезвычайно велико. Во всяком случае, без участия хотя бы минимальных количеств растворов практически невозможны процессы перекристаллизации при метаморфизме, невозможны процессы взаимодействия между минеральными компонентами исходных пород.

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; 2 HF; 1,5 HCl; 0,5 N₂. Вопрос об агрегативном состоянии химически активных растворов решается в пользу жидкого или жидкообразного состояния водных растворов. Это подтверждается, по мнению Д.С. Коржинского, независимостью активности воды от величины литостатического давления. Углекислый газ находится при метаморфизме, по-видимому, в газообразном состоянии, что определяет повышение его активности с увеличением давления.

В метаморфизируемых породах флюиды перемещаются путем **диффузии** и **инfiltrации**. Диффузионная миграция осуществляется путем перемещения веществ через неподвижные поровые растворы в сторону падающей концентрации. Миграция второго типа, называемая фильтрационной, происходит в результате медленного просачивания химически активных растворов по мелким трещинам, зонам рассланцевания и дробления.

Вода увеличивает проницаемость пород за счет большой смачивающей способности кристаллов. Кислоты и щелочи, растворенные в воде, усиливают эффект смачивания. Восстановленные флюиды (H_2 и др.) обладают низкой способностью смачивания.

Степень перекристаллизации зависит от окисленности метаморфизирующего флюида. Состав флюида зависит от состава подвергающихся метаморфизму пород. При метаморфизме глин, алевролитов и других первично терригенных осадков за счет реакций дегидратации выделяется вода. Напротив, при метаморфизме карбонатов высвобождается углекислота. При смешанном составе толщ должно меняться и соотношение между H_2O и CO_2 во флюиде. Флюиды могут быть кислотными (H_2S , CO_2 , Cl_2 , F_2), щелочными (KOH , $NaOH$, $Ca(OH)_2$) и нейтральными. Например, процессы регионального метаморфизма проходят под воздействием растворов, близких к нейтральным; локальные процессы метаморфизма и метасоматоза осуществляются при воздействии щелочных или кислотных растворов.

Роль флюидов в метаморфических процессах многогранна. Они являются хорошим катализатором (в присутствии флюида идут легче реакции, быстрее устанавливается равновесие), 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.

Вопрос об источниках флюидных растворов трактуется разными исследователями неоднозначно. Таковыми могут быть небольшие количества растворов, первично содержащихся в порах и мельчайших трещинках исходных пород. Количество таких растворов значительно варьирует в различных типах пород, однако в среднем, по данным У. Хуана, равняется 3%. Источником химически активных растворов во многих случаях являются магматические расплавы, внедрившиеся в толщу литосферы. Особенно большие количества растворов связываются с кислыми магмами, очень богатыми флюидной массой. Многие исследователи большую роль отводят глубинным сквозьмагматическим растворам, которые,

поступая в литосферу, несут не только химически активные вещества (прежде всего H_2O), но и большие запасы тепловой энергии. Во всех случаях количество химически активных растворов остается незначительным, и эти растворы называются поровыми.

По современным представлениям 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.

1.3. Классификация метаморфических процессов

В настоящее время выделяются две большие группы метаморфических процессов: изохимический метаморфизм и неизохимический (метасоматоз).

Изохимический метаморфизм представляет собой совокупность процессов минералогического и структурно-текстурного приспособления исходных пород к новым РТ-условиям, не сопровождаемых коренным изменением их химического состава.

Метасоматоз (метасоматизм) предусматривает процессы метаморфического изменения, при которых происходит не только минералогическое и структурно-текстурное, но и химическое приспособление исходных пород к новым условиям с коренным изменением их химического состава.

Таким образом, изохимический метаморфизм – это метаморфизм без привноса-выноса петрогенных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO и др.). Неизохимический метаморфизм – это метаморфизм с привносом-выносом петрогенных компонентов.

Процессы метаморфизма по преобладанию (интенсивности) того или иного фактора метаморфизма подразделяются на следующие типы: контактовый (термальный), динамометаморфизм (катакластический), динамотермальный (региональный), ультраметаморфизм и метасоматоз.

Контактовый (термальный) метаморфизм связан с непосредственным воздействием на исходные горные породы магматических масс (интрузивных или эффузивных). Данный тип

метаморфизма характеризуется относительно малой мощностью зон изменения. Его ведущим фактором является высокая температура, при этом другие факторы играют подчиненную роль. Химически активные растворы действуют как катализаторы химических реакций и являются средой для взаимодействия между компонентами. В ходе контактового метаморфизма возникают породы, которые называются роговиками.

Контактовый метаморфизм осуществляется всегда на малых глубинах ($P = 2-3$ кбар), на больших глубинах он становится неотчетливым и сливается с региональным метаморфизмом, а поэтому между ними возможны все переходы.

Динамометаморфизм (катакластический метаморфизм) связан с воздействием на породы сильного стресса при сравнительно невысоких температурах и низком гидростатическом давлении. Химически активные растворы большой роли не играют. В отличие от контактового метаморфизма, при котором главная роль принадлежит перекристаллизации, при динамометаморфизме основным процессом является механическое дробление пород и минералов, переходящее иногда в пластическое течение раздробленных частиц. Породы, возникающие при динамометаморфизме, обозначаются разными терминами и не имеют общего названия.

Динамотермальный (региональный) метаморфизм связан с одновременным воздействием на исходные породы высокой температуры, большего гидростатического давления и сильного стресса. Химически активные растворы всегда участвуют в метаморфизме, но не оказывают решающего влияния на состав пород. Главным преобразующим процессом являются перекристаллизация и, возможно, пластическое течение. Породы этого типа метаморфизма называются кристаллическими сланцами и гнейсами.

В отличие от контактового региональный метаморфизм проявляется на больших площадях. Здесь тепловой источник часто не ясен. Давление при региональном метаморфизме меняется от 2–3 до 10–15 кбар, температура от 300 до 900°C.

Ультраметаморфизм объединяет процессы, происходящие при очень высоких температурах в глубоких зонах литосферы. В процессах метаморфизма участвуют магматические расплавы гранитоидного состава. Породы этого метаморфизма называют-

ся мигматитами, которые характеризуются одновременным присутствием метаморфического и магматического компонентов.

Метасоматоз (метасоматизм) связан с одновременным воздействием на исходные породы высокой температуры и химически активных растворов, действие которых приводит к коренному изменению химического состава, в результате привноса одних и выносу других компонентов.

Специфическим типом метаморфизма является **импактный (ударный) метаморфизм**. Данный тип метаморфизма протекает на земной поверхности в результате падения метеоритов. Он не связан с эндогенными и экзогенными процессами, а является геокосмическим процессом, поэтому в Петрографическом кодексе России 2008 г. его предлагается выделить в самостоятельный класс породообразующих процессов. В некоторых учебных пособиях продукты ударного метаморфизма рассматривают в составе катакластического метаморфизма.

Метаморфизм, протекающий на стадии повышения температуры, называется **прогрессивным**. В присутствии фаз, содержащих H_2O и CO_2 , он идет с их выделением. Метаморфизм, идущий на стадии понижения температуры, называется **регрессивным**. Кроме прогрессивного и регрессивного метаморфизма выделяется еще **диафторез**. Это тот же регрессивный метаморфизм, но время его проявления оторвано от главного этапа метаморфизма, т.е. он является наложенным. Диафторез, как правило, приурочен к зонам глубинных разломов и протекает при избытке флюида. Поэтому высокотемпературные парагенезисы часто полностью замещаются низкотемпературными парагенезисами.

2. ОСНОВЫ ХИМИЧЕСКОЙ ТЕРМОДИНАМИКИ

2.1. Определение основных понятий

Метаморфические породы формируются в результате глубоких преобразований пород любого происхождения, обусловленных изменениями физико-химических и термодинамических условий на месте их залегания.

Термодинамика – это направление науки, занимающееся изучением состояний и свойств физических систем, а также изучением их изменений, обусловленных протекающими в системах процессами.

Химическая термодинамика изучает химические реакции и физико-химические процессы, включая зависимости термодинамических свойств веществ от их состава, агрегатного состояния и внешних параметров (температуры, давления и др.). Под химической термодинамикой нередко понимают учение о химическом равновесии.

Термодинамика имеет дело с начальным и конечным состоянием процессов и не касается механизмов и скоростей перехода из одного состояния в другое. Этим занимается отдельное направление – кинетика.

Основными понятиями в термодинамике являются: система, состояние системы и ее параметры, функции состояния системы (термодинамические функции). Рассмотрим подробнее каждое из этих понятий.

Система. Под системой в термодинамике понимается совокупность взаимодействующих между собой материальных тел, отделенных от окружающей среды замкнутой поверхностью – границей. Границы системы выбираются так, чтобы содержащиеся в ней фазы (минералы, флюиды, расплавы и т.д.) могли находиться в равновесии.

Системы, которые не обмениваются с окружающей средой энергией и веществом, называются **изолированными**. Системы, которые обмениваются с окружающей средой энергией, но не обмениваются веществом, – **закрытыми**. **Открытые** системы – это системы, которые обмениваются с окружающей средой энергией и веществом.

Химическая система считается закрытой или замкнутой, если в ней в течение всего времени химических превращений от-

существует массообмен с окружающей средой. Все изменения массы компонентов в такой системе происходят исключительно в результате химических реакций.

Структурной единицей любой системы является фаза.

Фаза – это обособленная часть системы с определенными химическими и физическими свойствами. Например, в качестве самостоятельных фаз рассматриваются минералы метаморфических пород, флюид и расплав.

В каждую фазу входит один, два или несколько компонентов. Компонентами могут быть ионы, оксиды, минералы.

Состояние системы и параметры ее состояния. Система претерпевает изменения, при которых она обменивается с окружающей средой теплотой и работой. При этом изменяются как система, так и окружающая среда. Про равновесную в данных условиях систему говорят, что она находится в некотором определенном **состоянии**. Это означает, что каждое ее свойство имеет конкретное численное значение. Свойства, определяющие состояние системы (объем, температура, давление, концентрация фаз, сила тяготения и др.) называются **параметрами состояния**.

Параметры состояния системы подразделяются на интенсивные и экстенсивные. **Интенсивные параметры** состояния (температура, давление, химические потенциалы компонентов системы и др.) не зависят от массы системы и при равновесии в пределах данной фазы имеют постоянные значения или изменяются непрерывно от точки к точке, а при переходе через границу фазы – скачком. **Экстенсивные параметры** состояния (объем, внутренняя энергия, энтальпия, энтропия и т.д.) в однородных системах при постоянстве интенсивных параметров пропорциональны массе вещества. Экстенсивные параметры состояния системы в целом равны сумме соответствующих параметров состояния всех ее частей. После отнесения к единице массы или к одному молью они приобретают свойства интенсивных параметров и называются мольными.

Температура – физическая величина, характеризующая состояние термодинамического равновесия макроскопической системы. Ее значения одинаковы для всех частей изолированной системы, если нет перехода энергии (теплоты) от одной части системы к другой. Если изолированная система не находится в равновесии, то с течением времени переход энергии (теп-

лоты) от более нагретых частей системы к менее нагретым приводит к выравниванию температуры. Температура определяет распределение образующих систему частиц по скоростям и энергиям.

Давление – физическая величина, характеризующая интенсивность нормальных (перпендикулярных к поверхности) сил, с которыми одно тело действует на поверхность другого тела (например, вышележащих толщ на нижележащие). Длительно действующие давления называются **статическими**, коротковременно действующие – **мгновенными** или **динамическими**.

В покоящихся газах или жидкостях давление является **гидростатическим**. Под давлением происходит сжатие вещества, т.е. увеличение его плотности, и энергетически выгодными становятся те направления физических и химических процессов, которые ведут к уменьшению объема всех взаимодействующих фаз (при условии сохранения их массы).

2.2. Функции состояния системы (термодинамические функции)

Любая физическая величина, значение которой определяется термодинамическими свойствами системы в данный момент времени, т.е. термодинамическим состоянием, независимо от того, как это состояние достигнуто, называется функцией состояния системы, или термодинамической функцией. Особую роль играют термодинамические функции, с помощью которых можно в явном виде выразить все термодинамические свойства системы. Такие функции называются характеристическими. Наиболее часто применяются следующие пять характеристических функций: внутренняя энергия (U), энтропия (S), энтальпия (H), энергия Гиббса (G) и энергия Гельмгольца (F , иногда A).

Внутренняя энергия – это полная энергия системы (кинетическая и потенциальная), определяется в соответствии с первым началом термодинамики как разность между количеством теплоты, сообщенным системе, и работой, совершенной системой над внешними телами:

$$U = dQ - dW, \quad (1)$$

где U – внутренняя энергия системы; dQ – энергия, которую приобрела система в виде теплового потока; dW – энергия, выделившаяся из системы в виде механической работы.

Данное уравнение (1) является выражением *первого закона термодинамики*.

Энтропия – термодинамическая функция, характеризующая меру неупорядоченности термодинамической системы, т.е. неоднородность расположения и движения её частиц.

Понятие энтропии впервые было введено Р.Ю. Клаузиусом¹ в термодинамике в 1865 г. для определения меры необратимого рассеивания энергии, меры отклонения реального процесса от идеального. Определённая как сумма приведённых теплот, она является функцией состояния и остаётся постоянной при обратимых процессах, тогда как в необратимых её изменение всегда положительно:

$$dS = dQ/T, \quad (2)$$

где dS – приращение энтропии; dQ – минимальная теплота, подведенная к системе; T – абсолютная температура процесса.

Таким образом, энтропия – есть функция состояния системы, равная в равновесном процессе количеству теплоты, сообщённой системе или отведённой от системы, отнесённому к термодинамической температуре системы. Она устанавливает связь между макро- и микро- состояниями; единственная функция в физике, которая показывает направленность процессов.

Комбинация уравнений (1) и (2) приводит к следующему уравнению:

$$TdS = dU + dW. \quad (3)$$

Уравнение (3) является математическим выражением *второго закона термодинамики*. Оно применимо только к обратимым процессам, т.е. к процессам, во время которых не происходит потеря энергии.

Энтальпия (теплосодержание) – термодинамическая функция, термодинамический потенциал, характеризующий состояние системы в термодинамическом равновесии при выборе в качестве независимых переменных давления, энтропии и числа частиц.

¹ Клаузиус Рудольф Юлиус Эмануэль (Rudolf Julius Emanuel Clausius) (1822–1888) – немецкий физик, один из основателей термодинамики и молекулярно-кинетической теории теплоты.

Проще говоря, энтальпия – это та энергия, которая доступна для преобразования в теплоту при определенных значениях температуры и давления.

Энтальпия определяется следующим образом:

$$H = U + PV, \quad (4)$$

где U – внутренняя энергия системы; P – давление в системе, а V – объём системы.

Таким образом, энтальпия в данном состоянии представляет собой сумму внутренней энергии системы и произведению давления на объём системы. В изобарическом процессе ($P = \text{const}$) приращение энтальпии равно количеству теплоты, сообщенной системе.

Энергия Гиббса (или свободная энергия Гиббса², или потенциал Гиббса, или термодинамический потенциал в узком смысле) – это величина, показывающая изменение энергии в ходе химической реакции и дающая таким образом ответ на вопрос о принципиальной возможности протекания химической реакции; это термодинамический потенциал следующего вида:

$$G = U + PV - TS, \quad (5)$$

где U – внутренняя энергия; P – давление; V – объём; T – абсолютная температура; S – энтропия.

Энергию Гиббса можно понимать как полную химическую энергию системы (кристалла, жидкости и т.д.).

Дифференциал энергии Гиббса для системы с постоянным числом частиц, выраженный в собственных переменных – через давление P и температуру T :

$$dG = -SdT + VdP. \quad (6)$$

Для системы с переменным числом частиц этот дифференциал записывается так:

² Гиббс Джозайя Уиллард (Gibbs Josiah Willard) (1839–1903) – американский математик, физик и физикохимик, один из создателей векторного анализа, статистической физики, математической теории термодинамики, что во многом предопределило развитие всех современных точных наук и естествознания в целом. Его имя присвоено многим величинам и понятиям химической термодинамики: энергия Гиббса, парадокс Гиббса, правило фаз Гиббса–Гельмгольца, треугольник Гиббса–Розебома, уравнения Гиббса–Дюгема и др.

$$dG = -SdT + VdP + \mu dN, \quad (7)$$

где μ – химический потенциал, определяемый как энергия, которую необходимо затратить, чтобы добавить в систему ещё одну частицу; N – число частиц.

Покажем, что минимум потенциала Гиббса соответствует устойчивому равновесию термодинамической системы с фиксированными температурой, давлением и числом частиц. Для этого заново запишем обобщённое уравнение первого и второго начал термодинамики (3):

$$TdS \geq dU + dW.$$

Механическая работа W измеряется изменением объема, сопротивляющегося гидростатическому давлению:

$$dW = PdV \text{ (объемная энергия)}. \quad (8)$$

Подставив значение механической работы в уравнение (3), получаем:

$$TdS \geq dU + PdV. \quad (9)$$

При $P = \text{const}$, $T = \text{const}$

$$d(U + PV - TS) \leq 0$$

$$d(G) \leq 0.$$

Таким образом, в системе при постоянных температуре и давлении энергия Гиббса достигает минимального значения.

В химических процессах одновременно действуют два противоположных фактора – энтропийный ($T\Delta S$) и энтальпийный (ΔH). Суммарный эффект этих противоположных факторов в процессах, протекающих при постоянном давлении и температуре, определяет изменение энергии Гиббса (G):

$$\Delta G = \Delta H - T\Delta S. \quad (10)$$

Из этого выражения следует, что $\Delta H = \Delta G + T\Delta S$, т.е. некоторое количество теплоты расходуется на увеличение энтропии ($T\Delta S$), эта часть энергии рассеивается в окружающую среду в виде тепла, её часто называют связанной энергией. Другая часть теплоты (ΔG) может быть использована для совершения работы, поэтому энергию Гиббса нередко называют также свободной энергией.

Характер изменения энергии Гиббса позволяет судить о принципиальной возможности осуществления процесса. При

$\Delta G < 0$ процесс может протекать, при $\Delta G > 0$ нет (иными словами, если энергия Гиббса в исходном состоянии системы больше, чем в конечном, то процесс принципиально может протекать, если наоборот, то не может). Если же $\Delta G = 0$, то система находится в состоянии химического равновесия.

Стоит обратить внимание, что речь идёт исключительно о принципиальной возможности протекания реакции. В реальных же условиях реакция может не начинаться и при соблюдении неравенства $\Delta G < 0$ (по кинетическим причинам).

Энергия Гиббса и химический потенциал. В общем случае фазы или системы состоят более чем из одного компонента, и часто бывает необходимо рассмотреть термодинамические свойства фазы (системы) в целом, а не свойства их компонентов. При постоянных температуре и давлении сумма химических потенциалов каждого компонента, умноженная на число молей каждого из них, для всех компонентов фазы или системы определяется как энергия Гиббса

$$G_{\text{общ}} = \sum_{i=1}^k \mu_i n_i, \quad (11)$$

где μ – химический потенциал компонента i ; n_i – число молей компонента i в рассматриваемой фазе, а суммирование проводится по всем компонентам.

Химический потенциал представляет собой движущую силу. Именно он определяет, вступит ли вещество в химическую реакцию и будет ли оно диффундировать из одной части системы в другую. Компоненты всегда переносятся из области с высоким химическим потенциалом в область с низким химическим потенциалом, в результате чего система в целом приближается к наиболее низкому из возможных энергетических состояний.

Химический потенциал любого компонента i (μ_i), являясь функцией состояния, имеет одно определенное значение, если заданы давление, температура и валовый состав системы.

Чтобы определить условия равновесия для данного набора минералов, необходимо получить численные значения μ и G входящих в него компонентов и фаз. Абсолютные значения этих величин не могут быть определены, однако, выбрав некоторую точку отсчета, можно рассчитать их относительные значения. Для этого требуется знать термодинамические потенциалы ин-

дивидуальных веществ. Последние приводятся в справочниках и даются для всех веществ для одних и тех же условий и состояний, называемых стандартными. За стандартные условия обычно принимаются: $P = 1 \text{ атм.}$, $T = 298,15^\circ\text{K}$ (25°C).

Энергия Гельмгольца (или свободная энергия Гельмгольца³, свободная энергия) – термодинамическая функция, характеризующая меру работы, которую может совершить термодинамическая система над внешними телами. Она определяется следующим образом:

$$F = U - TS, \quad (12)$$

где U – внутренняя энергия; T – абсолютная температура; S – энтропия.

Отсюда дифференциал свободной энергии Гельмгольца равен

$$dF = d(U - TS) = \delta Q - \delta W - d(TS) = -PdV - SdT. \quad (13)$$

Видно, что это выражение является полным дифференциалом относительно независимых переменных T и V . Поэтому часто свободную энергию Гельмгольца для равновесного состояния выражают как функцию $F = F(T, V)$.

Для системы с переменным числом частиц дифференциал свободной энергии Гельмгольца записывается так:

$$dF = -PdV - SdT + \mu dN, \quad (14)$$

где μ – химический потенциал; N – число частиц в системе. При этом свободная энергия Гельмгольца для равновесного состояния записывается как функция $F = F(T, V, N)$.

В соответствии с рекомендациями ИЮПАК⁴ энергию Гельмгольца в химической термодинамике можно также обозначать как A .

³ Гельмгольц Герман Людвиг Фердинанд (Hermann Ludwig Ferdinand von Helmholtz) (1821–1894) – немецкий ученый, автор фундаментальных трудов по физике, биофизике, физиологии, психологии. Впервые математически обосновал закон сохранения энергии, разработал термодинамическую теорию химических процессов, ввел понятия свободной и связанной энергий.

⁴ Международный союз теоретической и прикладной химии (International Union of Pure and Applied Chemistry, IUPAC) – международная неправительственная организация, способствующая прогрессу в области химии, занимается разработкой и распространением стандартов в области наименований химических соединений.

3. ОСНОВЫ ХИМИЧЕСКОЙ КИНЕТИКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

3.1. Основные определения и понятия

Химическая кинетика – это учение о химических процессах, их механизмах и закономерностях протекания во времени.

Химическая реакция (химический процесс) заключается в превращении одного или нескольких химических веществ, называемых исходными веществами, в одно или несколько других химических веществ, называемых **продуктами реакции**.

Совокупность стадий, из которых складывается та или иная реакция, называется **механизмом** или **схемой химической реакции**. Количественные характеристики и закономерности протекания химических реакций во времени неразрывно связаны с их механизмами. В этом состоит важнейшее отличие **временных (кинетических)** характеристик химических реакций от **термодинамических** – изменение энтальпии, энтропии, изобарного потенциала, константы химического равновесия и др., которые не зависят от пути протекания химической реакции.

Реакции бывают гомогенные и гетерогенные. **Гомогенные реакции** – это такие реакции, которые протекают в пределах одной фазы. Реакции, идущие на границе раздела фаз, называются **гетерогенными**. Сложные реакции, в которых одни стадии являются гомогенными, а другие – гетерогенными, называются **гомогенно-гетерогенными**.

В зависимости от того, одну или несколько фаз образуют исходные вещества и продукты реакции, химические процессы могут быть гомофазными и гетерофазными.

Гомофазными называются процессы, в которых исходные вещества, стабильные промежуточные вещества и продукты реакции находятся в пределах одной фазы.

Гетерофазными называются процессы, в которых исходные вещества, стабильные промежуточные вещества и продукты реакции образуют более чем одну фазу.

Понятия гомо- и гетерофазности совершенно независимы от понятий гомо- и гетерогенности.

3.2. Скорость реакций

Понятие скорости является основным в кинетике минералообразования. Изучая различные химические процессы во времени, мы сталкиваемся с необходимостью как-то охарактеризовать наблюдаемые изменения и сопоставить их для разных условий. Такой характеристикой, позволяющей количественно оценить эти изменения, и является скорость реакции.

Под **скоростью реакции** обычно понимают изменение количества вещества (уменьшение исходных продуктов или увеличение продуктов реакции) за единицу времени в единице объема реакционного пространства.

В замкнутой системе, где изменение количества вещества происходит только в результате химической реакции, это изменение может быть определено как dn/dt , где n – число молей рассматриваемого вещества в момент времени t .

Изменение количества некоторого компонента в единицу времени и в единице объема есть скорость:

$$v = \frac{1}{V} \cdot \frac{dn}{dt} \quad (15)$$

Применительно к исходным веществам принято говорить о скорости расходования вещества. Таким образом, скоростью расходования исходного вещества в гомофазном химическом процессе в замкнутой системе называется уменьшение количества вещества в единицу времени в единице объема (реакционного пространства).

Скорость также можно выразить как

$$v = \frac{dc}{dt} \quad (16)$$

т.е. как изменение концентрации компонента в единицу времени. Зависимость скорости химической реакции (или количества превращенного вещества) от условий эксперимента выражается кинетическим уравнением.

3.3. Химическая кинетика метаморфических процессов

Главной особенностью процессов кристаллизации метаморфических горных пород является то, что они совершаются в гор-

ной породе, которая сохраняет твердое состояние. Как было выяснено при рассмотрении метаморфических процессов, большую роль при такой кристаллизации имеют поровые растворы, несмотря на совершенно незначительный объем жидкой фазы. Поровые растворы при кристаллизации минералов вступают во взаимодействие с минералами, поэтому, кроме химических процессов, протекающих в самих поровых растворах, необходимо еще знать, что происходит с кристаллическими решетками минералов, с которыми растворы взаимодействуют. В частности, химические реакции при минералообразовании в метаморфических породах происходят не только на границе кристаллов и поровых растворов, но и внутри кристаллических решеток минералов.

3.3.1. Химические реакции, происходящие внутри кристаллических решеток минералов

Кристаллические решетки минералов характеризуются правильным расположением атомов или ионов химических элементов. Правильность в строении кристаллической решетки может нарушаться вследствие различных причин: плавления минерала, диффузии на контакте между двумя твердыми телами, испарения, так как твердые минералы, как и жидкости, могут испаряться. Кристаллическая решетка остается устойчивой, когда тепловое движение атомов совершается с малыми колебаниями около средних положений. В случаях, когда это условие не соблюдается, может произойти разрушение кристаллической решетки.

При испарении минералов некоторые атомы, образующие поверхностный слой минерала, могут приобретать кинетическую энергию, достаточную для того, чтобы совершенно оторваться от соседей. Принципиального отличия между тепловым движением атомов на поверхности кристалла и внутри его нет. При этом не обязательно, чтобы атом или ион вылетал наружу, он может покинуть положение равновесия и, вырвавшись из окружения соседних атомов, попасть в окружение других атомов, не покидая кристаллической решетки (Френкель Я.И., 1948). Тепловое движение атома сводится, в основном, к колебаниям малой амплитуды, которое атом совершает около среднего положения. Согласно закону Максвелла⁵, кото-

⁵ Максвелл Джеймс Клерк (Maxwell James Clerk) (1831–1879) – британский физик, математик и механик, создатель классической электродинамики (уравне-

рый одинаково приложим как к жидким, так и твердым телам, относительное число атомов, имеющих определенную кинетическую энергию $1/2mv^2$, пропорционально выражению

$$dN = e \cdot \frac{-1/2mv^2}{kT}, \quad (17)$$

где N – число атомов; e – экспонента (число Эйлера), $e \approx 2,71$; m – масса атома; v – скорость движения атома; T – абсолютная температура; k – постоянная Больцмана, $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К.

Благодаря взаимодействию с соседними атомами кинетическая энергия атома не остается постоянной. Даже в случаях, характеризующихся очень малой величиной средней кинетической энергии, в теле всегда найдется некоторое число атомов, кинетическая энергия которых очень велика, атом может приобрести кинетическую энергию, значительно превышающую среднее значение. За тот промежуток времени, пока атом обладает повышенной кинетической энергией, он может удалиться из положения равновесия на расстояние, значительно превышающее величину среднего колебания, он может вырваться из окружения атомов и попасть в новое окружение. Если спустя некоторое время атом опять наберет кинетическую энергию и вырвется из окружения атомов, то он попадет еще раз в новое окружение. Таким образом, переходя из одного положения в кристалле во все новые, атом будет странствовать по кристаллу. Такое странствие атомов обычно для жидких тел с неупорядоченным движением атомов или молекул, но для кристаллических решеток минералов в нормальных условиях, при температуре, далекой от температуры плавления, оно представляет исключение на фоне нормального поведения атомов в решетке.

При испарении не все поверхностные атомы кристалла испаряются сразу, а только те, которые случайно в данный момент имеют избыточную энергию, необходимую для того, чтобы оторваться от соседей. Энергия распределена между атомами неравномерно и изменяется от одного атома к другому (или от

ния Максвелла), ввёл в физику понятия тока смещения и электромагнитного поля, основатель кинетической теории газов, один из основателей статистической физики.

одного момента времени к другому) по закону Максвелла, что составляет **сущность теплового движения**. Вследствие взаимодействия атомов между собою атомы непрерывно обмениваются кинетической энергией, то отдавая ее соседям, то получая ее от них. Число атомов, приобретающих избыток энергии, очень мало. Испаряются только атомы, обладающие в данный момент большой кинетической энергией, которую они теряют в процессе испарения. Поэтому температура пара остается равной температуре кристалла.

То же самое происходит и в случае «внутреннего испарения» атомов, а именно при переходе атома из одного окружения в другое. Каково же новое положение атома, в которое он попал в результате избыточной кинетической энергии? Атом занимает в кристаллической решетке совершенно определенное положение, из которого он должен вырваться, чтобы попасть в новое пространство (полость). Атомы не занимают сплошного пространства в кристаллической решетке, между ними существуют свободные пространства, благодаря которым атомы могут совершать колебания, поэтому атом может оторваться от узла кристаллической решетки и оказаться в одной из пор или междуузлий решетки. Совокупность междуузлий может образовать полость внутри кристаллической решетки минерала. В эти внутренние полости могут проникать атомы небольших размеров. Так, в открытые каналы в кварце вдоль оптической оси могут проникать ионы серебра и лития. Такое же внедрение возможно, оказывается, и для перемещенных, или дислоцированных, атомов решетки. Узлы решетки около дислоцированного атома могут подвергнуться деформации, смещению, но на небольшом расстоянии от дислоцированного атома правильная структура решетки восстанавливается.

Таким образом, исходя из вышеизложенного, **внутреннее испарение** заключается в срыве атома из узла кристаллической решетки, выходе из окружения других атомов и переходе в ближайшее междуузлие. Процесс может повторяться одним и тем же атомом несколько раз. Элементарные внутренние перемещения атома при таких дислокациях можно рассматривать в виде последовательных элементарных актов испарения и **конденсации**. Испарение соответствует переходу из минимума потенциальной энергии в максимум, а конденсация – из максимума в минимум.

При высокой температуре кристаллическая решетка разрушается или **диссоциирует**, что выражается в заполнении междоузлий сорвавшимися и дислоцированными атомами и в появлении незаполненных, вакантных, узлов в решетке. Дислоцированный атом может странствовать по междоузлиям, а положение свободных узлов в кристаллической решетке также может в связи с этим меняться, что хорошо видно на схематическом рис. 1.

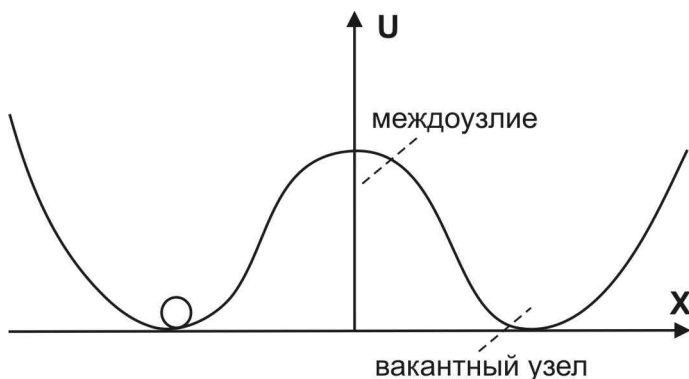


Рис. 1. Потенциальная энергия атома в горизонтальном направлении (Френкель Я.И., 1948)

Ямки на рисунке соответствуют узлам, из них один заполнен атомом, а другой вакантный, вал между ними соответствует междоузлию. Вал представляет потенциальный барьер, который необходимо преодолеть дислоцированному атому, чтобы оторваться от узла и переместиться на новое место. Свободный узел, или, как его называл Я.И. Френкель⁶, «дырка» (Френкель Я.И., 1948), в соответствии с миграцией дислоцированного атома также может мигрировать в кристаллической решетке.

В нормальных условиях атомы в кристалле могут совершать только малые колебания около неизменных правильно

⁶ Френкель Яков Ильич (1894–1952) – советский физик-теоретик, ввел понятие дефекта кристаллической решетки, создал квантовую теорию электрических и оптических свойств диэлектрических кристаллов, внес значительный вклад в различные разделы физики – электронную теорию твердого тела, физику конденсированного состояния вещества, квантовую механику и электродинамику, физику ядра, физику элементарных частиц, магнетизм, физическую химию, астрономию, геофизику.

расположенных положений равновесия, и нарушения в кристаллической решетке отсутствуют. Но при высокой температуре этот порядок нарушается, и при достаточно высокой температуре может наступить полное разрушение кристаллической решетки – кристалл расплавится. Число дислоцированных атомов в кристаллической решетке минерала и дырок очень невелико и даже вблизи температуры плавления не превосходит 1%, но наличие даже очень небольшого числа таких дырок оказывается достаточным для перемешивания атомов твердого тела. Таким образом, нагревание может привести к миграции атомов внутри кристаллической решетки, или, другими словами, к **диффузии** в твердом теле. При плавлении большинства твердых тел объем увеличивается вследствие увеличения межуатомного расстояния. Так, например, при увеличении объема примерно на 3%, расстояние между атомами увеличивается примерно на 1%. Внезапность наступления процесса плавления вызывается тем, что кристаллическая решетка теряет устойчивость при увеличении расстояния между ее узлами.

Таким образом, внутренняя миграция атомов – диффузия атомов кристаллической решетки – приводит к ослаблению решетки, к появлению в ней дефектов, способствующих диффузии атомов внутри нее. Ослаблению кристаллической решетки способствует также высокая температура. Однако придавать особое значение диффузии атомов в твердом состоянии было бы едва ли правильным в отношении метаморфических горных пород, потому что скорость такой диффузии чрезвычайно мала.

В противоположность диффузии в твердом состоянии диффузия в поровых растворах может совершаться со значительной скоростью, примером чему может служить диффузия молекул воды внутри кристаллов гейландита вдоль кристаллографических осей [201] и [001]. По данным Г. Рамберга (Рамберг Г., 1957), эта скорость в течение суток в сантиметрах будет иметь следующие значения:

	20°С	75°С
в направлении оси [201]	0,24	10,0
в направлении оси [001]	0,02	0,25

Скорость гидратации цеолитов более высокая по сравнению с диффузией воды в других силикатах.

3.3.2. Химические реакции, совершающиеся в поровых растворах

Химические реакции, совершающиеся в поровых растворах и при взаимодействии поровых растворов с минералами, играют гораздо более важную роль, чем химические реакции, совершающиеся внутри твердых кристаллических решеток. Для того чтобы реакции происходили внутри кристаллических решеток, необходимо, чтобы решетки предварительно подвергались какому-то воздействию, которое делает решетку дефектной. Такие дефекты, как мы видели, возникают под влиянием повышающейся температуры. Помимо этого при возникновении дефектов большое значение имеют деформации. При этом выясняется, что при деформации происходит открытие путей для циркуляции водных растворов, которые и обуславливают диффузию вещества, заключенного в таких растворах.

Как показали результаты изучения пластических деформаций металлов, при пластических деформациях имеют большое значение поверхностные явления.

Условия существования молекул, атомов и ионов в поверхностных слоях твердого или жидкого тела отличаются от условий существования их внутри тела. Вдоль самой поверхности, параллельно ей, действуют силы натяжения, стремящиеся сократить поверхность. Силы эти получили название **поверхностного натяжения**. Поверхностное натяжение σ выражает максимальную работу образования единицы поверхности (обычно 1 см^2) и равно изменению изобарно-изотермического потенциала ΔZ в этом процессе. При образовании поверхности ΔS

$$\Delta Z = \sigma \Delta S. \quad (18)$$

При возрастании поверхности возрастает потенциал. Термодинамические процессы протекают в сторону к меньшему значению потенциала, поэтому капли жидкости, помещенные внутри другой жидкости, не смешивающейся с первой, приобретают шарообразную форму. Капли жидкости достаточно малых размеров имеют шарообразную форму даже в газовой среде (капли дождя). При уменьшении размеров зерен минералов в горных породах уменьшение объема зерен происходит быстрее, чем поверхности.

С этой точки зрения становится понятным, почему в неравномерно-зернистой породе мелкие зерна, обладающие относи-

тельно большей поверхностной энергией, подвергаются растворению, а относительно крупные зерна увеличиваются в размерах за счет переотложения растворенного вещества мелких зерен. Происходит это вследствие того, что растворимость пропорциональна поверхностному натяжению.

В кристаллах силы взаимного притяжения частиц в различных направлениях различны, и поверхностное натяжение на различных гранях неодинаковое. Вследствие этого наименьшее суммарное значение изобарного потенциала всей поверхности кристалла $\Sigma (\sigma_s)$ достигается при определенном соотношении в размерах граней кристалла. Та форма кристалла, которая отвечает наименьшему значению потенциала $\Sigma (\sigma_s)$, или наименьшему значению свободной энергии, является наиболее устойчивой (согласно **принципу Гиббса–Кюри**).

На поверхностях раздела твердых тел как на границе с жидкостью, так и на границе с газом молекулы, атомы и ионы находятся в особом состоянии. Поверхностное натяжение раствора может сильно зависеть от состава поверхностного слоя. Изменение содержания данного компонента в поверхностном слое, по сравнению с содержанием его во внутренних слоях, называется **адсорбцией**. Различают положительную и отрицательную адсорбцию. При **положительной адсорбции** содержание растворенного вещества в поверхностном слое выше, чем во внутренних слоях раствора, при **отрицательной** – ниже. Вещества, сильно снижающие поверхностное натяжение, носят название **поверхностно-активных веществ**.

Изучение поверхностно-активных веществ на протяжении многих лет производилось академиком П.А. Ребиндером⁷ и другими советскими физиками. Выводы, полученные при изучении металлов, проливают свет на кинетику метаморфизующих поровых растворов, в процессах, совершающихся одновременно с пластическими деформациями горных пород. Возникла совершенно новая область знания, занимающаяся изучением взаимоотношений между деформированными ме-

⁷ Ребиндер Пётр Александрович (1898–1972) – советский химик и физик, один из основателей физико-химической механики, физикохимии дисперсных систем и поверхностных явлений, открыл явление адсорбционного понижения прочности и сопротивления деформации твердых тел вследствие обратимого физико-химического воздействия на них среды (эффekt Ребиндера).

таллами и жидкой средой и изучением влияния среды на процессы деформации и разрушения твердых тел, основывающаяся на огромном экспериментальном материале, полученном при изучении пластических деформаций металлов. П.А. Ребиндер установил, что влияние растворов на металлы выражается не только в обычном химическом воздействии раствора на твердое тело, абсорбция поверхностно-активных веществ из окружающей среды стимулирует деформацию и разрушение твердого тела часто в значительно большей степени, чем при химических превращениях. Адсорбционное воздействие на деформирующееся тело обусловлено тем, что поверхностно-активные вещества понижают поверхностную энергию и способствуют зарождению пластических сдвигов и развитию разнообразных дефектов в кристаллической решетке минералов. При этом адсорбционному воздействию подвергаются не только поверхностные дефекты структуры минералов, но и дефекты внутри кристаллической решетки. В процессе пластических деформаций дефекты структуры кристаллической решетки увеличиваются и развиваются, кроме того, образуется много новых дефектов, связанных с дифференциальными движениями по плоскостям сдвига. Твердое тело ведет себя в процессе пластической деформации в качестве гетерогенной дисперсной среды с различными упруго-пластическими свойствами.

Движущей силой при втягивании в микротрещинки адсорбционных слоев является вызываемое их проникновением понижение поверхностной энергии:

$$\sigma_h(O) - \sigma_h(\Gamma) = P_s, \quad (19)$$

где $\sigma_h(O)$ – удельная свободная поверхностная энергия минерала в вакууме (в чистом растворителе); $\sigma_h(\Gamma)$ относится к поверхности, покрытой адсорбционным слоем данной степени насыщения Γ ; P_s – соответствует величине двумерного давления, измеряемого в динах на сантиметр или в эргах на квадратный сантиметр.

$$\Gamma = \frac{dP_s}{dC} \cdot \frac{C}{RT}, \quad (20)$$

где C – равновесная концентрация адсорбирующегося вещества в растворе. В области разреженных адсорбционных слоев (там, где слои соответствуют двумерному состоянию вещества):

$$P_s = RT\Gamma,$$

т.е. двухмерное давление аналогично давлению разреженного газа, близкого к идеальному ($P = RTC$).

Механизм проникновения адсорбционных слоев молекул из внешней среды в развивающиеся при пластических деформациях тончайшие трещинки заключается не во впитывании жидкости в систему узких трещинок и пор по законам гидромеханики, а в двухмерной миграции отдельных поверхностно-активных слоев молекул под влиянием двухмерного давления вдоль поверхностей трещинок. Толщина таких микротрещинок равняется одному-двум диаметрам адсорбирующихся молекул, более тонкие становятся непроницаемыми даже для тонких молекулярных слоев. Распространение адсорбирующихся молекулярных слоев при двухмерной миграции не зависит от смачивания. Впитывание же жидкой среды, наоборот, определяется смачиванием; в случае неполного смачивания характеризуется углом смачивания.

При смачивании свободной поверхности твердого тела вся энергия смачивания выделяется в виде тепла, вся смачиваемая поверхность покрывается слоем жидкости довольно большой толщины. При проникновении жидкости в микротрещинки в виде тонкой смачивающей пленки – двухмерных молекулярных слоев – происходит превращение объемной жидкости в некомпенсированную тончайшую пленку. Энергия смачивания при таком проникновении двухмерных молекулярных слоев по микротрещинкам не сопровождается выделением тепла. Энергия смачивания превращается в избыток энергии тончайшей пленки – **энергии расклинивающего давления**. Накопление энергии расклинивающего давления таких пленок происходит за счет действия внешних сил. Очень важные результаты в отношении роли таких пленок получены были при экспериментальных исследованиях с металлами (Ребиндер П.А., 1978): одностороннее давление увеличивает интенсивность воздействия таких пленок на деформацию твердого тела, между тем как гидростатическое давление затормаживает их действие.

4. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА

4.1. Химическое равновесие в метаморфических процессах

Горные породы одного и того же минералогического состава, подвергаясь воздействию различных видов метаморфизма, приобретают разный минералогический состав. Среди метаморфических пород это явление имеет широкое распространение, встречается оно, хотя и гораздо реже, также и среди изверженных пород и известно под названием гетероморфизма. Примером гетероморфных пород могут служить опыты А. Фукэ и Ф. Мишель-Леви, получивших при плавлении смеси из микроклина и биотита смесь из оливина, лейцита и магнетита. А.Н. Заварицкий в 1950 г. приводил примеры гетероморфизма пироксеновых и роговообманковых андезитов на Камчатке, некоторых лампрофиров и оливиновых долеритов, горнblendитов и вебстеритов. Гетероморфизм магматических горных пород объясняется тем, что магма одинакового химического состава при различных условиях кристаллизации может дать породы разного минералогического состава.

Причиной гетероморфизма, столь широко распространенного среди метаморфических пород, служит приспособление химического состава метаморфической горной породы к равновесию. При метаморфизме протекают химические реакции, в результате которых возникают ассоциации, или парагенезисы, минералов, находящиеся в состоянии внутреннего равновесия, условием которого является минимум свободной энергии при данных температуре и давлении.

Экспериментальные исследования в области изучения изверженных пород, несомненно убеждают, что при кристаллизации магмы протекают химические реакции, которые стремятся привести возникающие ассоциации минералов в породе к равновесному состоянию. Вместе с тем эти же экспериментальные исследования позволяют установить отклонения от равновесия и объяснить причины их возникновения. В частности, доказательством нарушения равновесия являются следующие свойства минералов в изверженных горных породах: зональное строение кристаллов в изоморфных сериях минералов, в плагиоклазах, пироксенах, амфиболах, оливинах; различие в составе вкрапленников и зерен основной массы в одних и тех же минералах

эффузивных пород; присутствие неравновесных пар минералов, например кварца и оливина (богатого магнием), лейцита и кварца; кристаллизация метастабильных твердых фаз, примером которых являются минералы – санидин, анортоклаз, пижонит; наличие стекла в основной массе эффузивных пород. Если теперь посмотреть с этой точки зрения на метаморфические горные породы, то выясняется, что в метаморфических породах признаки, указывающие на нарушение равновесия при кристаллизации минералов, выражены гораздо слабее и встречаются реже по сравнению с магматическими породами. Так, зональные плагиоклазы даже на низких ступенях метаморфизма встречаются редко. Зональное строение в других минералах возникает при особых условиях их кристаллизации и встречается, например, у минералов группы андрадит-гроссуляр, у пироксенов диопсид-геденбергитовой группы, у эпидотов, амфиболов. Зональное строение у перечисленных минералов возникает в условиях меняющегося состава метасоматических растворов.

Указанием на отсутствие полного равновесия при кристаллизации метаморфических минералов служат реликтовые минералы. Как и следовало ожидать, реликтовые минералы чаще встречаются в метаморфических породах низких степеней метаморфизма, такими минералами являются, например, зерна авгита в зеленокаменных сланцах, участки основного плагиоклаза среди альбита в спилитах и чаще встречающиеся реликты авгита среди роговой обманки в спилитах.

Степень приближения к равновесному состоянию в парагенезисах метаморфических минералов гораздо большая по сравнению с минералами в изверженных горных породах. В пользу этого говорят следующие данные: выдержанный на огромных пространствах минералогический состав метаморфических горных пород, подвергшихся региональному метаморфизму; тенденция определенных парагенезисов минералов появляться в одинаковых породах, отличающихся по возрасту и местоположению; простота минералогического состава метаморфических пород.

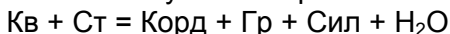
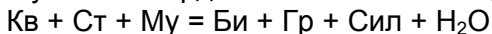
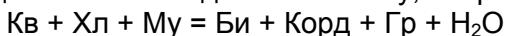
Современная метаморфическая петрология базируется исключительно на принципах равновесной термодинамики. Постулируется, что при метаморфизме достигается химическое равновесие, при этом ему даются такие определения, как «ло-

кальное», «мозаичное» и др. Данный подход лежит в основе парагенетического анализа, выделения фаций, субфаций и минералогической термобарометрии. Однако, по мнению ряда исследователей, это всего лишь ничем не подтвержденные допущения. Действительно, минералы встречаются в определенных и повторяющихся сочетаниях, что характерно даже для высокотемпературных роговиков и горелых пород. Имея свои поля устойчивости, они последовательно сменяют друг друга при приближении к тепловому источнику. Уверенность в том, что равновесия при метаморфизме реализуются, вытекает из представлений больших длительностей геологических процессов. Казалось бы, если та или иная реакция реализуется в условиях эксперимента, то тем более она должна реализовываться в условиях природного минералообразования. На первый взгляд подобное заключение кажется очевидным. Тем не менее детальные минералогические исследования последних лет свидетельствуют о том, что это далеко не так.

4.2. Обратимость-необратимость химических реакций при метаморфизме

Длительность течения той или иной реакции составляет только часть общей продолжительности периода изменения температуры (T) и давления (P) при выходе минеральных ассоциаций на дневную поверхность. Естественно возникает вопрос, с какой частью последовательных изменений P и T следует связывать метаморфизм. Многие авторы считают, что наблюдаемые парагенезисы отражают максимальные значения термодинамических параметров. Если это так, то как объяснить сохранность высокотемпературных парагенезисов. На поверхности Земли обнажаются метаморфические породы, образовавшиеся при различных P и T , а также их неметаморфизованные аналоги. Сохранность первых из них в поверхностных условиях можно объяснить метастабильным характером присутствующих парагенезисов, претерпевших охлаждение. Причем метастабильность здесь существенно отличается от метастабильности минералов изверженных пород (в том числе и стекла), так как выход метаморфических пород на поверхность происходит за счет эрозии, а эрозия не может протекать быстрее осадконакопления. Исходя из этого, и охлаждение будет идти примерно с той

же скоростью, что и нагрев. Почему же в таком случае реакции, идущие в ходе нагревания (на прогрессивной стадии метаморфизма), не протекают в обратном направлении при столь же медленном охлаждении? Почему, например, равновесия:



не обратимы? Почему габбро легко преобразуются в хлоритовые и актинолитовые сланцы, в то время как амфиболиты амфиболитовой и гранулитовой фаций, сопоставимые по условиям образования с первыми, проходя через низкотемпературную область, остаются неизменными?

Необратимость реакций в приведенных выше случаях легко объяснить. На прогрессивной стадии метаморфизма выделяющаяся при дегидратации вода вследствие открытого характера системы удаляется из нее. Именно поэтому сохраняются такие высокотемпературные минералы, как пироксены, гранаты и кордиериты. Фактором, препятствующим гидратации, даже при наличии H_2O , может быть и слабая проницаемость полностью перекристаллизованных пород.

Превращение высокотемпературных парагенезисов в низкотемпературные характерно при диафторезе, проявление которого ограничивается, как правило, локальными зонами разломов.

Вода является активным агентом метаморфических реакций, если даже и не участвует непосредственно в этих реакциях, она выполняет роль катализатора, а также роль среды, через которую идет поступление компонентов к растущей грани кристалла. В сухом состоянии диффузия вещества к зерну протекает значительно медленнее, чем через флюид.

Отметим, что присутствие воды в виде отдельной самостоятельной фазы не обязательно, достаточно бывает адсорбционных пленок. Если необратимость реакций, где требуется вода, а ее в системе нет, легко объяснима, то, что делать с превращениями типа Анд \rightarrow Сил? В литературе описано много примеров замещения андалузита силлиманитом, но отсутствуют сведения обратного перехода. Почему андалузит легко переходит в силлиманит на прогрессивной стадии и затруднено обратное превращение на регрессивной стадии? Известно, что в зонально-

метаморфических комплексах эти минералы могут совместно сосуществовать вкрест простирания метаморфической зональности на расстоянии сотен метров. Широким распространением пользуются и другие «моновариантные» и даже «нонвариантные» парагенезисы. При равновесии такого не должно быть. В приведенном выше примере имеют место задержки в превращении андалузита в силлиманит, либо андалузит является наложенным, либо эти минералы содержат разные концентрации микропримесей (железо, марганец, ванадий и др.), т.е. рассматриваемая система не однокомпонентная.

4.3. Правило фаз и его применение к метаморфическим процессам

В процессе перекристаллизации в твердом состоянии, как и при кристаллизации магматических расплавов, наблюдается стремление к установлению физико-химического равновесия с образованием соответствующих минеральных ассоциаций. Н.А. Елисеев (Елисеев Н.А., 1959) считает, что в процессе метаморфизма физико-химическое равновесие осуществляется полнее, чем при кристаллизации магмы. Об этом свидетельствуют многие факты: выдержанный минеральный состав пород регионального метаморфизма на больших площадях, равновесность минеральных парагенезисов контактовых роговиков, редкость зональных кристаллов и т.д. Все это позволяет использовать при анализе парагенезисов метаморфических пород правило фаз Гиббса.

Правило фаз (или правило фаз Гиббса) – это соотношение, связывающее число веществ (компонентов), фаз и степеней свободы в гетерогенной системе. Оно записывается следующим образом:

$$j + v = k + n, \quad (21)$$

где j – число фаз в системе (например, агрегатных состояний вещества); v – число степеней свободы, т.е. независимых параметров (температура, давление, концентрация компонентов), которые полностью определяют состояние системы при равновесии и которые можно менять без изменения числа и природы фаз; k – число компонентов системы, число входящих в систему индивидуальных веществ за вычетом числа

химических уравнений, связывающих данные вещества. Иначе говоря, это минимальное количество веществ, из которых можно приготовить каждую фазу системы; n – число переменных, характеризующих влияние внешних условий на равновесие системы.

При переменных давлении и температуре правило фаз сводится к выражению

$$j + v = k + 2.$$

В случае однокомпонентной системы оно упрощается до

$$j + v = 3.$$

Отсюда видно, например, что в однокомпонентной системе три фазы ($j = 3$) могут сосуществовать при числе степеней свободы v , равном нулю, т.е. при фиксированных давлении и температуре, что соответствует тройной точке на фазовой диаграмме. Две фазы ($j = 2$) сосуществуют при произвольном изменении либо давления, либо температуры, когда вторая из этих переменных не является независимой ($v = 1$), т.е. двухфазному равновесию на фазовой диаграмме соответствует линия. Если фаза одна ($j = 1$), число степеней свободы системы равно двум, т.е. температура и давление могут меняться независимо в пределах некоторой области на фазовой диаграмме, пока система не окажется на одной из линий двухфазного равновесия.

Иногда правило фаз записывают следующим образом:

$$k + 2 \geq j,$$

т.е. при равновесии число фаз в системе меньше либо равно числу компонентов плюс 2.

Впервые правило фаз было применено для анализа метаморфических процессов В.М. Гольдшмидтом⁸ в 1911 г. при изучении им роговиков окрестностей г. Осло. При этом был сделан вывод, что при метаморфических процессах минеральные пара-

⁸ Гольдшмидт Виктор Мориц (Goldschmidt Victor Moritz) (1888–1947) – химик и геофизик, один из основоположников геохимии и кристаллохимии. Придумал геохимическую классификации элементов, предложил закон изоморфизма, дал физико-химический анализ геохимических процессов, впервые подойдя к формулировке «минералогического правила фаз», выдвинул одну из первых теорий относительно состава и строения глубин Земли.

генезисы оказываются устойчивыми в сравнительно широких интервалах температур и давлений, поэтому число степеней свободы равно 2. Исходя из этого, правило фаз В. Гиббса приобретает следующий вид:

$$j + 2 = k + 2, \text{ или } j = k.$$

Число фаз (минералов) равно или меньше числа компонентов. В этой форме правило фаз называется **минералогическим правилом фаз**.

Компонентами при метаморфических процессах принято рассматривать главные породообразующие окислы: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O . Таким образом, число фаз (минералов) в метаморфических породах максимально может быть равно 10, но обычно бывает значительно меньшим. Уменьшение числа минералов по отношению к числу компонентов связано с рядом обстоятельств: изоморфным замещением ряда компонентов (кальций и натрий, магний и двухвалентное железо выступают как единые компоненты). Некоторые минералы, например, роговая обманка, являются концентраторами многих компонентов, изоморфно замещающих друг друга.

В свете приведенных данных понятной становится формулировка минералогического правила фаз: число минералов в метаморфической породе (число фаз) меньше или равно числу компонентов.

Несмотря на то что во многих случаях минеральные ассоциации в метаморфических горных породах неравновесны или представляют только некоторое приближение к равновесию, применение минералогического правила фаз к изучению метаморфических горных пород (а правило фаз применяется при рассмотрении идеальных равновесных систем) дает хорошие результаты и вполне оправдано.

Отметим, что в литературе нередко встречается применение термина «вариантность минеральных реакций». **Вариантность** – это число контролируемых переменных, которые могут независимо от других переменных варьировать без изменения присутствующих фаз. Вариантность в настоящее время часто называют числом степеней свободы системы и она соответствует индексу ν в правиле фаз Гиббса (формула (21)).

4.4. Типы метаморфических реакций

Изменение РТ-условий метаморфизма приводит к изменению минерального состава пород, которое осуществляется путем метаморфических реакций. В зависимости от характера минералообразования их можно подразделить на 6 типов.

1. Твердофазные превращения:

а) полиморфные переходы:

Анд ↔ Ки ↔ Сил (полиморфы Al_2SiO_5)

Грф ↔ Алмаз ↔ Чаоит ↔ Лонсдейлит (полиморфы С)

Ка ↔ Ар (полиморфы CaCO_3)

Кв ↔ Тридимит ↔ Крестобалит ↔ Китит ↔ Коэсит ↔

↔ Стишовит (полиморфы SiO_2)

б) разложение соединений:

Аб → Жад + Кв

Ан → Грос + Ки + Кв

В реакциях этого типа летучие компоненты не участвуют, поэтому теоретически они не должны зависеть от состава флюида и он оказывает только каталитическое действие. Однако на их положение в РТ-координатах влияют элементы-примеси. Так, переход Анд → Сил зависит от присутствия в системе марганца и железа, Аб → Жд + Кв – от кальция и магния и т.д. Большинство равновесий имеет крутой наклон к оси давления и используется в качестве минералогических барометров.

2. Реакции дегидратации (с повышением температуры) – гидратации (с понижением температуры), т.е. реакции с выделением или поглощением воды. Начиная с 1–2 кбар они практически параллельны оси давления, а поэтому являются хорошими минералогическими термометрами. На их положение влияют состав флюида, а при вхождении в минералы элементов переменной валентности и парциальное давление кислорода.

3. Реакции с участием углекислоты. Подразделяются на два подтипа:

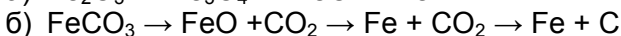
а) реакции карбонатизации-декарбонатизации, т.е. реакции с поглощением или выделением углекислоты. Кривые этих реакций являются крутыми в области малых давлений (до 3 кбар), а дальше выполаживаются;

б) реакции с одновременным участием H_2O и CO_2 , они наиболее сложные.

Положение тех и других равновесий зависит от состава флюида.

4. Реакции кристаллизации сухих и мокрых магм. Примеры: гранит-вода, базальт-вода. Вода и здесь играет важную роль. С помощью этих реакций выясняются механизмы зарождения и становления магм.

5. Реакции окисления-восстановления:



6. Обменные реакции без появления новых минеральных фаз с изменением РТ-условий протекают без изменения видового минерального состава пород, а с изменением их химического состава.

Ниже рассмотрим подробнее каждый из выделенных типов метаморфических реакций.

4.4.1. Полиморфные и твердофазные превращения

Полиморфные превращения характеризуют структурную перестройку минералов без изменения их химического состава. Реакций такого рода немного, но они играют важное значение в метаморфической петрологии. В реакциях данного типа H_2O и CO_2 не участвуют, но присутствие воды их ускоряет и способствует более быстрому установлению равновесия. На фазовые переходы при метаморфизме кроме температуры и давления оказывают влияние наличие или отсутствие флюида, состав и количество элементов-примесей в минералах.

Система Al_2SiO_5 является наиболее распространенной системой фазовых переходов при метаморфическом преобразовании пород, наблюдаемой в метапелитах. Здесь встречаются три полиморфные модификации: андалузит, силлиманит, кианит. Благодаря трудной растворимости и малому различию в энтропии фаз, равновесие между ними устанавливается медленно. На положение реакции Анд \leftrightarrow Сил влияют марганец и железо, которые входят в андалузит, расширяя поле его устойчивости в область высоких температур. Аналогичную роль для пары силлиманит \leftrightarrow кианит выполняет хром.

Полиморфы Al_2SiO_5 хорошо диагностируются макроскопически и оптическими методами, а РТ-параметры устойчивости разных фаз установлены экспериментально. Это позволяет ориентировочно определять РТ-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).

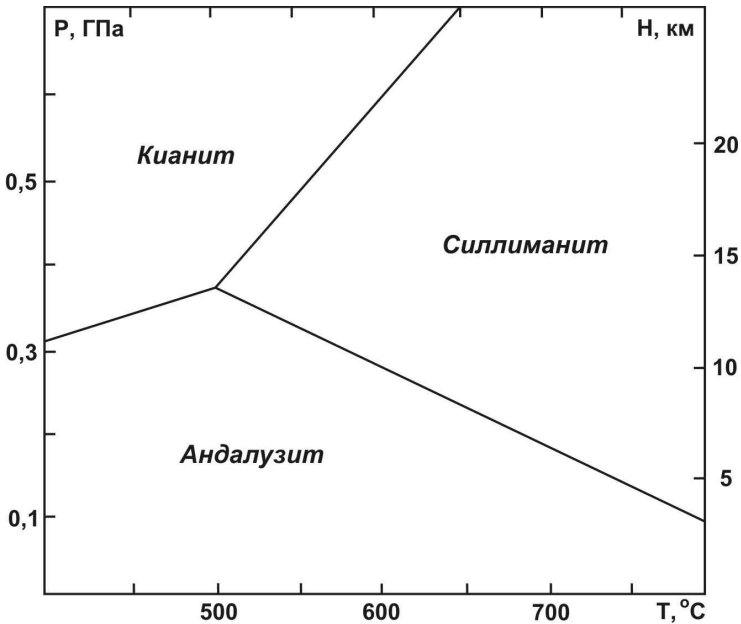


Рис. 2. Равновесия между полиморфными модификациями Al_2SiO_5 (Петрография и петрология..., 2001)

Система $NaAlSi_3O_8-SiO_2$ ограничивает область устойчивости альбита и жадеита. Положение равновесия $Ab \rightarrow Jd + Kfs$ зависит от примесей Ca, Mg и других компонентов. Содержание жадеитового минала в моноклинном пироксене в ассоциации с альбитом и кварцем используется как барометр.

Система $CaCO_3$. Реакция кальцит \leftrightarrow арагонит легко идет в ту и другую стороны. Арагонит в метаморфических породах встречается редко, так как при медленном подъеме того или иного комплекса к поверхности успеваает перейти в кальцит, поэтому его присутствие в метаморфических породах свидетельствует об относительно быстрой скорости снижения давления и температуры на регрессивной стадии.

Из других твердофазных превращений важное значение имеет реакция эклогитизации: $Pl + Opx + MPx_1 = MPx_2 + Gr$. Здесь MPx_1 – моноклинный пироксен диопсид-авгитового состава, MPx_2 – омфацит.

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

4.4.2. Реакции гидратации-дегидратации

Эти реакции являются хорошими минералогическими термометрами, так как для большинства из них линии равновесия, начиная с 2 кбар, практически параллельны оси давления.

Система $MgO-SiO_2-H_2O$. Она моделирует гидратацию гипербазитов (без железа, хрома и других примесных элементов). Здесь возможны следующие минералы: периклаз (Пер) – MgO , брусит (Бр) – $Mg(OH)_2$, форстерит (Фо) – Mg_2SiO_4 , энстатит (Эн) – $MgSiO_3$, серпентин (Срп) – $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$, антофиллит (Ант) – $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$, тальк (Тл) – $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$.

Исходные гипербазиты состоят из безводных минералов, поэтому их метаморфизм протекает с привнесением воды и, относительно первичных минералов, носит регрессивный характер. Процессы преобразования ультраосновных пород, как правило, неравномерные. Лучше они развиваются вдоль разломов и по периферическим частям массивов. Наряду с новообразованными минералами часто присутствуют и старые, т.е. равновесие во многих случаях не достигается.

С понижением температуры прослеживается следующая смена фаз: сначала появляется антофиллит, затем тальк и далее серпентин и брусит.

Система $K_2O-(Mg,Fe)O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ моделирует метаморфизм глинистых осадков. С повышением температуры глины переходят в метаморфические сланцы ($T > 300^\circ C$), метаморфические сланцы – в кристаллические сланцы ($T > 500^\circ C$), кристаллические сланцы – в гнейсы ($T > 650^\circ C$), гнейсы – в гранулиты ($T > 750^\circ C$).

Система $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. В данную систему вписываются: андалузит, кианит, силлиманит – Al_2SiO_5 , анортит – $CaAl_2Si_2O_8$, лавсонит – $CaAl_2Si_2O_7(OH)_2 \times H_2O$, цоизит (эпидот) – $Ca_2Al_3Si_2O_7(O, OH)$, пренит – $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$, гроссуляр – $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ и др.

4.4.3. Реакции карбонатизации-декарбонатизации

Здесь выделяют две группы реакций: с участием только CO_2 и с участием воды и углекислоты.

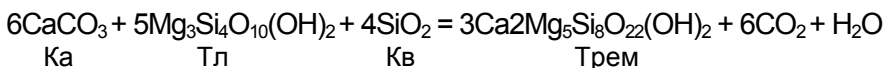
Реакции с участием CO_2 . В этом случае вода находится во флюиде и понижает парциальное давление углекислоты.

Пример: CaCO_3 (Ка) + SiO_2 (Кв) = CaSiO_3 (Вол) + CO_2 .

С повышением температуры в присутствии кварца карбонаты разлагаются в следующем порядке: Мзт, До, Ка. Между линиями До + Кв и Ка + Кв имеет место еще серия реакций – в мраморах появляются тремолит и диопсид.

В бескварцевых породах карбонаты разлагаются в той же последовательности, но при более высоких температурах.

Реакция с участием CO_2 и H_2O . Равновесие:



Эта реакция моделирует метаморфизм карбонатных пород в присутствии SiO_2 , CO_2 и H_2O .

4.4.4. Реакции плавления-кристаллизации в сухих и водных условиях

Реакции этого типа мы рассмотрим на примере плавления пород гранитного и базальтового составов.

Расплавы, возникающие при метаморфизме за счет плавления пород, называются анатектическими. Граниты анатектического происхождения повсеместно приурочены к областям развития парагенезисов амфиболитовой-гранулитовой фаций. Температуры, необходимые для начала анатексиса при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар составляют 700°C , при 4 кбар – $650\text{--}680^\circ\text{C}$. На количество расплава, возникающего при плавлении гнейсов, и его состав влияют, кроме $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и T , химический состав исходных пород и содержание воды в системе.

Взаимосвязь всех перечисленных выше факторов (T , $P_{\text{H}_2\text{O}}$, состав) можно проиллюстрировать системой альбит + анортит + кварц + калиевый полевой шпат. Температура плавления-кристаллизации плагиоклазов понижается с увеличением давления воды и с добавлением кварца и калиевого полевого шпата. При этом меняется и вид диаграмм состояния. На состав и температуру эвтектики влияют также и другие растворимые во флюиде компоненты (CO_2 , HCl , HF и т.д.).

Расплав относительно флюида, если последний состоит из смеси H_2O и CO_2 , всегда обогащен водой. Если опираться на диаграмму состояния, гранитная эвтектика-флюид (рис. 3), то при анатексисе неизбежно должно происходить перераспределение составных компонентов системы в сторону осушения подвергшихся анатексису исходных пород. В рестите будет происходить относительное накопление CO_2 , а соответственно и возрастать мольная доля углекислоты во флюиде.

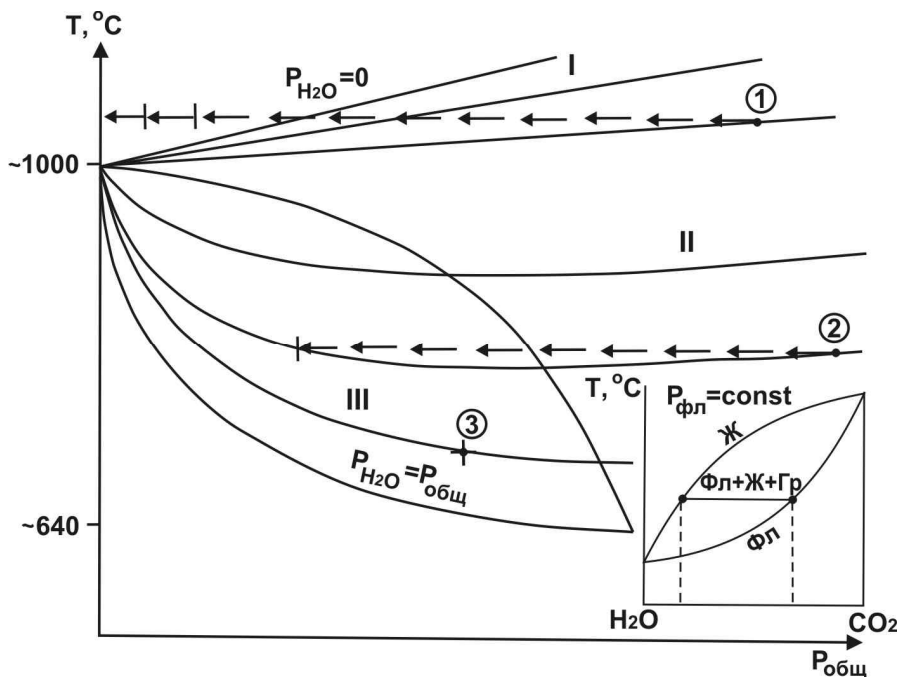


Рис. 3. Схематическая РТ-диаграмма, иллюстрирующая зависимость начала плавления пород гранитного состава (анатексиса) от парциального давления воды в системе (по Лепезину Г.Г., 2002):
 I – область зарождения «сухих» расплавов, которые могут изливаться на поверхность; II – область зарождения «мокрых» расплавов, которые могут перемещаться в верхние структурные горизонты земной коры, но не могут изливаться на поверхность; III – область существования «мокрых» расплавов, которые не могут перемещаться в верхние структурные горизонты земной коры и кристаллизуются там, где зарождаются. Диаграмма в правом нижнем углу рисунка показывает, что расплав, равновесно сосуществующий с флюидом вмещающей породы, всегда должен быть обогащен H_2O

При снижении P_{H_2O} по сравнению с $P_{общ}$ температура начала плавления гранитов повышается и становится максимальной в сухой системе. Вероятность реализации предельных случаев (предельно сухая и предельно «мокрая» системы) в природе крайне низкая. Реальные процессы протекают в промежутке между кривыми $P_{H_2O}=0$ и $P_{H_2O}=P_{общ}$.

Представленную на рис. 3 РТ-диаграмму можно разбить на три принципиально отличающиеся области.

Область I отвечает случаю, когда $P_{H_2O} = 0-0,1 P_{общ}$. Здесь все кривые имеют положительный наклон. «Сухая магма», зародившаяся в этой области при падении давления (например, от точки 1), т.е. при подъеме вверх, не имеет ограничений существования расплава (кристаллизации), а поэтому может изливаться на поверхность.

В области II вода присутствует в расплаве в значительном количестве. Она увеличивает подвижность магмы, так как последняя становится менее вязкой. Такие магмы в состоянии относительно легко перемещаться, но излиться на поверхность не могут, так как попадают в область III, где все кривые имеют отрицательный наклон, т.е. при снижении давления происходит их кристаллизация.

Магмы, зародившиеся в области III, анатектического происхождения, при движении вверх попадают на кривую $P_{H_2O} = P_{общ}$, т.е. должны закристаллизоваться. Например, в точке 3 анатектические магмы не имеют шансов для перемещения кверху. Это «мокрые» магмы, образовавшиеся при невысоких давлениях, т.е. в земной коре.

Исходя из вышеизложенного, находят объяснение и существующие подразделения гранитоидов по механизму своего становления.

1. Автохтонные граниты – это граниты неперемещенные. Они ассоциируют с метаморфическими породами и сопровождаются мигматитами.

2. Параавтохтонные граниты – это граниты, частично перемещенные от места зарождения расплава.

3. Интрузивные граниты – это внедренные граниты. В областях проявления регионального метаморфизма они часто пересекают метаморфические зоны и имеют резкие контакты с вмещающими породами.

4. Граниты-плутоны формируются из расплава, поднявшегося в верхние участки земной коры.

Сухая магма при внедрении в богатые водой породы может ее частично поглощать. Происходит это за счет того, что между нагретой магмой и вмещающими осадками возникает градиент химических потенциалов воды. Процесс поглощения воды из пород сухой магмой называется процессом **трансевапоризации**.

5. Гиперстенсодержащие граниты-чарнокиты кристаллизуются из высокотемпературных магм в поле гранулитовой фации. В процессе анатексиса расплав обогащается водой, а флюид во вмещающих породах – CO_2 . Если расплав уйдет из системы, произойдет ее осушение, поэтому в гранулитовой фации всегда низкое $P_{\text{H}_2\text{O}}$.

Значительный интерес для метаморфической петрологии представляет анализ соотношений кривых гидратации-дегидратации с кривыми плавления-кристаллизации при разных значениях $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Эту идею можно проиллюстрировать следующими примерами:

1) равновесие $\text{Kv} + \text{Mu} = \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Кпш} + \text{H}_2\text{O}$ и начало плавления гранитов;

2) кривая разложения роговых обманок – начало плавления базальтов.

В первом случае, если опираться на имеющиеся экспериментальные данные, кривая разложения мусковита при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ пересекается с кривой плавления гранитов при давлении 2,5–3,0 кбар, что свидетельствует о возможности кристаллизации мусковита непосредственно из расплава.

При снижении парциального давления воды во флюиде кривая плавления пойдет вверх, кривая дегидратации пойдет вниз и, как показывают расчеты, при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,7\text{--}0,8 P_{\text{общ}}$ они вообще разойдутся. Таким образом, доказав магматическую природу мусковита, можно предполагать высокое давление H_2O в гранитном расплаве ($P_{\text{H}_2\text{O}} > 0,7 P_{\text{общ}}$). К сожалению, на практике это не всегда удается сделать, данный минерал в гранитах очень часто бывает вторичным.

Определенные выводы вытекают и из анализа соотношений кривых разложения роговых обманок и кривой плавления базальта. В чисто водных условиях они пересекаются, и имеется общее поле, где устойчивы роговая обманка и базальтовый расплав. Отсюда следует, что кристаллизация расплавов по-

добного типа должна приводить к образованию амфиболового габбро. При этом эклогиты будут устойчивы при $P_{\text{общ}} > 20$ кбар. В более сухих условиях кривая плавления базальта по температуре поднимается вверх, кривая разложения роговой обманки опускается вниз. Начиная с $P_{\text{H}_2\text{O}} < 0,3 P_{\text{общ}}$ эти линии уже не пересекаются – появляется поле безамфиболовых габбро и эклогитов. Чем больше расходятся кривые, тем шире поле эклогитов. Следовательно, условием образования эклогитов в земной коре и мантии является не только высокое давление, но и относительная сухость системы.

4.4.5. Окислительно-восстановительные равновесия (с участием O_2 , H_2 и CO)

К ним относятся реакции с участием минералов, содержащих элементы переменной валентности (Fe , Mn , Ti , Cr , C и др.). Для метаморфизма наиболее существенны оксиды и силикаты Fe (иногда Mn) и углерод. При этом возможны два предельных случая:

1) окислительно-восстановительное состояние определяется отношением окисленных форм в исходных осадках вследствие их большой «буферной емкости» (количество флюида и содержащихся в нем восстановителей-окислителей недостаточно, чтобы изменить это соотношение);

2) окислительное состояние определяется составом раствора, что возможно при большой его массе (по сравнению с твердой породой) и наличии сильных окислителей-восстановителей. Условия метаморфизма приближается к первому случаю.

Устойчивость оксидов железа и некоторых важнейших силикатов с Fe^{2+} в координатах T - P_{O_2} показаны на рис. 4. В равновесии с гематитом алмадин, Fe -кордиерит (и другие фазы с Fe^{2+}) нестабильны (при повышении $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в равновесии с гематитом, невозможен и чистый железистый хлорит). Рост температуры оказывает действие, сходное со снижением P_{O_2} . Однако реально при повышении температуры, например в гематитовом кварците, только часть Fe_2O_3 восстановится в магнетит Fe_3O_4 , и дальнейшее повышение T будет соответствовать буферному режиму вдоль кривой Fe_2O_3 - Fe_3O_4 , пока не израсходуется весь Fe_2O_3 , что при значительных его содержаниях мало вероятно, ибо потребует большое количество восстановителя. Аналогично, породы, первично богатые Fe_3O_4 , не выйдут за пределы «буфера» $\text{Mt} + \text{Fa} + \text{Kv}$.

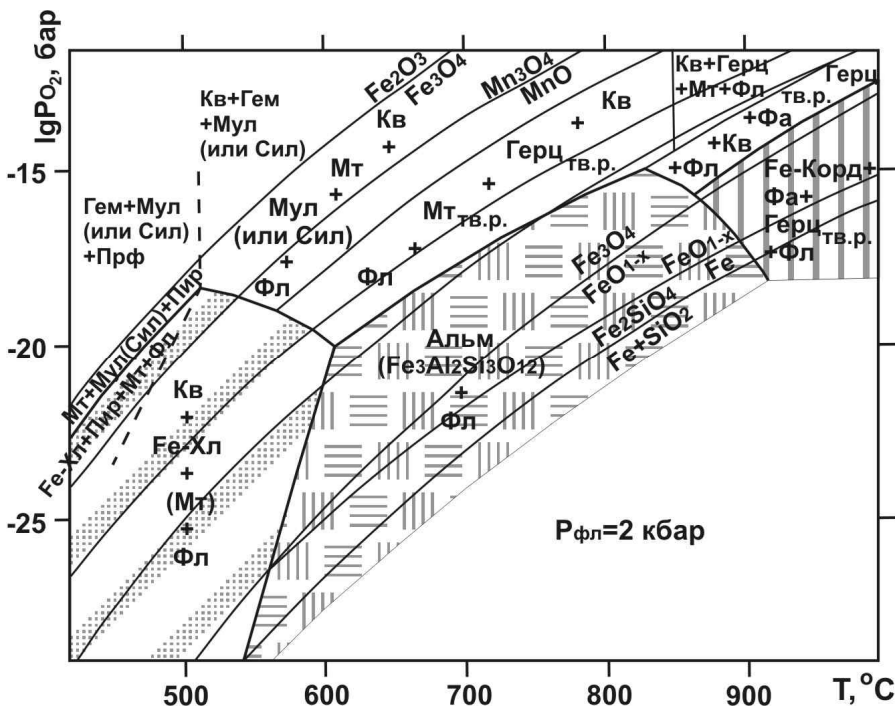


Рис. 4. Зависимость полей устойчивости оксидов и силикатов железа от T и $\lg P_{O_2}$ при $P_{\text{фл}} = \text{const}$ (по Лепезину Г.Г., 2002)

4.4.6. Обменные реакции без появления новых минеральных фаз

Обменные реакции без появления новых минеральных фаз с изменением P - T -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 P - T -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 компо-

нением (железом). Перераспределение компонентов осуществляется между минералами, состав породы остается неизменным. В реакциях участвуют краевые части зерен, поэтому составы центральных частей минералов отвечают начальным РТ-условиям метаморфизма. Зональные минералы используют для изучения количественных параметров изменения РТ-условий.

4.5. Выводы

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 приноса 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, воз-

действием 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.

5. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

5.1. Методы оценки давления, температур и состава флюида при метаморфизме

При изучении метаморфических комплексов часто возникает необходимость конкретизировать параметры минералообразования. Особенно это важно в отношении «немых» толщ, т.е. тех толщ, которые с точки зрения фацеального анализа не содержат информативных парагенезисов. Например, амфиболиты или гранат-биотитовые сланцы устойчивы в широких пределах P и T и для определения условий их образования необходимо привлекать другие методы. Среди таких методов в настоящее время можно выделить следующие: 1) экспериментальные данные по устойчивости отдельных минералов или минеральных ассоциаций; 2) фазовое соответствие в минеральных системах; 3) природная термобарометрия.

Экспериментальные данные по устойчивости отдельных минералов и минеральных ассоциаций. Как ранее уже говорилось, для оценки температур при метаморфизме наиболее важное значение имеют реакции гидратации-дегидратации. Линии равновесий с участием водных минералов слабо зависят от давления. В этом состоит преимущество метода. Его недостатки заключаются в том, что на положение равновесий влияет состав флюида. Кроме того, если в реакциях участвуют минералы, содержащие элементы переменной валентности, например железо, то поля их устойчивости будут зависеть и от парциального давления кислорода.

При определении общего давления привлекаются твердофазные реакции типа Анд \leftrightarrow Сил, Анд \leftrightarrow Ки, Сил \leftrightarrow Ки, Ка \leftrightarrow Ар, Не+Аб \leftrightarrow Жад, Аб \leftrightarrow Жад + Кв, Грф \leftrightarrow Алмаз, реакция эклогитизации и другие. Здесь состав флюида теоретически не должен влиять на положение равновесий, но значительное влияние оказывают элементы-примеси (марганец в андалузите, хром в дистене, стронций в арагоните и др.).

Фазовое соответствие в минеральных системах. В последнее время в России и за рубежом широкое распространение получили методы определения температур и давлений, основанные на идее сопряженного изменения составов со-

существующих минералов. Суть этой идеи состоит в следующем. Между минералами переменного состава осуществляются обменные реакции типа



или



Данная реакция условно записана для конечных железомagneзиальных членов. Константой ее равновесия будет:

$$K_p^{(\text{Fe}, \text{Mg})} = \frac{X_{\text{FePп}}(1 - X_{\text{FeOл}})}{(1 - X_{\text{FePп}})X_{\text{FeOл}}}$$

Константа равновесия зависит от P и T . Если распределение между фазами подчиняется закону Нернста, то $K_p = K_d$. Закон Нернста – это закон идеального распределения, когда K_d остается постоянной величиной при любых значениях X_1 и X_2 . В нашем случае X_1 есть $\text{Fe}^{\text{Pп}}$, X_2 – $\text{Fe}^{\text{Oл}}$.

Коэффициенты распределения K_d следующим образом зависят от температуры (при $P = \text{const}$):

$$K_d = K_p^{(\text{Fe}, \text{Mg})} = \frac{X_{\text{FePп}}(1 - X_{\text{FeOл}})}{(1 - X_{\text{FePп}})X_{\text{FeOл}}} = \exp\left(\frac{\Delta G^\circ}{RT}\right)_P$$

или

$$RT \ln K_d = -\Delta G^\circ, \quad (22)$$

где $\Delta G^\circ = 0,5G^\circ_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4} + G^\circ_{\text{MgSiO}_3} - 0,5G^\circ_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}$; R – универсальная газовая постоянная, численно равна работе расширения 1 моля идеального газа под постоянным давлением при нагревании на 1 К. В Международной системе единиц (СИ) она равна 8,31 Дж/(моль•К).

По этому уравнению рассчитываются ΔG° для каждой температуры, а затем определяется и $\ln K_d$.

Зависимость коэффициента распределения от P и T определяется либо на основании термодинамических расчетов, либо экспериментально. Считается, что давление в большинстве случаев мало влияет на величину K_d и им часто пренебрегают.

В настоящее время используют много пар минералов в качестве минералогических термометров: калиевый полевой

шпат – натровый полевой шпат (двуполевошпатовый термометр), кальцит-доломит (кальцит-доломитовый термометр), ромбический пироксен-моноклинный пироксен (двупироксеновый термометр), биотит-гранат (биотит-гранатовый термометр), оливин-пироксен (оливин-пироксеновый термометр) и другие. Многие из них изучены экспериментально.

Практические оценки температур по ним выглядят следующим образом. Анализируются составы сосуществующих минералов, рассчитывается K_d и подставляется в уравнение $K_d = f(T)$.

Недостатки рассмотренного метода термометрии состоят в том, что в природных минералах фиксируются многочисленные примеси, степень влияния которых на коэффициент распределения трудно учесть. Кроме того, все эти термометры не скоррелированы между собой. Игнорируется также и кинетический фактор.

Природная термобарометрия. Базируется на применении методики гомогенизации газово-жидких и стекловатых включений, которые встречаются в минералах. К сожалению, эта методика применительно к метаморфическим породам используется в ограниченных масштабах, главным образом, из-за трудоемкости проведения экспериментов. Включения здесь, как правило, мелкие, встречаются редко. Наложение процессов диафореза или каких-либо других термических воздействий приводит к большим неопределенностям и искажению получаемых оценок. Наиболее перспективным в этом методе является, пожалуй, определение температур по расплавленным включениям. Однако они встречаются только в минералах тех пород, которые проходили стадию плавления.

Из основных факторов метаморфизма мы рассмотрели наиболее детально имеющиеся возможности определения температуры. В настоящее время уже есть или разрабатываются способы оценок давления. К их числу, прежде всего, следует отнести кордиерит-гранатовый барометр (субфации глубинности), содержание жадеитового компонента в моноклинных пироксенах, хрома и натрия в гранатах и другие. Некоторые из них экспериментально градуированы, но получаемые по ним данные не всегда воспроизводятся.

И, наконец, в заключение следует рассмотреть еще один фактор метаморфизма – состав флюида. Определение состава флюида является не менее, а возможно, и более трудной зада-

чей, чем определение Р и Т, но и здесь имеется ряд возможностей. Сопоставление кривых гидратации-дегидратации с кривыми плавления позволяет в ряде случаев давать предельную оценку P_{H_2O} . Например, присутствие первично магматического мусковита в гранитах свидетельствует о том, что давление воды было выше $0,7 P_{общ}$. Доказать магматическую природу мусковита чрезвычайно сложно.

Перспективным является изучение состава **газово-жидких включений**, захваченных при росте минералов. Однако крайне мелкие их размеры и отсутствие уверенности в том, что они не меняли свой состав с момента захвата, делает мало эффективной и эту методику.

В последние годы получил развитие **газово-хроматографический метод**. В этом методе предварительно мелко раздробленный образец горной породы нагревается до высокой температуры, что приводит к выделению газовых компонентов, которые анализируются хроматографом.

Недостатки данного метода состоят в том, что при нагревании происходит не только выделение газа из различного рода дефектов в минералах, но и идет разложение твердых фаз, содержащих H_2O и CO_2 . Кроме того, в процессе нагрева возможен синтез новых газовых соединений, что также неизбежно приведет к искажению получаемых результатов.

Для целей оценки состава флюида процессов метаморфогенного минералообразования определенным интерес представляют минералы, в структуре которых имеются полости, где локализуются молекулы H_2O , CO_2 и других компонентов. Наиболее перспективным пробоотборником минералообразующего флюида является **кордиерит**. Он хорошо экспериментально изучен, в том числе и с точки зрения кинетики поведения воды и углекислоты в неравновесных условиях.

5.2. Минералогические термометры и барометры

Определение температуры и давления с помощью минералогических термометров и барометров основано на изучении распределения изоморфных компонентов между минералами, которые могут обмениваться друг с другом этими компонентами. Равновесный обмен изоморфными компонентами осуществляется двумя путями:

1) через обменные реакции в многовариантных системах, когда происходит «чистый» обмен без изменения молекулярных количеств реагирующих фаз. На диаграмме составов такие реакции выражаются поворотом конноды вокруг точки состава породы;

2) через реакции смещенного равновесия, которые протекают в дивариантных системах с замещением одного из обменивающихся минералов другим при участии третьего минерала. На диаграмме составов эти реакции выражаются смещением коннод в сторону замещаемых минералов.

В том и другом случаях реакции контролируются изменением химических потенциалов обмениваемых компонентов. Химический потенциал можно в какой-то мере уподобить гравитационному. Например, представить случай, когда сообщающиеся сосуды заполнены разными жидкостями, не смешивающимися друг с другом. При нагревании они испытывают неодинаковое расширение, что приводит к неодинаковому изменению плотности, и тогда соотношение уровней жидкостей в сосудах должно измениться, чтобы скомпенсировать отклонение от равновесия. Точно так же при нагревании горной породы величина химического потенциала изоморфного компонента в разных минералах меняется с разной скоростью, что приводит к отклонению от равновесия, которое может быть скомпенсировано «перетеканием» этого компонента из одной фазы в другую. В равновесных условиях существует строгое соответствие между температурой, давлением и распределением изоморфных компонентов между фазами, и характеризующая это распределение величина, которая так и называется коэффициентом распределения, служит показателем внешних РТ-условий. Сложность, однако, заключается в том, что трудно разделить влияние температуры и давления, а также некоторых внутренних факторов – структуры минерала, наличия примесей и др., воздействие которых на коэффициент распределения также может быть существенным.

Чтобы избавиться от разного рода неопределенностей и помех, стараются использовать такие минеральные пары, в которых влияние на коэффициент распределения одного из факторов намного превышает влияние остальных. Градуировку минералогических термометров и барометров проводят на основании экспериментальных и расчетных данных, а также с помощью ранее откалиброванных минералогических термометров и барометров. Результаты обычно представляют в аналитиче-

ской форме – в виде систем уравнений, связывающих температуры, давления, составы участвующих в равновесии минералов и активности входящих в них компонентов. Такие системы дают возможность учитывать большое число независимых факторов, но именно поэтому они оказываются очень сложными и поддаются решению лишь с помощью компьютерной техники. Тем не менее метод минералогической термобарометрии дает по большей части лишь приближенные результаты, заметно различающиеся у разных авторов.

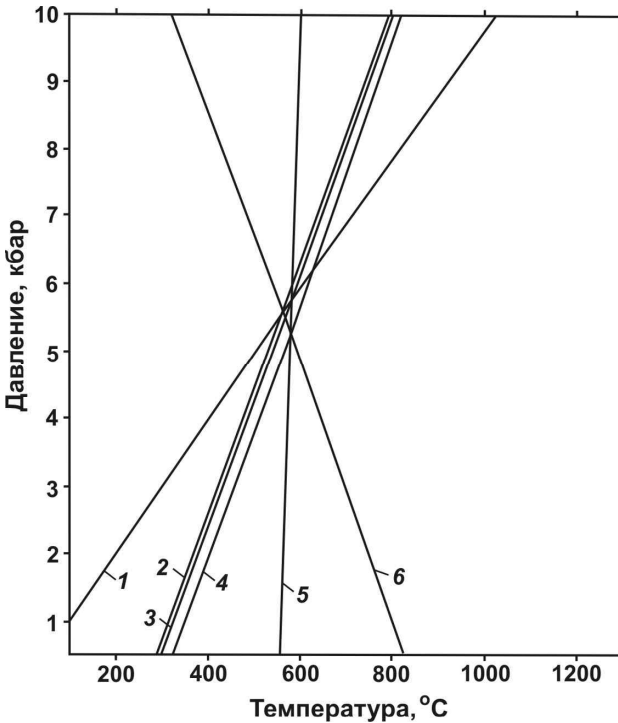


Рис. 5. Определение давления и температуры метаморфизма в системе гранат-биотит-мусковит-силлиманит-плаггиоклаз-альфа-кварц по пересечению линий равновесия (1–6), рассчитанных для заданных составов переменных минералов (по Р.Г. Берману): 1 – пироп + + гроссуляр + мусковит = флогопит + 3 анортита; 2 – гроссуляр + + 2 силлиманита + кварц = 2 анортита; 3 – альмандин + гроссуляр + + мусковит = аннит + 3 анортита; 4 – альмандин + мусковит = аннит + + 2 силлиманита + кварц; 5 – альмандин + флогопит = пироп + аннит; 6 – пироп+мусковит = флогопит + 2 силлиманита + кварц

Результаты и их точность зависят, в частности, от выбранных для определения минералов. Наиболее разработаны и соответственно наиболее популярны гранат-биотитовый, гранат-кордиеритовый, гранат-ортопироксеновый, гранат-клинопироксеновый, ортопироксен-клинопироксеновый геотермометры, гранат- и плагиоклаз-ортопироксеновые геобарометры.

В последние годы разрабатываются специальные программы на основе единой согласованной системы термодинамических данных, позволяющие использовать уравнения большого числа равновесий, управляющих парагенетическими соотношениями в метаморфической породе. Результаты расчетов этих уравнений могут быть представлены в виде системы кривых, пересекающихся в случае равновесия в некоторой точке РТ-пространства (рис. 5).

5.3. Флюидные (газово-жидкие) и расплавные включения в минералах

5.3.1. Общая характеристика

Рост и перекристаллизация минералов происходят в определенной минералообразующей среде – во флюиде, или расплаве, частицы которых захватываются растущей гранью минерала. Такие микропорции среды минералообразования получили название **флюидных (газово-жидких)** или **расплавленных включений**.

Флюидные включения весьма широко распространены в самых различных типах пород: магматических, метаморфических, гидротермальных, метасоматических и т.п. Изучение включений в минералах позволяет получать прямые свидетельства о физико-химических условиях минералообразования. Кроме того, в ряде случаев составы включений помогают решать такие сложные вопросы, как источник и происхождение минералообразующего раствора, его рудообразующее значение, масштабы взаимодействия породы с флюидом. Флюидные включения применяются в гемологии, при палеоклиматических реконструкциях; изучение включений в соленосных толщах позволяет непосредственно получать сведения о древней атмосфере Земли. Реализация столь многогранных возможностей исследования флюидных включений требует специального оборудования и квалифицированного подхода.

Флюидные включения различаются по составу, агрегатному состоянию, морфологическим особенностям и относительному возрасту.

По относительному возрасту выделяются три группы включений: первичные, первично-вторичные (мнимовторичные) и вторичные. В основу такого деления положено соотношение наблюдаемых включений и зон роста минералов. **Первичные включения** являются наиболее ценной группой, так как позволяют судить о самых ранних этапах роста минерального индивида. Критерием первичности включений является отсутствие секущих соотношений с любыми гранями роста минерала. В практике термобарогеохимических исследований существуют большие методические проблемы при выявлении таких включений, особенно когда объектами изучения являются метаморфические минералы. **Первично-вторичные включения** отличаются от первичных тем, что могут пересекать некоторые ранние зоны роста, но к краю зерна зарастают новыми зонами. Такие включения образуются при залечивании трещин в минерале, в которых находился флюид. Диагностический признак **вторичных включений** – пересечение любых зон роста, более ранних генераций включений, а в крайних случаях даже и межзерновых границ. Как правило, вторичные включения трассируют зоны нарушения сплошности в минералах при позднейших деформациях пород.

В отдельном минеральном зерне нередко встречаются все возрастные группы включений, иногда некоторые группы могут содержать 2–3 генерации включений, которые отличаются по морфологии, плотности вещества или даже составу. На основе таких включений делаются выводы об эволюции флюидного режима и РТ-параметров метаморфизма во времени.

По агрегатному состоянию, определяющемуся при комнатной температуре, включения делятся на **газовые, жидкие, газозо-жидкие, кристаллофлюидные** (при содержании в них кроме газозо-жидкой фазы твердых веществ, например кристаллов NaCl, KCl и т.п.). Особый тип представляют включения **расплавные**, образующиеся при росте минерала в присутствии расплава. Расплавные включения особенно примечательны тем, что они служат прямыми индикаторами роста минерала в магматической среде и соответственно помогают решать вопросы генезиса метаморфических пород, полностью утративших другие признаки первичного происхождения.

Размеры флюидных включений в основном небольшие, особенно в метаморфических породах, в которых подавляющее большинство их не крупнее 15–20 мкм.

5.3.2. Состав включений

В настоящее время имеются тысячи определений составов включений в самых разных породах, полученных с использованием современной аппаратуры. Анализировались как индивидуальные включения, так и их валовой состав. Основными компонентами флюидных включений в метаморфических породах являются H_2O и CO_2 . Нередко отмечаются CH_4 , N_2 . Широко распространены минерализованные водные включения, где солевую нагрузку выполняют $NaCl$, KCl , $CaCl_2$, $MgCl_2$, $FeCl_3$ и другие соединения.

Возможность использования флюидных включений для термобарометрических целей обусловлена экспериментальными и теоретическими работами, которые позволили количественно охарактеризовать свойства простых и сложных флюидов в области высоких давлений и температур. Однако для разных соединений экстраполяция свойств в область геологически значимых P и T на сегодняшний день проведена не с одинаковой точностью. В этом отношении лучше изучены простые соединения типа H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2 , бинарные $H_2O - NaCl$, $H_2O - KCl$, трехкомпонентные $H_2O - NaCl - CaCl_2$, $H_2O - KCl - NaCl$ и некоторые другие. РТ-оценки с использованием флюидных включений простого состава в силу лучшей изученности свойств более предпочтительны.

5.3.3. Методы исследования включений

Все существующие способы изучения флюидных включений делятся на деструктивные и недеструктивные. Как уже следует из названия, в основе такого подразделения лежит сохранность включения после анализа. Дадим краткую характеристику наиболее распространенных методов анализа.

Недеструктивные методы:

1. *Термо- и криометрия включений.* Относится к методам оптического изучения индивидуальных включений под микроскопом. Сущность рассматриваемых методов состоит в изучении фазовых переходов во включении при нагревании и охлаждении.

ждении. Современные термо- и криокамеры позволяют осуществлять нагревание до $1\,600^{\circ}\text{C}$, охлаждение до -196°C . По таким величинам, как температура гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) вещества включения, температура замерзания (T_z), эвтектической кристаллизации ($T_{\text{эвт}}$), плавления ($T_{\text{пл}}$) и некоторым другим, делается заключение о составе включения и его плотности. Например, если вещество включения плавится при $-56,6^{\circ}\text{C}$, а температура его гомогенизации не превышает $+31,2^{\circ}\text{C}$, то можно с уверенностью идентифицировать его как включение чистой углекислоты. При известном составе включения $T_{\text{гом}}$ позволяет точно определить его плотность и рассчитать изохору в требуемых РТ-координатах. На рис. 6 приведен пример использования флюидных включений для оценки РТ-параметров пика метаморфизма для гранулитов Северного Приладожья.

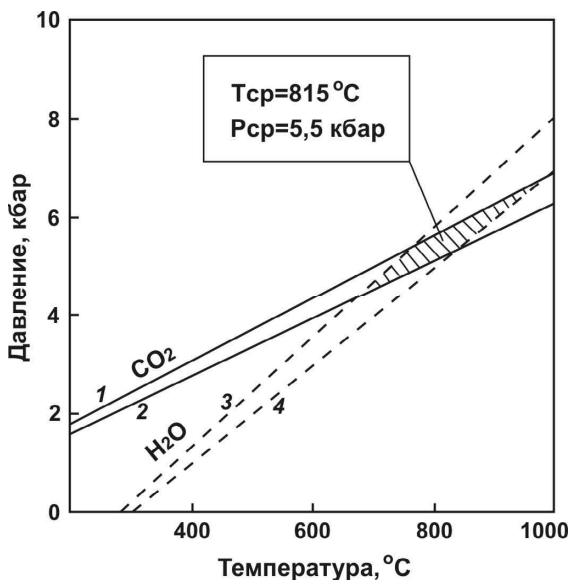


Рис. 6. Определение РТ-параметров пика метаморфизма гранулитовой фации в Северном Приладожье на основании изучения флюидных включений (по: Геологическая съемка..., 1996): 1–2 – изохоры наиболее плотных ранних генераций CO_2 в кварцах и гранатах из гранулитов; 3–4 – изохоры включений H_2O в тех же минералах (предполагается единовременный захват водных и углекислотных включений)

Рассматриваемый метод наиболее распространен благодаря своей экспрессности и информативности при сравнительно простом оборудовании.

2. *Рамановская спектроскопия.* Перспективный и высокоточный метод диагностики отдельных фаз внутри включения. Используется так называемое рамановское рассеяние вещества при прохождении через него интенсивного пучка света. По характерным рамановским спектрам определяются тип вещества и его содержание. Использование лазеров позволяет определять качественный состав исследуемого вещества весом 10^{-12} г. Для количественного определения годятся объекты размером в несколько микрон. Недостатки метода – его дороговизна и сложный набор оборудования.

3. *Инфракрасная спектроскопия (ИКС).* Применяется для полуколичественного анализа состава включений. Через исследуемый объект (часто используется полированная пластинка) пропускается ИК-луч с последующим анализом спектров поглощения. Наиболее часто используется для диагностики OH^- , H^+ групп в кварце, для нахождения CO_2 , CH_4 .

4. *Флюоресценция, ультрафиолетовая абсорбция.* Применяется для идентификации нефти и углеводородных соединений. Методика учитывает способность некоторых органических жидкостей флюоресцировать при УФ-облучении. Экспрессный и дешевый метод. Основная сложность при использовании заключается в незагрязнении препаратов.

Деструктивные методы:

Отличаются большим разнообразием. Их используют для анализа извлеченного из включения вещества. Существенным является способ извлечения содержимого включений. Массовое применение имеют два способа: ***механический***, при котором анализируемая проба истирается; ***термический*** – с извлечением при высоком температурном нагреве. Оба способа не лишены недостатков, поэтому в зависимости от характера решаемой задачи, размеров анализируемых монофракций, размеров включений и т.д. требуется тщательно оценить возможность применения того или другого способа извлечения.

1. *Химическая масс-спектрометрия.* Применяется для анализа разнообразных газов, извлеченных, как правило, термическим способом. Газы распознаются по характерным массам на времяпролетных, квадрупольных, циклотронно-

резонансных масс-спектрометрах. Масс-спектрометрия применяется также для определения изотопных отношений газов. Метод отличается высокой чувствительностью и успешно применяется для флюидного анализа.

2. *Газовая хроматография.* Использует способность анализируемой смеси дифференцироваться при прохождении через определенное сорбирующее вещество. Пики отдельных газов после их разделения анализируются на различных детекторах, например на детекторе, фиксирующем разную теплопроводность газов. Метод достаточно широко распространен, хотя и уступает по чувствительности масс-спектрометрическому.

3. *Водные вытяжки.* Применяются чаще всего для диагностики солевых компонентов флюида. Наиболее благоприятны для анализа кварц, полевые шпаты. Сущность метода заключается в истирании 30–40 г навески с последующей промывкой дистиллированной водой. Затем производится анализ полученного слабokonцентрированного раствора различными стандартными химическими способами.

4. *Применение микрозондового анализатора.* Несмотря на то что данный вид анализа предусмотрен для исследования твердых фаз, существует возможность применения его к жидким флюидным включениям путем просверливания включения, выпаривания из него летучих компонентов и последующей гомогенизации сухого остатка в органических соединениях, например желатине или сахаре. Полученная таким образом смесь анализируется по стандартной методике. Как показывают эксперименты, точность определения ионов K, Na, Mg, Fe, Ca, Li достаточно высока. Микрозондовый анализ крупных твердых фаз, а также включений расплава может производиться стандартным способом, сложность заключается только во вскрытии анализируемых объектов.

6. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

6.1. Парагенетический анализ и диаграммы парагенезисов

Парагенетический анализ метаморфических пород имеет задачей определить по минеральному составу метаморфической породы внешние условия ее образования, кристаллизации. Под внешними условиями здесь понимают не геологическую обстановку, от которой ассоциации метаморфических минералов никак не зависят, а термодинамические факторы: температуру кристаллизации, давление и те особенности химизма внешней среды, которые оказывают влияние на кристаллизацию породы. Химическое влияние осуществляется через средство подвижной фазы, поставляющей или извлекающей определенные вещества, реагирующие с минералами кристаллизующейся породы. Агрегатное состояние такой подвижной фазы не всегда известно, и в общем случае ее называют флюидом. Подвижной фазой может быть и расплав, генерируемый в зонах высокотемпературного метаморфизма.

Слово «парагенетический» означает, что анализу подвергается парагенезис минералов, т.е. такая их ассоциация, которая образовалась в единых условиях и является равновесной. В этом случае могут быть использованы принципы химической термодинамики, составляющие основу парагенетического анализа. Вместе с тем доказать равновесность наблюдаемых минеральных ассоциаций не просто. Поэтому в случае отсутствия явных признаков неравновесности отношения минералов любой ассоциации чаще всего априорно признаются равновесными, успешное применение и развитие парагенетического анализа оправдывает такое допущение.

Сущность парагенетических отношений состоит в том, что при заданных параметрах внешней среды – температуре, давлении, возможностях обмена каким-то веществом – минеральный состав изучаемой кристаллической породы оказывается строго определенным. С изменением внешних параметров он может претерпевать соответствующие изменения. Такая возможность зависит от того, имеются ли способы обмена компонентами между минералами, и от числа таких способов. Так, кварцевый монолит, состоящий из чистого кремнезема, при отсутствии химического взаимодействия со средой устойчив как

таковой в очень широком поле температуры и давления, пока кварц не перейдет в иную полиморфную модификацию или не расплавится. Однако тот же кварц в парагенезисе с кальцитом может сосуществовать лишь до некоторой сравнительно невысокой температуры, после чего между ними начнется реакция с образованием третьей фазы – волластонита.

Парагенетические отношения минералов показывают и анализируют с помощью графических построений.

В заключение дадим определение терминам «минеральный парагенезис» и «минеральная ассоциация» и покажем разницу между этими понятиями.

Минеральный парагенезис – закономерное совместное нахождение (сонахождение) генетически связанных между собой минералов. Более строго термин трактуется как совокупность равновесия сосуществующих минеральных фаз.

Критерии генетической взаимосвязи (парагенности) минералов базируются на изучении их взаимоотношений, морфологических признаках совместного роста индивидов различных минералов (индукционная штриховка и др.) и на закономерностях распределения главных и примесных компонентов состава в сосуществующих минералах равновесных парагенезисов (например, оливин всегда более магнезиален, чем парагенный с ним пироксен).

Запрещённый парагенезис минералов – понятие, указывающее на невозможность одновременного образования и сосуществования минералов (например, кварц и нефелин).

Минеральная ассоциация – совокупность всех минералов, совместно присутствующих в данном участке земной коры. Минеральная ассоциация более широкое понятие, чем парагенезис минералов. В состав минеральной ассоциации могут входить наряду с реликтами первичных минералов и более поздние, в частности продукты метасоматического изменения ранних (в том числе и гипергенных) минералов. Иногда под минеральной ассоциацией понимают сообщество минералов, возникающих в течение одной стадии или этапа минералообразования. В любом случае минеральная ассоциация охватывает несколько парагенетических ассоциаций, сменяющих одна другую во времени.

6.2. Критерии устойчивого сосуществования метаморфических минералов

С целью определения истинных парагенезисов минералов необходимо использовать некоторые критерии. Хотя последние устанавливаются с трудом, тем не менее обычно используют ряд структурных соотношений минералов, в том числе следующие:

- 1) наличие обычных общих границ зерен минералов, особенно их плавных «чистых» контактов;
- 2) отсутствие признаков замещения одним минералом другого (например, тонкозернистых агрегатов одного минерала в жилках по другому или по границам зерен);
- 3) наличие устойчивых форм зерен и включений;
- 4) присутствие относительно небольшого числа минералов с соответствием ассоциации правилу фаз.

Все эти критерии, особенно установленные совместно, действительно могут служить показателями равновесности минералов. Однако второй критерий недостаточно надежен, поскольку минералы, окаймляющие друг друга, могут отражать незавершенную реакцию, в которой одна из исходных фаз полностью исчерпана – реакция приостановилась и сохранились частные признаки метасоматических взаимоотношений. Аналогичным образом третий и четвертый критерии, хотя и имеют важное значение, недостаточны в качестве индикаторов равновесия. Так, новообразующийся минерал находится в состоянии равновесия с самого начального момента его кристаллизации. При этом стабильные формы зерен такого минерала могут возникнуть лишь на более поздних стадиях эволюции парагенезиса. Таким образом, само по себе отсутствие стабильных форм зерен еще не обязательно свидетельствует о химической неравновесности. Кроме того, следует отметить, что если равновесная система обязательно должна отвечать правилу фаз, то и в случае отсутствия равновесия может наблюдаться такое же соответствие. Наконец, в самих истоках четвертого критерия заключается большая неясность с точки зрения проблемы выбора компонентов в породе.

Исходя из вышеизложенного, вероятно, наилучшими критериями равновесия минеральных ассоциаций следует признать:

1) непосредственные контакты друг с другом всех фаз парагенезиса, за исключением некоторых экранированных от реакции, например включения;

2) одинаковый состав внешних зон различных зерен одной и той же фазы;

3) одинаковое распределение компонентов между парами фаз в различных частях рассматриваемого объема породы;

4) соответствие температур, полученных в результате изучения соотношений изотопов кислорода в различных минералах и в разных частях обсуждаемого объема породы;

5) устойчивые формы зерен и включений минералов ассоциаций, как это уже обсуждалось выше.

6.3. Петрогенетическая сетка

Минеральные ассоциации метаморфических пород находятся в зависимости от исходного состава и РТ-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. Боуэна⁹ в 1940 г. предложить для анализа геологических

⁹ Боуэн Норман Леви (Bowen Norman Levy) (1887–1956) – американский петрограф, петролог и экспериментатор, автор одной из первых гипотез о происхождении гранитов, отец экспериментальной петрологии. Первым сформулировал теорию эволюции магматических расплавов, обоснованную экспериментальными данными.

данных **петрогенетическую сетку**. Она представляет собой диаграмму с координатами (P и T), на которую нанесены кривые моновариантного равновесия (рис. 7). Линии моновариантных равновесий делят пространство PT-диаграммы на поля, характеризующиеся присутствием взаимоисключающих дивариантных ассоциаций.

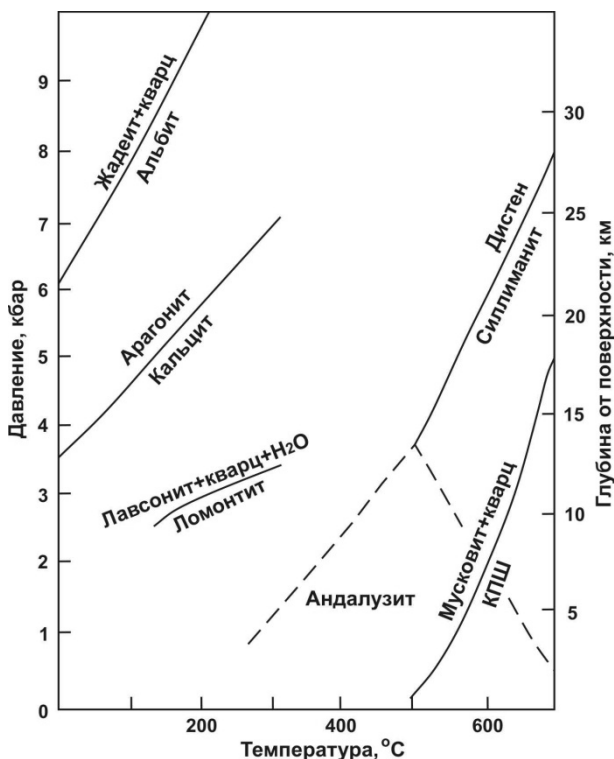


Рис. 7. Фрагмент петрогенетической сетки (Вильямс Х. с соавт., 1985)

Первоначально сетка Н. Боуэна содержала лишь одну такую кривую $Ka + Kв \rightarrow Вол + CO_2$, вычисленную В. Гольдшмидтом. Но он осознавал потенциальную перспективу петрогенетической сетки, на которой, построив моновариантные кривые, можно будет оценить термодинамические условия реальных природных парагенезисов и последовательность их смены. В настоящее время петрогенетическая сетка приобрела боль-

шое 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 и градуировки в свете новых уточненных экспериментальных данных.

Из всего разнообразия встречающихся в природе минеральных парагенезисов для построения петрогенетических сеток используют наиболее информативные. Здесь ценятся такие свойства, как сильный тепловой или объемный эффект равновесных реакций, позволяющий по возможности однозначно интерпретировать температурные или барические изменения, воспроизводимость реакций в эксперименте с целью их градуировки, широкая распространенность избранных парагенезисов в природе. К сожалению, эти качества часто не совмещаются, так что приходится использовать данные по разным парагенезисам, которые в совокупности дают дискретную, трудно увязываемую в целое картину. Тем не менее, как отмечалось выше, эта картина все время пополняется и усовершенствуется, и к настоящему времени имеются уже довольно подробные и внутренне непротиворечивые схемы метаморфических минеральных фаций, т.е. групп метаморфических пород, минеральные парагенезисы которых устойчивы в определенном интервале термодинамических условий.

Кроме парагенетических отношений с той же целью определения РТ-условий используют полиморфные модификации некоторых минералов (ранее об этом говорилось в п. 4.4). Важнейшее петрологическое значение имеют полиморфы Al_2SiO_5 , поля устойчивости которых служат основой современных петрогенетических сеток.

6.4. Графическое изображение парагенезисов метаморфических пород

Главные соотношения между минеральным парагенезисом и химизмом породы, характерные для определенной фации, наглядно изображаются с помощью диаграмм состав – парагенезис. Изобразить графически комплекс минералов, встречающихся в пределах данной фации, можно только в том случае, когда число компонентов, определяющих состав минералов,

поддается геометрическому выражению. Тетраэдр позволяет представить четыре компонента, но получающаяся в плоскости чертежа проекция слишком сложна. Первые диаграммы разработаны В. Гольдшмидтом и П. Эскола¹⁰. Последний предложил изображать состав с помощью **равносторонних концентрационных треугольников** ACF, AKF и AFM (рис. 8). Позднее им были применены и **прямоугольные концентрационных треугольники** (рис. 9).

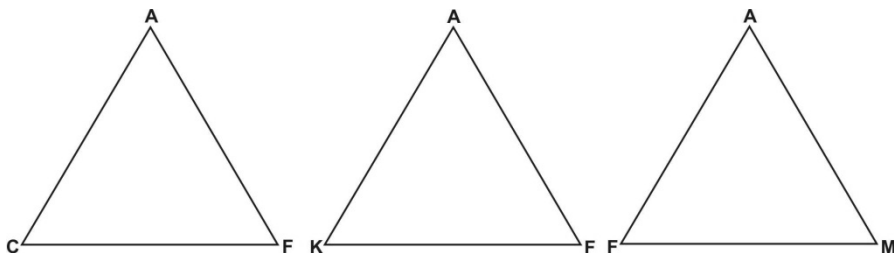


Рис. 8. Концентрационные треугольники ACF, AKF и AFM.

Треугольники AFM и AKF используются для нанесения составов минералов и отражения дивариантных минеральных ассоциаций метапелитов, треугольник ACF для метабазитов.

Применимы они только для трехкомпонентных систем

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. Химическое и минералогическое разнообразие в любой фации можно показать несколькими треугольниками, каждый из которых применим к определенному общему составу. В качестве примера рассмотрим концентрационные треугольники ACF, AKF и AFM.

¹⁰ Эскола Пентти (Eskola Pentti) (1883–1964) – финский петрограф, один из основоположников метаморфической петрологии. Основные труды посвящены докембрию Финляндии и Карелии, метаморфической дифференциации, анатексису, генезису гранитной магмы. Впервые применил принципы физической химии к проблемам петрологии и сформулировал понятие о минеральных фациях (1915 г.).

Диаграмма ACF. 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.

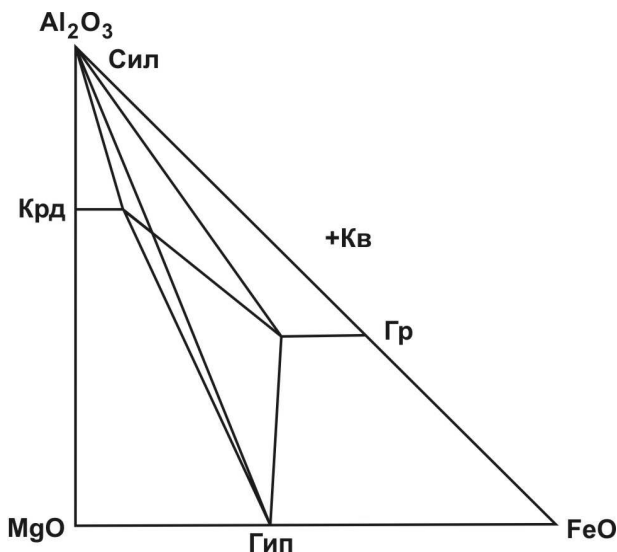


Рис. 9. Два совмещенных парагенетических треугольника, отражающие минеральные ассоциации метapelитов гранулитовой фации в области высоких давлений. Пересечение коннод Сил + Гип и Корд + Гр свидетельствует о том, что в системе должна идти реакция Корд + Гр = Сил + Гип, это моновариантное равновесие; Корд + Гр + Сил + Гип могут равновесно сосуществовать только на линии. Треугольники фаз Корд + Гр + Сил, Корд + Гр + Гип и Корд + Сил + Гип, Гр + Гип + Сил отражают дивариантные парагенезисы. Первые два устойчивы по левую сторону равновесия Корд + Гр = Сил + Гип, два других – по правую. За пределами концентрационного треугольника +Кв означает, что к каждому из перечисленных выше парагенезисов мы должны добавить кварц (Корд + Гр + Сил + Гип + Кв, Корд + Гр + Сил + Кв, Корд + Гр + Гип + Кв, Корд + Сил + Гип + Кв, Гр + Сил + Гип + Кв)

Кварц присутствует как избыточный минерал. Таким образом, диаграмма ACF используется для ассоциаций, содержащих кварц, но без калишпата (недостаток K_2O). Составы минералов, которые можно показать на данной диаграмме (рис. 10), приведены в табл. 1.



Рис. 10. Положение составов некоторых минералов метаморфических пород на диаграмме ACF

Т а б л и ц а 1
 Доля компонентов А, С, F в минералах из метаморфических пород, мол. % (Винклер Г., 1969)

Минерал	A	C	F
Антофиллит, куммингтонит, ортопироксен, тальк, серпентин, гиперстен	0	0	100
Актинолит, тремолит		28,5	71,5
Роговая обманка			
Диопсид, доломит		50	50
Кальцит, волластонит		100	0
Гроссуляр, андрадит	25	75	
Везувиан	14	72	14
Эпидот	43	57	0
Анортит	50	50	
Андалузит, силлиманит, дистен (кианит), пирофиллит	100	0	
Ставролит	67		33
Хлоритоид, кордиерит	50		50
Спессартин, альмандин, пироп	25		75
Хлорит	10–35		90–65

Примечание. Роговые обманки в отличие от тремолита характеризуются переменным содержанием Al, Fe и Mg; несколько изменчиво и содержание в них Ca. Поэтому состав роговых обманок не может быть выражен точкой, а представлен в виде некоторого поля, начинающегося у точки состава тремолита и простирающегося в плоскость диаграммы.

Проектирование составов минералов производится по методу барицентрических координат. Одна из сторон треугольника принимается за 100%. Этим 100% приравняются молекулярные количества $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) + CaO + (MgO + FeO)$; $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) + K_2O + (MgO + FeO)$; $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) + FeO + MgO$; $Al_2O_3 + FeO + MgO$, или формульные единицы $(Al + Fe^{+3} - Ca - Mg + Fe)$; $(Al + Fe^{+3} - K - Mg + Fe)$; $(Al + Fe^{+3} - Mg - Fe)$. Состав минерала изображается в виде точки, положение которой рассчитывается из соотношения $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) : CaO : (MgO : FeO)$, $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) : K_2O : (MgO : FeO)$ и т.д. Если минерал содержит один из этих компонентов, он проектируется в вершину, два – на одну из сторон, три – внутрь концентрационного треугольника. Аналогичным способом наносятся и составы пород.

Диаграмма АКФ. Весьма целесообразно наряду с диаграммами АСФ пользоваться и диаграммами АКФ. На таких диаграммах нельзя изобразить Са-содержащие минералы; вместо них изображаются минералы К (калиевые полевые шпаты, мусковит, биотит, стильпномелан), которые сопоставляются с минералами, содержащими (Mg, Fe) и $(Mg, Fe) + (Al, Fe^{3+})$. Отношения величин АКФ – это одновременно молекулярные отношения. При расчете этих величин вводятся такие же поправки на аксессуарные минералы, как и при расчете отношений АСФ. Если мы располагаем лишь химическими анализами исследуемых пород и не знаем их минерального состава, то следует принять, что весь Са входит в состав анортита. Тем самым вносится ошибка, если в породе присутствуют еще и другие кальцийсодержащие алюмосиликаты. Расчет ведется по следующей схеме: $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)^{11}$, $K = K_2O$, $F = FeO + MgO + MnO$, $A + K + F = 100$.

Диаграмма АФМ. На диаграммах АСФ и АКФ FeO и MgO(+MnO) объединены в так называемый компонент F. Благодаря этому удается изобразить очень многие наблюдаемые в природе минеральные парагенезисы, но, конечно, далеко не все. Так, например, биотит, встречающийся вместе с мусковитом и одной из модификаций Al_2SiO_5 , или же биотит, сосуществующий с гранатом, ставролитом, кварцем и мусковитом, рав-

¹¹ СаО, связанный в карбонатах и волластоните, естественно, не должен вычитаться из суммы $[Al_2O_3 + Fe_2O_3]$. Вычитается только СаО, связанный в СаAl-или СаFe-силикатах.

но как и парагенезис биотит + кордиерит + андалузит + мусковит + кварц нельзя изобразить на диаграмме АКФ. Это объясняется тем, что MgO и FeO для упрощения объединены здесь в один компонент. Хотя Mg и Fe²⁺ взаимно замещаются в структурах силикатов, однако степень этого изоморфного замещения у различных силикатов (в особенности у минералов, содержащих одновременно FeO и MgO) различна и, кроме того, зависит от общего состава породы, температуры и давления. Итак, строго говоря, существуют два независимых компонента системы – FeO и MgO, которые должны рассматриваться отдельно. Диаграммы ACF и АКФ не дают такой возможности, но зато на диаграммах AFM, предложенных Дж. Томпсоном, поведение MgO и FeO может быть рассмотрено отдельно. На этих диаграммах: A = Al₂O₃, F = FeO и M = MgO.

Диаграммы AFM пригодны только для изображения метаморфических минеральных парагенезисов, возникающих за счет глин или глинистых песков. Последние, однако, являются наиболее распространенными осадочными породами, поэтому диаграммы AFM с успехом могут быть использованы при изучении многих метаморфических пород. Благодаря разделению FeO и MgO они позволяют очень наглядно изобразить некоторые минеральные парагенезисы, которые не могут быть охвачены диаграммами АКФ.

В дополнение к вышесказанному отметим, что линии, соединяющие составы фаз (Корд–Гип, Корд–Сил, Гр–Сил, Гип–Корд, Гип–Гр; рис. 9) называются **коннодами**. Треугольники, получающиеся от пересечения коннод (Сил + Корд + Гр, Корд + Гр + Гип, Сил + Гип + Корд, Сил + Гип + Гр) называются **треугольниками фаз**. Они отражают дивариантные парагенезисы.

Рассматриваемые способы изображения минеральных ассоциаций применимы к трех-, максимум четырехкомпонентной системе. Если какой-либо минерал состоит из одного компонента и он (компонент) входит во все фазы, то этот минерал можно вынести за концентрационный треугольник. Так обычно поступают с кварцем в метапелитах. Это означает, что его необходимо добавлять к каждому из перечисленных выше парагенезисов (Сил + Корд + Гр + Кв, Корд + Гр + Гип + Кв, Сил + Гип + Корд + Кв, Сил + Гип + Гр + Кв).

Концентрационные треугольники с вынесенными на них составами минералов, коннодами и треугольниками фаз называ-

ются **парагенетическими треугольниками**. Совокупность линий минеральных превращений совместно с парагенетическими треугольниками называется **парагенетической диаграммой**, а несколько связанных между собой парагенетических диаграмм объединяются в **мультисистему**.

6.5. Расчет топологии фазовых диаграмм метаморфических пород (пучковые диаграммы Скрейнемакерса)

Метод Ф.А. Скрейнемакерса разработан довольно давно, еще в 1920-х гг., но лишь в последнее время получил распространение в метаморфической петрологии. В соответствии с этим методом при обусловленных количествах фаз и компонентов с использованием правила фаз можно определить топологию любой фазовой диаграммы. В настоящее время вычислительные машины позволяют осуществлять такие расчеты для довольно сложных систем. При известной топологии фазовой диаграммы положение инвариантных точек (например, в РТ-пространстве) и наклоны моновариантных кривых можно получить из экспериментальных данных, причем наклоны могут быть также вычислены термодинамически. Этот метод полезен в качестве контроля экспериментально определенных и предполагаемых, исходя из петрологических данных, фазовых диаграмм, которые должны соответствовать топологии правила фаз. Кроме того, метод Скрейнемакерса можно использовать для общей оценки взаимоотношений минералов при отсутствии экспериментальных данных. Так, на рис. 11 приведен простой пример метод Скрейнемакерса для системы с одной инвариантной точкой.

Поскольку в соответствии с правилом фаз число устойчиво сосуществующих в инвариантной точке фаз не должно превышать количество компонентов более чем на 2, при большем чем $(C+2)$ числе фаз в РТ-пространстве должно присутствовать соответственно и более одной инвариантной точки. Такой набор инвариантных точек, соединенных «сетью» моновариантных линий, называется **«мультисистемой»**. Мультисистемы имеют определенные топологические ограничения, в рамках которых можно производить вычисления и получать графическое отображение РТ-решеток. Термодинамические данные могут способствовать выбору наиболее вероятных конфигураций диа-

грамм мультисистем. Получаемые в конечном счете РТ-решетки могут быть ценными индикаторами серий реакций, осуществляющихся при изменении РТ-условий, особенно при отсутствии достаточной экспериментальной информации.

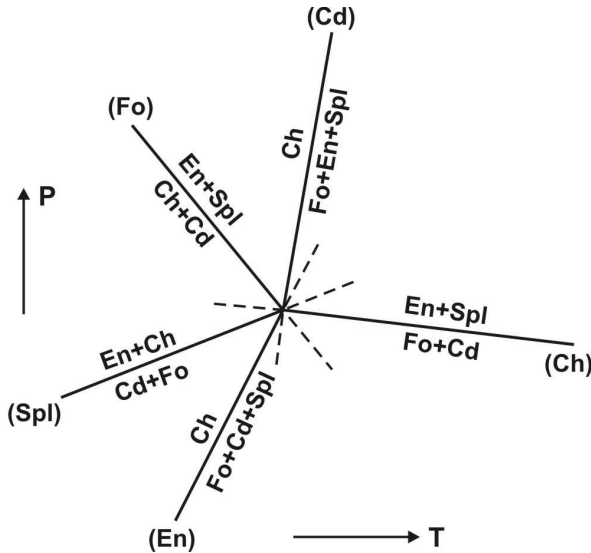


Рис. 11. Положение всех возможных моновариантных кривых, пересекающихся в инвариантной точке, включающей фазы: форстерит (*Fo*), энстатит (*En*), шпинель (*Spl*), кордиерит (*Cd*) и хлорит (*Ch*) в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. В скобках на концах кривых указаны фазы, не участвующие в данной реакции (Fawcett J.J., Yoder H.S., 1966)

6.6. Метаморфические ступени

Многokратно установлено, что в наиболее деформированных и / или перекристаллизованных породах присутствуют минеральные ассоциации, отличающиеся от встречающихся в менее измененных породах в других частях того же района или комплекса. Это означает, что интенсивность метаморфизма (**степень метаморфизма**) может изменяться в пределах одного района. Так, в некоторых регионах в слабометаморфизованных породах (низкой «ступени») присутствуют минералы, устойчивые при относительно низкой температуре (о чем свидетельствуют опыт изучения магматических пород и прямые экспериментальные данные). В состав многих из таких низко-

температурных минералов (например, хлорита, мусковита, талька) в значительных количествах входит вода. Многие реакции, осуществляющиеся по мере повышения степени метаморфизма (в некоторой последовательности, составляющей прогрессивный метаморфизм), сопровождаются дегидратацией этих минералов и образованием ассоциаций с меньшим содержанием связанной воды. В породах высокой степени метаморфизма в тех же районах присутствуют минералы, устойчивые при высоких температурах. В пределах районов развития регионально-метаморфических пород или в контактово-метаморфических ореолах вокруг интрузивных магматических тел возможно картирование **метаморфических зон**, различающихся по присутствию минералов различной степени. При этом в контактовых ореолах зоны низкой степени наиболее удалены от интрузивов.

Хотя в принципе нет особой необходимости для классификации метаморфизма, но при полевых работах для лучшей ориентировки выделяют четыре метаморфические степени: **очень низкая, низкая, средняя, высокая**.

Границы между четырьмя степенями метаморфизма должны характеризоваться очень сильными метаморфическими изменениями минеральных ассоциаций в обычных породах, т.е. специфическими реакциями минералов. Граница между «очень низкой степенью» и «низкой степенью» совпадает с началом образования фаций зеленых сланцев, а граница между «низкой» и «средней степенью» – с началом образования пород амфиболитовой фации П. Эсколы. В дополнение к этому нужно указать, что верхняя часть амфиболитовой фации относится к метаморфизму «высокой степени» и характеризуется сосуществованием калиевых полевых шпатов с Al_2O_3 и / или альмандином и кордиеритом. При метаморфизме высокой степени мигматиты образуются при высоком, а гранулиты – при низком водном давлении относительно общего давления.

Стоит отметить, что охарактеризованное выше обычное понимание термина «метаморфическая степень» увязывается многими исследователями преимущественно с температурой. Однако метаморфизм контролируется в действительности не только температурой; в качестве других важных факторов выступают давление и активность подвижных компонентов (см. п. 1.2). Так, в регионах проявления метаморфизма высокого

давления прогрессивные изменения в большей мере, чем температурой, определяются всесторонним давлением. Таким образом, хотя понятие метаморфической ступени и получило общее распространение, оно часто недостаточно определено и в конкретных районах его природу необходимо уточнять.

Линии на карте, отделяющие метаморфические зоны, называются **изоградами** (линии равной ступени; grade – ступень). Традиционно изограды основывают на признаке первого проявления так называемых **индекс-минералов** – таких показательных минералов (хлорит, биотит, гранат, ставролит, кианит, силлиманит и др.), которые появляются в результате определенных реакций. Так, в юго-восточной части Шотландских нагорий уже в течение более пятидесяти лет выделяют следующую последовательность зон прогрессивного метаморфизма: хлоритовая, биотитовая, гранатовая, ставролитовая, кианитовая и силлиманитовая.

В качестве главного признака выделения изоград лучше использовать не отдельные минералы, а их ассоциации. Появление той или иной **минеральной ассоциации** в метаморфической породе определяется двумя главными факторами:

1) химическим составом породы и присутствующей в ней флюидной фазы;

2) условиями давления и температуры.

Отметим, что некоторые породы более реактивны (легче подвергаются изменениям) и, следовательно, представляют собой лучшие индикаторы «ступени метаморфизма», чем другие.

6.7. Метаморфическая зональность

Метаморфическая зональность – это зональное строение области проявления регионального метаморфизма, сложенных породами разных метаморфических фаций. Она является следствием неодинаковой интенсивности проявления метаморфизма в пределах одного геологического комплекса, когда породы одинакового возраста, участвующие в событиях одной орогенической эпохи, приобретают различную степень метаморфизма вследствие своего неодинакового расположения в тектонической структуре. Метаморфическая зональность обычно выражается в параллельном расположении зон, простирающихся согласно главным тектоническим направлениям; иногда

же зоны располагаются в виде концентрических овалов вокруг площадей развития наиболее сильно метаморфизованных пород. В настоящее время выделяются два типа метаморфической зональности:

а) **правильная**, когда вкрест простирания зон породы высоких степеней метаморфизма сменяются менее метаморфизованными;

б) **неправильная**, характеризующаяся резкой сменой фаций по тектоническим границам и неправильным чередованием зон.

Большой петрологический интерес представляет правильная метаморфическая зональность, поскольку она дает возможность изучить постепенные переходы между породами разных степеней метаморфизма.

6.8. Инвертированная метаморфическая зональность

Проявления инвертированной (перевернутой) метаморфической зональности не относятся к числу широко распространенных, а публикации в отечественной литературе с описанием подобных зональных комплексов крайне редки. Между тем инвертированный метаморфизм является очень важным для тектонических построений, что мы и постараемся показать в этом параграфе.

Прежде всего, рассмотрим основные черты инвертированного метаморфизма. Для абсолютного большинства примеров проявления зонального метаморфизма установлена закономерность, показывающая, что температура метаморфизма увеличивается с глубиной. Эта закономерность отвечает общему геотермальному градиенту в земной коре. При этом изотермальные плоскости, которые фиксируются метаморфическими изоградами, не являются горизонтальными, поскольку проявления метаморфизма характеризуются локальными тепловыми возмущениями, обусловленными внедрением интрузивных тел, зонами тектоники и др., а также более поздними тектоническими процессами, вызывающими некоторое вращение крупных блоков. Тем не менее в случае «нормальной зональности» существует достаточно четкая закономерность: температура метаморфизма возрастает вниз по разрезу. Сразу следует отметить, что определение элементов падения изотермальных поверхностей является очень сложной задачей, поскольку в отличие от литологических метаморфические границы не резкие, а посте-

пенные. Поэтому корректная оценка падения «температурных границ» возможна только в условиях резко расчлененного рельефа (например, метаморфический комплекс в Гималаях) или после проведения специальных структурно-метаморфических исследований. Для ряда метаморфических комплексов фиксируются необычные геотермальные градиенты, имеющие отрицательные значения, что означает. Это с увеличением глубины наблюдается уменьшение температур метаморфизма. Такие необычные метаморфические градиенты называют **инвертированными метаморфическими градиентами**, а метаморфические комплексы – **инвертированными метаморфическими комплексами**. В большинстве изученных случаях инвертированная метаморфическая зональность связана с процессами надвигания или поддвига (субдукции), проявленными в различных геодинамических обстановках. В настоящее время инвертированные комплексы достоверно описаны:

- а) в подошвенной части тектонических офиолитовых покровов;
- б) в сложно построенных террейнах, включающих высокобарические метаморфические комплексы;
- в) в сложно построенных коллизионных орогенах, сформировавшихся при процессах коллизии континент – континент, континент – островная дуга.

Несмотря на то что метаморфические комплексы в пределах этих обстановок отличаются друг от друга и по набору пород, и по условиям метаморфизма, общим является то, что для всех них наблюдается уменьшение температуры метаморфизма, а иногда и деформаций с увеличением глубины.

7. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

7.1. Определение понятия «метаморфическая фация»

В основу современного подразделения метаморфических пород положен принцип метаморфических фаций, разработанный в 1915 г. П. Эскола. 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 (РТ) условий метаморфизма.

Понятие «фация метаморфизма» является фундаментом 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. Границы между фациями проводятся по критической ассоциации минералов, которые оказываются устойчивыми только при РТ-условиях данной фации. Наименование фации проводится чаще всего по названию характерного для них критического минерала или наиболее типичной породы данной фации.

Р.Х. Вернон (Вернон Р.Х., 1980) характеризуя понятие метаморфической фации, выделяет следующие ее особенности:

1. Метаморфическая фация – это набор парагенезисов метаморфических минералов, неоднократно возникавших в пространстве и во времени. При этом между минеральной ассоциацией и валовым химическим составом породы существуют постоянные соотношения.

2. Метаморфическая фация относится не к одному типу пород, а охватывает целый ряд их (или парагенезисов минералов), образовавшихся в одном интервале условий температуры, всестороннего давления и других переменных (например, состава присутствующего флюида).

3. Все породы с одинаковым валовым химическим составом в том случае, если они относятся к одной метаморфической фации, представлены одной и той же ассоциацией минералов.

4. Такие ассоциации, где бы они ни были обнаружены, должны быть стабильными или устойчиво метастабильными.

5. Схема метаморфических фаций – это удобная широкая генетическая классификация метаморфических пород в параметрах главных переменных – всестороннего давления и температуры. Наиболее полезна она при региональном и рекогносцировочном изучении метаморфических провинций, но для многих детальных исследований метаморфических пород эта схема оказывается слишком грубой.

6. Вследствие сложного характера метаморфических реакций, которые, вероятно, характеризуются не единичными линиями, а интервалами P–T, границы между фациями метаморфизма также следует рассматривать как постепенные.

7. Схему метаморфических фаций нельзя корректно приложить к регионам, в которых отсутствуют породы состава, благоприятного для кристаллизации диагностических ассоциаций.

Фации метаморфизма могут быть подразделены на субфации, в основе чего лежит тот же принцип, что и при выделении фаций, но это более мелкие подразделения.

Для определения метаморфической фации или субфации главными критериями являются критические и запрещенные парагенезисы. **Критические парагенезисы** – это такие парагенезисы, которые устойчивы только в данной фации или субфации. **Запрещенные парагенезисы** – это такие парагенезисы, которые невозможны в данной фации, но могут быть критическими для другой фации.

Главные требования к фаціальным схемам, применяемым при картировании и построении карт метаморфизма, состоят в том, чтобы фации картировались и однозначно определялись по минеральному составу. Именно поэтому границы между фаціальными подразделениями желательно проводить по мало-минеральным моновариантным превращениям. Фаціальные метаморфические схемы должны предусматривать также возможность параллельной диагностики фаций по разным классам пород (метапелитам, метабазитам, мраморам и пр.).

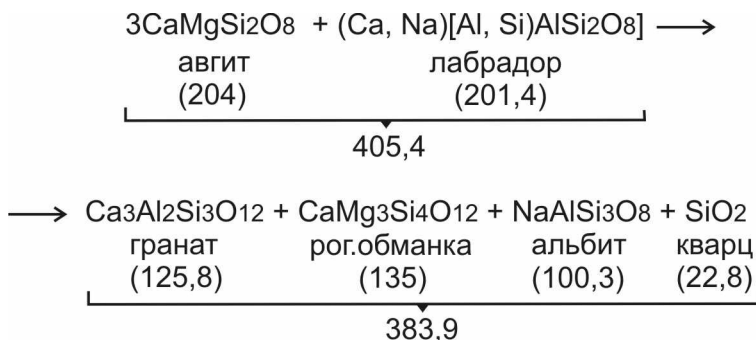
7.2. Развитие учения о метаморфических фациях

7.2.1. Работы Ф. Бекке

Изучение петрографии и химического состава регионально-метаморфизованных пород Австрийских Альп позволило Ф. Бекке¹² в 1913 г. сформулировать ряд постулатов, которые сыграли в дальнейшем большую роль при разработке учения о фациях метаморфизма. Кратко охарактеризуем их:

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:



3. В том случае, когда температура метаморфизма играет превалирующую 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 давле-

¹² Бекке Фридрих Иоганн Карл (Becke Friedrich Johann Karl) (1855–1931) – австрийский минералог и петрограф, автор иммерсионного метода измерения показателей преломления твердых веществ (метод Бекке), закона секториального строения кристаллов (закон Бекке).

ния 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.

7.2.2. Схема фаций П. Эскола

Понятие о метаморфических фациях имеет существенное значение, особенно в систематике метаморфических пород. Важным этапом в развитии учения о метаморфизме явилась работа П. Эскола о метаморфических фациях, в которой он впервые в 1915 г. по аналогии с термином «стратиграфическая фация» ввел в петрологию термин «метаморфическая фация». Первая включает осадки, возникшие в одинаковых условиях. Сходным образом «метаморфическая фация» объединяет породы, которые были метаморфизованы в идентичных условиях. «Метаморфические горные породы, относящиеся к одной фации, называются изофациальными. Многие ассоциации минералов устойчивы при различных значениях температуры и давления и поэтому не могут характеризовать какую-либо метаморфическую фацию. Она характеризуется только некоторой «критической» ассоциацией минералов» (Эскола П., 1939. С. 339).

Исходя из сделанных эмпирических выводов, 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, им выделены запрещенные минералы и ассоциации – невозможные в данных РТ-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 (табл. 2).

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

1) санидиновую фацию; критические минералы – санидин и пижонит; 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);

Т а б л и ц а 2

Схема фаций метаморфизма П. Эскола (1939 г.)

		Повышение температуры →	
← Повышение давления	Развитие цеолитов в изверженных породах		Санидиновая (диабазовая) фация
	Фация зеленых сланцев	Эпидот-амфиболитовая фация	Амфиболитовая (роговообманково-габброидная) фация
			Гранулитовая фация
		Фация глаукофановых сланцев	Эклогитовая фация

2) роговиковую (современная терминология – 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; представляют собой продукты регионального метаморфизма в верхних горизонтах земной коры, где температура и 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 глубинных условиях при крайне высоком давлении и высокой температуре;

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

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; высокая плотность одних ассоциаций и присутствие граната, рутила и натрийсодержащих пироксенов в других позволили П. Эскола сделать вывод о некоторой аналогии этой фации 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.

7.2.3. Работы Ч. Ван-Хайза, У. Грубенмана и П. Ниггли

Очень важную роль в классификации пород играют конкретные значения температуры и давления, которые привели 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.

На заре развития учения о метаморфизме Ч. Ван-Хайз¹³ (1898, 1904 гг.) 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 Ч. Ван-Хайза о глубинных зонах метаморфизма нашло отражение в работах Ф. Бекке, И.Д. Лукашевича¹⁴, У. Грубенмана¹⁵, П. Ниггли¹⁶. На основе этих работ в 1924 г. была создана классификация метаморфизма и метаморфических пород Грубенмана–Ниггли, которая использо-

¹³ Ван-Хайз Чарлз Ричард (англ. Van Hise Charles Richard) (1857–1918) – американский геолог, основные труды посвящены докембрию Канадского щита и проблемам метаморфизма, автор теории двухзонного метаморфизма горных пород: катаморфизм и анаморфизм.

¹⁴ Лукашевич Иосиф Дементьевич (польск. Łukaszewicz Józef) (1863–1928) – участник русского революционного движения, польский геолог. В работе «Неорганическая жизнь Земли» в 1911 г. высказал идею зонального метаморфизма горных пород, занимался проблемой механизма круговорота веществ в земной коре.

¹⁵ Грубенман Ульрих (англ. Grubenmann Ulrich) (1850–1924) – швейцарский минералог и петрограф, автор гипотезы о трёхчленном делении земной коры на глубинные зоны, различающиеся по характеру процессов метаморфизма: ката-, мезо- и эпизона. Эти термины сохранились до настоящего времени, но применяются для обозначения не столько глубины залегания пород, сколько интенсивности метаморфизма.

¹⁶ Ниггли Пауль (англ. Niggli Paul) (1888–1953) – швейцарский учёный, минералог, петрограф и геохимик, разработал стереохимию кристаллических соединений, метод пересчёта химического состава горных пород, предложил генетическую классификацию магматогенных рудных месторождений, развивал идею о распространении химических элементов в земной коре в зависимости от строения их атомов.

валась в геологической практике еще несколько десятилетий благодаря четкости и обстоятельности изложения материала. В данной классификации выделялось три зоны метафоризма (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

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

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

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 цоизит, эпидот, хлорит, серицит, хлоритоид, актинолит, тальк, альбит. К типичным породам эпизоны относились сланцы, эпидотовые роговики, порфиroidы и т.п.

Для средней зоны (*мезозона*) предполагались более высокие температура, гидростатическое давление и очень сильный стресс. Типоморфные породообразующие минералы зоны представлены дистеном, альмандином, 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 классификации предполагали перекристаллизацию вещества с сохранением форм. В качестве типоморфных минералов назывались силлиманит, альмандин, ромбический пироксен, оливин, пироп, кордиерит, шпинель, омфациит, анортзит, 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.

7.2.4. Фации метаморфизма 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 получило дальнейшее развитие в исследованиях многих ученых. Так, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген в 1961 г. на основании экспериментальных и расчетных данных предложили разделить все метаморфические фации на две большие группы (фации контактового метаморфизма и фации регионального метаморфизма) и дали оценку их термодинамических условий. Ими же была предложена новая классификация фаций, значительно уточняющая схему П. Эскола.

Новые классификации метаморфических фаций содержатся в работах целого ряда исследователей: Д.С. Коржинского, Х. Винклера, А.А. Маракушева, А. Миясино и других. Большое значение для развития принципа метаморфических фаций имеют исследования большой группы сибирских ученых под общим руководством В.С. Соболева (Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, Н.В. Соболев, В.В. Хлестов, К.Б. Кебезинская, Е.Н. Ушакова). В настоящее время схема классификации метаморфических фаций, предложенная этими учеными (Фации..., 1969), получила широкое признание. Главной особенностью этой схемы является выделение трех групп фаций в зависимости от величины гидростатического давления, в каждой из которых выделяются метаморфические фации (рис. 12).

Г р у п п а А. Фации низкого давления (фации контактового метаморфизма). 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°C.

A₀ – *спуррит-мервинитовая фация*: Т – 900–1 200°C, Р – 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 *монтчеллит-спуррит-тиллиитовую субфации*.

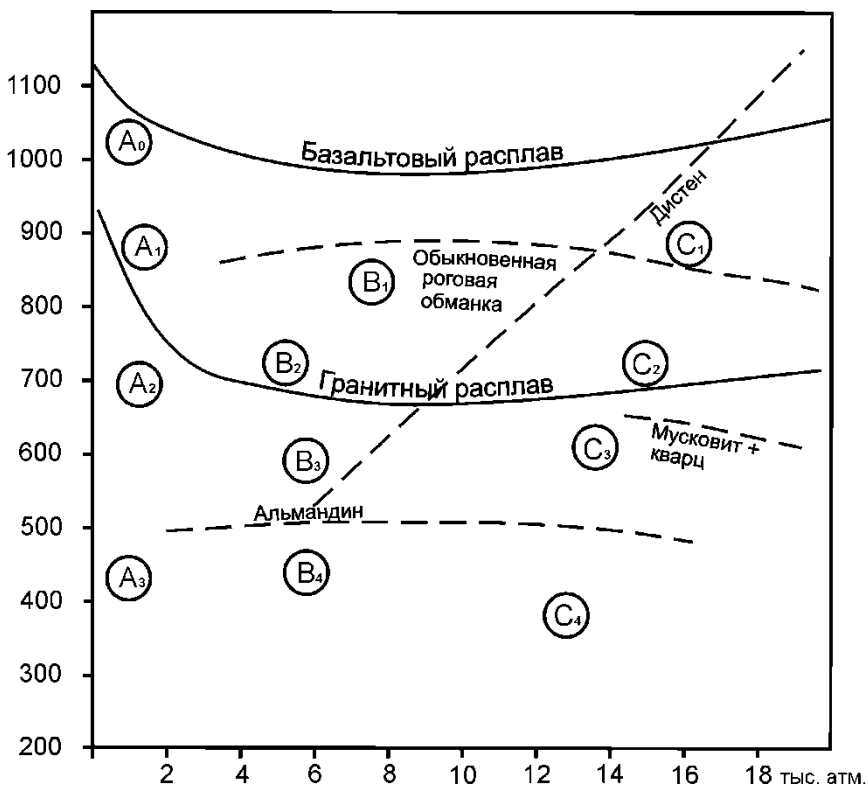


Рис. 12. Схема метаморфических фаций в РТ-координатах (Фации..., 1969)

A₁ – *пироксен-роговиковая фация*: Т – от 700–800 до 900°C, Р – 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 *воллстонит-зеленит-анортитовую* и *гроссуляровую субфации*.

A₂ – *амфибол-роговиковая фация*: Т – от 550, чаще от 600 до 800°С, Р – 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.

A₃ – *мусковит-роговиковая фация*: Т – менее 550–600°С, Р – 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 метаморфизм). Доля R_{H₂O} во флюиде закономерно убывает от низкотемпературной фации В₄ к высокотемпературным В₁ и В₂, где она опускается до 0,2–0,3 Р_{общ}, напротив, Р_{CO₂} 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.

В₁ – *фация двупироксеновых гнейсов (гранулитовая)*: Т – от 750–800 до 900–1 000°С, Р – от 3 до 12–13 кбар; сверху по температуре и давлению поле фации ограничено линией плавления базальта, устойчивости альмандина и доломита; субфации не выделяются.

В₂ – *амфиболитовая фация (силлиманит-биотитовых гнейсов)*: Т = 650–800°С, Р = 3–11 кбар; верхний температурный предел фации ограничивается равновесием Рп + Мп + Кпш + Кв ↔ Гр + Би + Амф, исчезновением ромбических амфиболов и Би + Сил + Кв ассоциации; по давлению фации В₁ и В₂ отделены от фаций С₁ и С₂ линиями дистена и полной эклогитизации.

В₃ – *эпидот-амфиболитовая фация (андалузит-мусковитовых сланцев)*: Т – от 500 до 600–650°С, Р = 3–8 кбар; верхний температурный предел фации определяется устойчивостью Мус + Кв и Став + Кв; 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 В₃ от фации С₃ отделена линией устойчивости дистена.

В₄ – *фация зеленых сланцев*: Т – от 350–400 до 500–550°С, Р = 3–10 кбар; сверху по температуре она ограничена устойчивостью Хл + Кв, характеризуется отсутствием роговой обманки,

альмандин и олигоклаза; в большей части фации устойчивы также пиррофиллит и пумпеллит; нижняя граница фации фиксируется отсутствием каолинита, диаспора, цеолитов и других высоководных Са-минералов; по давлению РТ-области зеленосланцевой фации и лавсонит-глаукофановой фации разделяются линиями устойчивости Лав + Кв, арагонита и жадеита.

Г р у п п а С. Фации высокого давления (региональный метаморфизм). Давление изменяется от 8 кбар при низкой температуре и более 15 кбар при высокой температуре. Температурный интервал от 300 до 1 000°C. Метаморфиты локализуются в узких тектонических зонах (локальный динамотермальный метаморфизм).

С₁ – эклогитовая фация: Т = 850–1 000°C, Р – свыше 14 кбар. Характерна ассоциация пирропа с омфацитом.

С₂ – фация дистеновых гнейсов: Т – от 650 до 800–850°C, Р – выше 10 кбар, иногда достигает в условиях земной коры 15–17 кбар; нижней границей фации является линия устойчивости Мус + Кв, ограничивающая устойчивость Ки + Кпш;

С₃ – глаукофан-альмандиновая фация (дистен-мусковитовых сланцев): Т = 500–850°C, Р – до 15 кбар и выше.

С₄ – жадеит-лавсонит-глаукофановая фация: Т = 300–550°C, Р – 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.

Авторы данной схемы фаций метаморфизма подчеркивают, что основное значение и цель фациального анализа заключаются в определении температуры и давления по особенностям минерального состава и отражение РТ-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» (Фации..., 1969. С. 220). Магматические и метасоматические фации на основе минеральных ассоциаций представляют собой иные смысловые подразделения и не имеют значения для реконструкции РТ-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 системах. Это позволяет использовать при изучении фаций метаморфизма парагенетический анализ и сопоставлять экспериментальные парагенезисы с природными ассоциациями.

Метаморфическая фация, по определению Н.Л. Добрецова с соавторами, 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» (Фации..., 1969. С. 222).

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».

7.2.5. Критика фациального анализа и систематика 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. Так, П. Эскола в 1921 г. выделял 5 фаций метаморфизма, а в 1939 г. их число возросло до 8. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген в 1960 г. считали, что существует 10 фаций, Н.Л. Добрецов и В.С. Соболев с соавторами обосновали 14 фаций. Однако 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, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген выделили в фациях зеленых сланцев и альмандин-амфиболитовой по три субфации в каждой, а Г. Винклер в пироксен-роговиковой фации – субфации ромбического амфибола и ромбического пироксена.

По мнению Г. Винклера (Винклер Г., 1979), дробное подразделение фаций представляется правильным, но термин «субфация» не может быть истолкован однозначно, так как 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 «зеленосланцевые 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. 13).

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.

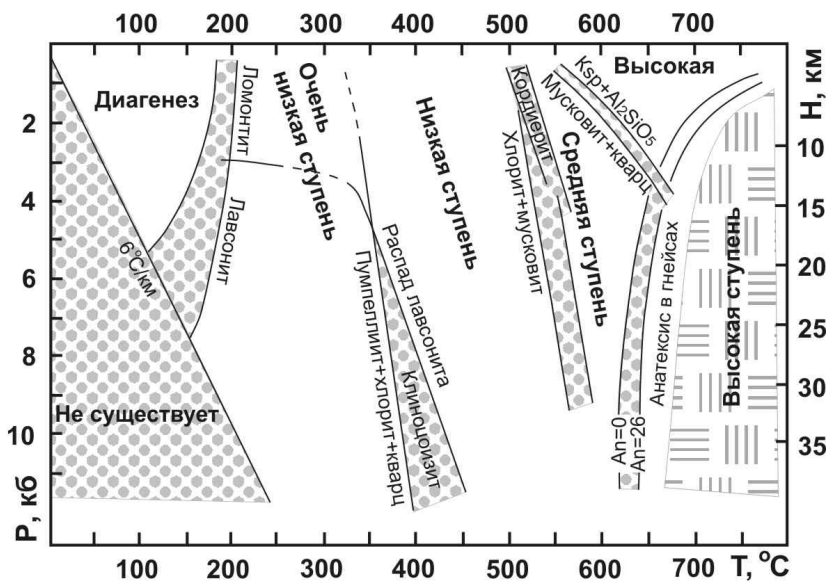


Рис. 13. Распределение четырех ступеней метаморфизма: очень низкой, низкой, средней и высокой (Винклер Г., 1979)

В самом общем виде ступени метаморфизма и минералы, характеризующие определенные зоны давления, приведены Г. Винклером в систему, отраженную в табл. 4.

Таблица 4
Систематика ступеней метаморфизма по Г. Винклеру (1979 г.)

		Повышение температуры →			
		Очень низкая ступень	Низкая ступень	Средняя ступень	Высокая ступень
← Повышение давления	Ломонитовая. Вайрацитовая			Кордиеритовая	Кордиеритовая
	Лавсонитовая	Альмандиновая	Кордиеритовая. Альмандиновая	Кордиерит-альмандиновая	
	Глаукофан-лавсонитовая	Глаукофан-клиноцоизитовая	Альмандиновая	Альмандиновая	
	Жадеит-кварцевая				

Положение минеральных зон давлений на P-T-диаграмме приведено на рис. 14.

3) **группа С** – фации регионального метаморфизма повышенных давлений.

Граница по давлению между **группой фаций А** и **группой фаций В** в области высоких температур (более 700°C) фиксируются равновесием $Фо + Корд(A) = Эн + Шп(B)$. Для этих же целей используются реакции $До = Ка + Пер + CO_2$, $Мзт = Пер + CO_2$.

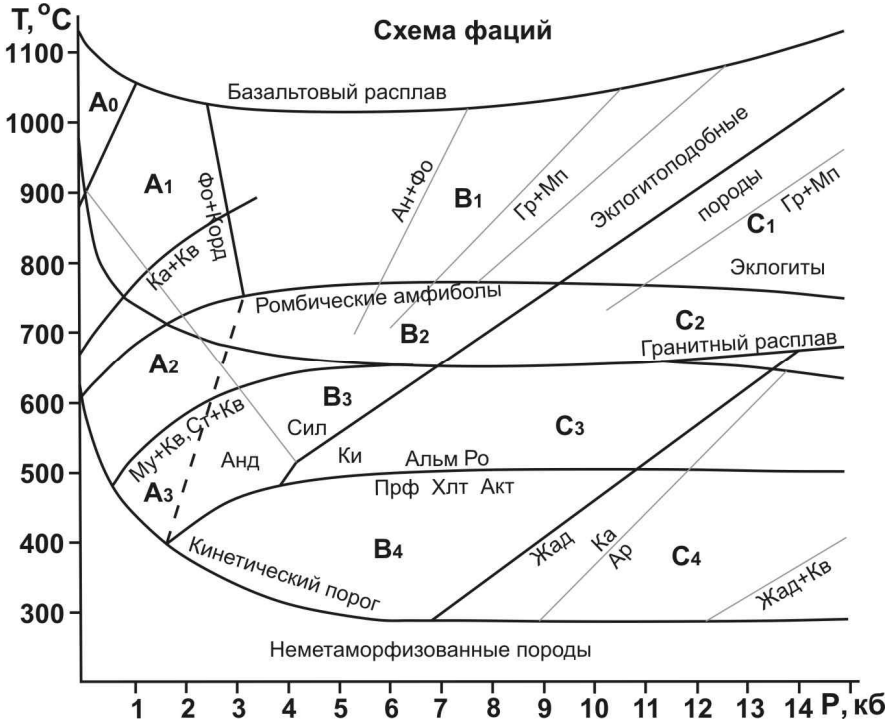


Рис. 15. Схема фаций метаморфизма. Группа фаций А – фации контактового метаморфизма; группа фаций В – фации регионального метаморфизма умеренных давлений; группа фаций С – фации метаморфизма высоких давлений

В области средних-низких температур реакций, зависящих сильно от давления, нет. Поэтому принадлежность парагенезисов к фациям группы А определяется по геологическому признаку, а именно по приуроченности ассоциаций к контактовому ореолу вокруг интрузий.

Граница по давлению между **группой фаций В** и **группой фаций С** в низкотемпературной области определяется равнове-

сиями $Ka(B_4) = Ar(C_4)$, $Ab + He(B_4) = Жад(C_4)$, в средне- и высокотемпературных областях равновесиями $Анд(B_3) = Ки(C_3)$ и $Сил(B_3, B_2, B_1) = Ки(C_3, C_2, C_1)$. Кроме того, для этих же целей можно использовать в высокотемпературной области и реакцию эклогитизации: $Pl + Pp + Mp_1$ (габбро, основные гранулиты – $B_1 B_2$) = $Mp_2 + Gr$ (эклогиты – C_1, C_2), где Mp_1 – моноклинный пироксен диопсид-авгитового состава, Mp_2 – омфацит. Записанная реакция называется условно моновариантной, или смещенным равновесием.

7.3.1. Фации контактового метаморфизма (группа А)

Контактовый метаморфизм и соответствующие фации хорошо выделяются по генетическому признаку – их приуроченности к контакту с интрузией. Роговики образуются преимущественно при низких давлениях, поскольку четкое проявление контактовых ореолов и секущих контактов самих интрузий наблюдается только в верхних структурных этажах земной коры на фоне холодных масс. На больших глубинах контактовые явления становятся малозаметными, так как температурный градиент здесь меньше, вмещающие породы нагреты, пластичны, а сами интрузивы приобретают нечеткие границы в связи с появлением мигматитов.

Контактовому метаморфизму подвергаются также ксенолиты, захваченные магматическим расплавом. Мощность контактовых ореолов составляет обычно несколько десятков, реже – сотен метров, даже вблизи крупных гранитных батолитов не превышает 2–3 км.

По минеральным ассоциациям роговиков в наиболее обычных случаях контактового метаморфизма давление оценивается в 1–2 кбар и не превышает 3–4 кбар, что соответствует глубинам не более 10–15 км (в зависимости от типа осадков). Так как роговики образуются в верхних структурных этажах, где много трещиноватых зон, облегчающих удаление флюида, большинство контактовых ореолов соответствует низким давлениям флюида, не превышающим литостатического давления. Для контактового метаморфизма можно предполагать и сверхдавление, превышающее давление нагрузки и создаваемое самой магмой. Однако такой вариант пьезоконтактового метаморфизма проблематичен.

Температура при контактовом метаморфизме изменяется в пределах 300–1 200°C. Экстремально высокие температуры

(900–1 200°C) достигаются только при метаморфизме ксенолитов, со всех сторон окруженных магматическим расплавом.

Фашии контактового метаморфизма отнесены к группе А – фаций низкого давления. По термодинамическим условиям (главным образом по температуре) выделяются следующие фашии контактового метаморфизма:

- **A₀** – спуррит-мервинитовая;
- **A₁** – пироксен-роговиковая;
- **A₂** – амфибол-роговиковая (роговообманково-роговиковая);
- **A₃** – мусковит-роговиковая.

Ниже приводится краткая характеристика выделенных фаций. При необходимости более детального их рассмотрения и анализа следует обратиться к специальным работам, которые посвящены этому вопросу (Ревердатто В.В., 1970 и др.).

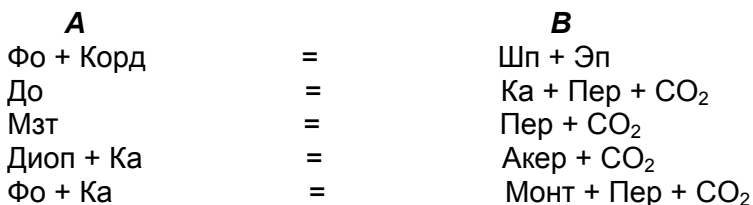
Спуррит-мервинитовая фашия (A₀). Это наиболее высокотемпературная фашия контактового метаморфизма. Породы данной фации встречаются редко и в очень ограниченном объеме. Геологически они ограничиваются в своем распространении ксенолитами в дайках, силлах, necks и лавах и узкими экзоконтактовыми зонами вблизи гипабиссальных и субвулканических интрузивных тел ультраосновного и основного состава. Термодинамические условия фации характеризуются следующими параметрами: верхний предел температур ограничивается температурой плавления базальтовых пород (Т – 1 100–1 200°C), нижний приблизительно оценивается 900°C и фиксируется тремя группами реакций:

1) появление тиллиита ($Ka + Vo = \text{Тил} + CO_2$), спуррита ($\text{Тил} = Sp + CO_2$, $Ka + Vo = Sp + CO_2$), мервинита ($Ka + \text{Акер} = \text{Мерв} + CO_2$) в кремнисто-карбонатных породах;

2) появление тридимита в породах с избытком SiO_2 , муллита ($\text{Сил} + \text{Кор} = \text{Мул}$) в высокоглиноземистых породах (кривые обеих реакций примерно совпадают);

3) частичным или полным плавлением пород, содержащих кварц и полевые шпаты (гранитная эвтектика). В результате кварц-полевошпатовые породы, присутствующие в ксенолитах или в экзоконтактовых жерловых субвулканических тел, обычно содержат кислое стекло – возникают шлакоподобные пористые породы или бухиты, состоящие из стекла и зерен нерасплавленных и новообразованных минералов.

Давление при метаморфизме спуррит-мервинитовой фации малы и редко достигают сотен атмосфер. Со стороны высоких давлений от фаций регионального метаморфизма она отделяется следующими равновесиями:



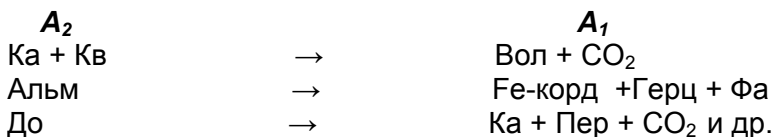
Минералогические парагенезисы характеризуются присутствием многих минералов, которые образуются из сухих расплавов. Для спуррит-мервинитовой фации характерными минералами, устойчивыми в известковых породах, являются: спуррит, геленит, мервинит, ларнит, ранкинит, тиллиит, мелилит, монтичелит, волластонит. При метаморфизме глин образуются корунд, муллит, кордиерит, шпинель, силлиманит, сапфирин, тридимит, кварц-полевошпатовые породы плавятся, о чем свидетельствуют находки стекла.

Запрещенными минералами являются андалузит, амфиболы, слюды, доломит.

Проявления спуррит-мервинитовой фации известны на контакте субвулканических интрузий основного состава: долеритов, оливиновых габбро, базальтовых neckов, траппов, реже кварцевых сиенитов, диоритов; они же характерны и для горелых пород.

Пироксен-роговиковая фация (A₁). Это высокотемпературная фация, которая характеризуется формированием типичных роговиков. Распространение пород данной фации значительно более широкое: она проявляется во внутренних зонах контактовых ореолов основных интрузивных тел. Термодинамические условия: температура 700–900°С, давление изменяется от первых десятков бар до 3 кбар.

Сверху фация ограничена появлением минералов, типичных для спуррит-мервинитовой фации (данные реакции были рассмотрены нами выше), снизу – от фации A₂ отделяется реакциями:



Типичными минералами фации являются пироксены, андалузит, кордиерит, плагиоклазы (исключая альбит), ортоклаз и биотит. Для карбонатных пород характерны парагенезисы: периклаз + кальцит, кальцит + волластонит.

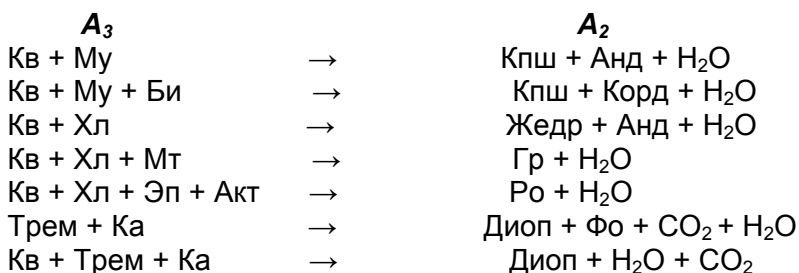
Запрещенными минералами являются мусковит, эпидот, доломит, кальцит + кварц, минералы спуррит-мервинитовой фации (ларнит, мервинит, спуррит и др.).

По метапелитам пироксен-роговиковая фация иногда подразделяется на **андалузитовую** и **силлиманитовую субфации**.

Парагенезисы фации A_1 проявляются на контакте с долеритами, монцонитами, траппами, реже гранитоидами (в основном с гранодиоритами), сиенитами. Пироксеновые роговики встречаются также и в виде ксенолитов среди тех же интрузивных пород.

Амфибол-роговиковая (роговообманково-роговиковая) фация (A_2). Это фация средних температур. Ее породы пользуются очень широким распространением во внутренних зонах контактовых ореолов гипабиссальных гранитоидных интрузивных массивов и во внешних частях контактовых ореолов, развитых вокруг магматических тел основного состава. Термодинамические условия: температура колеблется в пределах 550–600°C (при меньших температурах породы сменяются парагенезисами мусковитовых роговиков), иногда при повышенных давлениях незначительно возрастает. Гидростатическое давление может сильно меняться от первых бар до 3 кбар.

Равновесия, ограничивающие эту фацию со стороны высоких температур, были приведены при характеристике фации A_1 . Равновесия, по которым эта фация граничит по температуре с фацией A_3 , определяются реакциями:



От фации регионального метаморфизма эта фация не ограничена равновесиями. Поэтому при ее выделении прихо-

дится прибегать к побочным признакам, в том числе к геологическим (проявление парагенезисов в контактовых зонах интрузивных тел и т.д.).

Минералогический состав пород фации очень разнообразен. Обычно характерно широкое распространение амфиболов (обыкновенная роговая обманка, актинолит). В магнезиальных породах наблюдаются ромбические амфиболы. Как и в предыдущей фации, распространены андалузит, кордиерит, плагиоклазы. Для карбонатных пород характерна ассоциация кальцита с кварцем, запрещенная для пород предыдущей фации.

Запрещенными ассоциациями являются: хлорит + мусковит + кварц, доломит + кварц.

Данная фация благоприятна для расчленения на субфации, так как линии её моновариантных равновесий имеют крутые наклоны. Для фации A_2 выделяют (Добрецов Н.Л. и др., 1980) четыре субфации: **андалузитовую, силлиманитовую, андалузит-жедритовую** и **силлиманит-жедритовую**.

Мусковит-роговиковая фация (A_3). Это самая низкотемпературная фация контактового метаморфизма. У других авторов область РТ-условий, отвечающая данной фации, относится к альбит-эпидот-роговиковой фации или актинолит-эпидот-роговиковой субфации альбит-эпидот-амфиболитовой фации.

Данная фация метаморфизма пользуется очень широким распространением во внутренних и внешних зонах контактовых ореолов гранитоидных интрузий, а также во внешних зонах интрузивных тел среднего и основного состава. Однако породы фации A_3 в чистом виде встречаются редко, так как внедрение водосодержащих гранитных магм сопровождается метасоматозом.

Температура может меняться от 500–550°C до нижнего кинетического порога метаморфизма (400–300°C), равновесия, ограничивающие эту фацию со стороны высоких температур от фации A_2 , были приведены выше. Сравнительно низкие температуры метаморфизма затрудняют перекристаллизацию, поэтому породы фации отличаются мелко- и тонкозернистыми структурами, в них часто сохраняются реликтовые структуры.

Давление значительно изменяется, однако не превышает 3 кбар. Со стороны высоких давлений мусковитовые роговики не отделяются какой-либо реакцией от фаций регионального метаморфизма.

Минералогический состав характеризуется постоянным присутствием низкотемпературных минералов: мусковита, хлорита, эпидота, альбита и др.

7.3.2. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений (группа В)

«Региональный метаморфизм» – это понятие геологическое. Под региональным метаморфизмом предлагается понимать динамотермальный метаморфизм, имеющий широкое площадное распространение. Области развития пород регионального метаморфизма характеризуются выдержанностью простираения метаморфических толщ и одинаковой степенью их метаморфизма на значительных площадях, что выражается в постоянстве минеральных ассоциаций в породах близкого химического состава. В отличие от контактовых роговиков регионально-метаморфизованные породы, помимо своего широкого площадного распространения, также не обнаруживают непосредственной связи с интрузиями. Только иногда для них можно предполагать отдаленную связь с магматизмом. Сравнимые породы отличаются также по структурно-текстурным особенностям. Роговики имеют массивную текстуру, в то время как регионально-метаморфизованные породы характеризуются сланцеватой текстурой, наличием линейности и другими признаками деформации, одновременной с метаморфизмом. Однако наиболее четкими критериями различия между ними являются минеральные ассоциации.

Метаморфические процессы, объединяемые под названием регионального метаморфизма, связаны с одновременным воздействием на исходные породы высокой температуры, большого давления и часто сильного стресса. Абсолютные значения температур колеблются в очень широких пределах от нижнего порога метаморфизма (300–400°C) до 900–1 000°C. Давление может изменяться от 3–3,5 кбар до 15 кбар, иногда 20 кбар.

Роль химически активных растворов при региональном метаморфизме остается недостаточно выясненной. Многие исследователи считают, что этот тип метаморфизма представляет собой изохимический процесс, при котором валовой химический состав исходных пород практически не изменяется, а химически активные растворы играют роль среды и катализа-

тора при процессах перекристаллизации. В то же время другие ученые (например, А.А. Маракушев) отстаивают точку зрения очень большой роли метасоматических процессов при образовании пород регионального метаморфизма. Однако на современном уровне знаний вряд ли можно прийти к окончательному решению этой очень сложной проблемы, но в дальнейшем изложении мы будем исходить из предположения об изохимическом характере регионального метаморфизма, не отрицая отдельные случаи участия метасоматических процессов при формировании пород. По-видимому, можно утверждать, что химически активные растворы при региональном метаморфизме всегда присутствовали в достаточных количествах для перекристаллизации исходных пород и играли существенную роль. Так, крупнейший знаток метаморфических процессов Д.С. Коржинский считает, что любой метаморфический процесс может происходить только в присутствии химически активных растворов, которые играют роль как среды, так и катализатора химических реакций.

При региональном метаморфизме происходит очень интенсивная перекристаллизация исходных пород, в результате которой ранее существовавшие структуры и текстуры в большинстве случаев полностью исчезают и заменяются разнообразными новообразованиями. Только при сравнительно низких температурах могут сохраняться реликтовые структуры и текстуры.

В первом приближении выделяется два типа метаморфизма:

1) обычный региональный метаморфизм или метаморфизм средних и умеренных давлений, при котором давление равно 2–10 кбар, а температура 300–1 000°C. Он охватывает серию фаций группы В;

2) метаморфизм высоких давлений (8–16 кбар), температурный режим такой же, как в группе фаций В. Сюда относятся фации группы С.

Среди фаций регионального метаморфизма средних и умеренных давлений выделяются:

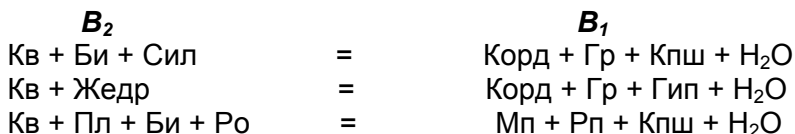
- **В₁** – двупироксеновых гнейсов (гранулитовая);
- **В₂** – амфиболитовая (силлиманит-биотитовых гнейсов);
- **В₃** – эпидот-амфиболитовая (андалузит-мусковитовых сланцев);
- **В₄** – зеленосланцевая.

Ниже приведем краткую характеристику выделенных фаций.

Фация двупироксеновых гнейсов (гранулитовая) (B_1).

Если в название фации вкладывать генетический смысл, то традиционное название «гранулитовая» для фации B_1 оказывается не совсем удачным, так как саксонские гранулиты, давшие это название, относятся к фации C_2 . В связи с этим в принятой схеме метаморфических фаций Н.Л. Добрецова с соавторами (1980 г.), а также в международной схеме фаций B_1 – это фация двупироксеновых гнейсов, или двупироксеновая.

Данная фация является наиболее высокотемпературной в этой группе с колебаниями температур от 750°C до 900–1 000°C при давлении от 4–5 до 12–13 кбар. Сверху (в области высоких температур) фация ограничена температурой плавления базальтов, а также линиями разложения доломита, альмандина, отчасти $Kв + Ка = Вол$; снизу от фации B_2 отделена реакциями:



С фацией C_1 двупироксеновая фация граничит по линии *силлиманит-кианитового* равновесия, здесь же происходит переход гранулитов основного состава через эклогитоподобные породы ($Мп + Гр + Пл \pm Ро$) в эклогиты ($Мп + Гр \pm Ро$).

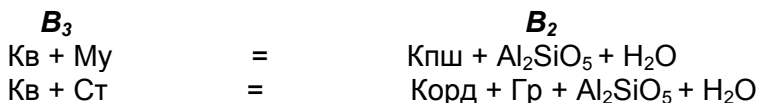
Для двупироксеновой фации характерно широкое распространение безводных минералов (Гип, Гр, Ос, Спф, Корн, Сил, Кор и др.). Биотит, если и встречается, то всегда богат титаном, кордиерит с высоким содержанием CO_2 , породы гранитного состава здесь плавятся.

Наиболее характерными минеральными парагенезисами фации двупироксеновых гнейсов являются следующие: гиперстен + диопсид + калиевый полевой шпат + кварц; гиперстен + диопсид + плагиоклаз + кварц; плагиоклаз + калиевый полевой шпат + гранат + силлиманит + кварц. Запрещенные минералы: амфиболы, низкотитанистый биотит, мусковит, дистен, ставролит.

Наиболее типичными породами являются гранулиты и двупироксеновые гнейсы. Данная фация совместно с амфиболитовой приурочена к фундаменту древних платформ (Балтийский, Алданский, Анабарский, Украинский и другие щиты) и имеет докембрийский (архейский) возраст.

Амфиболитовая (силлиманит-биотитовых гнейсов) фация (В₂). Фация характеризуется менее высокими температурами, которые могут изменяться от 600–650 до 800°С. Давления такие же, как и в двупироксеновой фации, изменяются от 3 до 11 кбар.

Сверху фация ограничивается от фации В₁ реакциями, отраженными нами выше, нижняя граница по температуре определяется кривой плавления гранитов и равновесиями:



Со стороны высоких давлений фация В₂ граничит с фацией С₂ по линии полиморфного перехода Сил↔Ки, со стороны низких давлений с фациями контактового метаморфизма – по равновесию $\text{Фо} + \text{Корд} = \text{Шп} + \text{Эн} + \text{H}_2\text{O}$.

Наиболее характерным парагенезисом в основных и средних породах является обыкновенная роговая обманка + средний или основной плагиоклаз. Он наиболее типичен для амфиболитов. Для кислых пород наиболее характерен парагенезис биотит + силлиманит + калиевый полевой шпат + кварц. Запрещенными минералами и ассоциациями являются хлорит, хлоритид, актинолит, мусковит + кварц, ставролит + кварц, моноклинный + ромбический пироксены и парагенезисы фации В₄.

Типичными породами являются амфиболиты и разнообразные слюдяные гнейсы, широким развитием пользуются анатектиты (мигматиты).

Фация В₂ иногда подразделяется на две субфации – **кумингстонитовую** и **гиперстеновую**.

Парагенезисы рассматриваемой фации встречаются в метаморфических породах, входящих в фундамент древних докембрийских платформ, и имеют архейский или протерозойский возраст. Развита амфиболитовая фация и в более молодых складчатых областях (в палеозоидах и мезозоидах), однако и здесь метаморфические породы часто представляют выходы докембрийского фундамента. Возраст метаморфизма фации В₂ архейский, раннепротерозойский и редко позднепротерозойский. Данные о более молодом возрасте, как правило, малоубедительны или такие примеры представляют пока что редкое исключение.

Эпидот-амфиболитовая (андалузит-мусковитовых сланцев) фация (В₃). Данная фация является относительно низкотемпературной: температуры метаморфизма 500–650°C, давления – от 3 до 8 кбар.

Верхний температурный предел фации (Т = 650–670°C) определяется устойчивостью мусковита с кварцем и ставролита с кварцем, а также кривой плавления гранитов. Нижняя граница (Т = 500°C) фиксируется первым появлением альмандина (Кв + Хл = Альм + Н₂О), ставролита, кордиерита в метапелитах, роговой обманки в метабазитах. Верхняя граница по давлению: Сил ↔ Ки и Анд ↔ Ки.

Наиболее типичные минеральные парагенезисы следующие фации: ставролит + кварц; мусковит + кварц; роговая обманка + биотит + эпидот + плагиоклаз (№ 10–30) + кварц, в этих ассоциациях может присутствовать альмандин, а при повышенных давлениях – силлиманит. Запрещенными минералами и парагенезисами являются хлорит, калиевый полевой шпат, калиевый полевой шпат + андалузит (силлиманит), кордиерит + гранат + силлиманит, а также дивариантные минеральные ассоциации двупироксеновой, амфиболитовой, зеленосланцевой, глаукофансланцевой и других фаций.

Парагенезисы данной фации часто совместно с парагенезисами фации В₄ и В₂ участвуют в строении зонально-метаморфических комплексов. Возраст метаморфизма докембрийский, реже палеозойский, мезозойский, альпийский.

Типичными породами являются эпидотовые амфиболиты, мусковитовые и ставролитовые сланцы.

Фация зеленых сланцев (В₄). В группе В является самой низкотемпературной фацией. При этом температуры изменяются от нижнего порога метаморфизма (300–350°C) до 500–550°C, давление – 3–10 кбар, чаще преимущественно ниже 6–7 кбар.

Сверху по температуре фация отделяется от фации В₃ пределом устойчивости пиррофиллита и хлоритоида с кварцем, нижняя граница определяется кинетическим порогом. По давлению РТ-области зеленосланцевой фации и жадеит-лавсонит-глаукофановой (С₄) фации разделяются линиями устойчивости Лав + Кв, арагонита и жадеита.

Типичными парагенезисами являются хлорит + кальцит + кварц; доломит + кварц, мусковит + хлорит + альбит + кварц, мусковит + хлорит + актинолит + альбит. К запрещенным мине-

ралам относятся ставролит, кордиерит, силлиманит, андалузит, альмандин, плагиоклаз с основностью выше № 10, обыкновенная роговая обманка.

Рассматриваемая фация может быть подразделена на **пре-нит-пумпеллиитовую, хлорит-мусковитовую и мусковит-биотитовую субфации.**

Минеральные ассоциации зеленосланцевой фации встречаются в зонально-метаморфических комплексах разного возраста (преимущественно докембрийского), а также в метаосадках складчатых областей от палеозоя до кайнозоя включительно.

Характерными породами являются разнообразные хлоритовые и серицитовые сланцы.

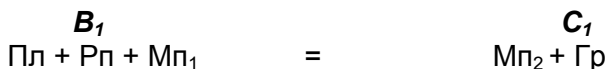
7.3.3. Фации регионального метаморфизма высоких давлений (группа С)

Среди фаций регионального метаморфизма высоких давлений выделяются:

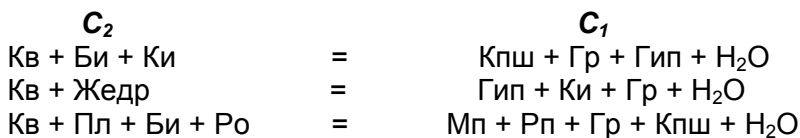
- **C₁** – эклогитовая;
- **C₂** – дистеновых гнейсов;
- **C₃** – глаукофан-альмандиновая (дистен-мусковитовых сланцев);
- **C₄** – жадеит-лавсонит-глаукофановая (глаукофансланцевая, голубых сланцев).

Ниже приведем краткую характеристику выделенных фаций.

Эклогитовая фация (C₁). По условиям температуры фация аналогична двупироксеновой (гранулитовой) (B₁), от которой по давлению она отделяется переходом Сил → Ки и реакцией эклогитизации:



По температуре фация ограничивается снизу от фации дистеновых гнейсов (C₂) следующими реакциями:



Фа́ция характеризуется очень высокими давлениями (свыше 14 кбар). Типичный минеральный парагенезис для основных пород следующий: гранат (альмандин-пироп) + омфаци́т (пироксен, богатый жадеитовым компонентом) + рутил, дистен + диопсид, гранат + диопсид. Запрещенными являются ассоциация гиперстена с плагиоклазом, а также ставролит, силлиманит, кордиерит, амфиболы, плагиоклазы.

Характерной породой фации являются эклогиты.

Парагенезисы эклогитовой фации не имеют площадного распространения, а встречаются в виде разрозненных тел небольшой мощности, находясь в окружении метаморфических пород фаций C_4 , C_3 , C_2 .

Фа́ция дистеновых гнейсов (C_2). Температурный аналог фации B_2 . Реакции, которыми отделяется эта фация по температуре сверху от эклогитовой фации приведены выше. Ограничивающие реакции снизу:

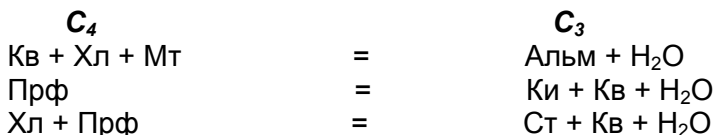


и кривая начала плавления гранитов.

В этой фации не должно быть силлиманита и кордиерита, в остальном парагенезисы сопоставимы с парагенезисами амфиболитовой фации B_2 . Типичными парагенезисами являются дистен + калиевый полевой шпат + кварц, основной плагиоклаз + дистен. Характерные породы – дистеновые гнейсы.

Проявления минеральных ассоциаций этой фации известны в пределах Кокчетавского массива, на Памире, в Альпах, на Урале и в других складчатых областях. Возраст метаморфизма в основном докембрийский.

Глаукофан-альмандиновая (дистен-мусковитовых сланцев) фа́ция (C_3). Фа́ция является температурным аналогом эпидот-амфиболитовой фации (B_3). Верхняя граница охарактеризована нами выше, нижняя определяется равновесиями:



Минеральные ассоциации фаций B_3 и C_3 сопоставимы за исключением того, что здесь запрещенными будут кордиерит и силлиманит, которые заменяются, соответственно, жедритом и кианитом. Наиболее распространенные ассоциации: дистен + ставролит + кварц, дистен + мусковит + кварц.

Типичными породами являются дистен-ставролитовые и дистен-мусковитовые сланцы.

Парагенезисы фации C_3 встречаются часто совместно с парагенезисами фаций B_4 , B_2-C_2 в зонально-метаморфических комплексах, представляющих выступы фундамента складчатых областей. Возраст метаморфизма чаще докембрийский, реже палеозойский, мезозойский, альпийский.

Жадеит-лавсонит-глаукофановая (глаукофансланцевая, голубых сланцев) фация (C_4). Эта фация является температурным аналогом фации зеленых сланцев ($T = 300-500^\circ C$), но относится к повышенным давлениям (более 8 кбар). Общими для них являются ограничивающие по температуре реакции (нижняя граница – кинетический порог, верхняя – равновесия $Kв + Хл + Мт = Альм + H_2O$, $Хлт = Ст + Кв + H_2O$, $Прф = Ки + Кв + H_2O$). Специфические минералы фации C_4 : жадеит (омфациит, хлормеланит), глаукофан (кроссит, винчит, барруазит), лавсонит, арагонит. Эти минералы определяют принадлежность парагенезисов к глаукофансланцевой фации.

Типичными ассоциациями этой фации являются следующие: глаукофан + кальцит + эпидот, глаукофан + хлорит + эпидот + жадеит, глаукофан + лавсонит + хлорит. К запрещенным минералам относятся дистен, альмандин, кордиерит, плагиоклаз (за исключением альбита), обыкновенная роговая обманка.

Характерными породами являются разновидности глаукофановых сланцев.

Минеральные ассоциации данной фации фиксируются, как правило, вдоль узких тектонических зон, называемых глаукофансланцевыми поясами.

Возраст глаукофанового метаморфизма рифейский (Урал, Средняя Азия, Алтае-Саянская складчатая область), палеозойский (Средняя Азия), мезозойский (мезозоиды северо-востока России).

Примеры глаукофансланцевых поясов: Пенжинский, Сусунайский – на северо-востоке России, Западно-Калифорнийский в США, глаукофансланцевые пояса Урала, Средней Азии, Альпийско-Средиземноморской области и другие.

7.3.4. Группа фации сверхвысокого давления (фации метаморфизма верхней мантии)

В настоящее время состав и физико-химические параметры верхней мантии изучаются следующими методами:

1. **Изучение глубинных ксенолитов**, которые выносятся кимберлитами трубок и щелочными базальтоидами в вулканах и вулканических телах (в наиболее распространенных толеитовых базальтах, а также в андезито-дацитовых лавах глубинные ксенолиты, как правило, не встречаются). Эти тела являются естественными «скважинами», с помощью которых можно заглянуть вглубь земли до 60–70 км в случае базальтоидов и до 200–250 км в случае кимберлитов. Следовательно, по ксенолитам можно представить разрез части верхней мантии. Недостаток метода: глубинные и коровые ксенолиты в естественных «скважинах» перемешаны и необходимы объективные критерии их глубинности, чтобы расположить разные ксенолиты по разрезу.

2. **Геофизические методы**, которые улавливают границу между неоднородностями в разрезе земной коры и мантии и дают возможность оценить их в глобальном масштабе.

3. **Косвенные данные**, такие как измерение тепловых потоков, позволяющие охарактеризовать температуру верхней мантии.

4. **Экспериментальные данные**, с помощью которых намечается соответствие между физическими свойствами пород и их составом, выявляются наличие фазовых переходов и количественные оценки температур и давлений.

Температура в верхней мантии изменяется незначительно, главным физико-химическим параметром является давление, вызываемое весом вышележащих пород.

Среди глубинных ксенолитов преобладают ультраосновные, реже встречаются флогопитовые, амфиболовые и богатые ильменитом породы.

В верхней части верхней мантии устойчив парагенезис $An + Ol$ (давление должно быть менее 7 кбар), который сменяется далее парагенезисом $Mn + Pn + Шп$ ($Фo + An = Mn + Pn + Шп$). Последний парагенезис встречается в обломках лерцолитов и пироксенитов, а также в щелочных базальтах. Условия образования этих пород отвечают области давлений 7–15 кбар и температуры 1 000–1 200°C. При более высоких давлениях за счет реакции $Шп + Pn + Mn = Фo + Пир$ образуется собственно эклогитовый парагенезис.

С учетом этих превращений, а также дополнительно нанесенных реакционных кривых, Н.Л. Добрецовым с соавторами в 1972 г. были выделены фации глубинности мантии (рис. 16), верхней температурной границей которых служит кривая плавления перидотитов:

- **А–В** – анортит-форстеритовая (плагноклазовых перидотитов);
- **В** – шпинель-пироксеновая (двупироксеновых или шпинелевых перидотитов);
- **С** – графит-пироповая (эклогитовая, гранатовых перидотитов);
- **Д** – алмаз-пироповая (алмазоносных эклогитов);
- **Е** – стишовитовая.

В соответствии с природными и экспериментальными данными **фация С** подразделяется на **три субфации**:

1. Между линиями полной эклогитизации основных пород и исчезновения анортита лежит переходная **шпинель-пироповая субфация**, где наряду с эклогитами еще возможны шпинелевые или шпинель-гранатовые перидотиты. Такие ассоциации известны в глубинных ксенолитах, но встречаются и в земной

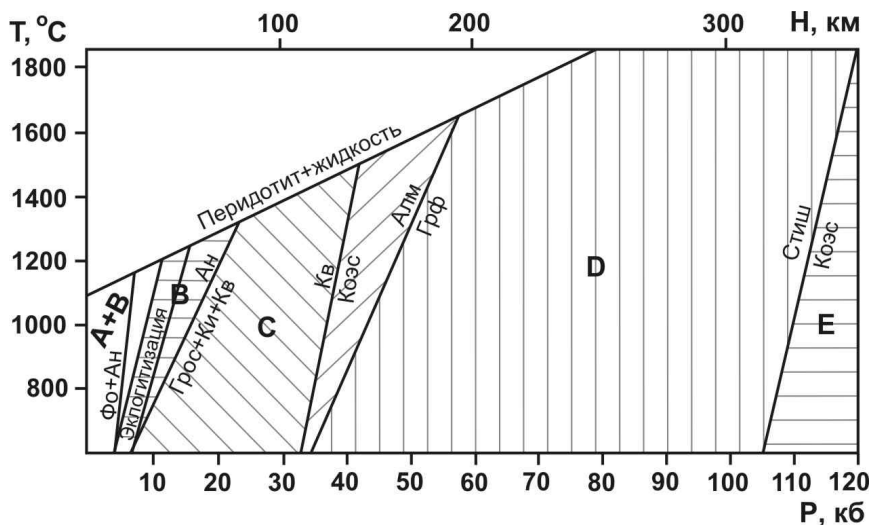


Рис 16. Схема фации метаморфизма верхней мантии (Добрецов Н.Л. с соавт., 1972): **А–В** – анортит-форстеритовая (плагноклазовых перидотитов); **В** – шпинель-пироксеновая (двупироксеновых или шпинелевых перидотитов); **С** – графит-пироповая (гранатовых перидотитов); **Д** – алмаз-пироповая; **Е** – стишовитовая

коре, например, массивы слоистого строения в Норвегии и Франции, в которых чередуются породы обоих типов.

2. **Гроспидитовая субфация**, где характерными породами являются гроспидиты (возникают в результате реакции $An = Gros + Ki + Kв$), которые можно рассматривать в качестве глубинных аналогов анортозитов.

3. **Козситовая субфация**, которая отчетливо диагностируется не столько по козситу, редкому минералу в мантии, сколько по Cr-гранату и примеси K_2O в пироксенах.

Более глубинная **алмаз-пироповая фация Д** еще представлена в ксенолитах. А вот ксенолиты пород **стишовитовой фации Е** (давление более 100–110 кбар) еще пока не встречены и последняя выделяется теоретически. В данной фации наряду со стишовитом появляется оливин со шпинелевой структурой, в которой Si из четверной координации переходит в шестерную.

Наиболее важные реакции в верхней мантии:

1. **Графит-алмаз**, при $T = 1\ 200–1\ 400^\circ C$, $P = 50$ кбар.
2. Кривые превращения **козсита в стишовит** и **оливина в фазу с шпинелеподобной структурой** – $P = 100–120$ кбар.

8. ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ

8.1. Общая характеристика

Динамометаморфизм (греч. δύναμις – сила и metamórfhosis – превращение) (синонимы – дислокационный, катакластический метаморфизм) проявляется, главным образом, в верхних частях земной коры, в зонах развития тектонических движений дислокационного характера. Часто локализуется вдоль разрывных тектонических нарушений, крупных разломов типа сдвигов и надвигов, развивающихся в режиме сжатия. Следствием последнего является одностороннее (ориентированное) давление – стресс.

При динамометаморфизме изменяются в основном структурно-текстурные особенности горных пород. Под влиянием стресса происходит либо хрупкое разрушение, дробление пород, либо, обычно на большей глубине, их пластическое течение вдоль плоскости разлома к поверхности, где давление наименьшее.

Ранее считалось, что в первом случае образуются такие характерные динамометаморфические породы, как милониты (греч. μύλος – мельница), состоящие из тонкозернистого агрегата кварца и кислых полевых шпатов (если милонит развивается по гранитоидам или кварц-полевошпатовым песчаникам) либо темноцветных минералов: пироксенов, оливинов, основных плагиоклазов (если милонитизацию испытали основные или ультраосновные магматические породы). Происхождению милонитов за счет хрупкого разрушения пород противоречит то обстоятельство, что это твердые, крепкие стекловатые (сливные) породы, и в настоящее время некоторые исследователи ведущую роль в их образовании отводят вязкому течению материала породы без потери ее сплошности.

Сжатие придает зернам минералов определенную ориентировку, параллельно плоскости разлома, вследствие этого порода приобретает полосчатую текстуру. Этому способствует и появление новообразованных чешуйчатых минералов – хлорита, слюд (мусковит, биотит), талька, также располагающихся параллельными слоями, делая породу сланцеватой и превращая ее в бластомилонит. Бластомилониты чаще всего развиваются по таким осадочным породам, как глины, граувакковые песчани-

ки, а также по вулканическим туфам и туфопесчаникам и более древним регионально-метаморфизованным породам.

Как уже было отмечено выше, 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 гг.) 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 РТ-условия формирования большинства зон тектонитов, укладываемых в интервалы 400–600°С и 6–8 кбар.

На рис. 17 демонстрируется схема строения зоны разлома. В верхней зоне Земли (до глубины 10 км) стресс, воздействуя 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 сланцеватости. В зонах тектонических нарушений флюидная фаза свободно перемещается, переносит большие количества кремнезема, карбонатов и других веществ.

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



Рис. 17. Схема строения зоны разлома, иллюстрирующая изменение характера деформаций и типов пород с глубиной (Гиллен К., 1984)

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 пластичности. 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.

8.2. Классификация и номенклатура

Нами за основу принята (с некоторыми изменениями А.И. Родыгина¹⁷) и приводится классификация и номенклатура динамометаморфических приразломных (fault related) пород по Д. Вайсу с соавторами (рис. 18).

Представленная в виде наглядной диаграммы в прямоугольных координатах классификация охватывает все динамометаморфиты и отражает их связь с метаморфическими породами – производными динамотермального (регионального) метаморфизма. По абсциссе отложена скорость регенерации, восстановления (recovery), по ординате – скорость стрейна. Авторы классификации отмечают, что «текстура деформированной породы является главным образом функцией взаимодействия между стрейном и восстановлением» (Вайс Д. с соавт., 1984. С. 392). **Стрейн** проявляется в виде хрупкого разрушения или процессов пластического изменения формы и размера зерен. Большинство восстановительных процессов сопровождается высвобождением энергии деформации, аккумулированной в кристаллической решетке. Это может быть осуществлено синтетектонической рекристаллизацией, обычно с уменьшением размера зерен, или посттектоническим отжигом, приводящим к возникновению приблизительно изометричных зерен с границами под углом 120°. Восстановление представляет собой ослабление деформации путем полной

¹⁷ Родыгин Александр Иванович (1919–2012) – советский ученый, геолог, известный специалист в области структурной петрологии, автор приоритетных разработок стрейн-анализа, микроструктурного анализа кварца, основатель научной школы «Структурно-тектонический анализ, петрология и минерогения кристаллических комплексов», первооткрыватель Cu, W, Pb-Ag, гипсовых и тальковых месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае (Россия).

Связные недистоватые породы, образованные микро- и/или макротрещиноватостью, с незначительными признаками фрикционных термальных эффектов (или без них).
 Нелистоватые, но с некоторым количеством фрикционного стекла, цементы рующего микро брекцию.

Матрикс образован синтетоническими кристаллопластическими процессами, имеет милонитовую листоватость, слабую регенерацию, почти без признаков отжига, со хранившиеся мегакристы составляют более 50% породы.
 Матрикс, образованный с интетоническими кристаллопластическими процессами, проявляет сильные признаки регенерации, возможно, в результате некоторого отжига. Обычно четкая милонитовая листоватость. Сохранившиеся мегакристы составляют от 10 до 50% породы.

Матрикс, образованный синтетоническими кристаллопластическими процессами, проявляет явную регенерацию, вероятно, с явлениями отжига. Сохранившиеся мегакристы составляют менее 10%. Размер зерен менее 0,5 мм в диаметре.

Интенсивная регенерация, включающая отжиг синтетонического матрикса, зерна которого увеличиваются в размерах более 0,5 мм. Мегакристы могут испытывать синкinemатический или отжиговой рост - или в виде неокристаллов или как нарастания на порфирокластах.

Рекристаллизация матрикса ведет к увеличению среднего размера зерен до такой же, как в протолите, или большей величины.

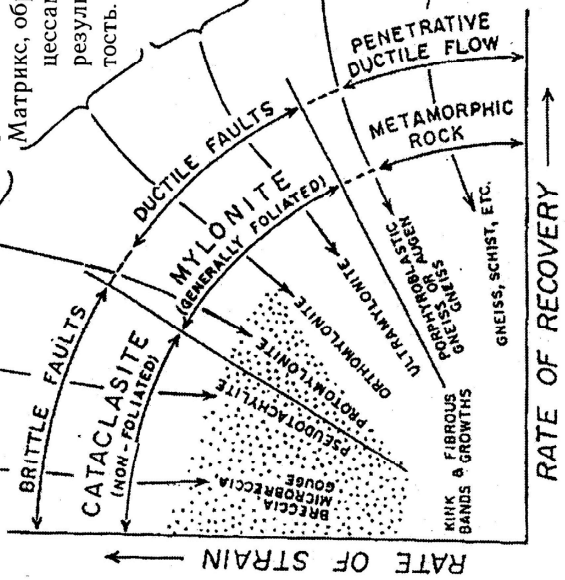


Рис. 18. Номенклатура приразломных пород (Вайс Д. с соавт., 1984)

рекристаллизации с образованием мелкозернистого агрегата ненапряженных зерен. «Конкуренция между скоростью деформации и скоростью восстановления есть главный определитель структур, связанных с разломами пород» (Вайс Д. с соавт., 1984. С. 392).

Выделены три группы пород: **катаклазиты**, **милониты** и **метаморфические породы**. Последнюю, по мнению А.И. Родыгина (Родыгин А.И., 2001), удобнее назвать «**бластомилониты и метаморфические породы**», имея в виду, что в определенных условиях бластомилониты могут переходить в обычные метаморфические породы.

Катаклазиты и протомилониты возникают при сейсмических («толчковых», импульсных, stick-slip) движениях, а орто-, ультрамилониты и метаморфические породы – при асейсмических «стабильных» скольжениях (stable sliding).

8.2.1. Катаклазиты

Это группа пород, образовавшихся в результате катаклаза, т.е. деформации, сопровождающейся дроблением и вращением минеральных зерен или агрегатов без изменения химического состава, без рекристаллизации и без неоминерализации. Катаклазиты характеризуются присутствием сильно деформированных, изогнутых, угловатых зерен минералов и часто наличием мелкогранулированной полиминеральной связующей массы. Они могут быть подразделены на два типа: катакластические породы без первичной связности (какириты, рыхлые приразломные брекчии и глинки трения) и породы связные (литифицированные тектонические брекчии, микробрекчии). Особое место занимают псевдотахилиты. Генезис всех этих пород (кроме псевдотахилитов) был понят давно и каких-либо сомнений не вызывал.

Породы без первичной связности – индикатор приповерхностных условий (низкого всестороннего давления и низкой температуры). Степень измельчения материала зависит от интенсивности дифференциальных движений по разлому, характера исходных пород и всестороннего давления. Она варьирует от грубых брекчий до тонкозернистых глинок трения.

Какириты – рыхлая сильно катаклазированная брекчиевидная порода, в которой обломки первоначальной породы еще не смещены. Какириты характеризуются беспорядочным расположением многочисленных мелких трещин, создающих хаотически беспорядочную структуру. Имеются постепенные перехо-

ды к приразломному брекчированному материалу, испытавшему некоторое смещение. На стадии образования это рыхлые несвязные породы, состоящие из угловатых или слегка закругленных в результате дифференциальных движений обломков. Большинство обломков различимо простым глазом, количество их более 30%. В результате вторичных процессов может возникнуть связность.

Глинка трения (глинка тектоническая) – глинистая масса, образованная вдоль сместителя разлома при движении его крыльев, является результатом интенсивного дробления, скалывания и перетирания исходных пород. Большинство частиц неразлично простым глазом. Более крупные обломки составляют менее 30%. Проявляющаяся иногда связность – результат вторичных процессов.

От этих двух разновидностей, по-видимому, имеются постепенные переходы к породам с первичной связностью.

Связные катаклазиты включают породы с первичной и вторичной связностью, представляют собой индикатор более глубинных по сравнению с предыдущими, но в целом также приповерхностных условий, в которых доминирует хрупкая деформация.

М. Хиггинс (Higgins M.W., 1971) выделил породы с первичной связностью в отдельную подгруппу, однако практически не всегда возможно различить первичную и вторичную связность. Литификация связующей тонкозернистой массы может быть результатом только всестороннего давления или еще и некоторого участия флюидов, что, вероятно, нередко имеет место. Количественная оценка этих факторов затруднена, поэтому связные катаклазиты рассматриваются как единая подгруппа.

Тектонические брекчии (брекчии дислокационные, брекчии трения) – литифицированные породы, состоящие из угловатых или слегка закругленных обломков, размеры которых меняются от микроскопических до крупных глыб, и более мелко раздробленного цементирующего материала. Может наблюдаться некоторая ориентированность по форме зерен в направлении движения. Литификация связующего материала в основном обязана всестороннему давлению.

Микробрекчии – интенсивно раздробленные мелкозернистые породы, состоящие из угловатых обломков минералов и исходной породы, не обнаруживающих предпочтительной ори-

ентировки по форме зерен. Обломки простым глазом не различимы. Макроскопически породы напоминают афанитовые эффузивы, кварциты и т.п. Брекчиевая структура обнаруживается под микроскопом. Характерны постепенные переходы к предыдущей разновидности, содержащей хорошо различимые обломки.

Кроме перечисленных разновидностей под названием «катаклазит», «катаклазированная порода», выделяются породы в начальной стадии катаклаза (например, «катаклазированный гранит»), которые от какирита отличаются большей прочностью и отсутствием тонкой беспорядочной трещиноватости, а от милонитов – меньшей степенью раздробления минеральных зерен, отсутствием признаков пластического течения. Изменения выражаются в появлении деформированности минералов (изогнутости, краевой грануляции, трещиноватости и т.п.).

Псевдотахилиты – темно-серые, черные, плотные стекловатого облика породы, слагающие линзы, беспорядочно ветвящиеся жилы и состоящие из чрезвычайно тонко раздробленного ультрамилонитового материала, в котором нередко устанавливаются признаки частичного фрикционного плавления.

8.2.2. Милониты

Это группа пород, образованных преимущественно в глубинных зонах разрывных нарушений (надвигов, взбросов, сдвигов и пр.), реже – вне их в условиях стресса и повышенного гидростатического давления, т.е. при значительной нивелировке физико-механических свойств различных горных пород и преобладании механизмов пластической деформации.

Согласно определениям Ч. Лэпуорта (1885 г.), Е.А. Кузнецова (1953 г.), А.Н. Елисеева (1959 г.), Ю.И. Половинкиной (1966 г.), М. Хиггинса (1971 г.) и других ученых, при образовании пород группы милонитов решающее значение имеет механическое размалывание, микробрекчирование исходного материала. Однако к этому необходимо добавить, возможно, даже поставить на первое место, такой фактор, как **первичная динамическая рекристаллизация** минералов, или, согласно Г.Л. Поспелову (1969 г., 1972–1973 гг.), «**термобарическая автодиспергация**», приводящая к образованию криптозернистых пород, в том числе и черных афанитовых ультрамилонитов. Таким образом, формирование пород этой группы происходит не только (а возможно, и не столько) посредством механического перетирания

при дифференциальных ламинарных движениях, но и путем «автохтонного распада кристаллической среды на тонкодисперсные и полукристаллические частицы» (Поспелов Г.Л., 1972. С. 60). Соотношения между этими двумя процессами могут меняться в широких пределах. Основные разновидности пород этой группы – **протомилониты**, **ортотомилониты** (или просто – милониты) и **ультрамитониты**. В прото- и ортомилонитах различаются тонкозернистая основная ткань и более крупные обломки исходной породы (порфирикласты).

Протомилониты – породы, более чем на 50% сложенные угловатыми или несколько закругленными, вытянутыми, линзовидными мегапорфирикластами, хорошо различимыми макроскопически и разделенными тонкозернистым милонитовым материалом, частицы которого могут быть изометричными или иметь, как и порфирикласты, линзовидную форму. На выветрелых поверхностях протомилониты нередко походят на слегка рассланцованные конгломераты или аркозовые песчаники. В крупных обломках может сохраняться текстура исходной породы.

Ортомилониты (милониты) – породы, состоящие из мелкозернистой основной ткани и округлых, линзовидных, реже угловатых обломков пород и минералов (порфирикластов) исходной породы, количество которых может варьировать в широких пределах – от 10 до 50%. Основная ткань обычно серая, темно-серая или черная, мелкокриптозернистая, плотная, кремневидная, ленточная или полосчатая, с явными признаками пластического течения, плавно «обтекает» порфирикласты. Кроме полосчатости, может наблюдаться сланцеватость. По величине порфирикластических образований, если за основу взять классификацию равномернозернистых пород (Вильямс Х. с соавт., 1957; Половинкина Ю.И., 1966), выделяются следующие разновидности:

- крупноочковые милониты (порфирикласты 5–30 мм);
- среднеочковые милониты (порфирикласты 1–5 мм);
- мелкоочковые милониты (порфирикласты 0,5–1 мм);
- микроочковые милониты (порфирикласты менее 0,5 мм).

Ультрамитониты представляют собой результат крайней степени милонитизации – комплекса синтетектонических кристаллопластических процессов. Внешне это полосчатые или однородные афанитового облика или микроочковые породы, напоминающие фельзит или ороговикованный, слегка филлитизированный глинистый сланец. Реликты первичной структуры отсут-

ствуют, порфиорокласты мелкие, нередко различаются только под микроскопом, количество их не превышает 10%. В случае последующего нагрева выше температурного порога рекристаллизации могут начаться вторичная (собираательная) рекристаллизация, явление отжига с образованием лент и линзочек мелкозернистого кварца и других минералов.

8.2.3. Бластомилониты

Третьей группе в принятой схеме классификации дано название «**метаморфические породы**» (см. рис. 18). По А.И. Родыгину, представляется более правильным назвать ее **группой бластомилонитов**, поскольку последние только в конце ряда, теряя признаки милонитов, переходят в обычные метаморфические породы, а в начале его характеризуются постепенным развитием неоминерализации в основной ткани милонитов. Интенсивность развития кристаллобластеза в соответствии с условиями температуры и гидростатического давления сильно зависит от наличия летучих компонентов, среди которых главное значение имеют вода в любой форме и гидроксил. Замечено, что породы, богатые содержащими гидроксил минералами, например амфиболиты, практически не образуют настоящих милонитов или ультрамилонитов. В условиях, когда другие породы (более «безводные») испытывают милонитизацию, амфиболиты переходят непосредственно в бластомилониты.

При прогрессивном развитии неоминерализации ультрамилониты превращаются в **филлониты**, равномернозернистые или порфиробластические кристаллические сланцы, гнейсы и пр., а очковые милониты – в очковые бластомилониты, очковые (порфиорокластические и порфиробластические) кристаллические сланцы, очковые гнейсы и пр.

Если по каким-либо признакам установлено, что кристаллический сланец (гнейс, амфиболит и т.п.) прошел стадию милонитизации и в результате последующего кристаллобластеза приобрел облик и строение регионально-метаморфической породы, то перед названием последней целесообразно указывать «бластомилонитовый», например «бластомилонитовый очковый гнейс» или «бластомилонитовый кварц-плаггиоклаз-биотитовый кристаллический сланец» и т.д.

9. ИМПАКТНЫЙ (УДАРНЫЙ) МЕТАМОРФИЗМ

9.1. Общая характеристика

Ударный, или импактный, метаморфизм занимает особое место среди метаморфических процессов. Он не связан ни с эндогенными, ни с 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 – **астроблемы**. В настоящее время на Земле выявлено более 200 подобных образований (в том числе 20 из них в России) и ежегодно выявляется 2–5 новых (рис. 19). По представлениям исследователей, за последний миллиард лет произошло около миллиона соударений, а большинство астроблем не обнаружено по причине перекрытия их более молодыми осадками или водами мирового океана, уничтожения процессами эрозии. Предполагается, что могут быть обнаружены еще около 900 метеоритных кратеров.

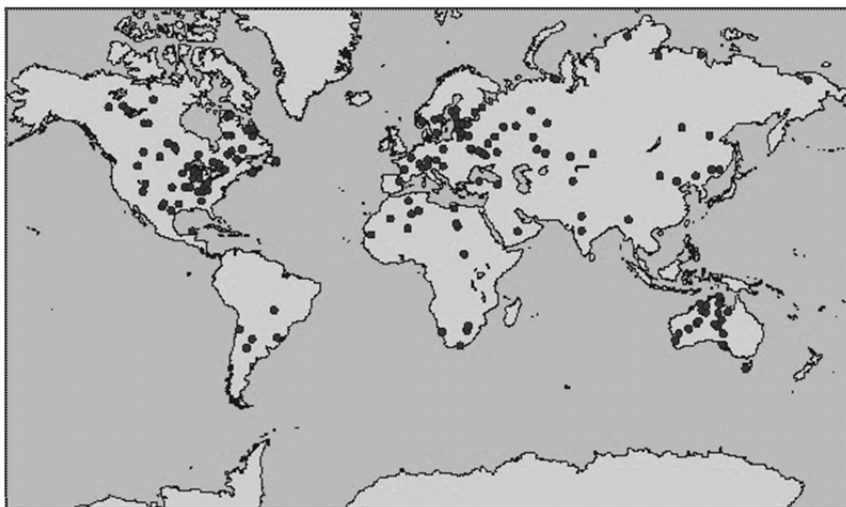


Рис. 19. Распределение астроблем по поверхности Земли (Фельдман В.И., 1999)

Изучение астроблем является достаточно молодым направлением, которое начало развиваться с 1960-х гг. В Рос-

сии 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 метаморфизм протекает с высокой динамичностью явлений. 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.

Наиболее часто встречающаяся форма астроблем – пологая чаша с глубиной, достигающей 1/3 диаметра, имеющая в плане округлые очертания (рис. 20, 21). В кратерах крупных размеров отмечаются центральная горка и кольцевые поднятия (рис. 22). При формировании небольших метеоритных кратеров 3/4 вещества выбрасывается, а 1/4 – вдавливается.

А.А. Маракушев и А.В. Бобров (Маракушев А.А. с соавт., 2005) считают, 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) 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

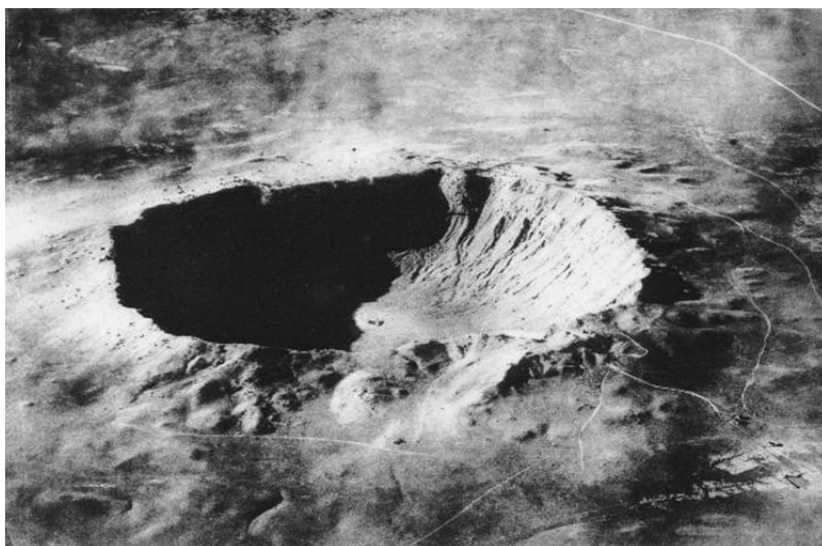


Рис. 20. Астроблема Ун Горо (Аризона, США), диаметр 1,2 км, глубина 180 м, возникла около 50 тыс. лет назад после падения 50 м метеорита, весившего 300 тыс. т и летевшего со скоростью 45–60 тыс. км/ч



Рис. 21. Астроблема Швайнг (Южная Африка), имеет диаметр 1,2 км, время образования – 220 тыс. лет. Хорошо видны цокольный кольцевой вал и уплощенное дно (Фельдман В.И., 1999)

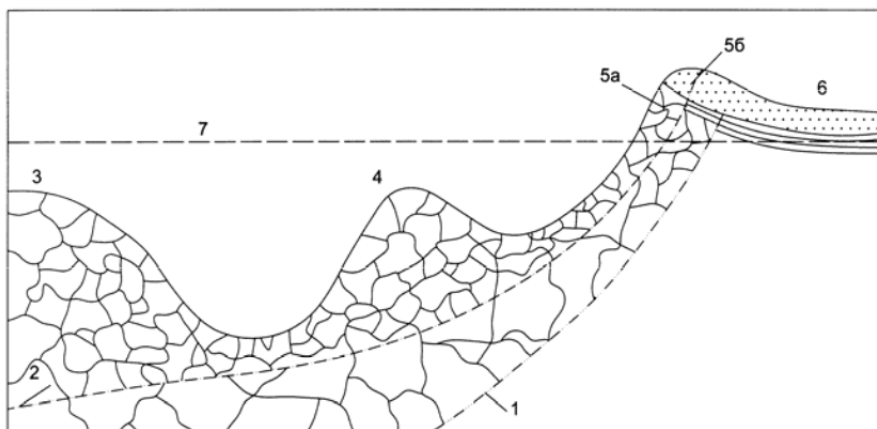


Рис. 22. Главные элементы кратера астроблемы (Фельдман В.И., 1990):
 1 – граница зоны трещиноватости; 2 – граница зоны аутигенных
 брекчий; 3 – центральное поднятие (горка); 4 – кольцевое внутреннее
 поднятие; 5 – кольцевой вал: а – цокольный и б – насыпной; 6 – зона
 закратерных выбросов; 7 – первоначальная поверхность мишени

оторочек. Таким образом, только железные метеориты 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» (Маракушев А.А., 2005. С. 39, 228).

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 диатремами, в которых формируются импактиты. Кольцевые депрессии отражают радикальную деструкцию гранитогнейсового слоя, сопровождаемую вздыманием под ними поверхности Мохо, обусловленным развитием на глубине ультрамафитового магматизма. В пределах не-

которых таких депрессионных структур отмечаются многочисленные трубки взрыва, прорывающие структуру. Примерами таких структур являются кольцевая структура Каравелл в Канаде, Чиксулуб в Мексике, Попигайская кольцевая депрессия на севере Сибирской платформы, Пучеж-Катункская структура на Русской платформе.

Импактогенез приводит к минералогическому и механическому изменению (метаморфизму) пород под воздействием внезапной динамической нагрузки. Породообразование протекает на поверхности путем осаждения обломков, кристаллизации расплавов, перекристаллизации. 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 РТ-условий в традиционных типах породообразующих процессов.

Как отмечалось выше, 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 по настоящее время находятся в стадии разработки.

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, сейчас он применяется для характеристики всех типов ударно-метаморфизованных пород. В.Л. Масайтис предлагает эти породы называть **коптогенными** (в переводе с греч. «ударять, дробить, разбивать»).

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. 23.

9.2. Текстурно-структурные и минералогические особенности импактитов

В настоящее время выделен ряд текстурно-структурных и минералогических признаков, по которым можно отличать импактиты от сходных с ними пород. Такими особенностями являются:

- наличие конусов разрушения;
- волнистое погасание;
- наличие планарных элементов;
- нарушение стехиометрии минералов;
- изотропизация минералов;
- образование высокобарических минералов.

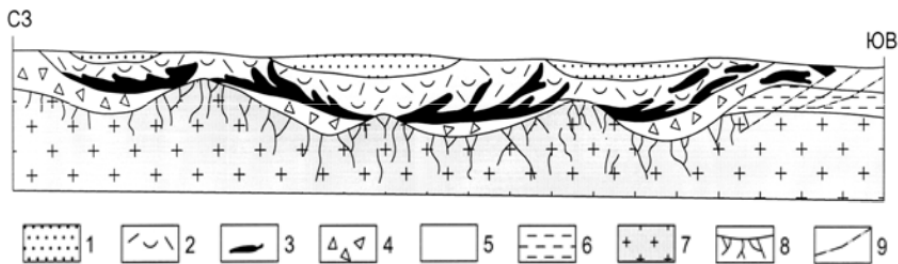


Рис. 23. Разрез астроблемы Попигайская (Масайтис В.Л. с соавт., 1980): 1–4 –коптогенный комплекс: 1 – коптокластиты, 2 – зювиты, 3 – тагамиты, 4 – аллогенная брекчия; 5–7 – цокольный комплекс: 5 – осадочные, вулканогенно-осадочные и изверженные породы фанерозоя, 6 – осадочные породы верхнего протерозоя, 7 – кристаллические породы архея; 8 – аутигенная брекчия; 9 – надвиги

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. При этом вершины конусов ориентированы в направлении центра мишени, а их оси перпендикулярны фронту ударной волны.

Волнистое погасание – термин, отражающий неравномерное, иногда близкое к закономерному структурированному, погасание минералов. Погасание может быть линзовидным, верным, 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 обнаруживают ориентированность 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, а также в пределах одного зерна.

Нарушение стехиометрии минералов – это вид изменения минералов, который выявляется путем исследования прецизионными методами: точечным и профильным микросондовым 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. В ходе этого изучения 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).

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 за-

фиксируются 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.

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 (мэджорит). Сложность их изучения заключается в незначительных концентрациях и размерах выделений. При исследовании этих минералов пользуются методами обогащения и получения концентратов.

Подробнее ознакомиться с высокобарическими минералами можно в работах В.И. Фельдмана и В.Л. Масайтиса.

9.3. Систематика импактных горных пород

Среди продуктов ударного метаморфизма выделяют: **катаклазиты** и **различные брекчии**, образовавшиеся при дроблении; **тагамиты**, получившиеся при плавлении, и **зювиты**, сформировавшиеся при смешении продуктов дробления и плавления мишени. В случае перемещения брекчий после их образования выделяют **аллохтонные** разности, противопоставляемые **автохтонным**, сохранившим первичное залегание.

Номенклатура импактных пород, согласно рекомендациям В.И. Фельдмана, обобщившего материалы В.Л. Масайтиса и его сотрудников (Классификация и номенклатура..., 1992), приведена в табл. 5.

Ниже приведем краткую характеристику главных видов импактных пород.

Импактные брекчии. Импактные брекчии разделяют на аутигенные, слагающие цокольный комплекс, и аллотигенные, залегающие на аутигенных брекчиях.

Аутигенные брекчии возникают на фронте ударной волны и занимают нижнюю часть разреза импактных пород. На этих участках астроблем широко распространены конусы разрушения.

Схема систематики импактных пород

Класс	Группа	Семейство	Виды
1. Обломочный: 1.1. Аутигенный	Мономиктовая	Кластическое	Импактированные породы мишени; аутигенные брекчии
		Витрокластическое	Аутигенные брекчии стеклосодержащие (до 10%); псевдотахилиты
	1.2. Аллогенный	Мономиктовая	Кластическое
	Олигомиктовая	Витрокластическое	Аутигенные брекчии стеклосодержащие (стекла до 10%)
	Полимиктовая	Стекловатое	Аутигенные брекчии со стекловатым цементом (стекла до 15%)
2. Расплавленный	Ультраосновная	Кристаллическое	Тагамиты (стекла до 10%)
	Основная	Неполнокристаллическое	Тагамиты (стекла до 10–90%)
	Средняя		
	Кислая	Стекловатое	Импактные стекла, шлаки, пемзы
	Ультракислая		
3. Смешанный	Полимиктовая	Кластическое	
		Витрокластическое	Зювиты
		Стекловатое	Псевдобрекчии

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 отличаются отсутствием 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).

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.

По преобладающему агрегатному состоянию обломков зювиты подразделяются на витрокластические (обломков стекла 70–80% от объема породы) и кристалловитрокластические (об-

ломков стекла 10–50% от объема породы). Стекла могут быть представлены тонкообломочными частицами, лапиллями, бомбами с сильно уплощенными изогнутыми формами.

Выделяют две генетические группы зювитов – отложения взрывного облака (фация выбросов) и отложения центробежных придонных потоков (донная фация).

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. Среди обломков преобладают кварц и полевые шпаты. 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.

Тектиты. Тектиты (в переводе с греч. «оплавленный») представляют собой частицы стекла незначительных размеров (несколько граммов). Самый крупный из охарактеризованных – 3,4 кг. Форма тектитов сфероидальная, линзовидная, дисковидная, гантелеобразная со скульптурированной поверхностью. Стекло тектитов имеет зеленый или коричневый цвет, почти не прозрачно. В них отмечают кварц, кристобалит, полевые шпаты, гематит, газовые пузырьки, включения лешательерита и железо-никелевых шариков. Следует отметить, что существует некоторая вероятность обнаружения в тектитах редких и, возможно, новых минералов, особенно природных сплавов микронных размеров.

Связь тектитов с конкретными астроблемами проблематична. Образование тектитов дискуссионно. Некоторые ученые считают их продуктами застывания импактных расплавов.

10. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

10.1. 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 противоречивые мнения: одни утверждают о необходимости формационного анализа метаморфитов как метода, другие отрицают эту необходимость, предполагая, 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.

Метаморфическая формация – это закономерный член ряда геологических формаций: осадочных, магматических и метаморфических. 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.

Под **метаморфической формацией** (или формационным типом) понимается закономерный парагенезис метаморфических пород определенного состава, претерпевших специфический тип метаморфизма (свита или серия свит, подсвита, отражающие один из названных в табл. 6 типов метаморфизма), характеризующийся определенным градиентом давления и температуры и геотектонической позицией процесса. Следует подчеркнуть, что типы метаморфических комплексов («формации») существуют объективно, и наиболее характерные из них выделялись уже давно, до появления формационных классификаций (например, чарнокитовая, эклогит-гнейсовая, глаукофан-сланцевая и др.).

**Классификация типов прогрессивного метаморфизма
(Добрецов Н.Л. с соавт., 1980)**

Пространственные (P-T-град.)	Признаки			Тип метаморфизма			Тектоническая позиция
	Режим давления $R_{\text{фил}} > R_{\text{лит}}$	Набор фаций	Название типа	Подтип (а – поясовой, б – ареальный)	Вероятная модель		
«Однородный метаморфизм» (преимущественно монофацальный в эрозионном срезе)	Промежуточное, $R_{\text{фил}} > R_{\text{лит}}$	$V_1 \pm V_2$	Двупироксеновый («гранулитовый»)	б	Ранне(?) – докембрийский многократный метаморфизм	Щиты и фундамент платформ	
	Умеренное, $R_{\text{фил}} \approx R_{\text{лит}}$	$V_2 \pm V_3$	Мигматит-гнейсовый («сультраметаморфизм»)	б	?		
	Повышенное, $R_{\text{фил}} \geq R_{\text{лит}}$	$C_2 \pm V_2$	Эклогит-дистен-гнейсовый	б		Фундамент средних массивов	
	Умеренное или промежуточное, $R_{\text{фил}} \approx R_{\text{лит}}$	$V_3 (\pm V_4)$	Начальный	а			Складчатые пояса и платформенный чехол
	«Зональный метаморфизм» (полифацальный)	Умеренное, $R_{\text{фил}} \approx R_{\text{лит}}$	$V_4 \pm V_3$	Зеленосланцевый	а	Доскладчатый метаморфизм погружения	
$C_3 \pm V_4$			Дистен-сланцевый (типа Кейв)	б (?)			
$\pm V_1 + V_2 + V_3 \pm V_4$			Андалузит-силлиманитовый	а (Тонгулак)	Посткладчатый и синкладчатый метаморфизм, обусловленный флюидно-тепловым потоком		
				б (Бахен-Абакума)			
«Зональный метаморфизм» (полифацальный)	Повышенное, $R_{\text{фил}} \geq R_{\text{лит}}$	$C_2 + C_3 \pm V_4$	Дистен-силлиманитовый	а (Барроу)	Преимущественно зоны отложения		
				б (Уральский)			
		$\pm V_3 + V_4 + C_4 \pm C_3$ $V_4 + C_4$	Глаукофан-сланцеватый	а (Санбава)		Преимущественно зоны опусканий	
				б (Пенжэнский)			
Высокое, $R_{\text{фил}} \geq R_{\text{лит}}$	Эклогит-глаукофан-сланцеватый	а (Макотовский)	Зоны глубоководных разломов, в том числе зоны Бенюфа под глубокими желобами				
		б (Калифорнийский)					
Высокое, $R_{\text{фил}} > R_{\text{лит}}$	$C_4 + C_3$	Сложный механизм (погружение, «автоклавный» + тектонический)					

Важным аспектом формационного подхода является связь метаморфических формаций с метаморфогенными месторождениями. Общие особенности пространственно-временной локализации (и, соответственно, возможности регионального прогноза) метаморфогенных месторождений определяется, главным образом, составом вмещающих пород и особенностями процесса метаморфизма, с которыми коррелируются и другие признаки (внутриформационная тектоника, сопутствующий метамоматоз, локальные геохимические особенности и т.д.). Эти дополнительные признаки играют большую роль в структуре рудных полей и строении отдельных рудных тел. Наиболее полный и естественный учет всех этих признаков возможен при выделении метаморфических и особенно продуктивных (рудоносных) формаций.

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 качестве примера, приведем наиболее широко известную классификацию метаморфических формаций, разработанную в объединенном Институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) под руководством Н.Л. Добрецова (Добрецов Н.Л. с соавт., 1980) (табл. 7). В данной классификации выделены формации щитов и срединных массивов, формации подвижных поясов разного возраста, формации зон глубинных разломов. Авторы указывают, что детализация тектонического положения каждой формации – одна из задач будущих исследований.

Большинство формаций характеризуются также определенной металлогенией. Данные табл. 7 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);

Таблица 7

Примеры метаморфических формаций и связанные с ними метаморфогенные полезные ископаемые (Добрецов Н.Л. с соавт., 1980)

Тектоническая позиция	Метаморфическая формация	Тип метаморфизма; <i>подтип</i>	Фашии	Состав	Рудная ассоциация (вид полезного ископаемого)	Примеры
Щиты и срединные массивы	Чарнокит-базальтовая	Двупироксеновый («гранулитовый»)	B ₁	B+Ч±П	Не характерна (-)	Антарктида, Алдан, Анабар
	Эвлизит-кварцитовая	Двупироксеновый («гранулитовый») – мигматит-гнейсовый («ультраметаморфизм»)	B ₁ ±B ₂	Kр+Ж±±Б, К	Эвлизитовая (Fe)	Индия, Судан
	Железисто-гнейсовая			П+Ж±К	Пироксен-магнетитовая (Fe) Колуритовая (Mn)	Швеция, Алдан, Анабар
	Кондалитовая	Двупироксеновый («гранулитовый»)	B ₁	П+Ч+ +Б+М	Графитовая (графит) Корундовая (алюминий) TR-пегматитов (TR)	Украина, Шри Ланка, Австралия Мадагаскар, Индия Алдан, Енисейский край
	Карбонатно-гранулитовая	Двупироксеновый («гранулитовый»)	B ₁ ±B ₂	K+П±Б, Ч, М	Флогопитовая (флогопит) Глубинных Mg-скарнов (шпинель, флогопит, лазурит, частично Fe, B, Mg-сырьё)	Алдан Мадагаскар, Ю-3 Памир
	Карбонатно-мигматитовая	Мигматит-гнейсовый («ультраметаморфизм»)	B ₂	K+П+ +М±Б	Глубинных Са-скарнов (Fe, B)	Алдан, Канада
	Амфиболит-плаггиогнейсовая	Мигматит-гнейсовый («ультраметаморфизм»)	B ₂	Б±П, М	Рутил-ильменитовая (Ti) Ильменитовая (Ti)	Бразилия, Канада Урал (фундамент)
	Эклогит-гнейсовая	Эклогит-дистен-гнейсовый	C ₂	Б+П± ±К, М	Рутитовая (Ti, алмазы ?) Пироповая (абразивы)	Урал, Норвегия, Чешский, Французский массивы

Тектоническая позиция	Метаморфическая формация	Тип метаморфизма; <i>подтип</i>	Фашии	Состав	Рудная ассоциация (вид полезного ископаемого)	Примеры
Складчатые пояса	Зональная андалузит-филилитово-гнейсовая	Андалузит-силлиманитовый	$B_2 \pm B_3$	Т+П	Силлиманитовая (Al) Альбитизированных редкметалльных пегматитов (Sn, Li, Mo, W)	Забайкалье
			$B_2^+ + B_3^+ + B_4$			
	Зональная дистен-филилитово-гнейсовая	Дистен-силлиманитовый	$B_4 \pm B_3$	Т+П	Кордиерит-антофиллит-медно-колчеданная (Cu) Галенит-сфалерит-пирротиновая (Pb, Zn, Cu)	Швеция, Родезия и др.
			$C_3 \pm B_4$			
Железисто-метабазитовая (дзеспилитовая) и железисто-сланцевая Гондитовая	Зеленосланцевый, андалузит-силлиманитовый, дистен-силлиманитовый	$B_4 \pm B_3, C_3$	Ж+Б+ +Т±Кр	Гематит-магнетитовая (Fe) Амфибол-магнетитовая (Fe)	Урал, В. Сибирь КМА, Гуронская формация Канады и др.	
						$B_4 \pm B_3, C_3$
Кварцито-филилитовая	Зеленосланцевый	B_4	Ж(±М)+ +Т±К	Оксино-родонитовая (Mn) Золотоносных конгломератов (Au, U)	Анабар, Бразилия Витватерсранд	
Конгломератовая	Зеленосланцевый	B_4	П+Т±Гр	Золото-кварцевая (Au)	Ленско-Бодайбинская провинция, Узбекистан, С. Америка	

Тектоническая позиция	Метаморфическая формация	Тип метаморфизма; <i>подтип</i>	Фашии	Состав	Рудная ассоциация (вид полезного ископаемого)	Примеры
Зоны глубоководных разломов и крупных надвигов	Офиолитовая	Начальный	V_4+V_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>арельский-пенжинский</i>	C_4+V_4	$T+B \pm \pm Г, Kp$	Оксидно-родонитовая (сикатно-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 – метапелиты; Ч – чарнокиты (кислые); Кр – кремнистые; Ж – железистые; К – карбонатные породы; М – мигматиты; Т – терригенные (граувакковые, смешанного состава) породы; Г – гипербазиты; Гр – графитистые породы

- 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).

10.2. Полезные ископаемые метаморфических комплексов

В настоящем параграфе показано широкое видовое разнообразие полезных ископаемых, так или иначе связанных с метаморфическими комплексами. Многие горные породы и минералы метаморфического происхождения сами по себе являются полезными ископаемыми. Кроме того, метаморфические комплексы служат вмещающей средой для разнообразных твердых, жидких и газообразных месторождений полезных ископаемых, которые в определенной мере контролируются особенностями строения этих комплексов, поэтому картирование составных элементов метаморфических комплексов, отражающих различные стадии метаморфического цикла, должно проводиться особенно тщательно и надежно. Часто даже в интервале одного метаморфического цикла или его этапов формирование руд оказывается многостадийным, полигенетическим.

Чтобы в краткой форме объективно показать максимально широкое разнообразие полезных ископаемых, контролируемых метаморфическими комплексами, и тем самым еще раз подчеркнуть важность их тщательного картирования, покажем не генетическую, а формально-видовую классификацию полезных ископаемых (Геологическая съемка., 1996). Там, где объективно известны и тщательно описаны геологические и рудные формации (или их ассоциации), приводится соответствующее конкретное наименование таких формаций. Во всех других случаях употребляются термины свободного пользования (толщи, пачки, породы и т.д.).

10.2.1. Металлические полезные ископаемые

Железо (Fe). Среди многочисленных железорудных формаций в метаморфических комплексах любого уровня, как на ши-

тах, так и в складчатых областях, господствует формация поло-
счатых железистых кварцитов. Масштабы ее проявления про-
грессивно нарастают по мере перехода от нижнеархейских к
верхнеархейским и нижнепротерозойским комплексам, а в бо-
лее молодых образованиях быстро сокращаются. Формация
железистых кварцитов в главной своей части синметаморфиче-
ская пластовая и характеризуется многообразием минеральных
типов (от магнетитового в гранулитовой фации до лимонитового
в слабометаморфизованных толщах). Это разнообразие обу-
словлено разной степенью метаморфизма четырех прототипов:
окисного, сульфидного, силикатного и карбонатного.

Иногда рассматриваемая формация ассоциируется с други-
ми разновидностями железистых руд – пизолитовыми, оолито-
выми, конгломератовыми и т.д. Текстурно-петрографические и
гранулометрические различия пород этой формации часто
определяются специфическими терминами. Состав железне-
сущего минерала в значительной степени зависит от степени
метаморфизма – магнетит, гематит, гетит, железистые карбона-
ты и силикаты, сульфиды железа. Полосчатые железистые
кварциты образуют, как правило, простые и сложные пласты,
входящие в состав как единичных рудных горизонтов, так и мно-
гоэтажных циклически построенных залежей в крупных желе-
зорудных бассейнах (на щитах Украинском, Канадском, Пилба-
ра и др.). Разнообразные метаморфические и метасоматиче-
ские, часто полиметаморфические преобразования рудовме-
щающих отложений существенно изменяют облик конкретных
месторождений. Среди них можно обнаружить не только мине-
ральные типы руд эндогенного, но и хемогенного (коры вывет-
ривания) происхождения.

Значительно распространены также руды смешанного, син-
эпиметаморфического происхождения. К ним относятся сили-
катно-магнетитовые руды в магнезиальных метасоматитах вы-
сокотемпературных низкоградиентных комплексов, приурочен-
ные к мрамор-амфибол-сланцевой формации (Алдан), и апа-
тит-магнетитовые руды зональных метаморфических комплек-
сов, связанные с метавулканитами андезит-липаритового со-
става (Швеция).

К чисто метасоматическим рудам относятся кордиерит-сил-
лиманит-магнетитовые в полиметаморфических комплексах
Алдана и силикатно-магнетитовые в зонах разломов среди же-

лезистых метапесчаников в Западном Саяне. Пирометаморфические руды в виде лав пироксен-плагиоклаз-магнетитовых (с тридимитом, муллитом) образуются при базальтизации сидеритоносных песчаников при грандиозных подземных пожарах (Казахстан). Разнообразные минеральные виды силикатно-магнетитовых руд встречаются на контактах ортосланцево-гнейсовых формаций с син- и позднемагматическими гранитами (Африка, Балтийский щит).

Марганец (Mn). Стратиформные синметаморфические залежи марганцевых руд широко распространены во всех типах метаморфических комплексов, включая глаукофансланцевые. Они обладают сложным минеральным составом и разнообразными формами залегания отдельных минеральных типов, что определяется особенностями прогрессивного метаморфизма, полиметаморфизма, мигматизации, диафтореза, марганцевого метасоматоза и химического выветривания в каждом отдельном рудном районе. Эпиметаморфические преобразования определяют промышленную ценность многих месторождений. Это относится в первую очередь к стратиформным марганец-железистым кварцитам и силикатно-марганцевым породам высокой и средней степени метаморфизма. Из двух других принципиально различных формаций: окисно-марганцевой и карбонатно-марганцевой, первая представляет наибольшую ценность.

Титан (Ti), ванадий (V). Стратиформные синметаморфические пластовые титановые руды в метаморфизованных осадочных толщах представлены метаконгломератами и метапесчаниками (древние россыпи рутила, ильменита), а также ильменитоносными, лейкоксеновыми или сфен-рутилоносными слюдяными сланцами и филлитами, а также карбонатно-черносланцевыми уран-ванадиеносными формациями среди флишоидов зеленосланцевой фации метаморфических комплексов верхнекорового уровня (Карелия, щиты Австралии, Южной Африки, Бразилии, Тиман).

Стратиформные синметаморфические линзовидно-пластовые залежи (мощностью до нескольких сот метров, протяженностью – до нескольких километров) ванадий-титановых руд среди метаморфизованных плутонических образований распространены очень широко. Они хорошо диагностируются в крупных плутонах. Обычно это габброидные или анортозитовые интрузивные комплексы. Общие черты метаморфизма ванадий-титановых руд заключаются в увеличении содержания ильме-

нита и рутила с ростом степени метаморфизма, что позволяет оконтуривать область развития этих важных в технологическом отношении комплексов изоградой амфиболитовой фации любого давления, а также зонами диафтореза.

Самостоятельную группу представляют рутиловые месторождения, в которых рутил образуется при метаморфизме выше зеленосланцевой фации. Рутил-гранатовая формация Урала (крупномасштабная) контролируется низкоградиентными полиметаморфическими комплексами и является апобазальтовой. Совместно с ней встречается формация рутилоносных сланцев (кварцграфитовых, кварц-глаукофановых) и рутиловых амфиболитов. В метаморфизованных высокоглиноземистых толщах содержатся рутил-кианитовые и рутил-пирофиллитовые пласты, в эклогитах – апатит-рутиловые (Балтийский щит, Урал, Южная Сибирь, Китай). В связи с зонами кислотного выщелачивания амфиболитов возникают кварц-рутиловые скопления (Канадский щит, Альпы).

К полигенным образованиям относится также кварц-лейкоксеновая формация Тимана, образованная в базальных слоях верхнего структурного этажа при ремобилизации фундамента (ильмено-рутиловая черносланцевая ассоциация).

Хром (Cr). Преимущественно связан с хромитом ультраосновных пород магматического происхождения. При метаморфизме хромит не изменяется, зато существенным изменениям подвергаются хромшпинелиды и аутигенные хромистые минералы. В высокотемпературных умеренноградиентных комплексах хромитовые залежи известны в анортозитах (Гренландия), среди плагиозклогит-двупироксеновых сланцев (Индийский щит), среди тремолит-антофиллитовых и тальк-хлоритовых сланцев (Южная Африка, Индийский щит), причем руды хорошего качества сохраняются даже в мегаксенолитах гранитоидов.

Синметаморфические хром- и ванадийсодержащие минералы известны в апатит-диопсидовых породах гранулитовой фации (Прибайкалье), где ванадийсодержащий магнезиохромит иногда становится породообразующим минералом. В черносланцевопесчанниковых толщах зеленосланцевой фации метаморфизма описаны слои с хромсодержащим магнетитом и силикатами хрома (Алдан). К особому типу относятся никель-хром-железорудные месторождения в хромитовых сланцах протометаморфического комплекса, где никель содержится в тальке и актинолите, хром – в магнетите и феррохромшпинелиде (Альпы).

Медь (Cu). Меднорудные аповулканогенные колчеданные формации отчетливо отражают полигенетичность рудонакопления, когда в границах рудного поля совмещаются синметаморфические и разнообразные эпиметаморфические (вплоть до жильных) руды. В чистом виде этот вид оруденения сохраняется только в простом моноциклическом комплексе либо когда при полной метаморфической стадийности сохранилась последовательность вулканических, перекристаллизационных и гидротермально-метасоматических преобразований. В более сложных структурах, особенно полициклических с четко выраженными зонами динамометаморфического смятия и надвигообразования, возрастает количество минеральных типов и вертикальный размах оруденения превышает 1 000 м (Восточная Австралия, Южная Африка).

Формация метаморфизованных медистых песчаников и сланцев тяготеет к высокоградиентным зональным метаморфическим комплексам и несет в одних случаях следы слабых эпиметаморфических преобразований (Алдан), а в других – сильных, с активным участием метаморфизованного субстрата и ювенильным подтоком вещества, что приводит к возникновению комплексных руд: U, Zn, V, Au, Cd и др. (Центральная Африка).

Медноколчеданная формация в магнезиально-кальциевых метасоматитах, сопровождаемых мощной зоной окварцевания (метариолит-карбонатно-сланцевая рудовмещающая формация зональных метаморфических комплексов), является полиминеральной многостадийной, при ее образовании происходит отделение Pb и Zn (Швеция, Финляндия). Медно-эпидотовая формация с самородной медью в зеленосланцевых вулканических комплексах образует залежи и жилы (иногда с Co и Ni) в метабазалятах, трахибазалятах, их туфах и в метаконгломератах (Канадский щит). В глубокометаморфизованных комплексах вне прямой связи с метавулканитами отмечается магнетит-медноколчеданная формация (иногда с титанатами) в виде залежей в разломах. Она нередко сопровождается железомagneзиальными метасоматитами (Индийский щит). Особенным разнообразием форм и состава отличается медноколчеданная формация (иногда полиметалльная) в вулканогенно-осадочных комплексах любого характера метаморфизма (Балтийский щит).

Особый случай представляет оруденение: жильное и штокерковое медноколчеданное в гранитах как син-, так и посткинematических, где оно сопровождается калиевыми и железомagne-

ниевыми метасоматитами (щиты Африки, Австралии, Северной Америки), гнездовое самородное (с сульфидами Cu, Ag, Zn) в постметаморфических разломах среди риолит-риодацитовая плутоно-вулканической ассоциации полифациальных архейских метаморфических комплексов Канады и Австралии.

Свинец (Pb), цинк (Zn). Цинк-свинцовоколчеданные залежно-жильные формации широко распространены среди рифейско-кайнозойских метаморфических комплексов верхнекорового уровня любого типа. Рудоконтролирующими для них являются метавулканические формации (базальт-риолитовая, базальт-андезит-риолитовая, трахит-трахибазальтовая), сопровождаемые мелкообломочными либо черносланцево-карбонатными формациями, а также обломочно-карбонатные и карбонатные формации, посткинematические гранитоиды и дайки (Южная Сибирь, Австралия, Канада, Казахстан).

Цинково-колчеданная, нередко медьсодержащая формация в раннедокембрийских полифациальных коматиит-базальтовых и базальтовых ассоциациях с контрастным вулканизмом образуется в связи с формированием дацит-риолитовых, андезит-дацит-риолитовых плутоно-вулканических ассоциаций со слоями железистых кварцитов, графитсодержащих сланцев, сульфатно-карбонатных пород. Она сопровождается нередко мощными ореолами железо-магнезиального метасоматоза (щиты Африки, Австралии, Канадский).

Медь (Cu), никель (Ni), элементы платиновой группы (ЭПГ). Важнейшим источником этих металлов является сульфидная медно-никелевая формация с элементами платиновой группы, связанная с ультраосновными породами вулканического и плутонического происхождения. Синметаморфические стратиформные залежи контролируются зеленосланцевыми ореолами в архейских коматиит-базальтовых ассоциациях полифациальных метаморфических комплексов. Здесь они образуют протяженные лентовидные слои массивных и вкрапленных пирротин-пентландитовых маломедистых руд, приуроченных к коматиитам. Кроме того, они встречаются и в метатуфовых слоях, а иногда и в удаленных фациях среди зон рассланцевания за пределами рудогенерирующих очагов. Оруденение, связанное с интрузиями, как правило, характеризуется большим количеством меди и элементов платиновой группы и охватывает широкий возрастной диапазон (щиты Австралии и Америки).

При зональном метаморфизме коматиитовых месторождений отмечается уход элементов платиновой группы во вмещающие породы, а иногда переотложение в кварцевых жилах, сульфидно-кварц-альбитовых сланцах и скарноидах. При зональном метаморфизме никеленосных интрузий элементы платиновой группы переносятся в зону сильного метаморфизма (Африка, Канада, Австралия). В анортозитовых формациях они накапливаются в сульфидизированных титаносных метапироксенитах (Алдан). Кроме того, элементы платиновой группы встречаются в метаконгломератах, гематитовых сланцах и графитсодержащих метапесчаниках (Африка, Бразилия, Карелия), в жилах вблизи ураново-золотоносных зон разломов (Западная Канада), в карбонатно-слюдисто-хлоритовых метасоматитах зон разломов и в сульфидизированных амфиболит-гнейсовых толщах у разломов совместно с жильным графитом (Канада).

Кобальт (Co). Кобальтсодержащие сульфиды встречаются в формациях метаморфизованных медистых песчаников и сланцев и вулканогенно-черносланцевой (вместе с Cu, Zn, Au), среди умеренноградиентных зональных комплексов в кварцевых филлитах, гранат-кварцевых сланцах, гранат-силлиманитовых гнейсах и амфиболитах (Южная Сибирь, Африка, Канада, Скандинавия). Широко проявлены концентрации кобальта в областях регрессивного метаморфизма полных метаморфических циклов у зон рассланцевания, причем не только унаследовано по метабазитам с медно-никелевым оруденением в гидротермально-метасоматических жилах (Кольский район), но и вне связи с ними, среди вулканогенно-осадочных толщ в жилах у силлов долеритов среди кварц-слюдистых сланцев (Канада). Значительное количество кобальта извлекается из комплексных руд сульфидно-медно-никелевых, колчеданно-полиметаллических и урановых (пятиэлементная формация Канады), а также бор-железородных (Алдан).

Алюминий (Al). Потенциальным сырьем на алюминий могут служить анортозиты и высокоглиноземистые сланцы и гнейсы любых типов метаморфических комплексов вместе с сопровождающими их метасоматитами зон кислотного выщелачивания.

Золото (Au). В ходе развития метаморфического цикла золото накапливается в различных рудных формациях. Золото-конгломератовая формация приурочена к мощным осадочным толщам в протометаморфических комплексах большой мощно-

сти, где образует многоэтажные пласты (мощностью 0,2–2, редко – до 5 м). Заметное межслоевое перераспределение золота происходит на границе зеленосланцевой фации в зонах дробления и разломах (Африка, Канада).

Золото-железисто-кварцитовая формация тяготеет к сульфидной фации железистых кварцитов в зонах слабого и умеренного метаморфизма (щиты Африки, Бразилии, Индии, Австралии). Золото-черносланцевая группа формаций в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах зональных умеренно-градиентных метаморфических комплексов представлена рассеянным, вкрапленным, прожилково-вкрапленным и жильным оруденением, основной объем которого концентрируется на уровне высоких ступеней зеленосланцевой фации, где этот процесс нередко сопровождается графит-сульфидными, кварц-альбит-сульфидными, железо-карбонатными и кремнекалиевыми метасоматитами. Иногда здесь золото ассоциируется с ЭПГ, Ag, U, V (Бодайбо, Карелия, Узбекистан).

Золото-сульфидная стратиформная формация характерна для разнообразных пород с эксгальционными сульфидами, зеленосланцевый метаморфизм которых и перераспределение золота осуществлялись на уровне конкретных литологических ловушек (туфы, базальты, сульфиды, железистые сланцы, сульфидоносные кварциты, туфопесчаники, хлоритовые и известково-силикатные графитовые сланцы) осадочно-вулканогенных комплексов пестрого состава, особенно с контрастными базальт-риолитовыми сериями (щиты Африки, Австралии, Северной Америки). Размещаясь среди риолитов, золото иногда сопровождается ЭПГ.

Золото-кварцевая жильная мезотермальная формация в коматиит-базальтовых и базальт-риолитовых толщах полифациальных метаморфических комплексов тяготеет к низкотемпературным ореолам зонального метаморфизма, где она многостадийна и формируется почти на всех стадиях метаморфического цикла, завершаемого хрупкими деформациями, поэтому конкретный характер рудных тел самый разнообразный. В унаследованных структурах рудные тела характеризуются большой вертикальной протяженностью (тысячи метров) и образуются в широком диапазоне температур, что может приводить к накоплению в наиболее низкотемпературных разностях Ag, As, Sb, Cu и т.п. Формация приурочена в основном к раннедокембрий-

ской эпохе. Рудовмещающие породы весьма разнообразны, чаще всего это метавулканы и метаосадки, обогащенные железом и сульфидами. В отдельных случаях оруденение сопровождается метасоматитами, чаще кальциевыми и магнизиально-железистыми, хотя отмечаются и кремнещелочные (Зимбабве, Австралия, Бразилия, Канада, Индия).

Формация золотоносных апоскарнов развивается при метаморфизме скарново-магнетитовых месторождений в результате регионального перераспределения металла. Привнос происходит главным образом из гранитоидов и при оливинизации ультрабазитов, хотя в последнем случае часть золота оседает в серпентинитах (Центральная Африка, Южная Сибирь).

Шеелит-золоторудная регенерированная минерализация образуется в метаосадочных толщах зональных высокоградиентных метаморфических комплексов за счет ремобилизации из гетерогенного субстрата (Индия, Альпы).

Серебро (Ag). В стратиформных синметаморфических залежах встречается в формации медистых метапесчаников и сланцев (Центральная Африка, Удокан), а также в метавулканогенно-сланцевых толщах (Австралия, Африка) на контактах с мраморами и известково-силикатными породами (вместе с сульфидами меди, свинца). Смешанное серебро-полиметаллическое оруденение встречается в толщах метаморфизованных турбидитов и андезитов (Канадский щит). Эпиметаморфическими являются кварц-сидерит-силикатно-сульфидные руды в жилах среди пиритизированных метариолитов в архейских базальт-коматиитовых толщах, а также кварцевые и сидеритовые залежи в амфиболит-кварцит-гнейсовых формациях на контактах с посткинematическими гранитоидами (Африка, Австралия, Канада).

Вольфрам (W). Стратиформное оруденение со слабой эпиметаморфической переработкой среди верхнекоровых метаморфических комплексов относится к двум типам. Один из них – шеелит-турмалиновый, иногда с сульфидами в слоях мощностью до 4–5 м, протяженностью до нескольких километров в ассоциации с мраморами, амфиболитами. Рудовмещающими формациями являются: мигматит-гнейсовые (Гренландия), мрамор-кварцит-сланцевые (Гиндукуш), амфиболит-гнейсовые, в том числе в виде ксенолитов в синметаморфических гранитах (Южная Канада). При полиметаморфизме в кальций-

железо-магниевого метасоматитах появляются шеелит-сульфидные залежи мощностью до 1 м (Альпы). Второй тип – шеелит-кварцитовый (в яшмах, вторичных кварцитах, метатифах) среди формаций гнейс-амфибол-сланцевых, кварцит-мрамор-сланцевых, гнейсо-амфиболитовых, черносланцевых (Альпы, Гренландия, Восточная Сибирь, Узбекистан, Казахстан). Все они многосульфидные, в той или иной степени скарнированы и иногда имеют в своем составе вольфрамсодержащие силикаты.

Скарновые месторождения вольфрама связаны с редкометалльно-полиметаллической формацией в карбонатно-сланцевых толщах высокоградиентных зональных метаморфических комплексов на границах с лейкогранитами и гранитами рапакиви (Карелия).

Среди кварцевожильных вольфрамоносных формаций выделяются следующие типы: шеелитовый в архейских метакматиит-базальтовых толщах (щиты Йилгарн, Пилбара, Индийский, Канадский), вольфрамитовый в связи с гранитоидами (Кавказ), ферберитовый (с окислами железа, титана) среди гранитов пестрого состава, в связи с межструктурными разломами (Восточная Африка). Жильная силикатно-кварцевая ассоциация разделяется на шеелитовую (с карбонатами) в архейских метакматиит-базальтовых толщах, иногда совместно с вкрапленным шеелитовым оруденением (щиты Австралии, Африки, Индии); шеелитовую, возникшую в тесной связи с сульфидно-кварцевой в ходе полистадийного жильобразования в черносланцевых формациях, метаморфизованных на уровне зеленосланцевой фации (Узбекистан); вольфрамит-шеелитовую в зонах дробления (Франция, Южная Канада), где этот минеральный тип жил контролируется составом вмещающих пород. Пегматитовая вольфрамитоносная формация локализуется в зонах зеленосланцевого метаморфизма, грейзенах, иногда вместе с кварц-вольфрамитовыми жилами (Восточная Африка, Южная Канада, Западная Австралия).

Олово (Sn). Как правило, оловорудные формации крупных месторождений связаны с приповерхностными интрузиями гранитоидов вне видимой прямой связи с метаморфизмом. В полиметаморфических областях Австралии и Канады с гранит-зеленокаменным субстратом встречается жильная кварц-касситеритовая (с W и Au) минерализация; в верхнекоровых метаморфических комплексах Южной Африки, Канады, Сибири, в

связи с разноглубинными гранитоидами, наблюдается касситерит-кварц-турмалиновая минерализация в зонах разломов и касситерит-силикатно-сульфидная в черных сланцах.

Комплексное редкометалльное оруденение с касситеритом намечается в связи с пегматитовыми и апогранитовыми формациями (щиты Африки, Бразилии, Австралии). Первые тяготеют к разломам, вторые – к зонам грейзенизации.

Вольфрам (W), олово (Sn). Касситерит-шеелитовые руды встречаются в сложных геологических обстановках, характеризующихся наличием стратиформных залежей, зональным умеренноградиентным метаморфизмом, многоэтапным гранитообразованием и разнотипным метасоматозом. Наиболее обычны три ситуации (Альпы): сульфидно-кварцевые тела в слюдяных и хлоритовых сланцах сланцево-ортогнейсовой толщи с ореолами турмалинизации; в мета-вулканогенно-кремнистых сериях в виде сульфидно-амфиболовых залежей среди филлитов, слюдяных сланцев, кварцитов, иногда амфиболитов и диопсид-актинолитовых пород; турмалин-хлоритовые метасоматиты с касситеритом и шеелитом среди скарноидов в мигматит-гранитовых куполах, обрамленных кварцит-амфиболит-гнейсовыми толщами.

Молибден (Mo). Молибденитсодержащие сланцы встречаются в сульфидной фации железисто-кварцевой формации среди верхнекоровых метаморфических комплексов (щит Йилгарн, Австралия). Наиболее часто молибденит образуется в связи с формированием гранитов. Изредка на щитах он связан с синкинематическими гранитами и пегматитами, но главным образом с позднекинематическими гранитами и метасоматитами (Украина, Африка, Южная Америка, Средняя Азия), особенно в черносланцевых толщах (иногда с U, Au), в метабазаальт-риолитовых толщах (иногда с Bi), а также в зонах дробления по гранитам (Альпы).

Литий (Li), цезий (Cs). Руды этих металлов представлены в основном пегматитовыми формациями, так называемой редкометалльной группы. Многостадийные литий-цезиевые пегматиты имеют определенную эволюционную направленность (угнетение со временем ранних стадий минералообразования) и приурочены к высокоградиентным метаморфическим комплексам (щиты Южной Америки, Африки, Индии, Южной Сибири). Выделяются две главные формации пегматитов: сподумен-

микроклин-альбитовая (цезиевые пегматиты) и альбит-сподуменовая (литиевые пегматиты). Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты являются комплексным сырьем с очень сложным минеральным составом (включает лепидолит, петалит, поллукит, берилл и колумбит-танталиты). Данные пегматиты отличаются четкой зональностью и широким развитием графических структур, тяготеют к глубокометаморфизованным позднеархейским вулканогенным комплексам. Альбит-сподуменовые пегматиты с простым минеральным составом (включая колумбит, берилл), обычно бizonaльны и без графических структур. Они появляются с раннего протерозоя, размещаются среди слабометаморфизованных пород и всегда находятся на предельном удалении от материнских гранитов по сравнению с любыми другими типами гранитных пегматитов.

Формации непегматитового типа малочисленны. Изумрудсо-держущая олигоклаз-цезий-флогопитовая формация (плюс Li, Rb) размещается в полнометаморфизованных ультрабазитах; слюдисто-цезий-флогопитовая формация – в метаморфизованных карбонатных породах (Альпы, Саяны). В верхних этажах полициклических комплексов встречается кукееитовая формация в виде жил, возникших за счет обогащенных литием осадочных пород, подвергшихся зеленосланцевому метаморфизму (США, Германия).

Бериллий (Be). Господствующий тип руд этого металла – пегматитовый, распространен в зональных метаморфических комплексах, приуроченных нередко к архейским коматиитовым поясам (Канада, Южная Америка, Африка, Индия, Австралия). Бериллиеносные пегматиты, как правило, зональны, иногда значительной мощности (до 300 м) и являются комплексными по составу (Be-Li-Cs-Ta, Be-Ta-Li, Ta-Be).

Уран (U). В архейских нижнекоровых метаморфических комплексах на всех щитах широко распространены породы с уранинитом, реже настураном и браннеритом. Эти породы представлены мигматитами, пегматоидными гранитами, кварцполевошпатовыми метасоматитами, гнейсами, особенно графитсодержащими. Несмотря на широкое распространение таких пород, урановорудные формации в древних комплексах образуются только при их полициклическом развитии, преимущественно в протерозое. В зональных метаморфических и полиметаморфических комплексах (щиты Канады, Африки, Австра-

лии) в связи с поздними лейкократовыми гранитами и сопутствующими им метасоматитами наблюдаются уранинитовая формация (иногда с цирконом и давидитом) в пегматоидах; уранинит-черно кварцевое прожилкование в графитовых гнейсах и сланцах с наложенным коффецитом; редкоземельно-уранинитовые руды в гранат-апатит-диопсид-ортитовых залежах среди вулканогенно-карбонатной толщи, вмещающей полевошпат-скаполит-гранатовые метасоматиты.

Полиметалльные (с Cu, Co) кварц-уранинит-сульфидные жилы и штокверки (иногда с настураном), содержащие богатые руды в зоне вторичного обогащения, встречаются в зональных умеренноградиентных метаморфических ореолах (Центральная Африка), где контролируются наиболее метаморфизованными базальными горизонтами осадочного комплекса, залегающего на высокометаморфизованном фундаменте, сильно ремобилизованном и прорванном телами габбро-плагиогранитной ассоциации.

Хорошо известны полихронные многостадийные комплексные жильные и вкрапленные руды (U, Ni, Au) в зонах разломов в графитоносных зональных метаморфических комплексах – от гранулитовой до зеленосланцевой фации (Западная Австралия, Северо-Запад Канады). Преобладают настуран-ураночерниевосульфидные руды, сопровождаемые мощными ореолами железо-магниевого метасоматитов (хлоритовых пород). Рудовмещающие породы обладают многоэлементной металлогенической специализацией, а рудонесущие образования – аномальным минеральным и геохимическим спектром состава (Au, Ag, Pb, Zn, Ni, As, Mo, Sc, TR).

В осадочных комплексах большой мощности (Южная Канада и Южная Африка), метаморфизованных преимущественно в зеленосланцевой фации, известны золото-урановые (иногда с редкими землями) конгломераты, настурановая (иногда с баритом) минерализация среди черносланцево-карбонатно-обломочных пород. В конгломератах главные россыпные минералы – уранинит и браннерит, наблюдаемые иногда в виде включений в тухолите (в связи с деятельностью прокариот) или в пиритовых илах. Наряду с этими ранними накоплениями, существуют более молодые генерации данных минералов, связанные с функционированием метаморфогенных и гидротермальных флюидов.

Редкие земли (TR), цирконий (Zr), тантал (Ta), ниобий (Nb), скандий (Sc). Стратиформные синметаморфические залежи известны во всех метаморфических комплексах. Это главным образом слабометаморфизованные протерозойские прибрежно-морские россыпи дальнего переноса, как правило, полиметалльные (TR, Sn, Fe, Zn, U, Ti), где в различных сочетаниях извлекаются монацит, ортит, циркон, браннерит, уранинит, тухолит, рутил, ильменит, ильменорутил, лейкоксен, рабдофанит, эвксенит, касситерит, магнетит (щиты Австралии, Бразилии, Африки). На других щитах известны минерализованные пласты гнейсов: монацитовых, ксенотимовых, кейльгауит-монацитовых с апатитом, ортит-apatит-гранатовых, а также плагиосланцев сфен-ортит-диопсид-амфиболовых (Индия, Восточная Сибирь, Китай, Украина). К этому же типу относятся ниобий-цирконий-редкоземельные парасланцы кианит-силлиманитовой фациальной серии, а также монацитоносные залежи большой протяженности (до 1 км) в гнейсо-гранитах (Индийский щит).

Пегматитовая группа формаций этих металлов также разнообразна. Это танталоносные пегматиты протяженных зон рассланцевания многих щитов в областях высокоградиентного зонального метаморфизма, связанные с синкинематическими биотитовыми гранитами, часто тяготеющими к субстрату основного состава. При этом только колумбит-берилловые пегматиты тесно сопряжены с массивами гранитоидов, остальные разновидности находятся в удалении не только от мелких тел гранитов, но и от безрудных пегматитов. Протяженными являются также пегматитовые пояса Индии, включающие в себя тела баритоносных редкоземельных пегматитов (с алланитом, чевкинитом, кейльгауитом, давидитом). Более локализованы цирконий-редкоземельные пегматиты (ортит, циркон, чевкинит, фергюсонит), тяготеющие к мангеритам и фельдшпатизированным анортозитам (Алдан). Лучшее сырье для извлечения скандия – редкоземельные бефанамитовые пегматиты Мадагаскара (с монацитом и бериллом), а также тортвейтитовые пегматоидные граниты Швеции и Индии (с эвксинитом, циртолитом, ксенотимом и ильменорутилом) среди амфиболитов зональных метаморфических комплексов. Источник скандия – некоторые железомagneзиальные метасоматиты, а ниобия и редких земель – метасоматиты зон кислотного выщелачивания (Швеция) однородных метаморфических комплексов.

К зонам долгоживущих протяженных разломов приурочены разнообразные по характеру оруденения квальмиты¹⁸ (Южная Сибирь). Все руды этих формаций комплексные – главным образом Ta, Nb, Zr, Hf, TR. Квальмиты щелочные вмещают две формации: криолит-пироклор-циркон-гагаринитовую и пироклор-фергюсонит-колумбитовую. Циркон-ортитовые квальмиты встречаются в столбообразных телах среди гнейсов (Канада).

10.2.2. Неметаллические полезные ископаемые

Апатит. В нижнекоровых метаморфических комплексах среди мрамор-силлиманит-гнейсовых толщ встречаются стратиформные залежи формации апатитовых кварцитов и мраморов, а также отдельные слои апатитоносных пород первично-осадочного либо первично-магматического происхождения (Прибайкалье, Алдан, Китай). Это мраморы и кальцифиры, железистые кварциты, меланократовые биотитовые и пироксен-биотитовые гнейсы, амфиболовые и пироксен-амфиболовые сланцы, биотит-турмалиновые, кварц-гиперстен-гранатовые и рутиловые породы. В верхнекоровых метаморфических комплексах щитов и складчатых систем фанерозоя известна апатит-магнетитовая формация, залегающая в лептит-сланцевых толщах. Многочисленные слои апатитоносных пород часто бывают приурочены к следующим горизонтам (мощностью иногда в сотни метров): черносланцевым, кварцит-сланцевым, туфосланцево-карбонатным, метапироксенит-габбровым и метанорит-габбровым (щиты Канадский, Балтийский, Северо-Китайский, Алдано-Становой, Индийский, а также складчатые области Турции, Урала, Казахстана).

В магнезиальных и кальциево-магнезиальных скарнах различных метаморфических комплексов апатит может присутствовать либо отдельно, либо вместе с магнетитом. На щитах в фенитизированных гнейсах встречаются апатит-флогопит-амфиболовые залежи, а в низко- и среднетемпературных зонах диафореза с интенсивным трещинообразованием находятся полевошпатовые редкоземельно-apatитовые метасоматиты либо апатитоносные квальмиты. Апатитовые залежи в кварцевых метабрекчиях (с U и TR) обнаружены в Индии в зонах разломов на

¹⁸ Многостадийные метасоматиты, характерным представителем которых являются кварц-альбит-микроклиновые.

границах разнотипных метаморфических комплексов: гнейсового и метабазальт-мрамор-железистокварцитового. Скопления и крупные коллекционные кристаллы апатита приурочены к слюдяным метасоматитам и пегматитам (Африка, Индия, Южная Сибирь).

Горный хрусталь и гранулированный кварц. Кварцхрустальная жильная соскладчатая формация характерна для флишеидных толщ зеленосланцевой фации прогрессивного зонального метаморфизма (Бразилия, Альпы, Урал). Кварцхрустальная прожилково-жильная формация присуща кварцитсодержащим толщам нижнекорových метаморфических комплексов, испытавшим зеленосланцевый диафторез низких давлений (Алдан). Формация гранулированного кварца образуется в ходе перекристаллизации среднетемпературных кварцевых жил при их диафторезе, где в зависимости от разных термобарических условий возникают различные технологические типы сырья (Урал). На всех щитах известна формация хрусталеносных пегматитов.

Полевые шпаты. Извлекаются преимущественно из гранитных пегматитов, как дифференцированных, так и недифференцированных, локализованных преимущественно в нижнекорových метаморфических комплексах щитов. Хорошим сырьем в этих обстановках являются также посткинematические лейкограниты, аляскиты, рапакиви, а также микроклиниты зон разломов.

Графит. Синметаморфические пластовые залежи графита содержатся в черносланцевых, карбонатно-черносланцевых и нефтеносных толщах, метаморфизованных в разных условиях. Различия в уровнях метаморфизма определяют технологическую группу графита – от аморфного до крупнокристаллического. Некоторые слабометаморфизованные разности (шунгиты) имеют бальнеологическое значение. Черные сланцы зональных метаморфических комплексов (Карелия, Алдан) могут стать сырьем для извлечения фулерена – ультрамикроскопической модификации графита, используемой в новейших технологиях. Графитовые месторождения образуются также при декарбонатизации мраморов, когда при перекристаллизации возникают графитовые мраморы или кальцифиры с мономинеральными скоплениями графита в близлежащих ловушках. На средних и заключительных этапах метаморфических циклов, и в особенности при повторных метаморфических преобразованиях, около этих залежей происходят переотложение и ассимиляция графита.

та не только в жилах, открытых полостях или разломах, но и в разнообразных породах (в том числе хлоритовых сланцах, мигматитах, жильном кварце, пегматитах).

Асбест. Крокидолит-асбест встречается среди пород формации железистых кварцитов (Южная Африка), хризотил-асбест и антофиллит-асбест – в метаморфизованных ультраосновных породах зон спрединга и полиметаморфизма (щиты Сибири и Африки, Урал). Хризотил-асбест характерен для зон зеленосланцевого метаморфизма, в то время как антофиллит-асбест образуется в условиях амфиболитовой фации прогрессивного и ретроградного метаморфизма. При этом асбестовмещающие тела могут быть небольших размеров.

Тальк, магнезит. Стратиформные залежи магнезита встречаются в комплексах любой фации метаморфизма многих складчатых областей мира, а талькиты с тальк-карбонатными породами установлены лишь в обломочно-карбонатных толщах в зеленосланцевой зоне динамометаморфизма (Урал, Восточная Сибирь). Более обычны талькиты высокомагнезиальных пород, гидротермально переработанных на завершающих стадиях зеленосланцевого метаморфизма (Урал, Саяны, Испания, Франция). Формация магнезит-тальковых метасоматитов полихронная, развивается среди амфиболитов и доломитовых мраморов, метаморфизованных в амфиболитовой фации (Альпы, Саяны, Балтийский щит). Низкотемпературный метаморфизм вызывает в этой обстановке развитие жил талька и талькитов. Комплексно используются тальк-тремолитовые сланцы верхнекорových метаморфических комплексов (Аппалачи).

Волластонит. Слагает крупные пластовые синметаморфические залежи в мраморсодержащих нижнекорových метаморфических комплексах (волластонититы, волластонитовые мраморы и волластонит-кварцевые породы). Волластонитсодержащие метасоматиты сопровождают не только эти толщи, но и магнезиальные метасоматиты вне их (щиты Сибири, Китая, Северной Америки).

Слюды. Все крупные месторождения слюд связаны с метаморфическими комплексами и являются преимущественно раннедокембрийскими. Залежи флогопитовых метасоматитов локализируются в силикатных и карбонатных породах нижнекорových метаморфических комплексов и приуроченных к ним гранитоидах. Самостоятельное значение имеют кальцит-флогопитовые

жилы в силикатных породах тех же комплексов (Восточная Сибирь, Индия).

Мусковит связан с формированием мусковитовых пегматитов, для которых благоприятны условия нижнекорового метаморфизма (в том числе ретроградного). Пегматиты представлены плагиоклазовыми либо микроклин-плагиоклазовыми разновидностями, полно- и участковозональными с полистадийным мусковитообразованием. Рудовмещающей средой являются чаще всего глиноземистые сланцы и гнейсы с многочисленными полойными телами мелкозернистых гранитов (Восточная Бразилия, Карелия, Южная Сибирь, Индия).

Высокоглиноземистое сырье. Синметаморфические пластовые тела метаморфических комплексов различного типа (США, Южная Африка, Индийский и Балтийский щиты, Турция) – сырье для извлечения того или иного глиноземистого минерала (андалузита, кианита, силлиманита) в зависимости от условий метаморфизма. В хвостах этих руд дополнительным сырьем служат рутил, кварц, гранат, ставролит, корунд, апатит, ильменит, сульфиды. Большое значение имеют богатые руды тех же глиноземистых минералов в алюмо-кремниевых метасоматитах зон рассланцевания и кислотного выщелачивания (США, Прибайкалье, Индия, Урал, Испания). В зонах полиметаморфизма в высокоглиноземистых слоях тех же пачек иногда встречаются особые минеральные типы: диморфит-кварцевый, пирофиллит-силлиманитовый, пирофиллит-кианитовый, турмалин-кианитовый, силлиманит-корундовый, кианит-корундовый, ставролит-кианитовый. При зеленосланцевом метаморфизме вулканических комплексов возникают алунит-пирофиллитовые залежи (Дальний Восток).

Фторное сырье. В виде стратиформных залежей на щитах встречаются топазовые гранулиты, топазсодержащие кианитовые сланцы, кварц-силлиманитовые гнейсы и пирит-золото-топазовые слюдяные сланцы. Месторождения криолита областей полиметаморфизма приурочены к редкометалльно-редкоземельным метасоматитам в апогранитах региональных зон распространения квальмитов (Сибирь). Флюоритсодержащими являются многие пегматиты – хрусталеносные, урановые и редкометалльные. Флюоритовые залежи образуются в связи с посткинematическими гранитами в карбонатных толщах, а также с рапакивиобразными гранитами (Африка, Карелия, Восточная Сибирь).

10.2.3. Драгоценные и поделочные камни

Алмазоносные породы нижнекоровых метаморфических комплексов довольно разнообразны: эклогиты (магнезиальные и магнезиально-глиноземистые), плагиозеклогиты, ультраосновные сланцы, биотит-гранатовые и рутил-гранат-графитовые гнейсы (щиты Африки, Индии, Сибири), а также архейские метадуныты, метагарцбургиты, металерцолиты, метаперкниты (щиты Балтийский, Канадский, Австралийский). Среди верхнекоровых метаморфических комплексов в итаколумитах (Восточная Бразилия), метаконгломератах (Южная Африка) в зонах дислокационного и ретроградного метаморфизма алмазы встречаются в ассоциации лейкогранитов с кислыми графитсодержащими породами, в которых сохранились реликтовые парагенезисы: эпидот-хлорит-цоизит и гранат-мусковит (Северный Казахстан). В областях ударного метаморфизма алмазоносными являются тогамиты и зювиты (Анабар).

Рубин и **сапфир** размещаются на щитах среди высокометаморфизованных комплексов однородного, реже зонального строения, где контролируются магнезиальными метасоматитами, десилифицированными пегматитами и плагиоклазитами.

В комплексах различного типа встречается **изумруд** среди слюдитов (иногда кальцит-плагиоклазовых), образующих залежи и жилы в ультраосновных сланцах, реже в биотитовых сланцах вблизи мелких тел гранитов, гранитовых и сиенитовых пегматитов, в том числе в коматиит-базальтовых архейских поясах (иногда с **бираллом**). Реже устанавливается в пегматитах, кварцевых жилах и кварц-кальцит-плагиоклаз-флогопитовых гнездах и жилах среди амфибол-биотитовых сланцев (Южная и Центральная Африка, Восточная Бразилия, Западная Австралия, Альпы, Урал, Мадагаскар).

Ганит обнаружен в линзах кварц-гранитовых пород внутри сложных пластов железистых кварцитов сульфидной фации (щит Йилгарн).

Благородная шпинель связана с магнезиальными метасоматитами (Индия).

Лазурит отмечается среди нижнекоровых метаморфических комплексов, где приурочен к магнезиальным метасоматитам, подвергшимся соскладчатому будинажу и повторной метасоматической переработке серно-щелочнометалльными флюидами (Южная Сибирь, Памир).

Цветные кордиериты и **сапфирины** известны на щитах среди пород гранулитовой фации.

При верхнекоровом метаморфизме, в зависимости от состава протолитов, формируются **альмандины**, **кианит**, **яшмы**, **родонит**, в то время как **нефрит** встречается также среди син- и позднекинематических гранитов с реликтами плагиогнейсов и сланцев с мраморами, или в зонах диафтореза по кальциево-магнезиальным и кальциевым метасоматитам (Южная Сибирь, Китай, Африка, Южная Америка).

Жадеит описан в США, Бирме, Казахстане, Китае, на Урале в таких же комплексах среди альбитизированных диоритов, плагиогранитов или среди метасоматитов по основным и ультраосновным сланцам (совместно с хризолитом, демантоидом).

Разнообразные драгоценные камни находятся в пегматитах: в редкометалльных – **турмалин**, **берилл**, **хризоберилл**, **кунцит**, **топаз**, в редкоземельных – **амазонит** и **лунный камень**.

Исландский шпат известен в зонах дробления кварцит-амфиболсланцевых толщ верхнекорового метаморфического комплекса (США).

Крупный **ювелирный скаполит** найден среди верхнекоровых метаморфитов Альп, а **сиреневый содалит** как минерал, замещающий нефелиновые и корундовые гнейсы, – в слоях значительной протяженности в Канаде (Гренвилл).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В учебном пособии были рассмотрены основные сведения о метаморфизме. Охарактеризованы основные понятия и определения, элементы химической термодинамики и кинетики, схема метаморфических фаций, парагенетический анализ, способы оценки температуры, давления и состава флюида, метаморфические формации и геологические обстановки их образования, а также вопросы формирования и распространения важнейших метаморфогенных полезных ископаемых.

Некоторые вопросы, изложенные в настоящем пособии, до настоящего времени остаются дискуссионными и требуют дополнительных детальных исследований. При таких обстоятельствах автор старался отразить несколько взглядов на существующую проблематику. Не стоит судить строго, если где-то читатель почувствовал ненавязчивое навязывание автором близких ему по идеологии гипотез и классификаций.

Смею надеяться, что данное учебное пособие будет полезным студентам и аспирантам геологических специальностей вузов, а также специалистам-геологам при ознакомлении с теорией метаморфизма.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород : учеб. / М.А. Афанасьева, Н.Ю. Бардина, О.А. Богатилов, И.И. Вешневская, В.Н. Гаврилова, М.Н. Гурова, В.И. Коваленко, Н.Н. Кононкова, Л.Н. Липчанская, В.Б. Наумов, В.С. Попов, В.И. Чернов, Е.В. Шарков, Б.П. Юргенсон, В.В. Ярмолюк. М. : Лотос, 2001. 768 с.

Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. М. : Недра, 1980. 228 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М. : Мир, 1969. 245 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М. : Недра, 1979. 325 с.

Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. М. : Мир, 1985. 320 с.

Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов : метод. пособие / отв. ред. В.А. Глебовицкий, В.И. Шульдинер. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 416 с.

Гиллен К. Метаморфическая геология. М. : Мир, 1984. 176 с.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М. : Недра, 1972. 286 с.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Ушакова Е.И. Теоретические основы метаморфизма. Новосибирск : Изд-во Новосиб. гос. ун-та, 1974. 182 с.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Ушакова Е.И. Метаморфические фации и формации : учеб. пособие. Новосибирск : Изд-во Новосиб. гос. ун-та, 1980. 92 с.

Елисеев Н.А. Метаморфизм. Л. : Изд-во Лен. гос. ун-та, 1959. 415 с.

Классификация и номенклатура метаморфических горных пород: справочное пособие / под ред. Н.Л. Добрецова, О.А. Богатикова, О.М. Розена. Новосибирск : Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. 205 с.

Кортусов М.П. Метаморфические горные породы: учебное пособие / под ред. А.И. Чернышова. Томск : ЦНТИ, 2010. 144 с.

Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М. : Наука, 1973. 288 с.

Лепезин Г.Г. Петрологические основы изучения и картирования метаморфических комплексов складчатых областей. 2-е изд., испр. Новосибирск : Изд-во СНИИГГиМС, 2002. 130 с.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических пород. М. : Изд-во Моск. гос. ун-та, 1973. 320 с.

Маракушев А.А., Бобров А.В. Метаморфическая петрология. М. : Изд-во Моск. гос. ун-та ; Наука, 2005. 256 с.

Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С. Геология астроблем. Л. : Недра, 1980. 232 с.

Мейсон Р. Петрология метаморфических пород. М. : Мир, 1981. 264 с.

Метасоматизм и метасоматические породы / отв. ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М. : Мир, 1998. 526 с.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Основы классификации и номенклатура метаморфических горных пород : учеб. пособие. Иркутск : Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2004. 80 с.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М. : Мир, 1976. 535 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 2-е изд. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Петрографический словарь / под ред. В.П. Петрова, О.А. Богатикова, Р.П. Петрова. М. : Недра, 1981. 496 с.

Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М. : Недра, 1966. 240 с.

Поспелов Г.С. Диспергиты и автодисперация как важная проблема функции лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–75.

Рамберг Г. Природный и экспериментальный будинач структуры разлинзования // Вопросы экспериментальной тектоники. М. : Изд-во ИЛ, 1957. С. 160–190.

Ребиндер П.А. Поверхностные явления в дисперсных системах. Коллоидная химия. Избранные труды. М. : Наука, 1978. 368 с.

Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М. : Недра, 1970. 270 с.

Родыгин А.И. Динамометаморфические породы. Томск : Изд-во Том. ун-та, 2001. 356 с.

Сазонов А.М. Петрография и петрология метаморфических и метасоматических пород : учеб. пособие. Красноярск : СФУ, 2007. 324 с.

Фации метаморфизма / Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев и др. М. : Недра, 1969. 432 с.

Фельдман В.И. Петрология импактитов. М. : Изд-во МГУ, 1990. 299 с.

Фельдман В.И. Астроблемы – звездные раны Земли // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 9. С. 67–74.

Френкель Я.И. Статистическая физика. М. : Изд-во АН СССР, 1948. 761 с.

Чернышов А.И. Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород : учеб.-метод. комплекс. Томск : ТГУ, 2007. URL: http://www.ido.tsu.ru/iop_res/struktporod

Чернышов А.И. Систематика магматических и метаморфических горных пород : учеб.-метод. комплекс. Томск : ТГУ, 2008. URL: http://www.ido.tsu.ru/tsu_res/res6

Eskola P. The mineral facies of rocks // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1920. Vol. 6. P. 143–194.

Eskola P. Die metamorphen Geosteine // Die Entstehung der Gesteine / T. Barth, C. Correns, P. Eskola. Berlin, 1939. S. 263–407.

Higgins M.W. Cataclastic rocks // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1971. Vol. 687. 97 p.

Wise D.U., Dunn D.E., Engelder J.T., Geiser P.A., Hatcher R.D., Kish S.A., Odom A.L., Schamel S. Fault-related rocks: suggestions for terminology // Geology. 1984. Vol. 12. P. 391–394.

Fawcett J.J., Yoder H.S. Phase relationships of chlorites in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O // Am. Mineral. 1966. Vol. 51. P. 353–380.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ	5
1. ПОНЯТИЕ МЕТАМОРФИЗМА И ЕГО ФАКТОРЫ	6
1.1. Определение понятий	6
1.2. Факторы метаморфизма и их значение	7
1.3. Классификация метаморфических процессов	13
2. ОСНОВЫ ХИМИЧЕСКОЙ ТЕРМОДИНАМИКИ	16
2.1. Определение основных понятий	16
2.2. Функции состояния системы (термодинамические функции)	18
3. ОСНОВЫ ХИМИЧЕСКОЙ КИНЕТИКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	24
3.1. Основные определения и понятия	24
3.2. Скорость реакций	25
3.3. Химическая кинетика метаморфических процессов	25
4. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА	35
4.1. Химическое равновесие в метаморфических процессах	35
4.2. Обратимость-необратимость химических реакций при метаморфизме	37
4.3. Правило фаз и его применение к метаморфическим процессам	39
4.4. Типы метаморфических реакций	42
4.5. Выводы	52
5. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	54
5.1. Методы оценки давления, температур и состава флюида при метаморфизме	54
5.2. Минералогические термометры и барометры	57
5.3. Флюидные (газово-жидкие) и расплавные включения в минералах	60
6. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ	66
6.1. Парагенетический анализ и диаграммы парагенезисов	66
6.2. Критерии устойчивого сосуществования метаморфических минералов	68
6.3. Петрогенетическая сетка	69

6.4. Графическое изображение парагенезисов метаморфических пород	71
6.5. Расчет топологии фазовых диаграмм метаморфических пород (пучковые диаграммы Скрейнемакерса)	77
6.6. Метаморфические ступени	78
6.7. Метаморфическая зональность	80
6.8. Инвертированная метаморфическая зональность	81
7. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ	83
7.1. Определение понятия «метаморфическая фация»	83
7.2. Развитие учения о метаморфических фациях	85
7.3. Классификация метаморфических фаций	98
8. ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ	116
8.1. Общая характеристика	116
8.2. Классификация и номенклатура	119
9. ИМПАКТНЫЙ (УДАРНЫЙ) МЕТАМОРФИЗМ	126
9.1. Общая характеристика	126
9.2. Текстурно-структурные и минералогические особенности импактитов	130
9.3. Систематика импактных горных пород	133
10. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	137
10.1. Формационный анализ метаморфических пород	137
10.2. Полезные ископаемые метаморфических комплексов	143
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	163
СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	164

Учебное издание

Юричев Алексей Николаевич

МЕТАМОРФИЗМ

Учебное пособие

Редактор Ю.П. Готфрид
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Дизайн обложки Л.Д. Кривцова

Подписано к печати 26.05.2014 г. Формат 60×84¹/₁₆.
Бумага для офисной техники. Гарнитура Arial.
Усл. печ. л. 26,7.
Тираж 200 экз. Заказ № 268.

Отпечатано на оборудовании
Издательского Дома
Томского государственного университета
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36
Тел. 8+(382-2)–53-15-28

ISBN 978-5-9462-1452-0

