

Л.В. Штефан

# ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Курс лекций для студентов специальности  
I 51.01.01 «Геология и разведка месторождений  
полезных ископаемых»

МИНСК  
БГУ  
2004

УДК 552.3 (075.8)

ББК  
Ш

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор *Э. А. Высоцкий*  
кандидат геолого-минералогических наук *И. В. Найденов*

Утверждено  
Ученым советом географического факультета  
25 июня 2004 г., протокол №

**Штефан Л. В.**

Ш Петрография метаморфических пород: Курс лекций  
«Петрография магматических пород» для студентов спец. I 51.01.01  
«Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» / Л. В.  
Штефан. – Мн.: БГУ, 2004. – 120 с.

ISBN

Курс лекций включает теоретические основы петрографии метаморфических пород. В данной работе представлен обзор метаморфических процессов, рассмотрены основные факторы и причины метаморфизма, приведено систематическое описание горных пород и освещены вопросы их происхождения. Рассмотрены принципы классификации и номенклатуры пород, их вещественный состав, текстуры и структуры, условия залегания и связь с полезными ископаемыми.

Для студентов геологических специальностей вузов.

УДК 552.3 (075.8)

ББК  
Ш

ISBN

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                   |                                 |
|-----------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|
| СОДЕРЖАНИЕ.....                                                                   | 3                               |
| ПРЕДИСЛОВИЕ.....                                                                  | 5                               |
| ЛЕКЦИЯ 1 .....                                                                    | 6                               |
| Общие сведения о метаморфизме .....                                               | 6                               |
| Краткая история учения о метаморфизме .....                                       | 7                               |
| Связь петрографии с другими науками .....                                         | 9                               |
| Правила классификации метаморфических пород.....                                  | 10                              |
| ЛЕКЦИЯ 2 .....                                                                    | 11                              |
| Главные факторы метаморфизма .....                                                | 11                              |
| ЛЕКЦИЯ 3 .....                                                                    | 18                              |
| Вещественный состав метаморфических пород .....                                   | 18                              |
| Формы залегания метаморфических пород .....                                       | 22                              |
| ЛЕКЦИЯ 4 .....                                                                    | 23                              |
| Структуры метаморфических пород.....                                              | 23                              |
| ЛЕКЦИЯ 5 .....                                                                    | ОШИБКА! ЗАКЛАДКА НЕ ОПРЕДЕЛЕНА. |
| Текстуры и отдельности метаморфических пород.....                                 | ОШИБКА! ЗАКЛАДКА НЕ ОПРЕДЕЛЕНА. |
| Динамотермальный метаморфизм (региональный).....                                  | ОШИБКА! ЗАКЛАДКА НЕ ОПРЕДЕЛЕНА. |
| ЛЕКЦИИ 6–7 .....                                                                  | ОШИБКА! ЗАКЛАДКА НЕ ОПРЕДЕЛЕНА. |
| Особенности фазового равновесия.....                                              | ОШИБКА! ЗАКЛАДКА НЕ ОПРЕДЕЛЕНА. |
| Ступени и ряды динамотермального метаморфизма .....                               | ОШИБКА! ЗАКЛАДКА НЕ ОПРЕДЕЛЕНА. |
| ЛЕКЦИЯ 8 .....                                                                    | 52                              |
| Метаморфические породы, возникшие за счет<br>магматических пород (ортотряд) ..... | 52                              |
| ЛЕКЦИИ 9–10 .....                                                                 | 57                              |
| Учение о фациях динамотермального метаморфизма .....                              | 57                              |
| ЛЕКЦИЯ 11 .....                                                                   | 70                              |
| Динамометаморфизм и его продукты .....                                            | 70                              |
| Классификация метаморфизма по В. С. Соболеву .....                                | 75                              |
| ЛЕКЦИЯ 12 .....                                                                   | 76                              |
| Классификация метаморфизма В. В. Ревердатто .....                                 | 76                              |
| Контактово-термальный метаморфизм .....                                           | 79                              |

|                                         |     |
|-----------------------------------------|-----|
| ЛЕКЦИЯ 13 .....                         | 84  |
| Общие свойства роговиков .....          | 84  |
| ЛЕКЦИЯ 14 .....                         | 91  |
| Автометаморфизм .....                   | 91  |
| Метасоматоз.....                        | 94  |
| ЛЕКЦИИ 15–16 .....                      | 98  |
| Основные метасоматические процессы..... | 98  |
| ЛЕКЦИЯ 17 .....                         | 110 |
| Ультраметаморфизм .....                 | 110 |
| Ударный метаморфизм .....               | 113 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....                        | 118 |
| ЛИТЕРАТУРА .....                        | 121 |

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Петрография метаморфических пород изучает горные породы, процессы, приводящие к их образованию, а также влияние метаморфического петрогенезиса на образование месторождений полезных ископаемых. Изучение метаморфических пород необходимо геологам широкого профиля, т. к. большая часть земной коры, доступная изучению, сложена именно такими породами. Изучение горных пород имеет важное практическое значение, т. к. они являются той средой, в которой происходят процессы, приводящие к концентрации химических элементов и формированию различных полезных ископаемых.

В представленном курсе лекций была подчеркнута связь горных пород с полезными ископаемыми, возникающими при процессах метаморфизма, особенно под влиянием пневмолито-гидротермальной деятельности средних и кислых магм.

При написании курса лекций была поставлена цель в наиболее краткой форме изложить учебный материал, касающийся систематики, номенклатуры, диагностических свойств пород и типов метаморфических процессов, который, прежде всего, будет необходим специалистам-геологам в научной и производственной работе. Данное учебное пособие в целом соответствует программе курса петрографии метаморфических пород для специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». Излагаемый материал предполагает знание студентами петрографии магматических пород, литологии, а также методики кристаллооптических исследований и оптических свойств главных породообразующих минералов.

При характеристике метаморфических пород наибольшее внимание в предлагаемом курсе лекций уделено продуктам широко развитого динамотермального (регионального) метаморфизма и породам постмагматического метасоматоза, имеющим большое поисковое значение. На базе полученных знаний может проводиться геологическое и петрографическое картирование, окончательной целью которого являются поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.

Полученные в результате изучения петрографии метаморфических пород знания и практические навыки необходимы будущим геологам для решения прикладных и научных задач, связанных с постановкой и успешным проведением поисков и разведки полезных ископаемых в районах развития пород метаморфического генезиса.

## ЛЕКЦИЯ 1

---

Общее понятие о метаморфизме. Краткая история развития учения о метаморфизме. Связь петрографии метаморфических пород с другими науками. Правила классификации метаморфических пород.

### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ

Метаморфизм – это изменение и преобразование горных пород под действием эндогенных сил при физико-химических условиях, изменившихся после образования этих пород. Метаморфические породы образуются за счет перекристаллизации первичных магматических или осадочных пород при изменении условий температуры и давления в твердом состоянии при участии растворов. Таким образом, метаморфические породы имеют вторичный генезис. Причинами метаморфизма могут быть внедрение магматических масс и циркуляция связанных с ними гидротермальных растворов, изменения температуры и давления в связи с погружением горных пород, образовавшихся на поверхности Земли, в ее глубины. При этом огромную роль играет боковое давление, которое особенно благоприятствует перекристаллизации горных пород. Все эти явления наблюдаются в тектонически подвижных областях, поэтому метаморфизм горных пород приурочен к бывшим складчатым системам. Древнейшие континентальные щиты и платформы – Украинский, Алданский, Анабарский, Балтийский, Канадский и др. щиты, Южная Америка, Центральная Австралия, Африка, Восточно-Европейская платформа и др. – на больших площадях сложены метаморфизованными породами, т. к. в архее и протерозое на них неоднократно господствовали геосинклинальные условия. Теперь же на территории былых геосинклиналей поднялись горные хребты. При их образовании также происходили разнообразные магматические процессы, изменялись условия температуры и давления, что и послужило причиной изменения горных пород в те отдаленные времена. Позднее, будучи континентами, эти районы энергично размывались, и в настоящее время на них обнажены наиболее глубокие части этих древнейших горных сооружений. На территории древних складчатых сооружений встречаются огромные массы интрузивных пород, а между ними развиты разнообразные метаморфические породы.

## КРАТКАЯ ИСТОРИЯ УЧЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ

Представление о том, что горные породы при погружении в глубины Земли подвергаются сильным изменениям, высказывались еще М. В. Ломоносовым, Д. Геттоном и др., но сам термин «метаморфизм» появился со времен Ч. Лайелля (1825 г.) и с тех пор широко используется. Первыми учеными, которые в XIX в. проводили исследования в области метаморфизма в России, были А. А. Иностранцев и П. Усов. Также разрабатывали проблемы метаморфизма Е. Делесс, А. Добре, Ж. Дюроше и др. Наибольшая роль в развитии теории метаморфических процессов принадлежит Ф. Бекке, У. Грубенманну, К. Ван-Хайзу, Н. Д. Лукашевичу, И. Седерхольму, и позже П. Ниггли, П. Эскола, Д. С. Коржинскому, П. П. Семенову и др.

Одной из первых по метаморфизму в России была работа П. Усова (1848 г.), появившаяся вскоре после того, как Ж. Дюроше ввел понятие о контактовом метаморфизме. Ф. Бекке и У. Грубенманном развита теория глубинного метаморфизма с разделением зон земной коры, различающихся по температуре и давлению. По их мнению, в верхней зоне (эпизоне) метаморфизм происходит при низком давлении и температуре. В средней зоне (мезозоне) давление нагрузки вышележащих пород и температура возрастают и имеют промежуточное значение между условиями верхней и нижней зоны (катазоны). В последней зоне господствуют высокие температура и давление, вызванные условиями геотермического градиента. Учение о зонах развивалось в Вене Ф. Бекке и У. Грубенманном, в Америке К. Ван-Хайзом, а в России Н. Д. Лукашевичем. Результаты их выводов были в общем сходными, но в деталях были и расхождения. Так, К. Ван-Хайз в его делении земной коры на зоны, выделил зону выветривания и цементации. Метаморфические породы развиваются только ниже последней зоны, поэтому такое деление земной коры касается не только процессов метаморфизма. Исторически сложилось так, что теория метаморфических зон У. Грубенманна и Ф. Бекке была распространена в Европе, а К. Ван-Хайза в Америке. Теория Грубенманна – Бекке была развита трудами П. Ниггли. Трехчленное деление метаморфических зон оказалось аналогично трехчленному делению областей контактовых зон, которое было предложено Г. Розенбушем. Это вполне естественно, т. к. в региональном и контактовом метаморфизме главную роль играет температурный фактор. Как следствие этой аналогии Э. Вейншенк высказал убеждение, что контактовый и региональный метаморфизм тес-

но связаны друг с другом и переходят на глубине один в другой. Этих взглядов придерживались также В. А. Обручев, А. К. Мейстер, Д. С. Коржинский и др.

В 1920 г. появилась работа финского петрографа П. Эскола, в которой он выдвинул новую теорию метаморфических фаций. Магматические породы в разных фациальных условиях приобретают различные черты состава и структуры. То же наблюдается и для метаморфических пород. Их фации характеризуются различными температурами и давлениями, независимо от того, чем вызваны изменения этих факторов. Выделяют фации высоких температур и малых глубин, высоких температур и средних или больших глубин, такие же трехчленные деления существуют для средних и низких температур.

Одна и та же первичная горная порода, находясь в разных условиях, будет перекристаллизована с образованием минералов, устойчивых при новых условиях существования. Названия метаморфических фаций были даны по наиболее типичным представителям горных пород, легче отражающих в своем составе изменения в интенсивности факторов метаморфизма. Учение о метаморфических фациях наиболее прогрессивно и широко развивается и в настоящее время.

С. Е. Тилли (1925 г.) выдвинул идею о степенях или ступенях метаморфизма. Различные горные породы, принадлежащие к одной фации метаморфизма, но отличающиеся составом и генезисом исходных пород, принадлежат к одной ступени метаморфизма. Таким образом, породы, принадлежащие одной ступени метаморфизма, являются изоградными, что широко используется при составлении геологических карт.

Д. С. Коржинский (1936 г.) определил влияние флюидов и исходного химического состава пород на фации метаморфизма. Он установил, что петрохимические факторы сильно влияют на минеральный состав пород метаморфических фаций. Оказалось, что химические компоненты могут вести себя по-разному – либо «вполне подвижно», либо «инертно». Д. С. Коржинский разработал термодинамические основы глубинного минералообразования в зависимости от температуры, давления и химического потенциала вполне подвижных компонентов. Исследование метасоматических процессов привели Д. С. Коржинского к созданию теории метасоматической зональности.

Л. Л. Перчук, А. А. Маракушев, Д. Л. Добрецов, Д. Барт, В. Рамберг и др. (50–70-е гг. XX в.), используя экспериментальные данные и термодинамические расчеты, начали разрабатывать парагенетические

геотермометры и геобарометры, отражающие зависимость равновесий минералов переменного состава от условий метаморфизма.

Большой вклад в разработку учения о метаморфизме вносит монография коллектива ученых под научной редакцией В. С. Соболева (1970 г.). В ней рассматриваются общетеоретические вопросы и оцениваются физико-химические условия метаморфизма с учетом результатов экспериментов как в сухих системах, так и с учетом  $H_2O$  и  $CO_2$ . Приводятся данные о вещественном составе метаморфических пород и минералов и предлагается новая схема метаморфических фаций, построенная на  $p$ - $t$ -координатах.

А. А. Маракушев, Д. Л. Добрецов (60–70-е гг. XX в.) начали исследовать связь метаморфизма и магматизма с общим геоструктурным развитием земной коры. Это нашло отражение в учении о формациях. Метаморфическая формация – это статистически устойчивая ассоциация метаморфических пород, находящихся в закономерных структурных взаимоотношениях, которые возникли при определенном типе метаморфизма и образуют конкретное геологическое тело.

### СВЯЗЬ ПЕТРОГРАФИИ С ДРУГИМИ НАУКАМИ

Петрография в большой мере базируется на таких фундаментальных науках, как физика и химия. Все в большей мере в ней используется математика, прежде всего математическая статистика как средство обработки цифровых данных о минеральном и химическом составе горных пород.

Петрография (петрология) является наукой геологической, поэтому она тесно связана с науками геологического цикла. При описании горных пород она опирается на данные кристаллографии, минералогии и кристаллооптики, при описании истории и условий их образования – широко используют данные стратиграфии и тектоники, при изучении особенностей пород, скрытых на больших глубинах, – применяет геофизические данные.

Из сказанного следует, что петрографическое изучение не может проводиться оторвано от других геологических исследований, а поэтому ими должен заниматься тот же геолог, который проводит геологические исследования района или месторождения. Иными словами, использование петрографических методов является для геолога составной частью его повседневной практики.

### ПРАВИЛА КЛАССИФИКАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Классификация метаморфических пород основана на химическом и минеральном составе, структурных и текстурных особенностях. Также учитывается тип метаморфизма и его фациальный уровень. Минеральный состав позволяет судить об относительной температуре метаморфизма. Ассоциация главных минералов является указателем фации метаморфизма. Химический состав позволяет определить состав исходных горных пород. Текстура и структура раскрывает степень перекристаллизации и говорит о соотношении между кристаллизацией и деформацией. Полевые наблюдения позволяют выявить причины метаморфизма.

При классификации к названию метаморфической породы, образовавшейся по исходным осадочным отложениям, добавляют приставку «пара», например, парасланец, парагнейс и др. Если исходной породой была магматическая, применяется приставка «орто», например, ортосланец, ортогнейс и др. Если исходная порода не установлена (при интенсивном метаморфизме), то приставки не добавляют. Если установлено, что метаморфическая порода произошла за счет какой-то определенной горной породы, к названию исходной породы прибавляется приставка «мета», например, метагаббро, метариолит и др.

Кристаллический сланец – общий термин, который применяют ко всем породам исходного глинистого и песчано-глинистого состава, а также к метабазитам, если они не имеют собственного названия (амфиболит, эклогит, или др.). Гнейсы – это разновидности кристаллических сланцев. Они состоят из кварца, полевого шпата (одного или двух) и цветного минерала, которые присутствуют приблизительно в равных количествах.

К видовому названию пород (кварцит, сланец, гнейс и др.) в качестве прилагательного добавляются названия минералов, количество которых в породе более 5 %, например, плагиоклаз-роговообманковый кристаллический сланец, гранат-биотит-плагиоклазовый кристаллический сланец и др. Минералы в названии располагаются в порядке их возрастания: гранат-мусковит-биотитовый кристаллический сланец граната содержит меньше, чем мусковита, а мусковита – меньше, чем биотита. Если порода имеет собственное название, например, амфиболит, гнейс, эклогит, гранулит, мрамор и др., то, называя породу, указывают основные темноцветные или специфические метаморфические



*Литостатическое давление* (всестороннее) – это давление нагрузки вышележащих толщ горных пород, оно увеличивается с глубиной и связано с ней прямой пропорциональной зависимостью. Это давление способно вызвать реакцию с изменением объема.

Литостатическое давление и температура – независимые величины, поэтому иногда в одном разрезе рядом находятся горные породы разной степени изменения. Единицами измерения давления служат килобары и паскалы<sup>1</sup> (гигапаскалы, мегапаскалы).

Ученые рассчитали, что на некоторой глубине, особой для каждой горной породы, давление вышележащих толщ может достигнуть такой силы, что будет переилен предел сопротивления их на раздавливание и порода начнет течь. Такое явление называется реоморфизмом. Зная предел упругости горных пород и сопротивления их на раздавливание, можно рассчитать глубину, на которой каждая горная порода может быть раздавлена и подвергнуться течению в стороны. Зона, в которой осуществляется реоморфизм, называется зоной потенциального течения или раздавливания. Считается, что на такой глубине невозможно существование открытых трещин, не заполненных чем-либо. Тем не менее, установлено, что в мраморах и гранитах трещины возможны до глубины порядка 30 км. Тем более не может быть раздавливания под действием нагрузки вышележащих толщ на таких глубинах.

*Стрессовое давление* (боковое) – направленное давление, связанное со складкообразовательными движениями и поэтому присущее только верхним зонам земной коры. Стрессовое давление неоднородно. Наиболее отчетливо оно проявляется, когда литостатическое давление меньше, чем боковое ( $p_d < p_c$ ). С глубиной давление нагрузки возрастает и мешает движению горных масс. На глубине литостатическое давление преобладает над стрессом, поэтому складчатость и сланцеватость пород ослабевает, хотя определенная ориентировка минералов в породах сохраняется. В петрографии большую роль играет принцип Ле-Шателье, согласно которому увеличение стрессового давления сдвигает равновесие в сторону минералов с более плотной кристаллической решеткой. Этот принцип гласит: «если в химической системе температура постоянна, то повышение давления вызывает реакции, идущие с образованием минералов, обладающих меньшим объемом сравнительно с существовавшими до этого. Минералы, образующиеся при этом, будут иметь больший удельный вес, и обладать более плот-

<sup>1</sup> 10 кбар = 1 ГПа; 1 кбар = 0,1 ГПа .

ной структурой элементарной ячейки». Это закон изменения объема, который обычно иллюстрируется реакцией, проходящей на большой глубине, образования граната из анортита и форстерита по схеме:



При этих реакциях происходит изменение объема. До тех пор пока не были известны размеры элементарных ячеек, для иллюстрации изменения объема пользовались значениями молекулярных объемов реагирующих соединений и продуктов реакции<sup>2</sup>. Важным является также изменение координационного числа иона, например, Al (с четверной на шестерную) или Mg (с шестерной на восьмерную), что сопровождается повышением показателя преломления минерала. Например, шестерная координация Al характерна для минералов высокого давления – диопсида, жадеита, дистена, лавсонита, глаукофана, эпидота, тогда как в минералах низкого давления – почти во всех алюмосиликатах, алюминий находится в четверной координации. В пиропе (гранате высоких давлений) магний находится в восьмерной координации по сравнению с шестерной координации магния в других силикатах. Поэтому наличие минералов с более высоким координационным числом магния и алюминия указывает на то, что порода образовалась при высоких давлениях. И наоборот, наличие в метаморфических породах андалузита, с четверной координацией алюминия, свидетельствует о низких давлениях.

Боковое (одностороннее) давление обуславливает проявление пластических и хрупких деформаций в породах, что проявляется в ориентировке минералов перпендикулярно его направлению. В результате стрессового давления возникает сланцеватость (деформационная и кристаллизационная). Наиболее важной является кристаллизационная сланцеватость, вызванная ориентировкой минералов давлением во время перекристаллизации горных пород. Вновь образуемые минералы (слюды, амфиболы и др.) располагаются спайностями параллельно плоскостям сланцеватости.

<sup>2</sup> Молекулярные объемы получаются путем деления молекулярного веса соединений на их удельный вес. Для форстерита молекулярный объем 43,9, для анортита – 101,1 (сумма их равна 145). Молекулярный объем граната равен 121, что свидетельствует об изменении объема системы в сторону уменьшения, благодаря изменившемуся давлению.

Все минералы метаморфических горных пород растут одновременно в твердой среде при наличии растворов. Важную роль при этом играет сила кристаллизации (сила роста) минералов. Даже различные направления в одном минерале имеют различную силу кристаллизации. Примером может служить разновидность андалузита – хиастолит, крест в котором, сложенный углистым веществом, образуется благодаря тому, что грани призмы этих минералов обладают наибольшей энергией роста, из-за чего все углистые включения вытягиваются вдоль ослабленных зон, образуя скопления в центре и в углах кристалла (рис. 1).

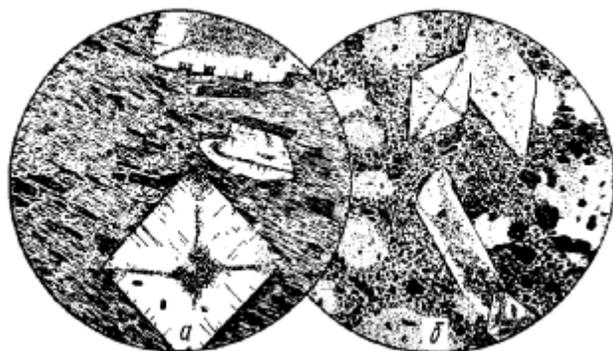


Рис. 1. Порфиробластовая структура. Хиастолит (андалузит) в сланцах: а – с биотитом, б – с кордиеритом и биотитом. По А. Харкеру, 1937

В центре скопление углистого вещества образуется в начале, до того, как оно стягивается в углы. Наиболее часто перекристаллизация пород происходит в условиях стресса.

*Давление флюидов* складывается из парциальных (частичных) давлений всех флюидов, участвующих в процессе метаморфизма ( $p_{\phi} = p_{H_2O} + p_{CO_2} + p_{SO_3} + \dots$ ). Парциальное давление одного из флюидов (например,  $p_{H_2O}$ ) всегда будет меньше общего давления флюидов ( $p_{\phi}$ ). Инфильтрационное продвижение флюидов возможно только при условии, когда литостатическое давление будет больше стрессового давления.

**Флюиды, или подвижные растворы** (или летучие компоненты) являются неперменным и очень важным фактором почти всех типов метаморфизма. От растворов, циркулирующих в земной коре и пропитывающих местами горные породы, также зависит скорость перекри-

сталлизации. Растворы являются катализаторами, облегчающими реакции между кристаллами. Флюиды иногда играют активную роль при образовании новых минералов, входя в их структуру, производят метасоматические изменения и замещения старых минеральных ассоциаций новыми. Вода, как растворитель, также может входить в состав новообразований, способствуя образованию гидроксилсодержащих минералов (слюд, хлоритов, талька, серпентина, амфиболов, эпидота, ставролита и др.). Наиболее важные летучие компоненты –  $H_2O$  и  $CO_2$ , составляют в среднем 95–99 %. Все остальные компоненты:  $O_2$ ,  $CO$ ,  $Cl_2$ ,  $F_2$ ,  $H_2$ ,  $SO_4$ ,  $S$  и др. составляют от 1 до 5 %.

Считается, что главную роль при метаморфизме играют флюиды, имеющие глубинный (подкоровый) источник. Вода и другие флюиды, выделяющиеся из пород под воздействием температуры, также играют важную роль при метаморфизме, но гораздо меньшую, чем глубинные.

Летучие компоненты также являются переносчиками тепла. Восстановленные флюиды, по мере их продвижения к поверхности окисляются, благодаря чему выделяются значительные количества тепла. Глубинные флюиды проникают в зоны метаморфических изменений пород по межзерновым пространствам (путем инфильтрации). Вода, смачивая поверхности кристаллов, увеличивает проницаемость пород, благодаря чему флюиды с водой легче проникают по межзерновым пространствам. Кислоты и щелочи, растворенные в воде, усиливают эффект смачиваемости. Восстановленные флюиды не обладают способностью смачивания. Подъем температуры увеличивает пористость пород и межзерновые пространства, что способствует повышению проницаемости пород для летучих компонентов. Проницаемость пород для флюидов увеличивается также вблизи зон тектонических деформаций и кливажа.

Наряду с участием в химических реакциях флюиды оказывают каталитическое воздействие, способствуя процессам перекристаллизации, что сопровождается растворением и переотложением. Степень перекристаллизации пород напрямую зависит от степени окисленности флюидов. Флюиды могут быть кислотными –  $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $Cl_2$ ,  $F_2$ ,  $SO_4$ , щелочными –  $KOH$ ,  $NaOH$ ,  $Ca(OH)_2$  или нейтральными –  $H_2O$ .

Процессы регионального (динамотермального) метаморфизма обычно идут при воздействии флюидов нейтрального состава, локального метаморфизма – щелочного или кислотного. Особенно агрессивными являются флюиды метасоматических процессов.

Летучие компоненты находятся в горных породах в свободном и во многих минералах в связанном состоянии. По данным некоторых исследователей, количество скрытой воды в Земле намного больше, чем во всей гидросфере.

К свободной воде относится поровая, трещинная, пленочная, жильная и пластовая. Связанная вода может быть следующих типов: а) кристаллизационная – она может быть катионного (гипс – обезвоживается при температуре около 300 °С) и анионного (цеолиты – при повышении температуры постепенно обезвоживаются, при погружении в воду восстанавливаются) типов; б) конституционная – присутствует в виде  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  (диаспор, бёмит – разлагаются при температуре более 400 °С); в) конституционно-кристаллизационная (гидромусковит, монтмориллонит); г) дисперсионная вода в коллоидных минералах (опал, некоторые лимониты).

Рассчитано, что содержание связанной воды, например, в глинистых сланцах около 1,5 %, в кремнистых сланцах около 0,7 %. Таким образом, 1 % связанной воды в 1 км<sup>3</sup> горных пород дает 25 млн. т растворов, а в процессе метаморфизма высвобождается до 4–5 % воды. Следовательно, образуется около 100 млн. т высокоминерализованных горячих растворов.

Большая часть метаморфических реакций при понижении температуры идет с поглощением летучих компонентов. С повышением температуры газовая фаза уходит из системы. Таким образом, минералы, обогащенные флюидами, образуются при более низкотемпературных процессах. Поэтому регрессивный метаморфизм всегда характеризуется развитием водосодержащих минералов – серицита, хлорита, эпидота и др. Понижение температуры также способствует увеличению процессов окисления, поэтому для низкотемпературных минеральных ассоциаций характерен гематит ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

$\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  являются функциями температуры:  $\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2} = f(t)$ . Таким образом, при повышении температуры растворимость воды увеличивается, а углекислого газа понижается. С увеличением давления картина меняется:  $\frac{\text{CO}_2}{\text{H}_2\text{O}} = f(p)$ . С увеличением давления возрастает роль углекислого газа, которая выражается в том, что  $\text{CO}_2$  более интенсивно растворяет минералы, содержащие Са и Mg (например, диопсид, форстерит) с образованием кальцита и, реже, доломита.

## ЛЕКЦИЯ 3

Вещественный состав метаморфических пород. Формы залегания метаморфических пород.

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Под вещественным составом метаморфических горных пород понимают химический и минеральный составы. Особенности химического состава обусловлены составом исходного материала: осадочного (глинистого, песчанистого, мергелистого, карбонатного), магматического различной кремнекислотности и щелочности (от ультраосновного до кислого). Осадочный материал при метаморфизме очень разнообразен. Химический состав осадочных пород наиболее важен для результатов их метаморфизма, а структура и текстура обуславливают скорость и полноту перекристаллизации. Минеральный состав метаморфических пород зависит от исходного состава горных пород, а также от температуры и давления.

Наиболее легко метаморфизуются туфы, состоящие из обломков разной величины и разного состава, потому что эти породы находятся в химически неустойчивом состоянии (их составные части находятся в неравновесных условиях). При процессах изменения сначала начинаются химические реакции между частицами и обломками, а позже внутри обломков. Все реакции проходят в твердом состоянии.

Также легко перекристаллизуются эффузивные породы, химическое состояние которых очень неустойчиво из-за их быстрой кристаллизации. В результате быстрой кристаллизации (иногда закалки) равновесие составляющих эффузивную породу минералов не бывает достигнутым. Поэтому эффузивы являются изначально неустойчивыми образованиями, стремящимися к равновесию, особенно, если в их составе присутствует вулканическое стекло.

Наиболее устойчивыми к перекристаллизации являются зернистые горные породы. Изменение химического равновесия в них наступает при повышении температуры и при стрессе, которое приводит к нарушению целостности зерен, что вызывает стремление восстановить кристаллические структуры и создать новые формы. Чем крупнее зерна минералов, тем труднее происходит перекристаллизация.

Поскольку химический и минеральный состав горных пород очень разнообразен, то при перекристаллизации (т. е. при метаморфизме) образуются различные метаморфические горные породы. Среди мета-

морфических пород динамотермального (регионального) метаморфизма выделяют изохимические ряды, которые представлены метаморфическими породами, имеющими приблизительно одинаковый химический<sup>3</sup>, но разный минеральный состав. Породы одного изохимического ряда образуются по одним и тем же исходным породам, отличаясь друг от друга интенсивностью процессов метаморфизма.

Метаморфические породы имеют, в общем, тот же минеральный состав, что и магматические породы. Однако есть и отличия. Метаморфические породы не могут содержать минералы исключительно магматического генезиса, такие, как базальтическая роговая обманка, щелочные пироксены, нефелин и лейцит. А такие минералы как андалузит, силлиманит, дистен, ставролит, кордиерит, некоторые гранаты, тремолит, актинолит, глаукофан, мусковит, корунд, хлорит, хлоритоид и др. являются обычными минералами метаморфических пород. Можно заметить, что все перечисленные метаморфические минералы имеют в своем составе повышенные содержания глинозема – это алюмосиликаты. Такие минералы как силлиманит, андалузит, дистен<sup>4</sup> указывают, на то, что метаморфические породы образовались по исходным осадочным, т. е. являются парапородами.

Осадочные породы как исходный материал при метаморфизме весьма разнообразны. Они разделяются на механические, химические и органогенные, но могут образоваться и путем сочетания этих способов генезиса. Механические осадки в неуплотненном виде представлены грубообломочными галечниками, при диагенезе переходящими в конгломераты. Остроугольные обломки горных пород и минералов крупных размеров называются щебнем, который при диагенезе переходит в брекчии. Крупно-, средне- и мелкозернистые пески переходят в песчаники. Очень тонкозернистые песчаники с величиной зерен не более 0,05 мм получили название алевролитов. Грубообломочные конгломераты и брекчии называются псефитами, крупно-, средне- и мелкозернистые песчаники – псаммитами, а тонкозернистые, плотные горные породы, состоящие из пылевидных частиц называются пелитами, или

<sup>3</sup> Отличие пород изохимического ряда в химическом составе сводится к отличиям в содержаниях H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>.

<sup>4</sup> Силлиманит, андалузит и дистен имеют одинаковый состав – Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>, но различную упаковку ионов в кристаллической решетке. Появление одного из этих минералов в метаморфических породах указывает на определенные термодинамические условия метаморфизма. Андалузит формируется в условиях невысоких и средних давлений и температур. Силлиманит образуется при более высоких температурах и давлениях. Дистен характерен для условий повышенного давления.

глинистыми породами. При уплотнении они переходят в глинистые сланцы, приобретая сланцеватость, но сохраняя первичную пелитовую структуру. Все обломочные породы при низких температурах и низком давлении находятся в разнообразных сочетаниях по химизму зерен и обломков, т. к. они состоят из разных минералов и частиц горных пород. Стремление к установлению химического равновесия в них наступает особенно сильно при повышении температуры и давления, что обуславливает также повышение диффузии вещества и растворимости в воде.

Повышенные количества железомagneзиальных силикатов или алюмосиликатов таких, как хлорит, серпентин, актинолит или роговая обманка, биотит, укажут на магматический источник вещества метаморфических пород, т. е. на ортопороды.

В метаморфических породах также, как и в магматических, минералы подразделяются по количественному принципу на главные (> 5 %) и второстепенные. По генезису минералы метаморфических пород подразделяются на реликтовые, равновесные и минералы позднего диафтореза.

1. Реликтовые минералы – это минералы, которые либо уцелели при метаморфизме от первичного состава исходных пород, либо сохранились в метаморфических породах при изменении термодинамических условий метаморфизма. В последнем случае они обычно являются более высокотемпературными. Устойчивыми реликтовыми минералами в метаморфических горных породах обычно являются акцессорные: апатит, циркон, рутил, сфен, турмалин, рудные минералы.

2. Равновесные минералы – это минералы, отвечающие определенным условиям метаморфизма, при котором сформировалась данная метаморфическая порода.

3. Минералы позднего диафтореза – это такие, которые замещают равновесные минералы метаморфических пород, но образуются значительно позже, после завершения метаморфического процесса. Таковы, например, серицит или соссюрит, замещающие плагиоклаз или хлорит, образующийся по биотиту и т. д.

Существует связь между факторами метаморфизма (*t*, *p* и *c*) и изменением состава минералов. Эти изменения могут относиться к их структурным или химическим особенностям. На этом основаны многочисленные геотермометры и геобарометры, которые широко используются для определения условий образования горных пород – как магматических, так и метаморфических.

В сосуществующих<sup>5</sup> минералах метаморфических пород наблюдается закономерное изменение их состава (например, железистости) под влиянием давления и температуры. Четко происходит распределение магния и железа, например, между гранатом и кордиеритом<sup>6</sup>. В метаморфических горных породах, содержащих гранат и кордиерит, железистость минералов снижается с ростом давления и может служить показателем глубинности (геобарометром) и температур (геотермометром) их возникновения. Корреляция по содержанию железа и магния наблюдается в сосуществующих гранатах и пироксенах, биотитах и пироксенах, амфиболах и биотитах, амфиболах и гранатах и др. Поскольку все эти минералы имеют переменный состав, то они обладают большой устойчивостью в процессе метаморфизма. Например, амфиболы появляются в условиях низких и продолжают существовать при средних и высоких температурах. Меняется лишь их состав от низкотемпературных актинолитов, далее с повышением температуры переходящих в зеленую роговую обманку, а затем (в наиболее высокотемпературной гранулитовой фации метаморфизма) – в коричневую роговую обманку. В равновесии с амфиболами находятся плагиоклазы, которые в низкотемпературной области обычно представлены альбитом и олигоклазом, а при повышении температуры – андезином и лабрадором. Наиболее распространенные метаморфические породы условно разделяются на пять основных групп в зависимости от характера исходных пород.

1. Породы, образовавшиеся из пелитовых (глиноземистых) осадков – глинистых сланцев, аргиллитов, содержащих значительные количества  $Al_2O_3$ , – образуют метапелитовую группу.

2. Породы, образовавшиеся из кварц-полевошпатовых и кварцевых пород, содержащих значительные количества  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , – кислых магматических пород, песчаников и кремнистых пород, – кварц-полевошпатовая группа.

3. Породы, образовавшиеся из карбонатных отложений – известняков и доломитов, содержащих большие количества  $CaO$ , нередко включают в виде примеси кварц и глинистые минералы, – метакарбонатная группа.

---

<sup>5</sup> Сосуществующие минералы – это минералы (переменного состава), образующиеся в определенной горной породе одновременно; состав одного минерала обуславливает и зависит от состава совместно существующего другого минерала.

<sup>6</sup> Кордиерит –  $Al_3(Mg,Fe)_2[SiAlO_{18}]$ .

4. Породы, образовавшиеся из основных и средних магматических горных пород, включая туфы, содержащие значительные количества  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $FeO + Fe_2O_3$ , – метабазитовая группа.

5. Породы, образовавшиеся за счет ультрамафитов и ультраосновных пород, богатых  $MgO$ ,  $FeO + Fe_2O_3$ ,  $CaO$ , – метагипербазитовая группа.

## ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

О форме тел метаморфических горных пород можно судить лишь в пределах глубин до 30 (по некоторым данным до 50) км, т. к. более глубокие породы не вскрыты эрозией, а лишь выносятся магмой из глубинных зон земной коры в виде ксенолитов.

При региональном метаморфизме форма метаморфических тел в основном повторяет форму исходных осадочных или магматических горных пород, за счет которых они развиваются. Особенно хорошо сохраняются формы интрузивных тел – штоков, лакколлитов, даек, массивов и др. Пласты осадочных пород и потоки лав также обычно хорошо просматриваются в метаморфических толщах. При разной пластичности осадков, слагающих пачки пород, нередко развивается будинаж. Более массивные (твердые) породы образуют будины – линзовидные или бочонкообразные тела, соединенные друг с другом тонкими пережимками или полностью разобщенные, обтекаемые более пластичными образованиями.

При локальном метаморфизме форма метаморфических тел определяется приуроченностью их к определенным геологическим зонам. При динамометаморфизме форма метаморфических тел зависит от разломов, сдвигов, надвигов, зон дробления и трещиноватости (рис. 2). Приразломные тела образуют в плане узкие полосы мощностью от десятков метров до нескольких километров при значительной протяженности, которая может достигать десятков и сотен километров. В приразломных телах часто устанавливается зональное строение с нарастанием интенсивности метаморфических преобразований к центру. При контактовом метаморфизме экзоконтактовые ореолы в общих чертах повторяют форму интрузивных тел.

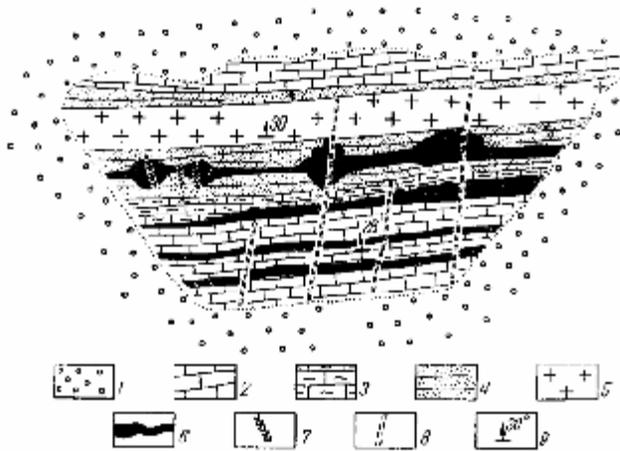


Рис. 2. Особенности геологического развития скарнов (темное) в карьере месторождения Джилау (Таджикистан).

1 – наносы; 2 – известняки; 3 – милонитизированные известняки; 4 – кварцево-пироксеновые роговики; 5 – гранодиориты; 6 – пироксеновые скарны; 7 – кварцевые жилы; 8 – зоны дробления и смещения; 9 – элементы залегания.

По Г. М. Саранчиной и Н. Ф. Шинкареву, 1973

## ЛЕКЦИЯ 4

Структуры метаморфических пород (кристаллобластические, катакlastические, реликтовые и метасоматические).

### СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Структуры метаморфических пород отражают условия их перекристаллизации. Все метаморфические породы обладают полнокристаллическими структурами, т. к. ни в одной из них не может сохраниться вулканическое стекло<sup>7</sup>.

Среди структур метаморфических пород выделяют четыре группы.

1. Кристаллобластические, или структуры перекристаллизации.

<sup>7</sup> Подумайте, почему не может сохраниться вулканическое стекло в метаморфических породах?

2. Катакlastические структуры.
3. Реликтовые (или остаточные, или палимпсестовые).
4. Метасоматические структуры.

### Кристаллобластические структуры

Термин «кристаллобластические» был введен Ф. Бекке. Такие структуры образуются в процессе перекристаллизации исходных горных пород в твердом состоянии, т. е. в результате кристаллобластеза. Кристаллобластические структуры – это собственно метаморфические структуры, характерные для всех пород динамотермального (регионального) и некоторых других типов метаморфизма.

По величине зерен структуры делят на крупно-, средне- и мелкозернистые. По однородности размеров минеральных зерен структуры делят на гомеобластовые (аналог равнозернистых магматических структур) – все зерна имеют более или менее одинаковые размеры, – и гетеробластовые (аналог неравнозернистых магматических структур) – минеральные зерна не одинаковы по размерам. Крупные зерна в гетеробластовых структурах называют порфиробластами, а мелкие – основной тканью (базисом) (рис. 3, а).

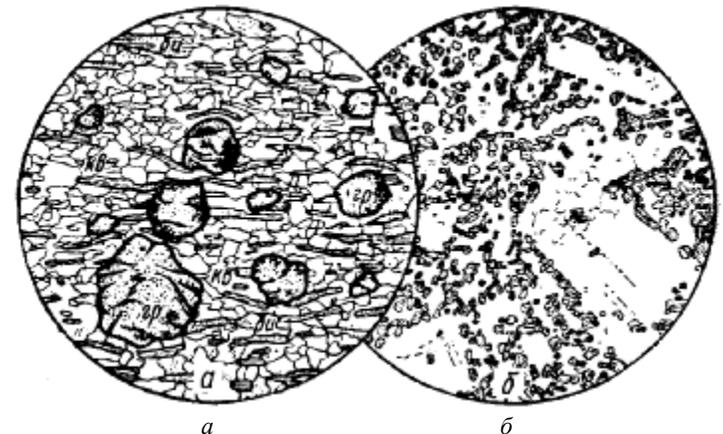


Рис. 3. Порфиробластовая структура в кварцево-слюдяном сланце – а. Порфиробласты представлены гранатом (би – биотит, кв – кварц, гр – гранат; по О. Н. Белоусовой и др., 1972); бластопорфириновая структура в пироксеновом амфиболите – б. По А. Харкеру, 1937

По степени идиоморфизма среди метаморфических минералов выделяют идиобластовые и ксенобластовые (рис. 4). Идиобластичность и ксенобластичность зависят не от порядка кристаллизации минералов, как в магматических породах, а от их кристаллизационной способности (энергии роста). Ф. Бекке и У. Грубенманн расположили метаморфические минералы в идиобластические ряды, которые зависят от состава пород. Например, для глинистых и песчано-глинистых пород в порядке убывания кристаллизационной способности минералов (их идиобластичности), такой ряд выглядит следующим образом: 1) сфен, рутил; 2) гранат, ильменит, магнетит; 3) гематит, турмалин; 4) ставролит, дистен, силлиманит; 5) биотит, мусковит, хлорит; 6) кордиерит, кварц, полевои шпат.

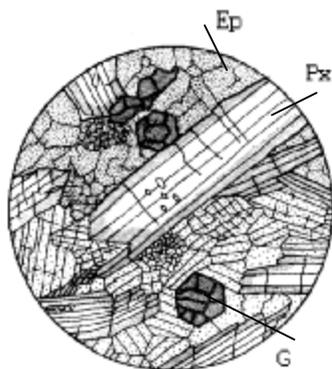


Рис. 4. Глаукофан-эпидотовый сланец из Риффельхауса (по Р. Мейсону). Структура пород порфиробластовая, структура основной ткани гранонематобластовая. Наиболее идиобластичными минералами здесь являются гранат (G) и пироксен (Px), менее идиобластичными – амфибол (две системы спайности под косым углом). Эпидот (Ep) здесь явно ксенобластичный. По Р. Мейсону, 1981

#### Гомеобластовые структуры

По мере нарастания процессов метаморфизма происходит увеличение размеров зерен; структуры постепенно становятся гомеобластовыми средне- или крупнозернистыми, текстуры – массивными.

Среди гомеобластовых структур выделяют:

1. Гранобластовые структуры, характеризующиеся формой зерен, близкой к изометричным. Гранобластовые структуры указывают

на то, что в метаморфических породах установилось полное равновесие, т. к. процессы метаморфизма прошли до конца (рис. 5–6).

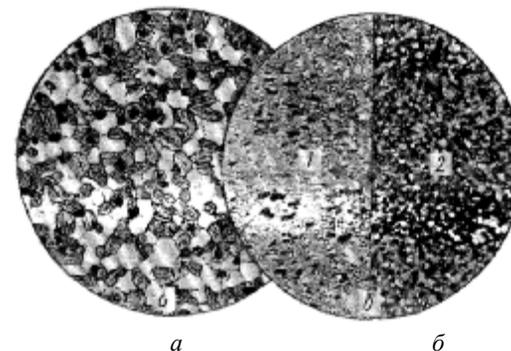


Рис. 5. Гомеогранобластовая структура в пироксеновом амфиболите по А. Харкеру, 1937 – а; биотит-плагноклазовый роговик (роговиковая структура) по Ю. Ир. Половинкиной, 1968 – б: 1 – без анализатора, 2 – с анализатором

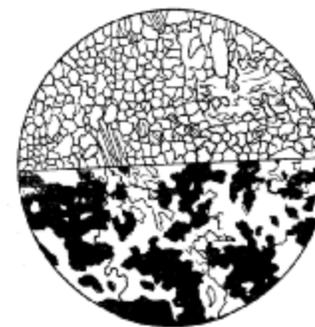


Рис. 6. Роговиковая структура, сверху – типичная, внизу – торцовая. Вверху со следами грануляции прежде более крупных зерен порфирировых выделений ороговикованной эффузивной породы. Гранат и пироксен во взаимных прорастаниях (внизу). По Е. А. Кузнецову, 1970

Среди гранобластовых структур по форме контактов зерен выделяют: а) мозаичную и б) зубчатую. Гранобластовые структуры также характерны для роговиков. Мозаичная структура характеризуется равными гранями зерен, например, у мраморов, гранулированного кварца, гранулита и др. Зубчатая (или сутурная) характеризуется извилистыми границами зерен. Зерна имеют волнистое погасание и субблочное строение, что, например, очень характерно для структуры кварцитов.

2. Нематобластовые структуры (или призматически-зернистые) характерны для минералов призматического, удлиненного, шестоватого облика (обычно это цепочечные или ленточные силикаты). Нематобластовая структура характерна, например, для амфиболовых и пироксеновых сланцев (рис. 7, а).

3. Фибробластовые структуры характерны для метаморфических сланцев, сложенных волокнистыми минералами, например, антофиллитом, волокнистым хлоритом, серпентином, силлиманитом, тремолитом и др. (рис. 7, б).

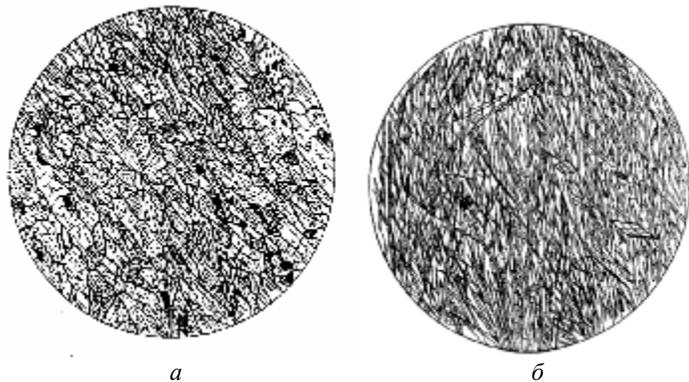


Рис. 7. а. Нематобластовая структура куммингтонитового сланца. Кривой рог.  
б. фибробластовая структура актинолито-хлоритового сланца. Урал.  
По Е. А. Кузнецову, 1970

#### Гетеробластовые структуры

Метаморфические породы, имеющие гетеробластовые структуры, сложены зернами разного размера. Такие структуры указывают на то, что полного равновесия метаморфическая порода так и не достигла, поэтому, как правило, такие структуры характерны для низших и сред-

них ступеней метаморфизма. Среди гетеробластовых структур выделяют несколько разновидностей, получивших собственное название.

1. Порфиробластовые структуры. В таких породах более крупные зерна – порфиробласты (минералы, обладающие большей кристаллизационной способностью, чем другие) – окружены более мелкими зернами (основной тканью) (см. рис. 3, а и рис. 4).

2. Гелицитовая структура (геликс по лат.– «улитка») – разновидность порфиробластовой – образуется, если при росте порфиробластов кристаллы вращаются под влиянием движения материала при тектонических деформациях (рис. 8, а).

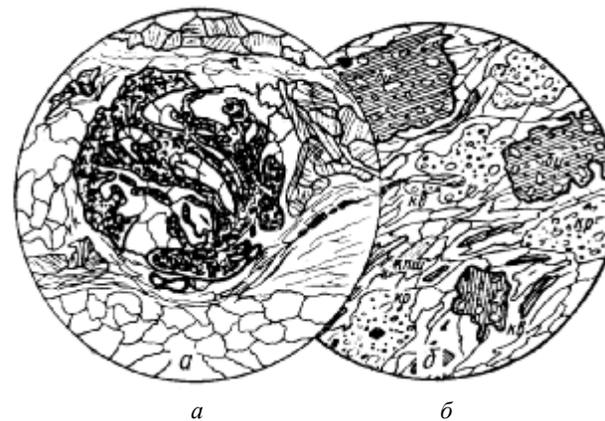


Рис. 8. Хлоритовый сланец – а. Гелицитовая структура порфиробластов клиноцоизита, Альпы (по Е. А. Кузнецову, 1970). Кордиеритовый слюдяной гнейс – б. Пойкилитовая структура (би – биотит, кв – кварц, кпи – калиевый полевой шпат, кр – кордиерит. По О. Н. Белоусовой и др., 1972

3. Пойкилобластовой структура называется, когда в порфиробластах обнаруживаются мелкие зерна минералов, слагающих основную ткань (рис. 8, б и рис. 13 стр. 63).

4. Диабластовая структура характеризует совместный рост двух минералов, образующих диабластические прорастания. И. Седерхольм предложил называть разнообразными срастания минералов симплектиты (термин нашел широкое применение). Примером симплектитов могут служить уже известные из петрографии магматических пород мирмекиты, пертиты, антипертиты, структуры распада твердых

растворов орто- и клинопироксенов и др. Также симплектиты можно назвать типичные роговиковые структуры (см. рис. 15, стр. 86).

Метаморфические горные породы часто являются продуктами полиметаморфизма. Метаморфические породы за долгую историю существования могут многократно испытывать метаморфизм разной природы и интенсивности – и регрессивный, и прогрессивный, и метасоматоз и динамометаморфизм, которые накладываются друг на друга, затушевывая и усложняя истинную картину. Однако при внимательном наблюдении можно заметить, что все процессы, протекающие в породах, отражаются в их структурах, текстурах и минеральном составе.

### Катакластические структуры

Катакластические структуры возникают в метаморфических породах под влиянием динамометаморфизма, основным фактором которого является стрессовое давление, приводящее к разрушению пород. Процессы динамометаморфизма характерны для тектонически-активных областей, где широко проявлены тектонические деформации (разломы, сдвиги, надвиги и др.), приводящие к катаклазу<sup>8</sup>, т. е. процессу, вызывающему нарушение целостности пород и минеральных зерен. Крупные кристаллы, сохранившиеся при дроблении, называются порфирокластами. Среди катакластических выделяют следующие разновидности структур, зависящие от степени разрушения пород, что, в свою очередь связано с интенсивностью воздействия динамометаморфизма (или близостью к центру деформации – разлому, сдвигу и др.). Изменение интенсивности раздробления пород будет указывать, например, на близость к центру разлома.

1. **Брекчиевидная** (брекчиевая) структура возникает при начальном дроблении пород, когда образуются крупные угловатые обломки, скрепленные более мелкозернистым, иногда перетертым материалом.

2. **Цементная** структура возникает при более интенсивном дроблении, когда количество мелкодробленного материала увеличивается. Размер мелких обломков обычно не превышает 1 мм, тогда как порфирокласты могут быть в несколько раз крупнее.

3. **Милонитовая** структура формируется при наиболее сильных процессах катаклаза, когда дробление пород сопровождается их

<sup>8</sup> Катаклаз – это раздробление без перекристаллизации т. е. без образования новых минералов на месте разрушенных.

перетиранием – милонитизацией. Породы перетираются в пыль, и при этом образуется, так называемая «горная мука» (см. рис. 16, стр. 76).

### Реликтовые структуры

Реликтовые структуры также называют палимпсестовыми<sup>9</sup>. При перекристаллизации, прошедшей не до конца, часто остаются реликты первичного состава и строения исходных пород (см. рис. 3, б).

Среди реликтовых структур особенно часто наблюдаются структуры регрессивного метаморфизма. Обычными структурами, имеющими собственное название, при этом являются:

а) **петельчатые**, возникающие в интрузивных ультраосновных породах (оливинитах, дунитах, перидотитах) при замещении оливина серпентином;

б) **келифитовые**, или **друзовые**, образующиеся при замещении, в первом случае, граната, а во втором – пироксена или других минералов, симплектитовыми агрегатами, слагающими вокруг первичных минералов кайму;

в) **антипертитовая** структура развивается в плагиоклазовых породах при аллохимическом метаморфизме, который приводит к разрушению плагиоклаза с образованием в нем калиевого полевого шпата.

К наименованию структур исходных пород, если они не имеют вышеприведенного собственного названия, добавляется приставка «бласто», например, бластопорфировая, бластоофитовая, бластосаммитовая, бластопсефитовая и др. Принципиальное отличие порфиробластовой и других структур с окончаниями «бластовая» от реликтовых структур состоит в том, что первые представляют собой продукт процесса перекристаллизации, тогда как реликтовые свидетельствуют о формировании метаморфических пород по какой-то определенной исходной горной породе со своей характерной структурой. Например, бластопорфировая структура указывает на то, что метаморфическая порода образовалась по магматической горной породе с порфировой или порфировидной структурой. Реликтовые структуры обычно сохраняются в породах, подвергшихся лишь сравнительно небольшим преобразованиям. Особенно наглядно это проявляется в крупных массивах изверженных горных пород; в центральной части массива структуры реликтовые, а по краям – типичные кристаллобластические.

<sup>9</sup> Палимпсест – рукопись, написанная на пергаменте, с которого были предварительно стерты древние записи.

### **Структуры метасоматических пород**

Структуры метасоматических пород не всегда выделяют отдельной группой, хотя они имеют ряд специфических особенностей. Типичной чертой метасоматических структур является замещение минералов начальных стадий минералообразования более поздними. Эта особенность связана с изменением состава постмагматических (или иных) растворов. Структуры, вызванные таким замещением, называются коррозионными, они широко распространены в скарнах и других метасоматитах. Морфологически эти структуры могут быть похожими на некоторые кристаллобластические, в которых наблюдается скелетный рост минералов или обилие пойкилитовых включений; для их различия необходимо изучение геологических особенностей формирования пород и просмотр серии образцов и шлифов.

---

## **ЛЕКЦИЯ 5**

---

Текстуры и метаморфические метаморфических пород (реликтовые и собственно метаморфические).

### **ТЕКСТУРЫ И ОТДЕЛЬНОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД**

Текстуры метаморфических пород по условиям их образования могут быть двух типов: реликтовые, или отраженные, и собственно метаморфические, формирующиеся за счет процессов метаморфизма.

#### **Реликтовые текстуры**

Реликтовые текстуры характерны для низких ступеней метаморфизма, когда сохраняется внешний облик и строение исходных осадочных или магматических пород. Среди реликтовых текстур наиболее характерны текстуры, подчеркивающие первичное сложение осадочных или эффузивных толщ.

1. **Миндалекаменная** текстура присутствует в породах ортограда (магматических) низких ступеней метаморфизма. Миндалины – это заполненные вторичными минералами газовые пустоты, обычно в базальтовых лавах.

2. **Флюидальная** текстура характерна для эффузивных пород кислого состава. Иногда сохраняется в метаморфических породах ор-

тограда низких ступеней метаморфизма. Ориентировка низкотемпературных минералов: хлорита, серицита и перераспределение минералов при перекристаллизации часто подчеркивает флюидальность первичных магматических горных пород, делая ее более ясной.

3. **Слоистая** текстура. В породах параграда (осадочных) часто отмечается реликтовая слоистость, иногда можно установить первичную ритмичную или косую слоистость.

### **Собственно метаморфические текстуры**

Структура метаморфических пород отражает степень перекристаллизации и показывает соотношение литостатического и стрессового давления при образовании метаморфических горных пород. С глубиной, где литостатическое давление преобладает над стрессовым, обычно развиваются массивные или слабоориентированные текстуры. С уменьшением глубины образования метаморфических пород влияние стрессового давления усиливается, поэтому все шире распространяются ориентированные и сланцеватые структуры. Рассмотрим наиболее характерные текстуры собственно метаморфических пород.

1. **Массивная** текстура наблюдается в породах, образующихся без влияния стресса, – в метасоматических горных породах, в глубинных зонах метаморфизма, где высокое литостатическое давление полностью затушевывает действие стресса.

2. **Сланцеватая** текстура характеризуется ориентированным расположением минералов. Этот тип текстур широко распространен в метаморфических породах, возникших в результате стресса. Сланцеватая текстура может возникать либо в результате механической деформации пород, либо при перекристаллизации в условиях стрессового давления – это кристаллизационная сланцеватость. Сланцеватые (или директивные) текстуры, в зависимости от морфологии слагающих породу минералов, делятся на следующие типы.

1. **Плоскопараллельные** текстуры возникают в случае, когда в составе пород преобладают листовые силикаты (например, слюды), которые располагаются пластинками параллельно плоскостям сланцеватости.

2. **Линейная** сланцеватость возникает в случае, когда порода содержит большое количество шестоватых минералов, ориентированных длинными осями в одном направлении (например, порода может быть сложена актинолитом, тремолитом и др.).

3. Существует еще линзовидная, или ленточная, сланцеватость, возникающая, когда между плоскими или линейными слоями располагаются более крупные округлые субизометричные или линзовидные минералы (или группы минералов).

4. Плойчатая текстура возникает, когда сланцеватость осложняется мелкими складками.

5. Стебельчатая (карандашная) текстура характерна для гнейсов.

6. Очковая, линзовидная, узелковая текстуры – это разновидности ориентированных (директивных) текстур, в которых между плоскостями и внутри плоскостей встречаются порфиробласты разных размеров (от крупных – очков или линз до мелких – узелков). Порфиробласты как бы обтекают сланцеватостью.

7. Полосчатая текстура характеризуется чередованием параллельно расположенных слоев, отличающихся по минеральному составу, а часто и по структуре. Такая текстура образуется либо за счет первично полосчатых парапород, либо за счет метаморфической дифференциации вещества.

8. Пятнистые текстуры формируются при неправильном, пятнистом распределении минералов в исходных породах. Иногда они получаются и из однородного материала в связи с метаморфической миграцией вещества. Это часто происходит при повышенной температуре контактовых ореолов с магматическими породами в глинистых сланцах. Высокая температура вызывает повышенную диффузию вещества, способного переходить в раствор при нагревании. При этом, однородно распределенное в первичных горных породах вещество, например, углистое в глинистых сланцах или глинистое в хлорите или сериците, начинает стягиваться в наиболее благоприятных местах. Образуются пятнистые скопления графитовых частиц или др. При дальнейшем повышении температуры кристаллизационные силы и энергия кристаллических структур наиболее крупных из них (новообразований, образующих пятнистые скопления), начинает притягивать вещество соседних частиц и ориентирует его применительно к своей структуре. Таким образом, скопления мельчайших частиц путем собирательной перекристаллизации превращаются в крупные зерна или листочки минералов, включающих зернышки и частицы основной массы пород (образуются пойкилокристаллы – порфиробласты). Пятнистые текстуры могут быть реликтового происхождения, например, развиваться при метаморфизме обломочных пород и туфов.

9. Будинаж текстуры возникают при деформации полосчатых пород. При этом горные породы, образующие различные слои имеют разную механическую прочность (хрупкие и пластичные). Например, будины могут образоваться за счет песчаников, кварцевых жил или кварцитов, окруженных мраморами, слюдистыми сланцами или другими пластичными породами. Форма будин может быть как округлой, так и угловатой. Будины могут быть отделены друг от друга тонкими пережимками, а могут быть совершенно обособленными друг от друга.

Давление в условиях стресса распределяется неоднородно. При распределении давления в каком-либо блоке горной породы действие сил разлагается на различные составляющие: одна из них расположена нормально к поверхности слоя, другая – параллельно ей. Первая ведет к сжатию слоя, вторая – к скольжению к ядрам складок. Напряжения, возникающие в горных породах, заключаются в сжатии материала, который оказывает противодействие этим силам до тех пор, пока не будет превзойден коэффициент сопротивления сжатию. Сжатие приводит к стремлению материала растекаться в направлении, перпендикулярном давлению. Большинство минералов имеют спайности или поверхности скольжения. Явления скольжения приводят к тому, что зерна породы, первоначально имеющие различную внутреннюю ориентировку, приобретают одинаковую или близкую во всем блоке горной породы, находящемся в одинаковых условиях по отношению к действующим силам. Этим объясняется тот факт, что в шлифах сильно сланцеватых пород зерна кварца принимают близкую ориентировку, что сказывается на том, что большинство зерен, например, в гнейсах, гаснет приблизительно в близком положении.

### **Отдельности метаморфических пород**

Метаморфические горные породы отличаются от магматических по форме отдельностей. Вследствие развития сланцеватости в метаморфических породах часто сохраняется сходство с отдельностями осадочных горных пород, из которых они происходят. Часто в них наблюдается развитие кливажа – тонкой трещиноватости, отдельности, чаще всего параллельно сланцеватости.

Кливаж, как и сланцеватость, являются следствием ориентировки минералов в направлении, перпендикулярном стрессовому давлению.

Кроме кливажа в метаморфических породах возникают и трещины отдельности перпендикулярные простиранию и поверхностям кливажа, а также перпендикулярные кливажу и параллельные простиранию.

Благодаря этому возникают параллелепипеды расколов, как результат тектонических деформаций.

### **ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ (РЕГИОНАЛЬНЫЙ)**

По определению В. Н. Лучицкого динамотермальный метаморфизм – это процесс преобразования горных пород, проходящий на глубине при значительных температурах и давлениях в условиях привноса флюида. Впервые термин «региональный метаморфизм» был предложен в 1859 г. А. Добре. Все исследователи (Ф. Н. Левинсон-Лессинг, А. Харкер, В. Н. Лодочников и др.) подчеркивали глубинный характер процесса. Отсюда появилось понятие «глубинный метаморфизм».

В настоящий момент региональный метаморфизм охватывает случаи общего метаморфизма всех горных пород какого-либо района. Продукты динамотермального (или регионального) метаморфизма занимают площади в сотни тысяч квадратных километров в пределах щитов и фундамента древних платформ. Примером такого метаморфизма на большой территории могут служить Белорусский массив, Брагинский массив, Украинский, Анабарский, Алданский, Балтийский, Канадский и др. щиты.

Динамотермальный метаморфизм наблюдается не только в древних щитах, но и в более молодых фанерозойских горных сооружениях. Такие породы выступают в центральных частях хребтов, формируя относительно мелкие (первые тысячи км<sup>2</sup>) структуры, где контролируются конкретными элементами земной коры (зонами смятия, срединными массивами и др.). Здесь метаморфизм очень неоднороден. Часто в одном разрезе могут присутствовать на одной глубине метаморфические породы разной степени метаморфизма. Этот метаморфизм протекает в условиях аномально высокого геотермического градиента.

Большой вклад в начале XX в. в учение о региональном метаморфизме внес финский петролог П. Эскола. Он считал, что главными факторами регионального метаморфизма являются температура и давление. В отечественной науке учение о региональном метаморфизме получило развитие в работах Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова, В. С. Соболев, А. А. Маракушева и др.

Д. С. Коржинский полагает, что региональный метаморфизм происходит под воздействием тепла поднимающихся магматических масс и в этом смысле является регионально-контактовым. Магматический

расплав (в основном это базальтовая магма) служит не только источником тепла, но и источником растворов, без которых не происходит метаморфизм. По мнению В. С. Соболева, различие между контактовыми и региональным метаморфизмом заключается лишь в масштабе явлений. Большинство ученых разделяет точку зрения Д. С. Коржинского, но некоторые ученые считают, что региональный метаморфизм свойственен лишь докембрийским образованиям, т. е. происходил на ранних этапах развития Земли.

А. А. Маракушев и некоторые другие исследователи считают, что правильнее называть региональный метаморфизм динамотермальным, т. к. по масштабам своего проявления этот тип метаморфизма значительно различается. А. А. Маракушев в рамках динамотермального метаморфизма в зависимости от масштаба, пространственного размещения и интенсивности процесса различает региональный и локальный. Локальный метаморфизм контролируется конкретными структурными элементами (разломами, контактами интрузий и др.), а региональный метаморфизм не обнаруживает такой связи, а охватывает огромные объемы горных пород. К этому типу метаморфизма относятся докембрийские комплексы.

Динамотермальный метаморфизм самый энергоемкий коровый процесс, который ведет к формированию региональных метаморфических комплексов, коровому гранитообразованию. Этот тип метаморфизма является процессом формирования гранито-гнейсового и, возможно, гранулито-базитового слоев земной коры.

### **Главные факторы регионального метаморфизма**

Д. С. Коржинский выделяет три фактора динамотермального метаморфизма: температура ( $t$ ), давление ( $p$ ) и подвижные растворы ( $c$ ) участвующие в минералообразовании. Раньше считали, что региональный метаморфизм совершается под влиянием прогревания пород и не сопровождается изменением химического состава – выделяли только два фактора метаморфизма: температуру ( $t$ ) и давление ( $p$ ). Д. С. Коржинский показал, что любой метаморфизм силикатных горных пород сопровождается изменением содержания  $H_2O$  и  $CO_2$ . По его мнению, метаморфизм совершается под воздействием восходящих растворов на горные породы. Причиной восхождения водных растворов является гравитационная дифференциация. Она заключается в выжимании на поверхность водных растворов, имеющих меньшую плотность, чем горные породы.

При просачивании растворов в земной коре возникает метаморфическая зональность:

- 1) в верхних зонах – региональный метаморфизм;
- 2) в средних зонах – метасоматические изменения;
- 3) в нижних зонах – замещение пород эвтектической магмой.

Таким образом, Д. С. Коржинский рассматривает метасоматоз и гранитизацию в общей связи с метаморфизмом и устанавливает связь метаморфизма с магматическими явлениями. Давление и температура являются независимыми переменными. Давление определяется глубиной, а температура – близостью к магматическому очагу и его размерами. При метаморфизме имеется избыток жидких растворов. Упругость пара (парциальное давление  $p_{H_2O}$ ) этих растворов зависит только от температуры. Установлено, что вода сохраняется в жидкообразном (надкритическом) состоянии при средне- и высокотемпературных процессах из-за того, что водные растворы насыщены разнообразными веществами, что препятствует их переходу в критическое состояние. Считается, что вода сохраняется в надкритическом (перегретом) состоянии даже на глубине 150 км при температуре 1300 °С.

При повышении температуры вода обладает способностью лучше растворять и выносить компоненты, но входит в состав минералов в виде гидроксилгруппы вода способна только при понижении температуры. Поэтому в низкотемпературных парагенезисах увеличивается роль гидроксилсодержащих минералов.

Роль углекислого газа ( $CO_2$ ) также велика в процессах метаморфизма. Об универсальном распространении  $CO_2$  свидетельствует постоянное присутствие в вулканических газах и участие в постмагматических процессах. Поэтому, если растворы, участвующие в процессе метаморфизма имеют ювенильное происхождение, то в них должна присутствовать углекислота. Роль углекислоты ( $p_{CO_2}$ ) повышается с увеличением литостатического давления (как это отмечается в газированной воде).

Содержание  $CO_2$  повышается в растворах при увеличении литостатического давления. Таким образом, чем выше глубина минералообразования, тем выше давление  $CO_2$  в растворах – повышается способность углекислого газа растворять минералы богатые кальцием и магнием и образовывать карбонаты.

Особенности фазового равновесия минеральных систем. Ступени и ряды динамотермального метаморфизма. Изохимические ряды динамотермального метаморфизма. Изохимический ряд по глинистым породам. Изохимический ряд по песчаникам. Изохимический ряд по карбонатным породам.

### ОСОБЕННОСТИ ФАЗОВОГО РАВНОВЕСИЯ

При перекристаллизации в твердом состоянии так же, как и при кристаллизации из магматического расплава, наблюдается стремление к установлению физико-химического равновесия и формированию равновесных минеральных парагенезисов. Это доказывается выдержанностью минерального состава пород регионального метаморфизма на больших площадях и другими особенностями.

Считается, что процессы высокотемпературного динамотермального метаморфизма ближе к равновесным, чем магматические, что связано с прогрессивным характером кристаллизации при метаморфизме, обусловленном повышением температуры. Установлено, что при повышении температуры на 10 °С скорость химических реакций возрастает в два раза, а при повышении на 100 °С – в сто раз. Таким образом, повышение температуры наряду с длительностью термального воздействия, является важнейшим фактором физико-химического равновесия.

Для пород, достигших состояния равновесия и для пород испытывающих стремление к такому состоянию, приложимо правило фаз Гиббса (1876 г.).

Правило фаз Гиббса, гласящее, что число фаз, находящихся в равновесии будет равно числу компонентов плюс два:

$$C = K + 2 - \Phi,$$

где:  $C$  – число степеней свободы системы ( $p, t, c$ );

$K$  – число компонентов (химических элементов);

$\Phi$  – число присутствующих фаз (минералов).

Впервые В. М. Гольдшmidt применил это правило, сформулировав его следующим образом: «для того, чтобы определенный минеральный парагенезис был широко распространен в природе, он должен быть устойчив в широком интервале температуры и давления, т. е. система должна иметь две степени свободы. Отсюда В. М. Гольдшmidt в 1911 г. вывел минералогическое правило фаз, показывающее, что при произвольном  $p$  и  $t$  могут устойчиво существовать не более  $K$  минералов, т. к.  $K = \Phi$  (т. е. сколько химических компонентов участвует в сис-

теме, столько может существовать минералов). Таким образом, правило фаз будет иметь следующий вид:

$$C = K + 2 - \Phi = 2.$$

Говоря о том, что физико-химическая система может иметь две степени свободы, В. М. Гольдшмидт тем самым показывал, что метаморфическая система является закрытой. Выделяют три типа физико-химических систем.

1. Изолированные системы, в которых не может происходить изменений, связанных с внешней средой, т. е. не могут изменяться ни объем, ни энергия, ни масса компонентов в системе.

2. Закрытые системы, в которых могут происходить обмен теплом и изменение объема и не может быть обмена компонентами системы с окружающей средой.

3. Открытые системы, являющиеся проницаемыми и для вещества, следовательно, в них может меняться  $p$ ,  $t$  и  $c$ .

Минералогическое правило фаз В. М. Гольдшмидта было принято многими исследователями и существовало долгое время, что задержало дальнейшее развитие парагенетического анализа, т. к. исследователи считали, что выбор компонентов системы произволен. На самом деле общее число компонентов является совершенно определенным для каждой системы, чем мы поговорим чуть позже.

Правило фаз и связанные с ним понятия объясняются с помощью простой серии опытов в закрытом сосуде, содержащем одну лишь чистую воду. Температура в сосуде может меняться, благодаря его охлаждению или нагреванию снаружи, а давление – с помощью поршня. Рассмотрим состояние системы при различных условиях опыта. Всего можно будет наблюдать в этой системе три фазы: воду, лед и пар, обладающие одним и тем же химическим составом. А вода – единственное вещество, заключенное в сосуд, следовательно, на всех стадиях химический компонент в данной системе будет всего один ( $K = 1$ ).

Представим сосуд, наполненный водой, температура которой составляет  $30^\circ\text{C}$  при давлении 1 ат. При данных условиях имеется одна фаза –  $\text{H}_2\text{O}$ , следовательно число фаз  $\Phi = 1$ . Из уравнения  $\Phi + C = K + 2$  следует, что  $C = K + 2 - \Phi = 1 + 2 - 1 = 2$ , следовательно, данная система будет иметь две степени свободы: давление и температуру ( $t$  и  $p$ ). Можно сказать, что состояние системы не изменится, если немного изменить давление и температуру (повысить или понизить) – вода останется единственной фазой.

Рассмотрим системы, состоящие из двух фаз – льда и воды, пара и воды. Компонент в системе один –  $\text{H}_2\text{O}$  ( $K = 1$ ), а фаз две ( $\Phi = 2$ ). Отсюда по уравнению  $C = K + 2 - \Phi = 1 + 2 - 2 = 1$  следует, что система имеет одну степень свободы. Эта система является моновариантной. Только при постоянных соотношениях давления и температуры система не будет изменяться, сохраняя две фазы: лед и воду, пар и воду.

Все вышесказанное можно изобразить графически. Для изображения состояний систем при различных термодинамических условиях используют однокомпонентные, двухкомпонентные (или многокомпонентные) фазовые диаграммы. На соответствующей диаграмме можно видеть моновариантные соотношения с водой и паром, водой и льдом. Дивариантные состояния системы соответствуют полям на диаграмме, а моновариантные – кривым, разделяющим эти поля. Кроме того, на диаграмме имеется инвариантная тройная точка, в которой сосуществуют вода, лед и пар. Температура и давление в этом состоянии системы строго определены, и любое их изменение вызовет исчезновение каких-либо фаз.

Однако большинство метаморфических пород состоит из нескольких компонентов. Из уравнения следует, что с увеличением числа компонентов увеличивается число фаз (минералов). С помощью правила фаз можно связать число минералов в минеральной ассоциации с числом химических компонентов и, таким образом, объяснить, почему метаморфические горные породы состоят из небольшого числа минералов. Обычно в метаморфических породах  $\Phi \leq K$ . Величина  $K$  может быть найдена путем определения необходимого для описания состава всех минералов числа окислов. Это утверждение известно как минералогическое правило фаз В. М. Гольдшмидта. Именно на этой концепции основано учение о метаморфических фациях.

Дальнейший шаг в развитии физико-химических основ минералобразования был сделан Д. С. Коржинским в начале 60-х гг., внесшим в правило фаз В. М. Гольдшмидта представление о дифференциальной подвижности компонентов. Он показал, что геологические системы являются открытыми и правило фаз применимо только к таким системам. Все химические компоненты горных пород Д. С. Коржинский разделил на 4 группы.

1. Инертные – это компоненты, количество которых целиком зависит от их содержания в данной породе.

2. Подвижные – это компоненты, количество которых определяется их концентрацией в циркулирующем растворе и не зависит от

их содержания в горной породе. Поэтому концентрация подвижных компонентов является произвольной и обладает степенью свободы.

3. Н а с ы щ а ю щ и е (избыточные) – это компоненты, разновидностей инертных, количество которых равно концентрации насыщения растворов. Эти компоненты могут выпадать из растворов при насыщении, увеличивая, таким образом, количество минералов в парагенезисе. Например, парагенетические ассоциации для пород, пересыщенных кремнеземом. В этом случае во всех парагенезисах дополнительно появляется кварц ( $\text{SiO}_2$  – насыщающий компонент).

4. К о м п о н е н т ы - п р и м е с и , или рассеянные – это такие компоненты, предельные содержания которых показательны для каждой ступени метаморфизма, а содержания их ниже предельного произвольны и поэтому не влияют на число минералов в парагенезисе. К компонентам-примесям относят такие химические вещества, которые не формируют самостоятельных фаз, например, Ba, Rb, Sr, Mn и др.

Подвижные компоненты характеризуются постоянной концентрацией вследствие легкой растворимости их и диффузии в растворах, пропитывающих породу. Инертные компоненты растворяются и диффундируют очень медленно, поэтому их концентрация отличается от таковой в растворе. Поэтому масса инертных компонентов при метаморфизме, в противоположность массе подвижных компонентов, почти не меняется.

Учитывая роль и значение компонентов при метаморфизме, Д. С. Коржинский указал, что наибольшее число устойчивых, совместно образующихся в породе минералов равно числу компонентов за вычетом подвижных и компонентов-примесей. Таким образом, минералогическое правило фаз приобрело вид  $\Phi = K$  (инертных). Прибавление подвижного компонента к общему числу компонентов увеличивает на единицу число степеней свободы. В таком виде минералогическое правило фаз применяется также к метасоматическим процессам.

Д. С. Коржинский установил ряд химической подвижности компонентов:  $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{K}_2\text{O} - (\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ . Компоненты в этом ряду расположены по убывающей подвижности. Те, которые стоят до скобок, в большинстве случаев обладают наибольшей подвижностью. Компоненты, которые взяты в скобки, могут проявляться в зависимости от процесса и как инертные и как подвижные.  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  имеют, как правило ограниченную подвижность.

По данным Д. С. Коржинского, в случае нормального метаморфизма, вполне подвижными компонентами являются только вода и углекислота, а все остальные ведут себя инертно.

При процессах ультраметаморфизма (мигматизации) в разряд подвижных компонентов переходят щелочи, а при некоторых метасоматических процессах все химические компоненты становятся подвижными за исключением кремния и алюминия.

## СТУПЕНИ И РЯДЫ ДИНАМОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

При характеристике пород динамотермального (регионального) метаморфизма удобно разделять их по степени интенсивности метаморфического процесса на три группы (ступени, или степени): низшую, среднюю и высшую. Каждая ступень отвечает определенным термодинамическим условиям, которым соответствует разная степень перекристаллизации пород. Интенсивность метаморфизма сказывается на минеральном составе пород (табл. 1), их структурных и текстурных особенностях.

1. Низшая ступень регионального метаморфизма соответствует температуре 200–300 °С. Это обуславливает широкое развитие гидроксилсодержащих минералов (хлорита, серицита, талька, серпентина, тремолита, актинолита, глаукофана), а также андалузита, хлоритоида, кислых плагиоклазов. На этой ступени процессы перекристаллизации идут не до конца, что вызывает появление неравнозернистых гетеробластовых структур: порфиробластовой, пойкилобластовой. Часто наблюдаются реликтовые (палимпсестовые) структуры. Поскольку господствует боковое (стрессовое) давление, широко развиты директивные (ориентированные) текстуры: сланцеватые, плейчатые.

2. Средняя ступень регионального метаморфизма характеризуется температурами 400–500 °С. Типоморфными минералами для пород этой ступени являются: биотит, мусковит, дистен, ставролит, роговая обманка, средние плагиоклазы. Широко развиты лепидогранобластовая и гранолепидобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая структуры. Среди текстур наблюдаются не только директивные, но и массивные, что отражает присутствие как бокового, так и литостатического давления.

Таблица 1

**Типоморфные минералы для трех ступеней динамотермального метаморфизма**

| Группа минералов              | Ступени метаморфизма              |                            |                                              |
|-------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|----------------------------------------------|
|                               | Низшая                            | Средняя                    | Высшая                                       |
| Листоватые                    | Хлорит, серицит, тальк, серпентин | Биотит, мусковит, флогопит | Биотит                                       |
| Силикаты алюминия             | Андалузит                         | Дистен                     | Силлиманит                                   |
| Алюмосиликаты железа и магния | Хлоритоид                         | Ставролит                  | Кордиерит                                    |
| Цветные силикаты              | Тремолит, актинолит, глаукофан    | Роговая обманка            | Пироксены, оливины                           |
| Полевые шпаты                 | Кислые плагиоклазы                | Средние плагиоклазы        | Основные плагиоклазы, калиевые полевые шпаты |

**Примечание.** Минералами, устойчивыми на всех ступенях метаморфизма, являются кварц, альбит, карбонаты, минералы группы эпидота и группы граната, акцессорные минералы (сфен, циркон, апатит и др.).

3. Высшая ступень регионального метаморфизма соответствует температурам 500–600 °С. Верхний предел обусловлен температурой магматических масс. Так температура образования гранитоидной магмы эвтектического состава 640–660 °С, а магмы базальтового состава еще выше: 900–1100 °С. Давление высокое литостатическое. Типоморфные минералы обладают более плотной упаковкой ионов в кристаллической решетке: биотит, силлиманит, кордиерит, пироксен и оливин, основные плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. Строение горных пород высшей ступени метаморфизма более крупнозернистое по сравнению с породами средней ступени. Структуры гомеобластовые. Все это свидетельствует о том, что в физико-химической системе, каковой является метаморфическая порода, все реакции прошли до конца и возникли равновесные структуры. Текстуры чаще всего массивные. При линейной ориентировке породообразующих минералов – гнейсовидные, линзовидно-полосчатые.

При изменении ступени метаморфизма по одной и той же исходной горной породе образуются разные метаморфические породы, которые слагают ряды метаморфических пород. Такие ряды называются изохимическими, т. к. по одним и тем же исходным породам, имеющим одинаковый химический состав, образуются метаморфические породы разного минерального состава, разной структуры и текстуры. Например, по исходным глинистым породам на низшей ступени обра-

зуются филлиты, на средней – слюдяные сланцы, а на высшей – парагнейсы. Рассмотрим ряды метаморфических пород, возникших за счет исходных горных пород различного генезиса и состава. Сначала рассмотрим изохимические ряды, возникшие за счет осадочных пород.

Таблица 2

**Главные разновидности кристаллических сланцев, возникших в результате регионального метаморфизма осадочных и магматических пород**

| Состав исходных пород                     | Низшая ступень                                                                                                   | Средняя ступень                                                         | Высшая ступень                                                                    |
|-------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|
| Глинистые и песчано-глинистые породы      | Филлиты<br>Хлорит-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы<br>Типоморфные минералы: гранат, хлоритоид и андалузит | Слюдяные сланцы<br><br>Типоморфные минералы: гранат, ставролит и дистен | Парагнейсы<br><br>Типоморфные минералы: гранат, гиперстен, кордиерит и силлиманит |
| Кварцевые песчаники с кремнистым цементом | Кварциты                                                                                                         | Кварциты                                                                | Кварциты                                                                          |
| Кварцевые песчаники с глинистым цементом  | Хлорит-серицитовые и серицит-Хлоритовые кварциты<br>Серицит- и хлорит-кварцевые сланцы                           | Слюдяные кварциты<br><br>Слюдяно-кварцевые сланцы                       | Полевошпатовые кварциты<br><br>Парагнейсы                                         |
| Аркозовые песчаники с глинистым цементом  | Альбит-серицитовые, серицит-альбитовые и серицитовые сланцы                                                      | Слюдяные парагнейсы (мезогнейсы)                                        | Парагнейсы                                                                        |
| Известняки чистые                         | Мраморы                                                                                                          | Мраморы                                                                 | Мраморы                                                                           |

| Состав исходных пород                                         | Низшая ступень                                                                                                                                                             | Средняя ступень                                                                                                                        | Высшая ступень                                                                                                                                |
|---------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Известняки, загрязненные различными примесями                 | Силикатные мраморы<br>Типоморфные минералы: тальк, серпентин, тремолит, актинолит и хлорит                                                                                 | Силикатные мраморы<br>Типоморфные минералы: гроссуляр, волластонит, скаполит, флогопит, роговая обманка, средний плагиоклаз            | Силикатные мраморы<br>Типоморфные минералы: форстерит, диопсид, основные плагиоклазы, шпинель                                                 |
| Магматические породы основного и среднего состава             | Порфиритоиды<br>Зеленые сланцы<br>Типоморфные минералы: альбит, группа эпидота, хлорит и актинолит                                                                         | Амфиболиты и амфиболитовые сланцы<br>Типоморфные минералы: средний плагиоклаз, роговая обманка, гранат, пироксен, группа эпидота, сфен | Пироксен-плагиоклазовые и гранато-пироксеновые породы<br>Типоморфные минералы: основные плагиоклазы, гиперстен, моноклинные пироксены, гранат |
| Ультраосновные породы: перидотиты, пироксениты и серпентиниты | Антигоритовые серпентиниты и серпентиновые сланцы<br>Тальковые, хлоритовые и амфиболитовые сланцы<br>Типоморфные минералы: серпентин, тальк, хлорит, антофиллит, актинолит | Роговообманковые породы и роговообманковые сланцы                                                                                      | Оливин-пироксеновые и пироксеновые породы                                                                                                     |
| Магматические породы кислого состава                          | Порфириды<br>Альбит-серицитовые, серицит-альбитовые и серицитовые сланцы                                                                                                   | Слюдяные ортогнейсы (мезогнесы)                                                                                                        | Ортогнейсы                                                                                                                                    |

### Изохимический ряд по глинистым породам

Если упрощенно представлять первичный состав глин, то различают монтмориллонитовые и каолиновые глины. Чаще же глины содержат и тот, и другой компонент, зерна кварца, полевого шпата и другие минералы. Это группа метапелитов – осадочных пород.

#### *Низшая ступень метаморфизма*

Метаморфизму подвергаются спрессованные глинистые породы – аргиллиты или глинистые сланцы. Обычно это темно-серые, почти черные породы, цвет которых вызван присутствием органики (углистых частиц), но также могут быть светлые серые, буровато-серые породы. На низшей ступени метаморфизма глинистые осадки проходят две стадии.

а) Первой стадии отвечает перекристаллизация первичных глинистых минералов. При этом монтмориллонит переходит в хлорит, каолинит – в серицит, зерна кварца остаются. На этой стадии образуются ф и л л т ы – тонкозернистые сланцеватые горные породы, состоящие из кварца, хлорита и серицита. За счет титана и бора, содержащегося в глинах, кристаллизуются рутил, турмалин и др. минералы. Сохраняются реликтовые акцессорные минералы: апатит, циркон, рудные минералы. В филлитах еще отсутствует метаморфическая дифференциация материала. Зерна кварца обрастают чешуйками серицита и хлорита. Структура филлитов гранолепидобластовая. Это скрыточешуйчатые серебристо-белые, зеленовато-серые, темно-серые до черных (при наличии графита) породы. Текстура тонкосланцеватая с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, узелковая (с зернами кварца или новообразованных минералов в узелках).

б) На второй стадии низшей ступени глинистых осадков образуются серицитовые, хлоритовые, серицит-хлоритовые или хлорит-серицитовые сланцы (рис. 9). За счет пиррофиллита глинистых сланцев в филлитах при температурах ниже 400 °С образуется андалузит или, при более высоких давлениях – кианит. Постепенно укрупняются чешуйки серицита и хлорита, увеличиваются размеры зерен кварца. Сланцы могут содержать железистый гранат, кварц до 50 %. От филлитов хлоритовые и серицитовые сланцы отличаются более крупнозернистым строением (размер зерен 0,2–0,4 мм) и резко выраженной метаморфической дифференциацией: полосы из кварца и полосы из серицита и хлорита. Структура полос, сложенных разными минералами,

будет также разной: гранобластовая – для кварцевых полос, лепидобластовая – для листоватых минералов. В качестве дополнительных минералов в зависимости от исходного состава глин образуются хлоритид, гранат (альмандин), андалузит (хиастолит). Эти минералы образуют порфиробласты пойкилитового строения, погруженные в основную массу, состав которой зависит от состава глин. Текстура пород сланцеватая или пльчатая.

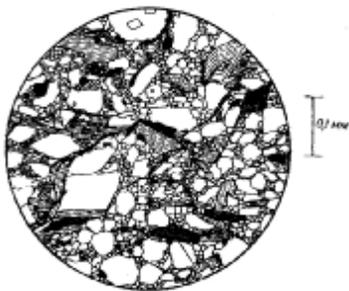


Рис. 9. Филлит (шиферный сланец), Зернфтал, Швейцария. Сложен обломками кварцевых и полевошпатовых зерен, стильпномеланом, хлоритом и серицитом. По Р. Мейсону, 1981

Глинистые сланцы и филлиты широко распространены во многих областях от докембрия до неогена в районах дислоцированных осадочных пород. Известны среди метаморфических формаций различных горных систем (Кавказ, Урал, Карпаты и др.) и островных дуг (Япония, Курильские о-ва и др.).

#### *Средняя ступень метаморфизма*

На средней ступени образуются слюдяные сланцы. По внешнему виду это средне- и крупнокристаллические серебристо-белые, серовато-зеленые (до темно-зеленых) породы с очень выраженной сланцеватой текстурой. На плоскостях сланцеватости они обладают серебристым или золотистым блеском (за счет мусковита или биотита).

При метаморфизме исходные минералы испытывают следующие превращения: монтмориллонит → хлорит → биотит; каолинит → серицит → мусковит. Сланцы по составу полиминеральные. Обычно в них присутствует кварц. В качестве дополнительных минералов при-

сутствует ставролит, гранат (альмандин) и др. Чешуйки графита или гематита придают слюдяным сланцам более темную, иногда буроватую окраску.

Среди слюдяных сланцев различаются в зависимости от давления андалузитовые (при пониженном давлении) и кианитовые (при более высоком давлении). Эти минералы образуют крупные (до 1 см) порфиробласты, т. к. обладают большими силами роста. Акцессорные минералы слюдяных сланцев: циркон, сфен, рутил, апатит, турмалин и др.

Структуры слюдяных сланцев: порфиробластовые, пойкилобластовые, лепидогранобластовые. Текстуры слюдяных сланцев: сланцеватые, полосчатые, пльчатые.

#### *Высшая ступень метаморфизма*

На высшей ступени метаморфизма глинистых сланцев возникают парагнейсы. Существенным отличием их от слюдяных сланцев по минеральному составу является присутствие в гнейсах наряду с кислым плагиоклазом калиевого полевого шпата (25–60 %). Таки образом, главные лейкократовые минералы гнейсов – кварц, калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз. Типоморфные минералы парагнейсов: гиперстен, гранат (пироп-альмандинового состава), кордиерит, силлиманит. Сложение массивное. Текстура гнейсовидная. Гнейсы раскалываются на пластины или плитки толщиной от нескольких сантиметров до нескольких дециметров по слюдяным прослоям или параллельно удлинению слагающих их минералов. Внешний вид парагнейсов зависит от минералов, входящих в их состав. Характерным акцессорным минералом является рутил.

По количественно-минеральному составу гнейсы близки гранитам. Присутствие высокоглиноземистых минералов: силлиманита, кианита наряду с повышенным содержанием слюд позволяет надежно относить эти гнейсы к парапородам. Самые низкотемпературные – это слюдяные гнейсы. При повышении температуры до 600 °С мусковит разлагается с образованием калиевого полевого шпата и силлиманита. С возрастанием температуры биотит-силлиманитовые гнейсы вытесняются ортоклаз-кордиерит-гранатовыми и гранат-гиперстеновыми парагнейсами. Гранатосодержащие гнейсы П. Эскола предложил называть гранулитами.

### **Изохимический ряд по песчаникам**

Песчаники – это породы, состоящие из кварца, из кварца и полевых шпатов с примесью других минералов. Цемент в них может быть кремнистым, глинистым или другого состава. Рассмотрим три разновидности песчаников с различным соотношением минерального состава песчинок и цемента: кварцевые песчаники с кремнистым цементом, кварцевые песчаники с глинистым цементом, аркозовые песчаники с глинистым цементом.

#### ***Кварцевые песчаники с кремнистым цементом***

*На низшей ступени* песчаники с кремнистым цементом преобразуются в кварциты бластопаппитовой или гетерогранобластовой структуры, сланцеватой текстуры. Размерность зерен кварца связана в основном с интенсивностью метаморфизма: на низшей ступени кварциты мелкозернистые, на средних и высших – средне- и крупнозернистые. Кроме того, на низших ступенях метаморфизма величина зерен кварца зависит от величины исходных зерен. Реликтовые окатанные зерна кварца либо остаются, либо стягиваются вместе. При этом образуются более крупные зерна с зубчатыми очертаниями и мозачным погасанием. Часто остаются осадочные ритмы, подчеркиваемые тяжелыми минералами, сохраняется первичная сланцеватость. Кварциты с ясно выраженной сланцеватостью часто называют кварцевыми сланцами. *На средней ступени* образуются кварциты со сланцеватой или массивной текстурой. Структура у них может быть как гетерогранобластовая, так и гомеогранобластовая. Очертания зерен зубчатые, зерна плотно прилегают друг к другу.

*На высшей ступени* образуются кварциты гомеогранобластовой структуры, массивной текстуры. Таким образом, по кварцевым песчаникам с кремнистым цементом образуются кварциты, отличающиеся друг от друга только структурно-текстурными особенностями. Поэтому для них не всегда удается однозначно определить (даже проводя исследования под микроскопом) ступень метаморфизма. Для того чтобы установить ступень метаморфизма таких пород, необходимы геологические наблюдения в районе их распространения.

#### ***Кварцевые песчаники с глинистым цементом***

Здесь идет сочетание метаморфизма глинистых осадков и метаморфизма кварцевых песчаников. *На низшей ступени* метаморфизма

образуются серицит-кварцевые или хлорит-кварцевые сланцы. Содержание кварца в этих породах более 50 % объема породы. Если глинистого цемента было не более 10–15 %, то породы будут содержать кварца более 50 %. В этом случае образуются серицитовые или хлоритовые кварцевые сланцы<sup>10</sup> или кварциты. Дополнительно могут присутствовать хлоритоид, гранат и андалузит. Структура пород лепидогранобластовая, текстура сланцеватая.

*На средней ступени* в зависимости от количества цемента возникают слюдяно-кварцевые сланцы или слюдяные кварциты. Состав слюд зависит от состава глинистого цемента песчаников. Дополнительно могут образоваться ставролит, гранат (альмандин) и кианит. Структура пород гетеробластовая и лепидогранобластовая, текстура сланцеватая.

*На высшей ступени* образуются парагнейсы или полевошпатовые кварциты, если содержание полевого шпата менее 25 %. Дополнительными минералами, которые могут образоваться в породах на высшей ступени метаморфизма, являются гиперстен, кордиерит, гранат (пиропальмандинового состава), силлиманит, иногда биотит и мусковит. Структуры пород гранобластовые, текстуры гнейсовидные.

#### ***Аркозовые песчаники с глинистым цементом***

Аркозовые песчаники состоят из зерен кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и некоторых других минералов. Рассмотрим аркозовые песчаники с глинистым цементом.

*На низшей ступени* происходит перекристаллизация цемента. Глинистые минералы переходят в серицит и хлорит. Зерна калиевого полевого шпата замещаются альбитом и серицитом, плагиоклаз также альбитизируется. Возникают серицит- или хлорит-альбитовые сланцы гетеробластовой, лепидогранобластовой структуры, полосчатой или сланцеватой текстуры.

*На средней ступени* кристаллизуются зерна калиевого полевого шпата. Образуются слюдяные парагнейсы (состав слюд зависит от цемента). Структура пород лепидогранобластовая, текстура сланцеватая или гнейсовидная.

*На высшей ступени* образуются парагнейсы с содержанием от 25 до 60 % полевого шпата. По химическому и минеральному составу

---

<sup>10</sup> Если в породах кварца содержится менее 50 %, то он не вводится в название сланца (порода будет называться серицитовым или хлоритовым сланцем).

парагнейсы близки к гранитам. Дополнительно, в зависимости от исходного состава, могут кристаллизоваться гиперстен, кордиерит, гранат (пироп-альмандинового состава), силлиманит, иногда биотит. Структура пород гранобластовая, текстура гнейсовидная

#### **Изохимический ряд по карбонатным породам**

Ряды регионально-метаморфических горных пород, возникающие за счет карбонатных пород зависят от их исходного состава. Карбонатные породы могут состоять исключительно из карбонатов (кальцита, доломита), а также могут содержать различные примеси силикатных минералов.

#### **Изохимический ряд по чистым карбонатным породам**

Чистые карбонатные породы при региональном метаморфизме на всех ступенях преобразуются в мраморы с различными структурами и текстурами.

*На низшей ступени* образуются мраморы гетерогранобластовой структуры. Часто наблюдаются реликты первичного строения осадочных пород (слоистость, неоднородность). Текстуры сланцеватые.

*На средней ступени* метаморфизма чистых карбонатных пород образуются мраморы гомеобластовой (гранобластовой) структуры, сланцеватой или массивной текстуры.

*На высшей ступени* метаморфизма чистых карбонатных пород образуются мраморы плотного мелкозернистого строения, гомеогранобластовой структуры, массивной текстуры. В мраморах существует зависимость между структурой и степенью метаморфизма обратная по сравнению с другими породами: чем выше степень метаморфизма, тем более мелкозернистой будет сложение пород. На низшей ступени размер зерен также зависит от величины исходных зерен карбоната

#### **Изохимический ряд по силикатным карбонатным породам**

За счет карбонатных пород с примесями силикатных минералов возникают силикатные мраморы, степень метаморфизма которых определяется появлением типоморфных минералов.

*На низшей ступени* в мраморах присутствуют: серпентин, тальк, хлорит, актинолит, тремолит, эпидот, кислый плагиоклаз.

*На средней ступени* метаморфизма образуются силикатные мраморы с волластонитом, гроссуляром, роговой обманкой, средним плагиоклазом, скаполитом, флогопитом.

*На высшей ступени* в силикатных мраморах присутствуют оливин, диопсид, основной плагиоклаз, шпинель.

Распределение отдельных минералов в силикатных мраморах часто полосчатое или линзовидно-полосчатое. Серпентинсодержащие мраморы называются офикальцитами. Подавляющее большинство мраморов имеет осадочное происхождение – является парапородами. Но при замещении основных магматических горных пород кальцитом изредка образуются ортомраморы. Мраморы с гранатом, диопсидом, форстеритом и другими силикатами называются кальцифирами (значительно распространены в Прибайкалье).

---

## **ЛЕКЦИЯ 8**

---

Метаморфические породы, возникшие за счет магматических пород (ортотряд). Изохимический ряд по ультраосновным породам. Изохимический ряд по основным и средним породам. Изохимический ряд по кислым породам. Полезные ископаемые парагенетически связанные с динамотермальными породами.

### **МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, ВОЗНИКШИЕ ЗА СЧЕТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (ОРТОРЯД)**

В зависимости от химического состава и структурно-текстурных особенностей магматических пород, могут возникать различные метаморфические породы. Кроме того, магматические породы могут быть интрузивными, эффузивными или пирокластическими, что также накладывает отпечаток на степень перекристаллизации и структурно-текстурные особенности метаморфических пород. Влияние фациальных особенностей магматических пород заметно только на низших ступенях метаморфизма.

#### **Изохимический ряд по ультраосновным породам**

При региональном метаморфизме ультраосновных горных пород (дунитов, оливинитов, перидотитов и др.) на низшей ступени различают две стадии. Часто до наложения регионального метаморфизма ультраосновные горные породы бывают превращены в серпентиниты антигорит-хризотилового состава с типичной петельчатой структурой.

*Низшая ступень* метаморфизма имеет две стадии. На первой стадии либо за счет ультраосновных пород, либо за счет их серпентинизированных разновидностей возникают хризотилитовые серпентиниты пикролитового строения, фибролитовой структуры (хризотил образует спутанные волокна, иногда сложенные веерообразно). При появлении в серпентинитах сланцеватой текстуры возникают серпентиновые сланцы. В зависимости от состава исходных ультраосновных горных пород в составе сланцев могут присутствовать: тальк, хлорит, реже актинолит, тремолит и ромбический амфибол – антофиллит. Если какой-либо из этих минералов переходит в группу главных, возникают тальк-антгоритовые, актинолит-хлорит-тальковые и др. сланцы лепидобластовой или нематолепидобластовой структуры сланцеватой текстуры. На второй стадии, если в исходных породах присутствовал кальций, то за счет ультраосновных пород или серпентинитов образуются антофиллитовые сланцы. В других случаях образуются актинолитовые и тремолитовые сланцы нематобластовой структуры сланцеватой текстуры.

На *средней ступени* метаморфизма за счет ультраосновных пород образуются роговообманковые сланцы гранонематобластовой структуры или роговообманковые породы гранобластовой структуры. Текстура этих пород либо сланцеватая, либо массивная.

На *высшей ступени* метаморфизма за счет ультраосновных магматитов возникают оливин-пироксеновые и пироксеновые горные породы, с трудом отличимые от исходных ультраосновных пород. Единственным критерием визуального отличия магматических интрузивных пород (перидотитов) от метаморфических ультраосновных пород высшей ступени метаморфизма, являются их структурные особенности – наличие в метаморфических породах бластовых структур.

### **Изохимические ряды по основным и средним породам**

#### **А. Эффузивные породы (базальты, андезиты и их пирокласты)**

На *низшей ступени* метаморфизма основных и средних эффузивных и пирокластических пород различают три стадии. На первой стадии за счет лав основного и среднего состава возникают порфиритоиды. Для них характерно сохранение реликтовых структур – порфировой или катакластической.

На второй стадии за счет лав основного и среднего состава возникают зеленые сланцы. Состав зеленых сланцев аналогичен порфиритоидам:

альбит, минералы группы эпидота, серицит, хлорит и актинолит (за счет цветных минералов). Если в первичных горных породах присутствовал кварц, то и в зеленых сланцах он встречается в тех же количествах. Название зеленых сланцев дается по количественно-минеральному составу. На первое место в названии ставится тот минерал, процентное содержание которого меньше, далее – тот, которого больше. Структуры зеленых сланцев зависят от формы слагающих их минералов. Часто наблюдается сочетание структур: гранобластовой и лепидобластовой или нематобластовой. Иногда сохраняются и реликты первичных структур. Текстура зеленых сланцев обычно полосчатая или линзовидно-полосчатая, сланцеватая.

На третьей стадии за счет лав основного и среднего состава образуются альбит-актинолитовые амфиболиты гранонематобластовой, иногда пойкилобластовой структуры, сланцеватой текстуры.

На *средней ступени* регионального метаморфизма лавы основного и среднего состава превращаются в амфиболиты – горные породы, состоящие из среднего плагиоклаза и роговой обманки. Цветовой индекс амфиболитов около 50 %. При образовании амфиболитов за счет базальтов в них появляется за счет избытка анортитовой составляющей основного плагиоклаза некоторое количество минералов группы эпидота. В качестве дополнительных минералов амфиболиты часто содержат гранат пироп-альмандинового состава и клинопироксен, благодаря чему выделяются гранатовые и пироксеновые амфиболиты. Типичным акцессорным минералом является сфен.

Структура амфиболитов порфиробластовая, гранобластовая, иногда нематогранобластовая, текстура массивная или сланцеватая. Породы такого же состава, что и амфиболиты, но обладающие резко выраженной сланцеватой текстурой, называют амфиболитовыми сланцами.

На *высшей ступени* метаморфизма за счет эффузивных пород среднего и основного состава возникают плагиоклаз-пироксеновые породы, состоящие из основного плагиоклаза, гиперстена, диопсида. Такие породы называются основными чарнокитами или основными гранулитами гранобластовой структуры, сланцеватой или полосчатой текстуры.

К этой группе пород относят некоторые разновидности эклогитов. Эклогиты состоят из граната (пироба), моноклинного пироксена (омфацита) и рутила. Из-за присутствия омфацита ( $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ) эклогиты имеют повышенную щелочность.

## **Б. Интрузивные породы (габбро и диориты).**

Продукты динамотермального метаморфизма габбро и диоритов отличаются от базальтов и андезитов лишь на первой стадии *низшей ступени*. Здесь за счет габбро и диоритов возникают габбровые сланцы. Они по минеральному составу аналогичны зеленым сланцам за исключением структурно-текстурных особенностей. Особенности габбровых сланцев – это неравномерность перекристаллизации, что выражается в реликтовых структурах и текстурах. Часто встречаются катакластические структуры. На второй стадии исчезают реликты первичного строения и образуются зеленые сланцы. На третьей стадии *низшей ступени* за счет габбро и диоритов образуются альбит-актинолитовые амфиболиты.

На *средней ступени* образуются амфиболиты, которые называют габбро-амфиболитами или диорит-амфиболитами. На *высшей ступени* образуются плагиоклаз-пироксеновые и гранат-пироксеновые породы или эклогиты.

### **Изохимические ряды по кислым породам**

Здесь также рассмотрим эффузивные и интрузивные породы, которые при метаморфизме будут отличаться друг от друга только на *низшей ступени*.

#### **А. Эффузивные породы (лавы риолитового состава и их пирокласты)**

На *низшей ступени* метаморфизма различают две стадии для эффузивных пород кислого состава. На первой стадии возникают порфиroidы blastoporфировой и blastokластической структуры. Минеральный состав порфиroidов: кварц, альбит и серицит. Иногда присутствует небольшое количество хлорита, который развивается за счет первичного цветного минерала. Первичный калиевый полевой шпат лав кислого состава частично замещается альбитом, либо переходит в кварц и серицит. Текстура порфиroidов сланцеватая, иногда микроочковая.

На второй стадии исчезают реликтовые структуры и образуются серицит-альбитовые сланцы, содержащие в своем составе более 25 % альбита. По минеральному составу такие сланцы близки гнейсам, но отличаются от них отчетливым микрозернистым строением. Поэтому альбитовые сланцы иногда называют микрогнейсами или гнейсовыми

сланцами. Строение серицит-альбитовых и хлорит-альбитовых сланцев мелкокристаллическое, структура лепидогранобластовая, текстура сланцеватая, часто тонкополосчатая.

На *средней ступени* метаморфизма за счет кислых эффузивов образуются ортогнейсы, состоящие из кварца, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата и какого-нибудь цветного минерала (биотита, роговой обманки или, иногда, граната).

На *высшей ступени* метаморфизма кислые лавы образуют ортогнейсы, содержащие в качестве цветного минерала гиперстен, гранат, иногда клинопироксен. П. Эскола считал, что состав таких пород близок к парагнейсам и относил их к группе гранат-гиперстеновых гранулитов. В отечественной практике породы такого минерального состава называют чарнокитами. Структура гранулитов гранобластовая, текстура массивная, полосчатая или линзовидно-полосчатая.

#### **Б. Кислые интрузивные породы (гранитоиды)**

Характер регионального метаморфизма интрузивных кислых горных пород отличается от эффузивных только на *низшей ступени*. На *низшей ступени* происходит в основном катаклаз (разрушение, дробление) и развальцевание. Широко развиты гидроксилсодержащие минералы – серицит и мусковит вдоль зон расщепления.

На *средней ступени* метаморфизма за счет интрузивных пород кислого состава образуются ортогнейсы. В зависимости от состава исходных гранитоидов гнейсы содержат разное количество плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Встречаются плагиогнейсы, в которых присутствует только плагиоклаз кислого и среднего состава. По содержанию цветных минералов различают двуслюдяные, биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые ортогнейсы. Текстура полосчатая, линзовидно-полосчатая, иногда очковая.

На *средней ступени* метаморфизма за счет кислых интрузивов возникают гиперстеновые и гранатовые ортогнейсы (чарнокиты). В настоящее время имеется большой фактический материал, доказывающий полиметаморфический характер ряда ортогнейсов. Многие исследователи считают, что чарнокиты возникают не только в ходе регионального (динамотермального) метаморфизма осадочных и магматических пород кислого состава, но и в результате наложения процесса гранитизации на различные кристаллические сланцы докембрия.

### **Полезные ископаемые, парагенетически связанные с регионально-метаморфическими породами**

В процессе динамотермального метаморфизма осадочных и магматических горных пород возникают различные полезные ископаемые.

Во-первых, сами метаморфические породы иногда являются полезным ископаемым – это филлиты, мономинеральные кварциты и мраморы. Филлиты (шиферные, кровельные сланцы) используют в качестве строительного материала. Мономинеральные кварциты и мраморы используют в качестве диасового и флюсового сырья.

Во-вторых, ряд минералов, образованных при динамотермальном метаморфизме осадочных или магматических пород, в местах их скопления представляет собой ценное сырье. Таковыми являются силлиманит и дистен (глиноземистое сырье), рутил (сырье на титан), гранат (абразивный минерал), графит (смазочный материал).

В третьих, с регионально метаморфическими породами связаны некоторые рудные месторождения, в частности, крупнейшие месторождения ильменит-магнетитовых руд, приуроченные к железистым кварцитам.

Большинство перечисленных минералов образуется при региональном метаморфизме глинистых или глинисто-песчаных осадков: графит, дистен, силлиманит, гранат добываются из слюдяных сланцев или кварцитов. Рутил добывают из эклогитов (или из россыпей, которые возникли при разрушении эклогитов), реже кварцитов, филлитов и слюдяных сланцев.

## **ЛЕКЦИИ 9–10**

Учение о фациях динамотермального метаморфизма. Санидинитовая фация. Роговиковая фация. Фация зеленых сланцев. Эпидот-амфиболитовая фация. Амфиболитовая фация. Фация глаукофановых сланцев. Гранулитовая фация. Эклогитовая фация.

### **УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ ДИНАМОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА**

При рассмотрении метаморфических комплексов исследователи систематически сталкиваются с понятием фация метаморфизма – с одним из основополагающих понятий в учении о метаморфизме.

Метаморфические фации включают породы любого химического состава, которые достигли равновесия за время метаморфизма при определенных физических условиях. Для точного определения фации используется критическая чувствительная ассоциация минералов, устойчивая в сравнительно узких пределах давления и температуры. Т.е. основой для выделения фации являются устойчивые минеральные парагенезисы пород одного химического состава, что указывает на закономерную их смену в зависимости от интенсивности метаморфизма. Идею фаций выдвинул финский петролог П. Эскола. Под фацией он понимал совокупность пород, образовавшихся в одинаковых термодинамических условиях.

П. Эскола, как и Д. С. Коржинский, считал, что в каждой фации достигнуто равновесие составляющих ее минералов – фазовое равновесие. Таким образом, каждая горная порода рассматривалась как природная физико-химическая система, которая подчиняется термодинамическим законам равновесия (здесь действует правило фаз).

За последние годы в связи с развитием экспериментальных исследований В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, Н. В. Соболев и др. стали рассматривать метаморфическую фацию как P-T область метаморфизма, ограниченную линиями наиболее важных реакций. Эти исследователи, в отличие от П. Эскола, считают что внутри фации при одном и том же химическом составе некоторые горные породы могут менять свой минеральный состав. Другими словами, они отказались от положения, что метаморфической фации отвечает равновесная ассоциация метаморфических минералов. По их мнению, диагностика фаций метаморфизма должна быть основана, прежде всего, на критических и запрещенных минералах и ассоциациях. В отличие от них, П. Эскола и Д. С. Коржинский выделяли метаморфические фации эмпирически, на основании постоянной повторяемости одних и тех же ассоциаций метаморфических пород.

При подразделении фаций Д. Л. Добрецов, В. С. Соболев, В. В. Ревердатто и др. исходят из фактора доминирующего давления и выделяют следующие группы фаций:

- 1) А – фации низких давлений, примерно соответствующие контактовому метаморфизму.
- 2) В – фации средних давлений, отвечающие обычному динамотермальному (региональному) метаморфизму.
- 3) С – фации высоких давлений, соответствующие метаморфизму зон высоких давлений в земной коре.

4) Д – фации сверхвысоких давлений, наблюдающиеся в мантии.

Данный подход ставит во главу угла данные экспериментальной петрологии и не учитывает геологический принцип выделения фаций – явления полиметаморфизма, и, в первую очередь, процесса гранитизации. Существует множество схем классификаций фаций, которые по-разному учитывают влияние температуры, давления, геологических условий образования и др. факторы. Мы более подробно остановимся на схеме фаций, предложенной П. Эскола, как наиболее простой и наглядной.

Таблица 3

Фации динамотермального метаморфизма П. Эскола

| Низкое давление        | Повышение температуры →                        |                            |                             | Санидинитовая фация       |
|------------------------|------------------------------------------------|----------------------------|-----------------------------|---------------------------|
|                        | Область начальных изменений (цеолитовая фация) |                            |                             |                           |
| Умеренное давление     | Фация зеленых сланцев                          | Фация эпидот-амфиболитовая | Фация амфиболитовая         | Фация роговиковая         |
| Высокое давление       |                                                |                            |                             | Фация гранулитовая        |
| Очень высокое давление |                                                |                            | Фация глаукофановых сланцев | Фация эклогитовая         |
| Температура →          | Низкая температура                             | Средняя температура        | Высокая температура         | Очень высокая температура |

На основании исследования различных метаморфических пород в различных районах П. Эскола в 1914 г. создал учение о метаморфических фациях, которое гласит, что в зависимости от факторов физико-химического равновесия возникают различные ассоциации минералов в метаморфических породах. Изменяются условия и возникают новые равновесные ассоциации минералов. Термин «фация» означает физические условия метаморфизма независимо от состава пород.

Для графического изображения комплекса минералов, встречающихся в пределах фаций, П. Эскола использовал парагенетические диаграммы состава, имеющие вид равностороннего треугольника и отражающие зависимость между химическим и минеральным составом пород (рис. 10). Для построения диаграмм, данные химических анализов пересчитывались на молекулярные количества (делением весовых процентов на молекулярные количества), или брались окислы, приведенные к 100 %, и объединялись в три группы (ACF, где А =

$Al_2O_3 + Fe_2O_3$ ; C = CaO; F = MgO + FeO). Значения А, С и F приводились к 100 % и помещались в вершины треугольника. На ребра треугольника и внутри него наносились точки, соответствующие составам минералов, которые встречались в данных породах и образовались при одинаковых  $p$  и  $t$  условиях. Точки соединялись линиями (коннодами), образующими малые треугольники в пределах которых будут находиться устойчивые минеральные парагенезисы. В парагенетическую ассоциацию включаются только стоящие рядом минералы.

Конноды не только разделяют устойчивые парагенезисы, но и показывают запрещенные парагенезисы для данной фации.

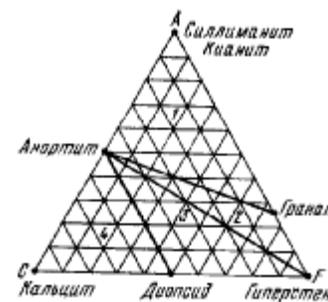


Рис. 10. Минеральные парагенезисы в породах гранулитовой фации на диаграмме ACF

Запрещенными являются парагенезисы минералов, которые разделены коннодой. Например, в породах гранулитовой фации не могут совместно присутствовать гранат и диопсид, или кальцит и гиперстен и т. д. Если в метаморфической породе этот парагенезис наблюдается, то можно предположить следующие варианты: а) при метаморфизме не было достигнуто равновесие; б) метаморфические породы подверглись диафорезу и в них появились неравновесные минеральные ассоциации.

Фазовый (парагенетический) треугольник ACF отвечает определенному давлению и интервалу температур, а, следовательно, характеризует равновесные ассоциации. Поэтому он помогает выявить неравновесные ассоциации и помогает решить вопрос о направленности метаморфического процесса, т. е. о том, какой характер – прогрессивный или регрессивный – имеет в данном случае метаморфический процесс.

Отметим, что парагенетические ассоциации минералов для различных фаций устанавливались П. Эскола эмпирически – по постоянной повторяемости одних и тех же парагенезисов в различных регионах. Некоторые минеральные ассоциации могут быть устойчивы в пределах нескольких фаций, поэтому для отнесения породы к определенной фации исследователи руководствуются критической ассоциацией минералов.

К критическим минералам метаморфического генезиса относят минералы, образовавшиеся в течение метаморфического процесса и устойчивые в определенном узком интервале температуры и давления. Критическая ассоциация минералов в пределах одной метаморфической фации может меняться в довольно широких пределах в зависимости от исходного химического состава изменяемых пород.

### Санидинитовая фация

Санидинитовая фация выделяется для магматических горных пород, застывающих при низком давлении и быстром охлаждении в условиях жерл вулканов. Она названа так, потому что на контактах гипабиссальных щелочных основных и ультраосновных пород с глинистыми сланцами возникают санидиниты. Температура метаморфизма около 700 °С. Санидин характерен и для самих магматических горных пород приповерхностных частей интрузивов. По правилу фаз при установившемся равновесии число минералов в метаморфических породах должно быть равным числу компонентов. В санидинитовой фации это правило мало выполнимо, т. к. при быстром остывании равновесие не успевает устанавливаться и количество минералов в ней велико. В санидинитовой фации Д. С. Коржинский выделил две субфации:

1. Ларнит-мервинитовая<sup>11</sup>. Типоморфные минералы фации: волластонит, ларнит, мервинит, диопсид, кварц.

2. Геленит-мантичеллитовая<sup>12</sup>. Типоморфные минералы фации: мантичеллит, мелилит, волластонит, кальцит, шпинель, диопсид.

Высокотемпературные ассоциации при прослеживании их в стороны от контакта сменяются низкотемпературными парагенезисами. Санидинитовая фация, так же, как и роговиковая, охватывает в основ-

<sup>11</sup> Ларнит – Ca<sub>2</sub> [SiO<sub>4</sub>] и мервинит – Ca<sub>3</sub>Mg [SiO<sub>4</sub>]<sub>2</sub> – это контактово-метаморфические минералы.

<sup>12</sup> Геленит – это глиноземистая разновидность мелилита – Ca<sub>2</sub> [Al (Al, Si)<sub>2</sub>O<sub>7</sub>] и мантичеллит – CaMg [SiO<sub>4</sub>].

ном контактовые явления и в этом смысле скорее относится к локальному метаморфизму, а не к региональному.

### Роговиковая фация

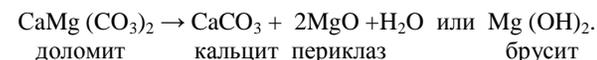
Выделяют две субфации низкотемпературную – роговообманко-роговиковую, или амфибол-роговиковую, и высокотемпературную – пироксен-роговиковую.

1. Амфибол-роговиковая субфация (T = 500–650 °С). Индикаторные минералы: мусковит, биотит, гранат (пироп-альмандин), хлоритид. Рассмотрим метаморфические породы данной фации.

*По пелитам* образуются узелковые слюдяные сланцы. Порфиробласты кордиерита или андалузита (хиастолита).

*По карбонатным породам* образуются мраморы.

*Известняки и доломиты* переходят в периклазовые или бруситовые мраморы согласно реакции:



Если в исходных известняках присутствовал глинистый материал (т. е. повышено содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub>), то образуются мраморы с тремолитом, диопсидом, везувианом, гроссуляром, основным плагиоклазом. Если в исходных породах был недостаток SiO<sub>2</sub> в известняках, то образуются мраморы с форстеритом, гумитом и клиногумитом.

*По основным породам* образуются плагиоклаз-роговообманковые роговики (плагиоклаз по составу средний). Текстуры пород отчетливо сланцеватые или массивные.

2. Пироксен-роговиковая субфация (T = 650–770 °С). Индикаторные минералы: ортоклаз, силлиманит, гиперстен, волластонит, кордиерит и андалузит (показатель пониженного давления), основной плагиоклаз, кварц.

### Фация зеленых сланцев

Это низкотемпературная фация (T = 300–500 °С, давление стрессовое). Породы этой фации очень широко распространены в пределах протерозойских и более молодых регионально-метаморфических пород. Породы этой фации слагают верхние и краевые части складчатых комплексов. Все они характеризуются наличием минералов, имеющих низкую температуру образования, что доказывается содержанием в их

составе воды, группы (ОН) или CO<sub>2</sub>. Типоморфными минералами этих горных пород являются альбит, хлорит, серицит, тальк, эпидот, серпентин, кварц и карбонаты.

Низкие температуры обуславливают медленные скорости химических реакций и присутствие неравновесных минеральных ассоциаций. Низкие температуры образования пород также подтверждаются реликтовыми текстурами, которые бывают массивными со следами кривой слоистости в песчаных породах и слоистыми в глинистых породах. Структуры характеризуются мелкозернистым строением, унаследованным от исходных осадочных горных пород: фибробластовые, лепидобластовые, гломеробластовые, реликтовые. Поверхности сланцеватости имеют шелковистый блеск из-за образовавшейся слюды. Параллельно сланцеватости в слюдисто-хлоритовых сланцах могут располагаться мелкозернистые кварц-полевошпатовые обособления. Нередко эти сланцы имеют следы кливажа скольжения, что выражается в гофрировке слюдистого материала пород. С повышением температуры мусковит-хлоритовая ассоциация заменяется биотитом. Здесь может присутствовать хлоритоид в виде порфиробластов призматически-пластинчатой формы с множеством включений кварца и рудных частиц. Общепринято деление данной фации на две субфации: биотит-хлоритовую (более высокотемпературную) и мусковит-хлоритовую. Рассмотрим породы и минеральные парагенезисы, отвечающие фации зеленых сланцев мусковит-хлоритовой субфации по породам разного состава.

*За счет глинисто-песчаных осадков* образуются филлиты и серицит-хлоритовые сланцы. Минеральный парагенезис: мусковит (серицит), хлорит (хлоритоид), эпидот, альбит, кварц.

*За счет магматических пород основного и среднего состава* (как лав базальтового и андезитового состава, так и за счет габброидов и диоритов) образуются зеленые сланцы. В название пород вводятся наименования минералов, которые ее слагают. Парагенезис минералов: хлорит, эпидот, актинолит, альбит и кварц. Этот парагенезис является ведущим для фации зеленых сланцев.

*За счет высокомагнезиальных ультраосновных пород* возникают хлоритовые, актинолитовые, тальковые и др. сланцы. Минеральный парагенезис: хлорит, актинолит, тальк, альбит, кварц. Альбит и кварц являются возможными дополнительными фазами.

*По карбонатным породам* образуются карбонатные сланцы. Минеральный парагенезис: актинолит, эпидот, кальцит, альбит, кварц.

Известковистые горные породы загрязненные различными примесями и дают разнообразие типов карбонатных сланцев. В этом случае альбит и кварц могут возникнуть за счет первичного обломочного материала присутствующего в породе. Названия карбонатным сланцам даются по ведущим минералам, которые в них присутствуют (с учетом их количественного соотношения).

### **Эпидот-амфиболитовая фация**

Эпидот-амфиболитовая фация относится к среднетемпературным: температуры 500–600 °С, давление 2–6 кбар. В этой фации различают две субфации: актинолит-эпидотовую и хлоритоид-альмандинтовую. Актинолит-эпидотовая представлена отчасти роговиками и скарнами низкой температуры, развивающимся вдали от контактовой поверхности. Эта субфация характерна и для метаморфизма магматических пород основного состава и мергелей. Хлоритоид-альмандинтовая образуется преимущественно при региональном метаморфизме и характеризуется наличием хлоритоидов и граната (альмандина).

Эпидот и альбит свойственны обеим субфациям, являясь общими и типоморфными минералами эпидот-амфиболитовой фации.

По сравнению с породами зеленых сланцев имеют более крупнозернистые структуры. Рассмотрим, какие метаморфические породы образуются по различным исходным горным породам.

*По глинистым породам* (пелитам) образуются слюдисто-кварцевые сланцы с гранатом, ставролитом, силлиманитом (рис. 11).

*По магматическим основным горным породам* (базитам) образуются клиноцоизитовые и гранатовые амфиболиты.

*По известнякам* образуются кальцитовые мраморы (фации не определяются).

*По ультраосновным магматическим породам* образуются антигритовые серпентиниты.

*По песчаникам* образуются кварциты, железистые кварциты с магнетитом и гематитом.

Структуры пород порфиробластовые, лепидобластовые, гранобластовые, текстуры сланцеватые, слоистые, массивные.

### **Амфиболитовая фация**

Для выделения амфиболитовой фации П. Эскола были взяты за основу парагенетические ассоциации, возникающие при региональном

метаморфизме магматических пород основного и среднего состава. Парагенетические ассоциации данной фации устойчивы в широком интервале температур (600–800 °С) и давлений (5–8 кбар).

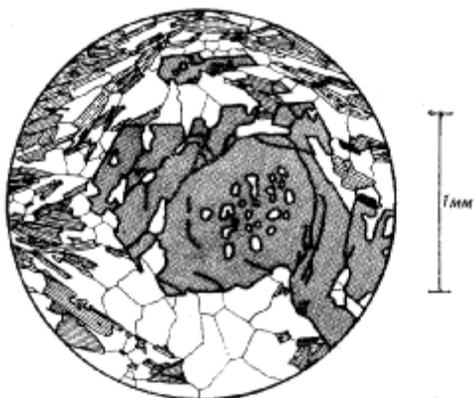


Рис. 11. Гранат-слюдяной сланец. В центре находится порфиробласт граната пойкилитового строения. По Р. Мейсону, 1981

В пределах фации выделяют три субфации: силлиманит-альмандиновую (наиболее высокотемпературную), ставролит-кианитовую и кордиерит-антофиллитовую. Характерной породой данной фации являются амфиболиты, состоящие из плагиоклазов и роговой обманки. Критическими минералами фации являются амфиболы и основные или средние плагиоклазы. При образовании амфиболитов характерно наличие стресса (бокового давления), что обуславливает сланцеватость этих пород.

Более детально рассмотрим парагенезисы амфиболитовой фации для различных исходных пород.

Для *песчано-глинистых пород* характерны силлиманит-альмандиновые сланцы или плагиогнейсы в зависимости от количества в них плагиоклаза.

По *магматическим породам основного и среднего состава* (андезитам, базальтам, габбро, диоритам) образуются гранатовые или пироксеновые амфиболиты.

По *карбонатным породам* образуются гроссуляр-диопсид-плагиоклазовые или гроссуляр-диопсид-волластонитовые породы. Все зависит от примесей, входивших в состав известняков.

Парагенезис, соответствующий гранатовым и пироксеновым амфиболитам, является ведущим для амфиболитовой фации в целом. Минералы амфиболитовой фации благодаря широкому интервалу температур резко варьируют по составу. Однако для основных минералов (плагиоклаза и роговой обманки) существуют следующие закономерности:

1. Наиболее высокотемпературным парагенезисом является ассоциация плагиоклаза андезин-лабрадора (№ 48–52) и коричневой или бурой роговой обманки с относительно высоким содержанием магния и низким содержанием железа.

2. С понижением температуры появляются ассоциации плагиоклаза андезина (№ 38–42) и желто-зеленой или буровато-зеленой роговой обманки со средним коэффициентом железистости около 50.

3. Наиболее низкотемпературные парагенезисы амфиболитовой фации характеризуются ассоциацией плагиоклаза олигоклаз-андезина (№ 28–32) и сине-зеленой роговой обманки с высоким коэффициентом железистости (около 70) и повышенной щелочности.

Гранаты из пород амфиболитовой фации характеризуются высоким содержанием FeO, т. е. альмандиновой составляющей.

В амфиболитах часто сохраняются реликты пироксена и граната (пироба), свойственные эклогитам, т. е. высокотемпературным парагенезисам. Такая ситуация возможна в случае диафтореза, когда на эклогитовую фацию метаморфизма накладывается менее высокотемпературная амфиболитовая фация. За счет этого образуются гранатовые и пироксеновые амфиболиты. Типоморфным аксессуарным минералом амфиболитов является сфен.

### Гранулитовая фация метаморфизма

Породы гранулитовой фации представлены гранулитами, образовавшимися под высоким давлением (7–10 кбар) и при высокой температуре (700–1000 °С). П. Эскола выделил в пределах гранулитовой фации четыре главных парагенезиса:

1. Парагенезис, отвечающий силлиманит-грантовым гнейсам (гранулитам), образовавшимся при региональном метаморфизме песчано-глинистых осадков. Термин «гранулит» П. Эскола понимал как грана-

товый гнейс. Во Франции гранулитами называют гранатсодержащие граниты.

2. Парагенезис, отвечающий гранат-гиперстеновым гнейсам (кислым чарнокитам), которые возникают при региональном метаморфизме песчано-глинистых или магматических пород кислого состава.

3. Парагенезис, отвечающий пироксеновым гнейсам, иначе – основным чарнокитам, возникающим за счет регионального метаморфизма магматических пород основного и среднего состава (габброиды, диориты, базальты, андезиты).

4. Парагенезис, отвечающий пироксен-плагиоклаз-карбонатным породам, образовавшимся за счет известняков с избытком кремнезема. Давление здесь настолько велико, что не может образоваться wollastonit, поэтому присутствуют одновременно кальцит и кварц.

Гранулиты (и гнейсы в кислом ряде) характеризуются особой структурой, в которой тонкие полоски и линзочки кварца отделяют гранобластовые агрегаты полевошпатового состава с примесью других минералов. Исследование их структур показало, что они образовались при явлениях, аналогичных прокатке, причем раздавленные зерна кварца, растянутые в полоски, снова образуют подобие целых зерен, состоящих из агрегатов зерен этого минерала (рис. 12). Они дают структуру тектонитов скольжения, что отчетливо видно по одинаковой ориентировке кварцевых зерен.

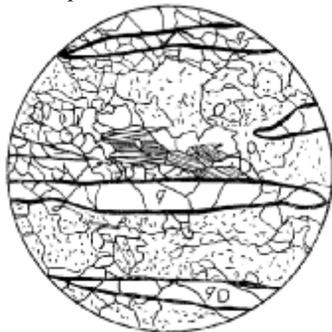


Рис. 12. Структура гранулитов. Ленточные агрегаты кварца (q), резко отделенные от гранобластовой кварцево-полевошпатовой массы. Заштрихованные участки – листочки биотита. Гранито-гнейс, Урал.  
По Е. А. Кузнецову

Ведущим парагенезисом гранулитовой фации является парагенезис с гранатом и гиперстеном. Остановимся на особенностях минералов данной фации.

1. В гиперстенах из гранулитов повышено содержание глинозема ( $Al_2O_3 = 6-9$  мас. %).

2. Гранаты пироп-альмандинового состава содержат пиропового компонента до 55 % и гроссуляра до 20 %.

3. Плагиоклазы представлены андезин-лабрадорами и характеризуются наличием антипертитов.

4. В калиевых полевых шпатах отмечаются вростки плагиоклаза, что объясняется коррозией плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

5. Если присутствует роговая обманка, то она представлена зеленовато-коричневой разновидностью и чрезвычайно бедна группой (ОН). То же характерно и для биотитов, которые изредка встречаются в ассоциации с роговой обманкой.

Типоморфным аксессуарным минералом гнейсов гранулитовой фации является рутил. Структура гранулитов в основном гранобластовая, текстура полосчато-слоистая, линзовидная, массивная.

Породы гранулитовой фации имеют преимущественно архейский возраст. Но 95 % породы архея (ядра древних платформ, срединные массивы в складчатых областях и др.) сложены продуктами регионального метаморфизма гранулитовой фации. Минеральные ассоциации этой фации устойчивы на значительных площадях, что свидетельствует об однородности давлений и температур, которые были весьма высокими. Примерами областей, сложенных породами гранулитовой фации являются обширные территории Алданского, Анабарского, Канадского, Украинского, Балтийского, Гренландского и др. щитов.

Породы гранулитовой фации обычно развиваются по породам амфиболитовой фации, иногда наоборот, т. е. геологически связаны с амфиболитами.

### Эклогитовая фация метаморфизма

Эклогитовая фация относится к высокотемпературным (800–1200 °С) и высокобарным (давление 12–25 кбар). В ней отсутствуют минералы, содержащие воду или гидроксилгруппу (ОН). Характерными горными породами этой фации являются эклогиты – пироксен-грантовые породы. Пироксен представлен омфацитом –  $NaAl[Si_2O_6]$ , гранат альмандин-пиропом с содержанием пиропового компонента до 90 %. К гранатам и пироксенам могут присоединяться оливин, кварц,

диопсид, калиевый полевой шпат, энстатит, дистен, кальцит, рутил, графит, алмаз, а также вторичные минералы по пироксенам (в основном роговая обманка). В связи с этим выделяют несколько фаций глубинности эклогитов от дистенсодержащих – относительно малоглубинных, до алмазсодержащих – мантийных пород. Кроме того, состав исходных пород, собственно уже не определенный здесь, может быть как осадочным, так и магматическим.

Наряду с типичными эклогитами известны гранат-пироксеновые (эклогитовые) кристаллосланцы с плагиоклазами. Минеральный парагенезис здесь: гранат (альмандин-пиропового состава), клинопироксен и основной или средний плагиоклаз, могут присутствовать роговая обманка, гиперстен, кварц и ортоклаз. А. А. Маракушев считает, что такие кристаллические сланцы являются переходными от гранулитовой к эклогитовой фации метаморфизма.

У. М. Гольдшмидт предполагал, что с глубиной давление должно достигать такой силы, что вместо габброидов из магмы базальтового состава будут образовываться эклогиты, которые будут слагать особый слой в нижней части земной коры на глубине 30–50 км. Однако, на практике данное предположение не подтвердилось. Эклогиты в земной коре располагаются в виде узких швов, приуроченных к тектоническим разломам. Так как эклогиты распространены фрагментарно, то можно говорить, что эклогитовая фация, так же, как и санидинитовая, и роговиковая, принадлежит собственно не регионально метаморфическому, а скорее, локально метаморфическому процессу. Некоторые исследователи считают, что для образования эклогитов благоприятно скорее боковое (стрессовое), а не литостатическое давление.

Геологически эклогиты связаны с гипербазитами, с комплексами глаукофановых сланцев, где их образование связано с дайками основных горных пород.

### **Фация глаукофановых сланцев**

Исходными породами при образовании глаукофан-жадеитовых<sup>13</sup> и глаукофановых сланцев являются главным образом основные горные породы: базальты, долериты и туфы, реже – пелитовые, кремнистые и др. породы. Глаукофансланцевая фация образуется при сравнительно невысоких температурах (300–500 °С) и очень высоком общем давлении (стрессовое давление преобладает) и давлении флюидов (в основ-

<sup>13</sup> Жадеит CaMg [Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>] – моноклинный пироксен.

ном давлении воды). В породах глаукофансланцевой фации значительное влияние метасоматических процессов, в результате которых происходит привнос натрия и железа. Минеральный состав глаукофановых сланцев разнообразен: глаукофан, эпидот, лавсонит, гранат (альмандин), жадеит, и др.

Отмечается пространственная связь глаукофановых сланцев с серпентинитами и эклогитами. Породы этой фации характерны для зон субдукции Заварицкого-Беньюфа, где они образуют сравнительно узкие (шириной до нескольких километров) и протяженные (до сотен километров в длину) полосы. Метаморфические комплексы, сложенные глаукофановыми сланцами, так же как и эклогитовые породы, являются индикаторами высокобарических условий. При этом глаукофановые сланцы и эклогит-глаукофансланцевые комплексы соответствуют более высоким уровням погружений субдуцируемой плиты, в то время, как высокотемпературные эклогиты и коэсит- или алмазсодержащие комплексы фиксируют более значительные глубины погружения плиты. Глаукофановые сланцы встречаются на Северном и Южном Урале, Центральном Казахстане, Северном Кавказе и в других регионах.

---

## **ЛЕКЦИЯ 11**

Динамометаморфизм и его продукты. Классификация метаморфизма по В. С. Соболеву.

### **ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ И ЕГО ПРОДУКТЫ**

Динамометаморфизм (или катакластический метаморфизм) происходит в верхних зонах земной коры в условиях сильного одностороннего давления (стресса) и при сравнительно низкой температуре. В соответствии с представлениями Ф. Ю. Левинсона-Лессинга динамометаморфизм – это процесс преобразования горных пород под действием дислокационного давления в поле температур нормального геотермического градиента. Температура в этой системе зависит от тектонической энергии и энергии метаморфических реакций. Этот тип метаморфизма происходит в результате сильных механических деформаций горных пород; глубины метаморфизма до 10–15 км. Проявляется в виде узких маломощных зон вдоль направлений тектонических нарушений – надвигов, сбросов, зон милонитизации. При этом интенсив-

ность метаморфических изменений увеличивается вблизи этих направлений и затухает вдали от них.

Стресс оказывает разрушительное воздействие как на породу в целом, так и на слагающие ее минералы. При этом породы разбиваются многочисленными трещинами, вдоль которых происходит смещение одних частей относительно других.

Хрупкие минералы подвергаются дроблению, в то время как более пластичные минералы, например, слюды, хлориты, карбонаты и др. сминаются, в них появляются двойники скольжения, грануляция.

При катакластических процессах не появляются новые минеральные парагенезисы, т. к. процессы идут при сравнительно низких температурах. В этом случае говорят о деструктивном динамометаморфизме. Однако катакластические горные породы являются крайне благоприятной средой для проникновения флюидов и часто служат исходными для многих процессов локального метаморфизма. Если при этом происходит перекристаллизация пород, то такой динамометаморфизм называется конструктивным. Иногда катаклаз и перекристаллизация бывают настолько связаны между собой, что могут быть разделены лишь условно. В зонах развития катакластических горных пород метаморфические процессы значительно интенсивнее. В метаморфических породах часто устанавливаются следы предшествовавшего метаморфизму катаклаза.

В приповерхностной и переходной зоне метаморфизм приблизительно соответствует фации зеленых сланцев. В глубинных зонах термодинамические условия соответствуют фации зеленых сланцев. Здесь образуется кристаллическая сланцеватость, что связано с преобладанием пластических деформаций горных пород и, как считают некоторые исследователи, с частичным расплавлением вещества в направлении максимального давления и перемещение его в участки с наименьшим давлением. Минеральный состав исходных горных пород также претерпевает некоторые изменения при динамометаморфизме (особенно в присутствии гидротермальных растворов). Наиболее сильно реагируют на влияние стресса глинистые горные породы. Стресс способствует появлению в этих породах серицита, хлорита, мелкочешуйчатой слюды, агрегатов кварца за счет коллоидного кремнезема и других новообразований. При катаклазе полевых шпатов образуются мелкие зернышки сосюрита и чешуйки серицита. За счет фемических минералов развиваются тальк, хлорит, серпентин. В продуктах динамометаморфизма

наряду с вышеназванными минералами развиваются амфиболы, дистен, ставролит, силлиманит и др.

Минералы, устойчивые в условиях стресса, называются стресс-минералами (например, хлорит, слюды, тальк и др.). В противоположность им выделяют антистресс-минералы, неустойчивые при одностороннем (стрессовом) давлении (например, оливин, лейцит, нефелин, андалузит и др.).

### *Продукты динамометаморфизма*

В результате динамометаморфизма возникают разнообразные горные породы, основные различия между которыми обусловлены, главным образом, степенью их раздробленности и развальцевания. Среди них выделяют какириты, тектонические брекчии, катаклазиты (тектониты), милониты, ультрамилониты и филониты.

*Какириты* (такие породы еще называют брекчией разлома) – это динамометаморфические породы, которые образуются на большом удалении от центра деформации. Породы сохраняют первичное залегание, но разбиваются густой сеткой трещин, которые проявляются при ударе молотком по горной породе. В естественных обнажениях таких пород (т. е. когда породы претерпели выветривание) мы видим осыпь мелких остроугольных обломков.

*Тектонические брекчии.* Образуются в результате брекчирования пород. Состоят из остроугольных обломков разной величины, скрепленных мелкораздробленной массой тех же пород («горной мукой»). Горная мука – это перетертые породы, которые при гидрохимическом воздействии легко превращаются в глины (при последующей деформации из них образуются *глинки трения*). При гидрохимическом воздействии тектонические брекчии уплотняются из-за заполнения («залечивания») пустот и трещин вторичными минералами – карбонатами, кварцем, халцедоном, хлоритом, цеолитами и др. Структуры таких пород называют брекчиевидными, текстуры брекчиевыми, катакластическими. Породы называют в зависимости от состава исходных пород – брекчированными гранитами, брекчированными гнейсами и др. При эрозии участки земной коры, где развиты тектонические брекчии, дают отрицательные формы рельефа из-за способности таких пород быстро разрушаться. При деформации неоднородных по составу толщ с большими амплитудами перемещений, возникает, так называемое «*тектоническое месиво*». Этот тип тектонических брекчий характеризуется присутствием крупных обломков-блоков плотных пород (например,

кварцитов), заключенных в массе более пластичных пород (глин, глинистых сланцев).

*Эруптивные брекчии* – это особый тип образований. Связующая масса у них представлена магматическим материалом. Обломки сложены разнообразными по составу породами. Такие брекчии протерозойского возраста, залегающие в виде узких зон, известны в Приладожье, где они простираются на 40–50 км. Формирование их связано с разломами глубинного заложения, вызвавшими дробление пород и подтоком магматического вещества, скрепляющего обломки. Куски метагаббро, амфиболитов и гнейсов связаны гранитами.

*Катаклазиты (катаклазированные породы, или тектониты)* отличаются от брекчий меньшими размерами обломков. Здесь уже наблюдаются начальные изменения пород, дробление хрупких минералов, образование двойников скольжения, изогнутость таких пластичных минералов как слюды. На этой стадии изменения сохраняются черты исходного материала, поэтому название пород дается в соответствии с ним, например, катаклазированные граниты, габбро и др., либо катаклазиты гранитов, габбро и др. В катаклазитах наблюдается большое раздробление всех минералов исходной породы. Текстура более или менее однородна (сланцеватости не наблюдается), характерно отсутствие развальцевания и существенной перекристаллизации. Породы этой стадии в значительной степени сохранили свои качества сопротивления на раздавливание. Форма обломков пород и минералов остроугольная, иногда линзовидная, структура цементная, текстура катакластическая.

*Милониты* формируются при интенсивном раздроблении и перетирании пород в условиях сильного стрессового давления. Это тонкобрекчированные породы, в которых состав обломков обнаруживается при изучении их под микроскопом. Некоторые милониты содержат тонкие линзочки исходного материала, в других случаях сохраняются лишь порфирокласты минералов исходных пород (часто это зерна кварца или полевого шпата обломочной или линзовидной формы). В противоположность катаклазитам они характеризуются выраженным расланцеванием или полосчатостью.

Милониты могут быть представлены как полосатыми, так и однородными по внешнему виду породами. Соответственно текстурным особенностям выделяют грубополосчатые, тонкополосчатые милониты

и ультрамилониты, псевдотахилиты<sup>14</sup>. Однако, и внешне однородные ультрамилониты имеют микрополосчатость, выраженную чередованием мелких полосочек и линзочек тонкораздробленного материала, вытянутых вдоль сланцеватости. Иногда в таких породах видны порфирокласты, уцелевшие от раздробления. Форма порфирокластов кварца или полевого шпата обычно линзовидная из-за вращения зерен при деформации и движении породы (рис. 13).



Рис. 13. Милонит Лохзайтен, Швайден, Швейцария  
По Р. Мейсону, 1981

Часто по трещинам или ослабленным зонам (вдоль направлений движения) образуются своеобразные «тяги» слюды или хлорита, вытянутые вдоль сланцеватости пород.

Большинство милонитов образовалось за счет кварц-полевошпатовых пород, хотя известны и милониты, сформировавшиеся по основным и ультраосновным горным породам.

*Ультрамилониты* – черные плотные породы, похожие по внешнему виду на базальты или породы типа аргиллитов. Отличить их позволяют изучение под микроскопом и геологические наблюдения (они располагаются вдоль разломов). Ультрамилониты и псевдотахилиты образуют полосы в милонитах. Появление таких пород указывает на направление разломов.

<sup>14</sup> Псевдотахилиты – стекловатые горные породы, фиксирующие разломы. Название получили из-за внешнего сходства с тахилитами (стеклами базальтового состава).

*Бластомилонитами* называются милониты, в которых при развальцевании и размельчении составных частей исходных пород происходит перекристаллизация. Зоны бластомилонитов являются индикаторами глубинного тектогенеза.

*Филлониты*, как и милониты возникают при увеличении стресса. По внешнему виду они напоминают филлиты (разновидность метаморфизованных глинистых сланцев). При изучении под микроскопом устанавливаются тонкие линзочки сланцеватых пород, в каждой из которых сланцеватость может быть ориентирована в разные стороны. Косо по отношению к сланцеватости располагаются порфириобласты метаморфических минералов, формировавшихся после того, как прошли процессы катаклаза. Во многих случаях филлониты образуются за счет регрессивного (наложенного) метаморфизма за счет милонитизации кристаллических сланцев и гнейсов. На процесс милонитизации указывает присутствие порфирокластов граната, ставролита и других реликтовых минералов, характерных для высокотемпературного метаморфизма.

#### **КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПО В. С. СОБОЛЕВУ**

В. С. Соболев, пытаясь создать общую классификацию метаморфических процессов, разделил их на несколько групп.

1. Группа А – это фации контактового метаморфизма.

2. Группа В – фации регионального метаморфизма умеренных давлений. Температуры колеблются от 300 до 900–1000 °С, давления – от 4–5 до 10 кбар.

а) В<sub>1</sub> – фации двупироксеновых гнейсов (соответствуют гранулитовой фации П. Эскола). Температуры 750–1000 °С, давления 4–10 кбар. Субфации не выделяются.

б) В<sub>2</sub> – фация силлиманит-биотитовых гнейсов (соответствует амфиболитовой фации П. Эскола). Температура 650–800 °С, давления 4–10 кбар.

в) В<sub>3</sub> – фация андалузит (силлиманит)-мусковитовых сланцев (соответствует эпидот-амфиболитовой фации П. Эскола). Температуры 500–650 °С, давления 7,5–10 кбар.

г) В<sub>4</sub> – фация зеленых сланцев. Температуры 350–550 °С, давления 7,5–10 кбар.

д) В<sub>5</sub> – цеолитовая фация и региональный эпигенез. Температуры 100–350 °С.

3. Группа С – фации высокого давления. Относится к локальному метаморфизму. Температура 300–1000 °С, давление 8–15 кбар.

а) С<sub>1</sub> – эклогитовая

б) С<sub>2</sub> – фация дистеновых гнейсов и амфиболитовых сланцев (глаукофан-амфиболитовая фации).

в) С<sub>3</sub> – фация дистен-мусковитовых сланцев (глаукофан-альмандиновая фация). Температуры 500–650 °С, давления до 15 кбар.

г) С<sub>4</sub> – жадеит-лавсонит-глаукофановая фация. Температура 300–550 °С, давление более 8 кбар.

Каждая выделенная фация также имеет несколько субфаций.

#### **ЛЕКЦИЯ 12**

Классификация метаморфизма по В. В. Ревердатто (региональный метаморфизм зон поднятий и зон погружений). Контактково-термальное метаморфизм и его продукты. Эндоконтактовые и экзоконтактовые изменения пород.

#### **КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В. В. РЕВЕРДАТТО**

Существует множество классификаций процессов метаморфизма, что объясняется желанием петрологов свести все разнообразие метаморфических процессов в единую систему. В лекции 11 мы рассмотрели классификацию процессов метаморфизма В. С. Соболева, основанную на термодинамической основе (парагенезисе минералов). Следующая классификация – это классификация фаций (и соответственно процессов метаморфизма), предложенная российским геологом В. В. Ревердатто, основанная на эмпирических данных (геологических наблюдениях).

1. Высокотемпературный монофациальный тип метаморфизма связан на 90–95 % с интрузиями и лавами основного состава, главным образом платобазальтами и субвулканическими фациями основных горных пород. Наиболее высокие температуры наблюдаются около силлов, некков, лавовых потоков. Здесь развивается санидинитовая фация.

2. Высокотемпературный полифациальный тип метаморфизма связан на 65–75 % с массивами габбро, реже – диоритов, сиенитов, гранодиоритов. Здесь выделяют три фации: пироксен-роговиковую, рогово-

обманко-роговиковую и мусковит-роговиковую (наиболее низкотемпературную).

3. Среднетемпературный полифациальный тип метаморфизма связан на 80 % с массивами гранитоидов. Выделяют две фации: амфибол-роговиковую и авгит-энстатит-роговиковую.

4. Низкотемпературный монофациальный тип связан с незначительными по мощности интрузивными телами, которые очень быстро охлаждаются. Выделяют одну фацию – мусковит-роговиковую.

5. Плутонометаморфизм (динамометаморфизм – контактовый и региональный). В. В. Ревердатто разделил этот тип на метаморфизм зон поднятий и зон погружений. Развитие горообразования идет по следующей схеме. Сначала идет интенсивное прогибание территории в условиях растяжения. Накапливаются глубоководные осадки, происходят излияния ультраосновных и основных лав. Породы уплотняются, прогреваются и начинаются метаморфические изменения, которые В. В. Ревердатто рассматривал как плутонометаморфизм зон погружений. Затем начинается инверсия (смена знака тектонических движений на противоположный), горообразование, вулканизм и внедрение интрузий различного состава. После и во время формирования складчатости происходят метаморфические изменения, которые В. В. Ревердатто назвал плутонометаморфизмом зон поднятий.

### Региональный метаморфизм зон поднятий

Этот тип метаморфизма проявляется на значительных площадях и приурочен к областям интенсивного горообразования. Метаморфизм и горообразование рассматривается В. В. Ревердатто как следствие одной и той же причины – тектоники. Температуры данного типа метаморфизма изменяются в широких пределах (300–650 °С). Давление при этом может быть как низким, так и высоким, как литостатическим, так и стрессовым. Роль флюидов также высока (в основном CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O).

Для описания метаморфизма зон поднятий используем работы В. Барроу и А. Харкера (1912, 1932 гг.). Они на основании картирования зональных метаморфических комплексов в Шотландских Альпах выделили шесть зон метаморфизма зон поднятий в зависимости от температуры. По пелитам при повышении температуры последовательно образуются следующие фации: хлоритовая, биотитовая, гранатовая, ставролитовая, кианитовая, силлиманитовая. Хлоритовая и биотитовая зоны В. Барроу и А. Харкера приблизительно соответствуют зеленосланцевой фации метаморфизма П. Эскола, гранатовая и ставро-

литовая – эпидот-амфиболитовой, кианитовая и силлиманитовая – амфиболитовой.

В хлоритовой зоне развиваются хлорит-серицитовые, серицит-кварцевые, альбит-серицит-хлоритовые и др. сланцы. Характерными минералами являются хлорит, серицит, кварц, альбит и эпидот. Акцессорные минералы – рутил и турмалин.

В биотитовой зоне образуются биотитовые, биотит-серицитовые, биотит-хлоритовые сланцы. Минеральная ассоциация серицит + хлорит здесь неустойчива, поэтому вместо нее появляется биотит.

В гранатовой (альмандиновой) зоне развиваются слюдисто-кварцевые сланцы с гранатом, гранат-мусковит-биотитовые, гранат-хлоритовые сланцы, гранат-плагиоклаз-слюдяные сланцы, графитово-слюдяные сланцы и кварциты по песчаникам.

В ставролитовой и кианитовой зоне возникают ставролит-гранатово-слюдяные сланцы или слюдисто-кварцевые сланцы с гранатом, ставролитом, сланцы слюдисто-кварцевые с кианитом, со ставролитом, гранатом, графитом. Для сланцев с кианитом характерно более высокое давление. В силлиманитовой зоне (наиболее высокотемпературной) формируются силлиманитовые сланцы и гнейсы. Гранат в этой зоне устойчив, но появляются калиевый полевой шпат и основной плагиоклаз. В участках низкого давления, но высокой температуре появляется кордиерит.

### Региональный метаморфизм зон погружений

Для метаморфизма зон погружений характерны реликтовые структуры и текстуры. Выделяют четыре фации регионального метаморфизма зон погружения.

1. Ломонтит-пренит-кварцевая фация (цеолитовая фация) выделена Ф. Дж. Тернером и Дж. Ферхугеном. Температуры метаморфизма сравнительно низкие температуры (200–350 °С) и давления (3–5 кбар) соответствуют верхним зонам земной коры (в пределах 10–15 км). Эта фация выделяется только по ломонтиту<sup>15</sup>. Этот минерал не образуется в осадочных горных породах, а появляется только при их метаморфизме. Минеральный парагенезис для этой фации: ломонтит + пренит, кварц, хлорит, альбит.

<sup>15</sup> Ломонтит (минерал из группы цеолитов) – Ca[Al<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>] · 4H<sub>2</sub>O.

2. Пумпеллит-пренит-кварцевая<sup>16</sup> фация образуется при температуре 350–400 °С и давлении 3–5 кбар. Ассоциация ломонтит + пренит + хлорит при температуре 350 °С преобразуется в ассоциацию пумпеллит + кварц + H<sub>2</sub>O. В этой фации полностью исчезает ломонтит. При дальнейшем повышении появляется эпидот, актинолит, т. е. образуются породы, соответствующие фации зеленых сланцев. В целом при метаморфизме 1 и 2 фаций породы претерпевают «зеленокаменное переобразование» и называются зеленокаменными породами или сланцами. При более высоком давлении развиваются следующие две фации.

3. Лавсонит-альбитовая фация. Минеральный парагенезис: лавсонит + альбит + кварц + арагонит или кальцит.

4. Лавсонит-глаукофановая<sup>17</sup> фация.

Некоторые исследователи объединяют 3 и 4 фации объединяют в одну фацию глаукофановых сланцев. Давление, характерное для лавсонит-глаукофановой фации составляет 5–10 кбар. Минеральный парагенезис: лавсонит + жадеит + арагонит + кварц + глаукофан + альбит.

### КОНТАКТОВО-ТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Под контактовым метаморфизмом мы будем понимать процесс качественного минерального преобразования вмещающих горных пород вблизи интрузивных и эффузивных магматических тел под воздействием локального теплового поля. Таким образом, изменение происходит только в зоне теплового воздействия интрузии и четко локализовано вдоль ее контакта. Среди процессов контактового метаморфизма выделяются эндоконтактовые и экзоконтактовые явления. Эндоконтактовые изменения происходят в самих магматических породах. Экзоконтактовые изменения происходят вне магматических пород – в окружающем их пространстве (рис. 14).

#### Эндоконтактовые изменения

Эндоконтактовые изменения происходят потому, что состав магмы в контактовой области меняется из-за реакции расплава с вмещающими породами. Диффузия растворенного материала стремится выровнять нарушенное химическое равновесие в расплаве. При этом многие

вещества удаляются из магмы в окружающую среду, а в магму поступают другие, не свойственные ей вещества. Часто во внутренних контактах развиваются горные породы, отличающиеся по минеральному составу от главной массы, слагающей магматическое тело.

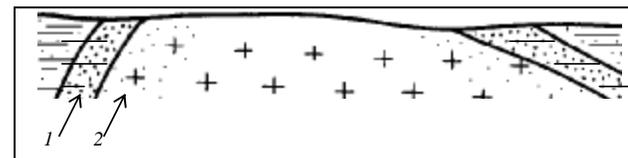


Рис. 14. Экзоконтактовые (1) и эндоконтактовые (2) изменения гранитов, внедрившихся в осадочные толщи

Магматические породы «загрязняются» посторонним материалом. Этот процесс называется **к о н т а м и н а ц и е й**. При этом развиваются гибридные горные породы, представляющие собой результат кристаллизации контаминированных расплавов. Минеральный состав гибридных пород зависит от того, какие материалы поступили в расплав. Гибридные породы были названы так А. Харкером. Для явлений гибридности и контаминации характерна неоднородность гибридных горных пород (их шлировость, частое изменение в минеральном и химическом составе), что свидетельствует о неустановившемся равновесии в магматическом расплаве. Равновесие достигается при длительном процессе диффузии (при этом породы приобретут однородное строение и состав). В этом случае говорят об **а с с и м и л я ц и и**. Ассимиляция и контаминация находятся на грани магматического и эндоконтактового процессов. Развитие процессов контаминации детально изучила Д. Л. Рейнольдс (1955 г.) при наблюдении ксенолитов в гранитах. По ее наблюдению, ксенолиты горных пород различного состава (кварциты, глинистые породы, интрузивные породы и др.), попадая в гранитные расплавы, изменяются приблизительно одинаковым образом.

1. Сначала ксенолиты перекристаллизуются в зернистые роговики, которые имеют резкую границу с окружающим их горячим гранитным расплавом.

2. Далее материал из гранитов проникает в ксенолиты и начинает с ними взаимодействовать. Вокруг ксенолитов образуется темная кайма, состоящая из фемических минералов (биотита, пироксена, роговой оманки) – из магмы выносятся железо-магнезиальные компоненты.

<sup>16</sup> Пренит – Ca<sub>2</sub>Al(OH)<sub>2</sub>[AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>], пумпеллит – Ca<sub>4</sub>(Mg, Fe)(Al, Fe)<sub>5</sub>[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]<sub>2</sub> · O(OH)<sub>3</sub> – минералы из группы цеолитов.

<sup>17</sup> Лавсонит (минерал из группы цеолитов) – CaAl<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub>[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>] · H<sub>2</sub>O.

3. Последовательно весь ксенолит пропитывается железомagnesиальными компонентами и становится внешне темным (т. к. он состоит преимущественно из фемических минералов).

4. После этого в ксенолит начинают поступать компоненты салических минералов (щелочи, кремнезем, глинозем) и образуются кварц и полевые шпаты. Это стадия гранитизации.

5. Начинается постепенное выравнивание состава между ксенолитами и магмой. Границы ксенолита как бы размываются, сам ксенолит теряет резкость и становится похож на тень (нечеткое сгущение фемических минералов).

6. Далее и эта неоднородность исчезает, и порода становится неоднородной.

Эндоконтактные явления проявляются в том, что в горных породах появляются минералы, не свойственные магматическим членам ряда. Так, в контактах гранитов с другими горными породами появляются гранат, эпидот, диопсид, кордиерит и др. минералы, свойственные контактовым ассоциациям.

#### Экзоконтактные изменения

Экзоконтактовому метаморфизму подвергаются все вмещающие горные породы независимо от их состава, но в различной степени. Причиной контактового метаморфизма являются высокая температура магматических масс и флюиды (летучие компоненты), диффузия которых со стороны магмы прогревает боковые породы и пропитывает их различными растворами. Растворы бывают двух типов: а) поступают из магматических очагов и б) возникают на месте из метаморфических пород. Изменения, которым подверглись различные горные породы под воздействием тепла внедрившегося магматического расплава, приводят к образованию пород с иной структурой и часто с иным минеральным составом. Наиболее распространенные продукты такого метаморфизма получили название *роговиков*, поэтому и сам процесс в геологической практике часто называют *ороговикованием*. *Роговики* имеют резкий контакт с интрузией, но связаны постепенными переходами с вмещающими породами, т. к. интенсивность контактовых изменений убывает с удалением от интрузии очень постепенно.

Контактные изменения пород могут проходить в очень широком интервале физических условий. Температуры, при которых возможен

этот процесс, изменяются от 150–200 до 700–800 °C<sup>18</sup>. Вторым важным фактором контактового метаморфизма – это давление. Оно обусловлено нагрузкой вышележащих толщ и отчасти давлением внедряющейся магмы. Обычно давление не превышает 1–3 кбар (на значительных глубинах). Каждые конкретные условия метаморфизма отражаются на особенностях минерального состава и структуре возникающих пород.

Мощность зон ороговикования может варьировать в широких пределах (от нескольких миллиметров до нескольких километров). Например, дайка долерита мощностью 1 м имеет приконтактную зону мощностью 2 мм; долеритовый силл Уин в северо-восточной Англии при мощности 73 м имеет зону ороговикования 40 м; гранитный массив Дартмур в западной Англии окружен ореолом шириной 2 км, еще более широкий контактовый ореол окружает гранитный массив Скиддо в Камбрии. Рассмотрим основные факторы, определяющие минеральный состав и структуру роговиков, а также ширину образуемых ими ореолов.

1. *Химический состав внедрившейся магмы.* Интенсивный контактовый метаморфизм с образованием роговиков более характерен для интрузий гранитоидов. Изменения, вызванные внедрением основной и ультраосновной магмы, проявлены гораздо слабее и далеко не всегда выражаются в образовании глубоко перекристаллизованных пород, которые можно было бы назвать роговиками. Основные магмы обладают большей температурой кристаллизации по сравнению с кислыми и теоретически интрузии габброидов или дайки долеритов должны были бы иметь более мощные контактовые ореолы. Возможная причина в том, что кислые магмы содержат больше летучих компонентов, чем основные и ультраосновные. Кроме того, магмы основного и ультраосновного состава проникают на уровень их окончательной консолидации уже в значительной степени закристаллизованными и остывшими. Из гранитоидов наиболее интенсивным контактовым метаморфизмом сопровождаются гранодиориты. Несколько слабее – биотитовые граниты и совсем незначительны изменения на контактах лейкократовых и аляскитовых гранитов<sup>19</sup>.

<sup>18</sup> В зависимости от состава интрузии температура застывания ее может изменяться от 600 °C (в гранитоидах) до 1000 °C (в габброидах).

<sup>19</sup> Это может объясняться тем, что лейкограниты и аляскиты образуются в результате метасоматоза (гранитизации).

2. *Объем внедрившейся магмы.* Чем больше объем интрузивного тела, тем интенсивнее (при прочих равных условиях) связанные с ним контактовые изменения и шире их зона.

3. *Состав пород, подвергшихся изменению,* сильно влияет на результат процесса ороговикования. Наиболее сильно он проявляется в известняках, мергелях и т. п. Резко проявляются контактовые изменения в глинистых отложениях. Труднее всего поддаются ороговикованию кварцевые песчаники с кремнистым цементом, кислые эффузивы и граниты. Там, где ороговикованию подвергаются переслаивающиеся осадочные горные породы различного состава хорошо видна избирательная перекристаллизация (ороговикование) тех пород, которые имеют наиболее благоприятный для этого состав.

4. *Глубина формирования магматических тел* прямо влияет на интенсивность метаморфизма. Давление, возрастая с глубиной, способствует более глубокой перекристаллизации изменяемого вещества. Кроме того, при большой глубине формирования массива уменьшается скорость его охлаждения, что делает тепловое воздействие интрузии продолжительнее. Экструзивные образования обладают высокой температурой, но оказывают кратковременное воздействие на вмещающие горные породы. Они вызывают спекание, обжиг, а, иногда, и частичное расплавление вещества – это пирометаморфизм. Для этого процесса характерно кратковременное воздействие высоких температур при низком давлении (атмосферном), поэтому контактовые ореолы имеют незначительную мощность, редко достигающую 1 м. Условия при этом «сухие», т. к. нет воздействия растворов. Породы пирометаморфизма – это бухиты (стекловатые, спекшиеся песчаники) или роговики. В гипабиссальных условиях понижение температуры происходит медленнее, диффузия тепла происходит слабо, вследствие малой теплопроводности горных пород, поэтому непосредственные контакты быстро прогреваются, но распространение тепла в стороны идет медленно (т. е. температурное воздействие длительно). Если при этом объем интрузии значителен, то образуются широкие контактовые ореолы. Рассчитано, что во вмещающей породе через 100 лет и в 100 м от контакта температура будет на 300 °С ниже, чем на самом контакте. В абиссальных условиях термальное контактное воздействие интрузивных тел может быть не очень значительным из-за малой разности температур магматических масс и вмещающих горных пород. В целом, контактовый метаморфизм – это метаморфизм умеренных глубин, измеряемых первы-

ми километрами. На больших глубинах проходит метаморфизм инъекционного типа

5. *Строение вмещающей интрузию толщи* влияет на масштабы контактово-метаморфического процесса, т. к. от строения зависит теплопроводность толщ. Под строением понимают слоистость, трещиноватость, характер складчатых и разрывных нарушений. В частности, интенсивная трещиноватость способствует проникновению в измененные породы горячих растворов из внедряющихся интрузий, что вызывает более глубокое изменение этих пород.

По характеру изменения горных пород в контакте различают сухой, или каустический, контактовый метаморфизм и пневматолитовый, сопровождаемый существенным обменом вещества и явлениями метасоматоза. Каустический метаморфизм («кауо» – обжигаю) – это пирометаморфизм или термальный (термический), в этом процессе главную роль играет температура, а не растворы. Но и в случае термального метаморфизма действуют минерализаторы. Но они проходят, не оставляя следов своего состава. Там, где температура очень высока, гидроксилсодержащие минералы теряют воду, удаляющуюся во внешние части контактовых ореолов, где ее содержание повышается.

Среди контактовых ореолов Х. Розенбуш выделил три зоны: внутреннюю – роговиковую, среднюю – слюдяно-сланцевую и внешнюю – филлитовую. Развитие слюдяных сланцев и филлитов показывает, что этот метаморфизм проходил под влиянием стресса. В роговиковой зоне, благодаря высокой температуре, давление было недостаточным, чтобы развилась сланцеватость, хотя иногда образуются роговиковые сланцы и сланцеватые роговики.

Роговиковый тип контактов образуется только около интрузий, застывших в гипабиссальных условиях. В абиссальных условиях процесс происходит с более глубокой перекристаллизацией вмещающих пород.

---

## ЛЕКЦИЯ 13

---

Общие свойства роговиков. Главные типы контактово-метаморфических пород. Понятие о фациях контактового метаморфизма.

### ОБЩИЕ СВОЙСТВА РОГОВИКОВ

При всем разнообразии петрографических типов роговиков у них есть ряд общих особенностей из-за одинаковых условий образования.

Роговики – это, как правило, плотные и крепкие породы. На вскрытых эрозией участках видны окаймляющие интрузивные массивы ореолы контактовых изменений. Поскольку роговики более устойчивы к эрозии, чем интрузивные и вмещающие породы, они образуют гребни или замкнутые цепи холмов, выступающие в рельефе, которые маркируют положение контакта.

Плотное сложение роговиков хорошо заметно и при изучении обнажений: часто они дают при раскалывании звонкую щебенку, имеющую полураковистый, как у фарфора излом и режущие края. Текстура роговиков может быть как однородной (массивной), так и пятнистой. Иногда встречаются *сланцеватые роговики (роговиковые сланцы)*, в них под микроскопом наблюдается взаимно параллельная ориентировка вытянутых зерен биотита, роговой обманки, иногда кварца. Такая сланцеватость обычно бывает унаследованной от регионально-метаморфических сланцеватых пород. В зависимости от состава исходных пород роговики могут иметь самый различный цвет: от белого до темного зеленовато-черного. Некоторые разновидности, образовавшиеся по глинистым породам, несколько напоминают в изломе вещество рога, отсюда произошло и их название, которое в дальнейшем распространилось на все породы контактовых ореолов.

Структура роговиков обычно тонкозернистая, под микроскопом зерна большинства минералов (полевого шпата, кварца, пироксена, амфибола, магнетита, сфена и др.) обычно приобретают изометричные очертания (часто округлые или полигональные) – гранобластовая. Очень распространено взаимное прорастание минералов, когда каждый из присутствующих в породе минералов образует включения в других, соседних минералах. Такая структура называется роговиковой (рис. 15, см. рис. 5–6, стр. 26).

Особенность контактово-метаморфических пород заключается в том, что их петрографический состав и структурно-текстурные особенности закономерно изменяются внутри роговиковых ореолов. Поскольку интенсивность контактового метаморфизма постепенно убывает с удалением от контакта интрузии, в этом направлении происходит закономерная смена одних минеральных ассоциаций другими вплоть до исчезновения контактово-метаморфических минералов. Рассмотрим главные типы контактово-метаморфических пород, которые образуются в результате воздействия интрузий гранитного состава.

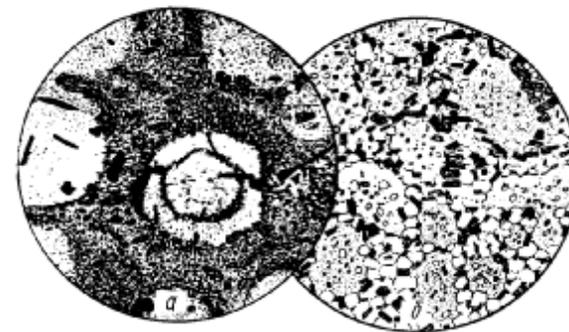


Рис. 15. Кордиерит-биотиовые роговики: а – порфиробласты кордиерита, б – кордиерит с включениями биотита и кварца. Структура роговиковая. По А. Харкеры, 1937

Контактовые изменения, связанные с габброидами весьма незначительны и в основном сводятся к образованию несколько перекристаллизованных пород, обогащенных альбитом и хлоритом. При изменении глинистых пород возникают спилоситы – альбитовые узловатые сланцы, а также адинолы – породы, состоящие из хлорита, альбита, серицита, кварца и кальцита.

#### Главные типы контактово-метаморфических пород

*Продукты контактового метаморфизма карбонатных пород.* Известняки, попадая в зону воздействия гранитных интрузий, легко подвергаются перекристаллизации (мраморизируются). Процесс этот заключается в разрастании зерен кальцита и образовании гранобластовой структуры – возникают мраморизованные известняки, а при полной перекристаллизации вещества – мраморы. Мраморы – это зернистые горные породы, под микроскопом – это агрегат плотно сросшихся изометричных, часто полигональных зерен кальцита. Если в известняках содержалась песчано-глинистая примесь, то в мраморах будут силикаты. В низкотемпературных условиях – это серпентин, тремолит, актинолит и альбит, при более высоких температурах – гранат (гроссуляр), флогопит, везувиан, волластонит, андезин, в наиболее высокотемпературных условиях – основной плагиоклаз, форстерит, диоксид. В различных температурных условиях присутствует эпидот. Если содержатся силикаты в контактово-перекристаллизованных известняках со-

ставляло 20–25 % и более, то они называются известково-силикатными роговиками. В контактовых ореолах, представленных карбонатными породами, обычно не удается выделить внутренние и внешние зоны ореола из-за слишком интенсивного метаморфизма.

*Продукты контактового метаморфизма глинистых пород.* Филлитизированные породы (пятнистые сланцы) образуются на удалении от контакта. Структуры и текстуры часто реликтово-сланцеватые из-за первичной сланцеватости осадочных толщ. При более высоких температурах (ближе к контакту) образуются узловатые сланцы. В этих породах еще преобладает глинистое вещество, но на его фоне развиваются многочисленные мелкие (размером 0,5–1 мм) тонкоагрегатные скопления метаморфических минералов. В этих агрегатах в виде узелков встречаются биотит, андалузит, кордиерит и гранат. Эти сланцы внешне мало отличаются от аргиллитов. Далее с повышением температуры образуются биотитовые роговики – плотные, в свежем изломе темно-серые, на выветрелой поверхности часто кажутся белыми и иногда обнаруживают полосчатость (следы слоистости первичного осадка). Под микроскопом у них хорошо выражена роговиковая структура, которая часто подчеркивается обилием округлых зерен магнетита. Наряду с этим встречаются порфириобластовые структуры (с порфириобластами биотита, андалузита и граната пойкилобластового строения).

*Продукты контактового метаморфизма песчаников.* Кварцевые песчаники превращаются в кварцевые роговики существенно кварцевого состава. Здесь выделяют внутреннюю и внешнюю зоны контактового ореола. Во внешней зоне контактового ореола ороговикование бывает неполным: зерна кварца обрастают кварцевой каймой за счет вещества цемента, который еще в некоторых количествах сохраняется. Во внутренней зоне образуются полностью перекристаллизованные породы с роговиковой структурой. Кварцевые песчаники с глинистым цементом преобразуются слюдяно-кварцевые роговики (обычно биотитовые), в которых присутствуют минералы, богатые  $Al_2O_3$  – андалузит, кордиерит, силлиманит и др. Аркозовые песчаники при контактовом метаморфизме превращаются в слюдяно-кварцевые или полевошпатово-кварцевые роговики.

*Продукты контактового метаморфизма основных и средних эффузивных пород.* В этих породах хорошо различаются зоны контактовых ореолов. Начиная с внешней зоны: а) альбит-актинолитовые роговики (низкотемпературная внешняя зона); б) роговообманковые роговики; в) пироксеновые роговики (внутренняя зона). Все роговики, об-

разовавшиеся по основным и средним эффузивным породам, представляют собой плотные, крепкие и вязкие темные зеленовато-серые породы. Структура их часто порфириобластовая за счет более крупных зерен актинолита или роговой обманки. Порфириобласты обычно имеют пойкилобластовое строение из-за вростков других минералов.

*Продукты контактового метаморфизма основных и средних интрузивных пород.* Массивы габбро и диоритов, попадающие в пределы контактовых ореолов гранитных интрузий, обычно изменяются неравномерно: более интенсивно ороговикование происходит в зонах тектонических нарушений. В условиях относительно невысоких температур в магматических породах по основному плагиоклазу образуется эпидот и пренит, по пироксену и роговой обманке – актинолит. Метаморфические минералы образуются в виде псевдоморфоз по магматическим минералам, поэтому такие изменения связывают с гидротермальным воздействием гранитоидов. При высоких температурах контактового метаморфизма за счет габброидов образуются породы, состоящие из основного плагиоклаза и пироксенов. Низкотемпературные минералы здесь исчезают и в породах восстанавливается первичный комплекс минералов. Эти породы отличаются от первичных габброидов только бластовой роговиковой структурой.

*Продукты контактового метаморфизма кислых магматических пород.* Породы этой группы изменяются в зонах контактового воздействия гранитоидных интрузий сравнительно слабо. В них обычно не происходит изменений минерального состава, однако главные минералы (кварц, кислый плагиоклаз и калиевый полевой шпат) могут испытать перекристаллизацию с образованием роговиковой структуры.

*Продукты контактового метаморфизма ультраосновных магматических пород.* При внедрении гранитных массивов ультраосновные вмещающие породы претерпевают следующие превращения. В удалении от контакта ультраосновные породы представлены змеевиками. С приближением к гранитному массиву вдоль трещин в серпентинитах появляются полосы тальковых и тальково-карбонатных пород, образующих тальковые камни. Гидроксил удаляется в виде воды во вмещающие породы, а также частично идет на замещение форстерита и энстатита серпентином. На самом контакте змеевики переходят в оливиновые породы, содержащие ромбический пироксен по схематическому уравнению:

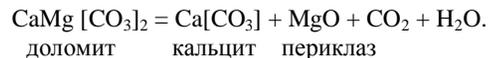


### Понятие о фациях контактового метаморфизма

Минеральный состав роговиков по мере приближения к интрузии изменяется вполне закономерно и, соответственно, отражает условия формирования этих пород, и, прежде всего – температуру процесса. Это позволяет применить к роговикам методику фацеального анализа, т. е. определить парагенезисы минералов, типоморфные для определенных условий ороговивания. Согласно Ф. Дж. Тернеру выделяют четыре фации контактово-метаморфических пород.

1. *Альбит-эпидот-роговиковая фация*. Температура процесса 300–500 °С. Характерные минералы: хлорит, серицит, актинолит, тальк, альбит, эпидот, хлоритоид. Кварц, полевой шпат, кордиерит, силлиманит могут встречаться во всех фациях по пелитам. Структура роговиков часто неравновесная, гетеробластовая, нередко реликты первичных структур. В целом в породах происходят изменения, соответствующие зеленокаменному пережидению.

В зависимости от состава исходных пород происходят следующие преобразования: а) в глинистых породах образуются пятнистые текстуры за счет удаления углестого, графитового материала или за счет перекристаллизации пелитовых частиц; б) в мергелях образуются лучистые агрегаты тремолита, розетки талька; в) в карбонатных породах при повышении температуры выше 402 °С происходит диссоциация  $MgCO_3$  на  $MgO$  (периклаз) и  $CO_2$ , что ведет к дедоломитизации известняков:



г) в магматических породах плагиоклаз альбитизируется и сосюритизируется, темноцветные минералы замещаются актинолитом, хлоритом, слюдой, вулканическое стекло преобразуется в мелкозернистый агрегат хлорита и вторичной слюдки.

2. *Роговообманково-роговиковая фация*. Температура 550–670 °С. Характерные минералы: роговая обманка, плагиоклаз, мусковит, биотит, андалузит, кордиерит. Наиболее характерны порфириобластовые и гомеобластовые роговиковые структуры. В зависимости от состава исходных пород происходят следующие изменения: а) в глинистых сланцах происходит укрупнение зерен основной ткани. Четко выделяются порфириобласты кордиерита и андалузита (узловатые слюдяные сланцы). В этой фации широкое развитие приобретают слюды и амфиболы в ассоциации с плагиоклазом и кордиеритом. Переход в следующую

пироксен-роговиковую фацию характеризуется образованием ортоклаза, который устойчив в ассоциации с андалузитом и кордиеритом; б) карбонатные породы преобразуются в мраморы. Доломиты дедоломитизируются и переходят в периклазовые, бруситовые и серпентинитовые мраморы (офикальциты). Дедоломитизация известняков связана с более низкой температурой диссоциации  $MgCO_3$  (402 °С) по сравнению с  $CaCO_3$  (898 °С), поэтому в этой фации не встречается ассоциация кальцит + доломит; в) в основных магматических породах ведущий парагенезис: роговая обманка + плагиоклаз. Отличием основных пород регионального метаморфизма является неориентированное расположение в сланцеватых роговиках порфириобластов и наличие высокотемпературных минералов – андалузита, кордиерита и корунда.

3. *Пироксен-роговиковая фация*. Температуры 670–775 °С. Характерные минералы: плагиоклаз, ортоклаз, кордиерит, андалузит, диопсид. В условиях этой фации формируются наиболее типичные представители роговиков. Для них характерны полная перекристаллизация исходного материала и образование кристаллобластических структур – гранобластической (мозаичной, роговиковой, сотообразной), диабластической, порфириобластической. В целом размер зерен становится крупнее, чем в предыдущих фациях (видны невооруженным глазом). В зависимости от состава исходных пород происходят следующие изменения: а) за счет глинистых пород образуются темные, плотные породы, имеющие однородную, реже полосчатую текстуру и мелкозернистую структуру; б) за счет известняков и доломитов возникают крупнозернистые мраморовидные роговики; в) за счет мергелей возникают роговики с гиперстеном, плагиоклазом, диопсидом, кварцем, ортоклазом и биотитом.

4. *Санидинитовая фация*. Роговики санидинитовой фации развиты локально на контактах высокотемпературных интрузий и в ксенолитах эффузивных породах. В отличие от предыдущих фаций, отвечающих гипабиссальным условиям ороговивания, данная фация развивается в условиях малых глубин и весьма высокой температуры (660–990 °С). Для нее характерны высокотемпературные минералы такие, как санидин, тридимит, кристобалит и др. В зависимости от состава исходных пород происходят следующие изменения: а) по глинистым породам образуются роговики с силлиманитом, кордиеритом; б) если горные породы богаты кремнеземом (песчаники и кислые магматические), то в них развивается кристобалит и тридимит, полевые шпаты (санидин, анортоклаз); в) по основным породам развиваются пижонит, клиноэн-

статит, монтчеллит, мелилит; г) в карбонатных породах наряду с волластонитом появляются ларнит, мервинит, спуррит и др. К продуктам санидинитовой фации относят своеобразные «горелые» породы. Их образование, например, связано с термальным воздействием при подземных пожарах углей. Характерные минералы горелых пород: кристобалит, тридимит, муллит<sup>20</sup>, кордиерит, мелилит, шпинель, стекло и др. Считается, что исходными породами были алевролиты. Горелые породы известны в Кузбассе и других угольных районах. Несмотря на определенное сходство минеральных парагенезисов фаций контактового и регионального метаморфизма, полной аналогии между ними нет, т. к. геологические условия образования роговиков и регионально-метаморфических пород совершенно разные. Особенностью контактово-метаморфических пород является хорошо проявленная горизонтальная зональность по мере приближения к источнику тепла. Существуют методы картографического отражения фаций, основываясь на закономерной смене одних минералов другими, проводят линии равной степени метаморфизма (изограды). Однако, т. к. подразделение экзоконтактовых ореолов на зоны, отвечающие фациям метаморфизма, требует специальных исследований и не всегда осуществимо, геологи на практике условно подразделяют такие ореолы на внутреннюю и внешнюю экзоконтактовые зоны.

## ЛЕКЦИЯ 14

Автометаморфизм и его продукты. Изменение пород собственно магматической стадии. Изменение пород в пневматолитовую и гидротермальную стадии. Изменение пород в гидротермальную стадию. Метасоматоз и его продукты. Концепция кислотности-щелочности Д. С. Коржинского. Метасоматические стадии В. А. Жарикова.

### АВТОМЕТАМОРФИЗМ

Автометаморфизм, или изохимический метаморфизм, происходит в остывающих магматических породах. Происходит под влиянием изменения термодинамических условий (падение температуры и давления), а также воздействия на твердые составные части породы остаточного расплава, флюидов и гидротермальных растворов. Все эти про-

<sup>20</sup> Муллит ( $\text{Al}_6\text{Si}_3\text{O}_{15}$ ) – это продукт преобразования андалузита, дистена или топаза при нагревании до 1300 °С.

цессы происходят за счет самой магматической породы, поэтому автометаморфизм часто рассматривают как эволюцию магматической породы. Выделяют периоды становления и изменения магматической породы, соответствующие автометаморфизму:

1. Собственно магматическая стадия ( $T > 600$  °С).
2. Пневматолитовая стадия ( $T = 600\text{--}375$  °С).
3. Гидротермальная стадия (375 °С и ниже<sup>21</sup>).

Теоретическое обоснование автометаморфизму дал В. А. Николаев (1955 г.), который показал, что при неравном давлении на газовую и жидкую фазу в магме происходят осмотические явления, заключающиеся в растворении или дистилляции летучих компонентов в расплаве. В случае близкоповерхностных интрузий (относительно открытая система) летучие при высокой температуре быстро удаляются из системы в трещины и поры вмещающих пород.

В средне- и глубокозалегающих магматических расплавах высокое давление препятствует удалению флюидов из системы. Процессы дистилляции газовой фазы не сопровождаются ее удалением, а приводят к кристаллизации минералов из газовой фазы (пневматолитовый этап автометаморфизма), а также растворение газовой фазы в раствор и кристаллизацию минералов из раствора (гидротермальный этап). С этим явлением связано образование некоторых пегматитов.

### Изменение пород собственно магматической стадии

Процессы, проходящие в магматическую стадию автометаморфизма, могут осуществляться либо в твердой фазе, либо при реакции кристаллов с магматическим расплавом. К этим процессам относятся полиморфные превращения минералов и распад твердых растворов. Например, гомогенные анортотоклазы распадаются на альбит и микроклин, кубический лейцит переходит в гексагональный, пижонит преобразуется в смесь гиперстена и авгита и т. д. Об изменении пород в магматический этап также свидетельствуют каемчатые обрастания одних минералов другими. Например, оторочки пироксена вокруг кристаллов оливина, келифитовое строение гранатов и др. Такие преобразования осуществляются, главным образом, в начальную стадию формирования

<sup>21</sup> 375 °С – это критическая температура, до которой вода может оставаться жидкой. В мантии при высоких давлениях перегретый пар сильно уплотнен, молекулы воды сближены, образуется плотная, так называемая надкритическая вода. Перегретая надкритическая вода-пар обладает очень высокой растворяющей способностью.

магматических пород и существенно не изменяют ни состава, ни структурно-текстурных особенностей.

### **Изменение пород в пневматолитовую и гидротермальную стадию**

В эту стадию происходит наибольшее изменение магматических пород. Здесь происходят процессы амфиболизации, эпидотизации и альбитизации пород. Формирование содалита и канкринита в фельдшпатоидных породах. Серпентинизация гипербазитов, каолинизация гранитоидов и др. Все эти изменения сопровождаются преобразованием вещественного состава, но не в такой степени, как при метасоматозе. Амфиболизация, эпидотизация и альбитизация пород широко развиты в габброидах, долеритах, базальтах и др. Они часто сопутствуют друг другу и развиваются в одних и тех же породах. Химический состав при этом почти не изменяется. При альбитизации из основного плагиоклаза высвобождаются CaO и  $Al_2O_3$ , которые идут на построение эпидота и амфибола. Процесс амфиболизации проявляется в замещении пироксена амфиболом: от незначительного замещения зерен пироксена с краев до полного их преобразования в уралит (волокнистый амфибол). Эпидот-цоизитовые минералы развиваются по основному плагиоклазам. В зональных зернах они развиваются в центре, где плагиоклаз более основной. Порода переходит от магматической к бластопорфировой, бластоофитовой, реже к немато- или диабластической. Альбитизация наблюдается также в фельдшпатоидных породах и гранитоидах. Альбит развивается по калиевым полевым шпатам (при этом появляется эпидот). Известны эпидот-альбитовые граниты – гельсинкиты и унакиты.

### **Изменение пород в гидротермальную стадию**

Серпентинизация и каолинизация – это наиболее низкотемпературные процессы, происходящие при температуре ниже 375 °С. Серпентинизация приурочена к ультраосновным породам, богатым магнезиальными минералами – оливином и пироксенами. Можно наблюдать все стадии замещения от появления мелких жилок серпентина по оливину или пироксену до полной серпентинизации всей породы и образования апоперидотитовых серпентинитов. Для них характерна фибробластовая структура. Серпентинизация может происходить и при аллохимическом изменении горных пород. Автометаморфическая као-

линизация развивается в горных породах, богатых щелочными полевыми шпатами – гранитах, сиенитах. Сначала появляются пылевидные агрегаты пелита вдоль трещин спайности, при этом они мутнеют и буреют, а затем зерна полевого шпата полностью замещаются каолинином. Слюды замещаются мелкочешуйчатым серицитом, хлоритом и даже каолинитом. За счет гранитоидов в результате каолинизации образуются светлые горные породы, состоящие из плотной глиноподобной массы, на фоне которой видны зерна кварца. К процессам автOMETAMORФИЗМА относится образование канкринита и содалита в щелочных породах. Это связано с воздействием растворов, содержащих сульфат или карбонат кальция и сульфат или хлорид натрия. В результате этих процессов образуются канкринитовые и содалитовые сиениты.

### **МЕТАСОМАТОЗ**

Метасоматоз (метасоматизм) – это процессы преобразования пород, проходящие путем замещения одних минералов другими в твердом состоянии – без расплавления вещества. При этом происходит изменение химического состава пород. В общем случае процесс метасоматоза происходит путем растворения замещаемого минерала и немедленной кристаллизации на его месте нового минерала. Метасоматоз может развиваться в различной геологической обстановке и сопровождать все типы метаморфизма. Но наиболее характерны метасоматическое преобразование пород для контактовых областей, где циркулируют растворы, содержащие летучие компоненты и растворенное в них вещество.

При процессах метасоматоза большую роль играет закон действующих масс – объем горной породы не изменяется. Растворы при реакции с боковыми породами часто пропитывают их, причем они отлагают растворенные в них компоненты, на место которых в раствор поступают другие, выносимые из замещаемой породы. Эти компоненты уносятся растворами и отлагаются в других местах и условиях. Места их отложения не всегда могут быть установлены, т. к. они часто выносятся на значительные расстояния. О подвижности тех или иных компонентов можно судить по отлагаемым растворами минералам. Так, если наблюдается процесс серицитизации полевого шпата или других минералов, то легкоподвижными компонентами в растворах были соединения калия.

Если происходит альбитизация, то подвижными компонентами были соединения натрия, если идет окремнение – то кремнезем. Но тут может быть и другая картина – кремнезем может быть самым устойчивым компонентом и оставаться после выщелачивания остальных частей породы. В этом случае в горных породах останутся пустоты, которые заполняются другим веществом.

Установлено, что вода может переносить при высокой температуре любые компоненты, даже наиболее устойчивые. Галоиды (F, Cl) являются переносчиками кремнезема, глинозема и железа в виде легколетучих соединений хлористого и фтористого кремния, галоидных соединений двух- и трехвалентного железа и алюминия. Кроме того, с галоидами становятся летучими вольфрам, олово и молибден. В составе легкоподвижных веществ присутствует также сульфиды металлов. Все эти компоненты не концентрируются при образовании роговиков. Т. к. для них здесь не было благоприятных условий, они, вероятно, рассеиваются в массе магматической породы и контактового ореола.

Основной причиной пневматолитового и гидротермального метаморфизма являются метасоматические процессы, связывающие с вмещающими породами различные подвижные компоненты, выносимые из магматической области. Метасоматические процессы, в отличие от собственно метаморфических, сопровождаются существенным изменением состава исходных пород. Они протекают при активном участии растворов, имеющих в большинстве случаев генетическую связь с магматической и постмагматической деятельностью.

Пути проникновения растворов являются тектонически ослабленные участки (зоны катаклаза, трещины и др.), которым приурочена наиболее активная циркуляция растворов.

В зависимости от способа переноса вещества Д. С. Коржинский предлагает различать два типа метасоматических процессов: а) инфильтрационный метасоматоз (фильтрационная миграция); б) диффузионный метасоматоз (диффузия поровых растворов в межгранулярных пространствах).

При инфильтрационном метасоматозе растворенные компоненты переносятся раствором. В качестве простейшего случая инфильтрации можно рассмотреть просачивание раствора через тонкозернистый песок, при этом каждая песчинка омывается раствором. Если же раствор перемещается медленно или является застойным, то привнос и вынос компонентов происходит при помощи диффузии. Причем перемещение компонентов в таких поровых растворах для метасоматических реак-

ций может происходить лишь в направлении меньшей концентрации компонентов.

В природе наиболее широко распространены процессы инфильтрационного метасоматоза. В качестве примера диффузионного метасоматоза можно привести обменные реакции, происходящие на контакте карбонатных и силикатных горных пород при процессе скарнообразования (биметасоматоз).

При изучении процесса щелочного метасоматоза Д. С. Коржинским были установлены общие закономерности метасоматических процессов и разработана концепция «кислотности – щелочности».

### **Концепция кислотности – щелочности Д. С. Коржинского**

Общие положения концепции сводятся к следующему. Из очага кристаллизующейся и остывающей магмы непрерывно поднимаются потоки восходящих растворов, которые вызывают изменения в застывшей апикальной части интрузии и во вмещающих горных породах. Растворы находятся в надкритическом состоянии и имеют щелочной характер. По мере понижения температуры растворы уплотняются и благодаря этому усиливается воздействие на породы. Уплотнение растворов сопровождается увеличением их кислотных компонентов.

Активность кислотных компонентов всегда выше в жидкой фазе, чем в газовой. Кроме того, сложные соединения таких сильных анионов как хлор и фтор, при понижении температуры распадаются, что еще больше увеличивает кислотность растворов. Достигнув максимума, кислотность понижается, т. к. при просачивании восходящего потока растворов кислотные компоненты перемещаются быстрее, образуя в растворе опережающую волну повышенной кислотности. Появление волны кислотных компонентов вызывает в растворах следующую эволюцию: вначале кислотность растворов повышается, затем достигает максимума и потом снова понижается.

### **Метасоматические стадии В. А. Жарикова**

В послемагматическом метасоматозе, связанном с гранитоидными интрузиями, В. А. Жариков выделяет четыре стадии: 1) ранняя послемагматическая; 2) кислотного выщелачивания; 3) осадения (стадия понижающейся кислотности); 4) заключительная (стадия остаточных нейтральных растворов). Таким образом, в каждом послемагматическом процессе гидротермальные растворы испытывают закономерную

эволюцию. Так, к ранней послемагматической стадии В. А. Жариков относит микроклинизацию, альбитизацию, магнезиальный метасоматоз, образование известковых скарнов. Кислотная стадия характеризуется общим выщелачиванием, выносом всех оснований и компенсируется осаждением кварца (кварц-полевошпатовый метасоматоз, грейзенизация, образование вторичных кварцитов, березитизация). Стадия осаждения играет главную роль в формировании месторождений полезных ископаемых. Именно в эту стадию происходит отложение рудных минералов в жильных гидротермальных месторождениях, в грейзенах, вторичных кварцитах и др.

Заключительная стадия характеризуется образованием кварц-кальцитовых, кальцитовых и других жил, бедных рудными компонентами. Породы, отвечающие тому или иному метасоматическому процессу, характеризуются определенным минеральным составом и структурно-текстурными особенностями. Сами эти породы характеризуют околорудные изменения вмещающих месторождения полезных ископаемых горных пород. Причем каждый тип околорудных изменений отвечает определенному набору полезных ископаемых и поэтому является прекрасным поисковым критерием при проведении как поисковых, так и геологоразведочных работ.

Среди метасоматитов известны породы весьма различные по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям, но, тем не менее, они имеют следующие общие черты. Размещение метасоматических пород контролируется структурными факторами, например, породы контактового метасоматизма могут находиться на значительном удалении от контакта, но их пространственная локализация всегда определяется тектоническими условиями.

В метасоматитах наблюдается замещение одних минералов другими, что обуславливает образование коррозионных структур. Часто образуется метасоматическая зональность, выражающаяся в изменении (уменьшении) количества минералов, вплоть до образования анхимономинеральных пород в участках наиболее интенсивного метасоматоза. Многие метасоматиты характеризуются специфической рудоносностью и являются коллекторами рудных и нерудных полезных ископаемых.

Основные метасоматические процессы: гранитизация, натриевый метасоматоз, скарнообразование, грейзенизация, пропилитизация, образование вторичных кварцитов, березитизация и лиственизация.

## ОСНОВНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

### Гранитизация

Гранитизация – это высокотемпературный кварц-полевошпатовый метасоматический процесс (600–850 °С), наиболее широко развитый среди докембрийских образований. Термин «гранитизация» многие исследователи понимают по-своему. Н. Г. Судовиков, Е. М. Андерсон, Х. Х. Рид и др. считают это процессом, в который входят все метасоматические явления, приводящие к образованию гранитов по породам любого исходного состава, без прохождения через магматическую стадию. Д. С. Коржинский рассматривает гранитизацию как процесс магматического замещения. Здесь уже уделяется большое значение расплавам, обогащенным летучими компонентами. Эти расплавы весьма мобильны и способны мигрировать по мельчайшим трещинкам, ослабленным зонам и проникать в межзерновое пространство. Особое значение при гранитизации отводится восходящим флюидам («сквозьмагматическим» растворам), которые находятся в жидком или газообразном (надкритическом) состоянии.

Независимо от взглядов на происхождение гранитизации она обладает рядом особенностей, которые позволяют ее отличить от явлений анатексиса. На начальной стадии гранитизации происходят минералогические преобразования: сначала появляются прожилки микроклина; затем появляются антипертитовые вроски калиевого полевого шпата в плагиоклаз; растут порфиробласты микроклина; разрушаются оливин, пироксены, гранат, ставролит, дистен и др. минералы, которые замещаются биотитом, микроклином и кварцем. В заключительную стадию гранитизации породы приобретают состав гранитогнейсов или обогащенных микроклином гранитов. Цвет гранитизированных пород характеризуется преобладанием розовых тонов окраски в связи с развитием микроклина. В гранитизированных породах наблюдаются теневые текстуры и характерные метасоматические коррозионные структуры. При процессе гранитизации наблюдаются последовательное замещение одних минералов другими и закономерная смена химизма изме-

няемых пород. Физико-химическая направленность процесса гранитизации заключается в увеличении в породах щелочей (в основном калия), кремнезема и выносе магния, железа и кальция.

Интенсивность гранитизации зависит от состава и структурно-текстурных особенностей пород: при прочих равных условиях гранитизация проявляется более интенсивно в сланцеватых породах, чем в массивных. Интенсивность гранитизации зависит и от уровня земной коры, на котором она проходит: в верхних зонах процессы гранитизации развиты локально (источник процесса – гранитные интрузии) из-за быстрого остывания магматических масс. С глубиной интенсивность гранитизации повышается. Большое давление и длительность остывания способствует гранитизации (т. е. выносу щелочей из расплава во вмещающие породы). А. А. Беус предложил называть кварц-полевошпатовые метасоматиты апогранитами. Макроскопически апограниты отличаются от нормальных гранитов широким развитием порфиробластов микроклина и кварца. Даже визуально в них удается различить две генерации микроклина (одна отвечает микроклину исходного гранита, а другая – наложенному процессу), которые иногда обладают разной окраской. Кроме того, в апогранитах появляются крупные выделения темно-серого кварца, содержание которого в процентном содержании выше даже, чем в аляскитовых гранитах.

### **Натриевый метасоматоз (альбитизация)**

Это более низкотемпературный процесс (450–600 °С). В результате натриевого метасоматоза возникают разнообразные контактово-метасоматические и автометаморфические породы. Свообразными контактово-метасоматическими образованиями являются адинолы, десмозиты и спилозиты, возникающие на контактах пелитовых горных пород с альбитизированными долеритами.

*Адинолы* – это сравнительно темные мелкозернистые породы, состоящие из альбита, кварца и кальцита, серицита и хлорита. Альбит образует скопления, иногда в виде сферолитов. Текстуры и структуры реликтовые: в породах видны реликтовая слоистость и участки с blastopelitic строением. Обогащенные альбитом адинолы узловатой текстуры называют *десмозитами*. «Узлы» сложены скоплениями альбита, хлорита и кварца, основная тонкозернистая ткань состоит из серицита и хлорита. *Спилозиты*, в отличие от десмозитов, имеют тонкополосчатое сложение и иногда имеют новообразования кордиерита.

Альбитизация – это высокотемпературный метасоматический процесс. На начальном этапе альбитизации происходит пертитизация микроклина плагиоклазом. Далее происходит замещение диопсида и биотита эгирином. За счет сиенитов и нефелиновых сиенитов могут возникнуть мариуполиты или альбититы. На контактах щелочных интрузий с гнейсами возникают твейтозиты и фениты. Фениты возникают в результате процесса фенитизации<sup>22</sup> – метасоматического процесса, приводящего к преобразованию вмещающих гнейсов в лейкократовые щелочные сиениты. На удалении от интрузии происходит незначительная альбитизация микроклина, появляются мелкие иголки эгирина и щелочных амфиболов в микроклине и нефелине. В зоне, примыкающей к интрузии, наблюдается полное исчезновение минералов гнейсов и образование альбит-эгириновых сиенитов (фенитов). Твейтозиты, черного или темно-зеленого цвета, отличаются от фенитов повышенным содержанием цветных минералов – эгирина, арфведсонита и рибекита, по составу они приближаются к меланократовым щелочным сиенитам и щелочным габброидам. Образование фенитов и твейтозитов обусловлено привнесением щелочей и железа.

Натриевые метасоматиты во многих случаях не обнаруживают связи с конкретными магматическими комплексами. Для объяснения сущности этих процессов выдвигают следующие причины: а) предположение о существовании гипотетических магматических очагов, при кристаллизации которых выделяются натриевые растворы; б) проникновение на глубину поверхностных вод, которые при этом разогреваются и обогащаются щелочами; в) частичное плавление щелочных масс на глубине, при этом возникают растворы, способные мигрировать вверх по ослабленным зонам.

В природе гранитизация и натриевый метасоматоз часто встречаются совместно.

*Полезные ископаемые.* Кварц-полевошпатовые метасоматиты являются породами, возникшими в процессе околорудных изменений редкометалльных месторождений: молибденовых, оловянно-вольфрамовых, тантало-ниобиевых и др.

В. А. Жариков, изучавший кварц-альбитовые метасоматиты оловянно-вольфрамового месторождения Майхура (Гиссарский хребет), привел следующую последовательность смены метасоматических зон:

0. исходный гранитоид;

---

<sup>22</sup> Процесс фенитизации впервые описал Бреггер для области Фен в Норвегии.

1. двуслюдяные граниты (кварц + альбит + ортоклаз + мусковит + хлорит (или биотит) + магнетит);
2. турмалиновые граниты (кварц + альбит + ортоклаз + мусковит + турмалин (или хлорит) + магнетит);
3. мусковитовые граниты (кварц + альбит + ортоклаз + мусковит);
4. кварц-альбит ортоклазовые граниты;
5. кварц-альбитовые граниты;
6. кварцевые скопления.

Зоны 4, 5 и 6 являются местами наиболее интенсивных изменений, приуроченных к определенным тектоническим элементам (поверхностям контакта, разломам и др.). Они образуют зональные тела, линзы, жилы с центральной частью, сложенной кварцем, и периферической, сложенной кварцем и полевыми шпатами. Мощность этих зон измеряется десятками сантиметров, и лишь мощность кварц-полевошпатовой зоны может достигать первых метров. Кварц-полевошпатовые тела залегают среди гранитов. Мусковитовые, как и турмалиновые, граниты слагают внешние зоны метасоматической колонки, имеют более широкое площадное распространение. Они слагают приконтактные и апикальные части интрузива, прослеживаясь на десятки и сотни метров. Поэтому, надо учитывать, что слабо измененные породы внешних зон являются следствием околорудных процессов и могут служить хорошим поисковым признаком.

### Скарны

Процесс скарнообразования<sup>23</sup> является контактово-метасоматическим и происходит на границе карбонатных и алюмосиликатных горных пород под влиянием постмагматических растворов. Скарны – это крупно- или мелкозернистые породы переменного состава, состоящие из диопсида, геденбергита, волластонита, гроссуляра, андрадита, реже авгита, монтичеллита, тремолита, эпидота, цоизита, анортита, форстерита, сфена и др. минералов, в составе которых значительную роль играет кальций. По составу скарны делятся на две группы: магнезиальные и известковые. По характеру метасоматического процесса выделяют биметасоматические (существенно диффузионные) и контактово-инфильтрационные скарны. Последние в природе преобладают.

<sup>23</sup> Термин «скарны» возник в рудной геологии, где под ним понимали безрудные горные породы, состоящие из клинопироксена (диопсид-геденбергитового состава) и граната (горссуляр-андрадитового состава).

*Магнезиальные скарны* образуются в разной геологической обстановке в собственно магматический этап. В условиях больших глубин магнезиальные скарны возникают в районах интенсивной гранитизации на контакте доломитов и алюмосиликатных горных пород. Магнезиальные скарны средних и малых глубин приурочены к контактам доломитов с «активными» гранитоидными интрузиями и образуют залежи большого площадного распространения, но сравнительно малой мощности (обычно несколько десятков метров). Д. С. Коржинский считает, что при любом метасоматическом процессе возникает метасоматическая зональность, причем все зоны этой метасоматической колонки образуются совместно, но при разной температуре. Другие исследователи (В. В. Пилипенко, Д. Вольфсон и др.) считают, что процесс скарнообразования идет в некотором температурном интервале и зоны различного состава в пределах скарнов развиваются последовательно.

Среди скарнов любого состава выделяют высокотемпературные (500–800 °С) и низкотемпературные (200–400 °С) скарны. Для высокотемпературных магнезиальных скарнов установлена следующая зональность:

0. доломит (неизменная горная порода);
1. кальцифир (форстерит + шпинель + кальцит + периклаз);
2. форстеритовый скарн (форстерит + шпинель + кальцит);
- 2а. форсерит-пироксеновый скарн (форстерит + пироксен + шпинель + кальцит);
3. пироксеновый скарн (пироксен + шпинель + кальцит);
0. интрузивная порода.

Кальцифир – это горная порода, которая образовалась в условиях привноса SiO<sub>2</sub> за счет замещения доломита форстеритом и кальцитом согласно реакции:  $2\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2 + \text{SiO}_2 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CaCO}_3 + 2\text{CO}_2$ .

*Известковые скарны* возникают в зонах контактовых ореолов интрузивов в результате реакционного взаимодействия алюмосиликатных и карбонатных пород при прохождении послемагматических растворов ранней стадии. Эти скарны сложены высокотемпературными известково-железистыми минералами (диопсид-геденбергитом, гроссуляр-андрадитом, волластонитом и др.). По генезису они в основном биметасоматические образования, возникшие в результате диффузии кальция из карбонатных (известняков), алюминия и кремния из алюмосиликатных пород. Такие скарны образуются как за счет известняков – экскарны (внешняя часть контактовой зоны), так и за счет алюмоси-

ликатных пород – эндоскарны (внутренняя часть контактовой зоны). Морфология скарновых тел биметасоматического генезиса отвечает форме контакта (рис. 16). Мощность отдельных скарновых тел изменяется от 1 до 20 м, а скарновые залежи, в пределах которых наблюдается переслаивание карбонатных пород и скарнов, может достигать нескольких сот метров.

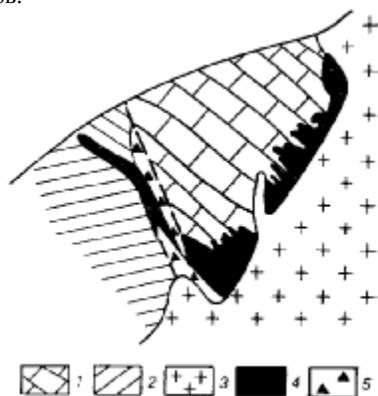


Рис. 16. Скарновая залежь.

1 – известняки; 2 – глинистые сланцы; 3 – гранитоиды; 4 – скарны; 5 – месторождения редких металлов. По П. Ф.Емельяненко и Е. Б.Яковлевой, 1985

Как правило, залежи имеют зональное строение. Наиболее типична для высокотемпературных известковых скарнов следующая зональность:

0. неизменная карбонатная порода;
1. волластонитовый экзоскарн;
2. пироксеновый экзоскарн;
3. гранатовый экзоскарн (частично эндоскарн);
4. пироксен-гранатовый эндоскарн;
5. пироксен-плаггиоклазовая порода;
0. неизменная алюмосиликатная горная порода.

В большинстве случаев скарны образуются на контакте с гранитами и гранодиоритами, реже с кварцевыми диоритами, щелочными сиенитами, граносиенитами, монцонитами (Урал, Кузнецкий Алатау и др.), исключительно редко – с траппами (Восточная Сибирь).

Скарны могут располагаться как в непосредственном контакте с интрузиями, так и на значительном удалении от него. Их развитие при-

урочено к трещиноватым участкам, зонам разломов, сбросов, к плоскостям стратификации. Скарны обладают различными текстурами. Наиболее широко развиты линзовидно-полосчатые, полосчатые и пятнистые текстуры крупнокристаллического строения. Структура пород гетеробластовая, и в зависимости от морфологии слагающих минералов может быть grano-, немато-, лепидобластовой. Широко распространены структуры прорастания (пойкилобластовые). Часто совместно присутствуют несколько структур.

Скарны отличают от скарнированных пород, которые имеют реликтовые текстуры и структуры и частично сохранившийся состав первичных пород.

Минеральный состав скарнов очень близок к составу силикатно-карбонатных роговиков, которые образуются при контактовом метаморфизме за счет карбонатных пород. При проведении поисково-съёмочных и других геологических работ необходимо отличать скарны от роговиков, т. к. к первым часто бывают приурочены месторождения полезных ископаемых, в то время как роговики в основном безрудны. Главными отличиями роговиков от скарнов являются: а) минеральный состав скарнов при тех же основных минералах, в общем, богаче, т. к. в скарнах присутствует много акцессорных минералов, содержащих редкие и рассеянные элементы и летучие компоненты; структуры роговиков типичные роговиковые гранобластовые.

*Полезные ископаемые скарнов.* Оруденение, если оно имеется в скарновых зонах, распределяется неравномерно. Иногда целые пласты известковистых пород замещаются рудами, в других случаях рудные минералы образуют вкрапленники среди скарнов. Скарнообразование не рудный процесс, но является благоприятной средой для осаждения рудных компонентов. В зоне пироксен-гранатовых скарнов встречаются железные руды (магнетитовые или гематитовые). С удалением от контакта в актинолит-эпидотовых скарнах встречаются сульфидные руды меди, свинца и цинка (месторождения на Урале – Турьинские рудники, г. Высокая, г. Благодать). С эндоскарнами и околоскарновыми породами связано редкометальное – шеелитовое, молибденитовое и касситеритовое оруденение (месторождения США, Средней Азии). В пределах СНГ имеются три области широкого развития скарнов – Урал, Западная Сибирь и Средняя Азия. Меньше они распространены в Забайкалье, на Кавказе и в Казахстане.

Кислые рудоносные растворы проникают в скарны и, взаимодействуя с основной средой скарнов, нейтрализуются, выделяя при этом

рудные минералы. При этом у исследователей возникает вопрос, откуда берутся растворы, вызывающие метасоматоз, и почему последний не всегда осуществляется и не всегда сопровождается оруденением. Д. С. Коржинский высказал предположение, что растворы, образующие скарны и руды, возникают не на месте из магматической массы прилегающих частей магматического очага, а привносятся снизу, из первоисточника самой магматической области, проникая вдоль контактовой границы и непосредственно через магму в виде так называемых «сквозьмагматических» растворов. Последние поступают и вступают в реакцию из-за того, что в приконтактной области нарушено равновесие. Реакции прекращаются, когда карбонатные породы будут изолированы скарнами от силикатных пород и при охлаждении магматического очага.

### Грейзенизация

Грейзенизация – это среднетемпературный процесс (350–480 °С) кислотного выщелачивания, связанный с породами гранитоидного состава. Грейзены – это кварц-мусковитовые породы, образующиеся в ходе грейзенизации за счет гранитов, песчаников, глинистых сланцев и кислых эффузивов. Процесс грейзенизации сводится к тому, что полевые шпаты разрушаются и замещаются мусковитом и кварцем. Таким образом, главными минералами грейзенов являются кварц и мусковит. Среди рудных минералов главное значение имеют касситерит и вольфрамит. Развиты также шеелит, магнетит, гематит, пирит, молибденит и др. Также постоянно присутствуют акцессорные минералы, богатые летучими компонентами: апатит, турмалин, берилл, флюорит, топаз<sup>24</sup>.

Особенно благоприятными участками для образования грейзенов являются апикальные части гранитоидных plutонов, выступы, купола и апофизы. По морфологии различают следующие типы грейзенов: а) грейзены околужильные; б) грейзены вдоль трещин в зонах дробления; в) грейзеновые штокверки.

Структура грейзенов лепидогранобластовая или гранобластовая с гломеробластическими скоплениями кварца и других минералов. Текстуры кокардовые, иногда пятнистые, часто кавернозные или пористые. Отличают грейзены от грейзенизированных пород. В последних

<sup>24</sup> Происходит привнос бора и фтора: апатит –  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl})$ ; берилл –  $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$ , флюорит –  $\text{CaF}_2$ , топаз –  $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F}, \text{OH})_2$ , турмалин содержит группу  $(\text{BO}_3)_2$ .

процессы метасоматоза прошли не полностью, для них характерна реликтовая, обычно blastsгранитная структура со следами замещения первичных минералов метаморфическими. Форма залегания грейзенов крайне разнообразна. Вокруг трещин, являющихся путями циркуляции постмагматических растворов, отмечается зональность, обусловленная сменой различных фаций грейзенов. Наконником установлена следующая смена пород в порядке возрастания интенсивности грейзенизации: грейзенизированная порода → кварц-мусковитовый грейзен → кварц-топазовый грейзен → кварц-турмалиновый грейзен. Сами грейзены не обладают большой мощностью, тогда как окружающие грейзены граниты – двуслюдяные или мусковитовые (с альбитом, кварцем, калиевым полевым шпатом и слюдой) имеют очень широкое площадное распространение. Например, В. А. Жариков для грейзенов, образующихся по гранитам, определил такую последовательность метасоматических зон:

1. биотитовый гранит;
2. двуслюдяной гранит;
3. мусковитовый гранит;
4. кварц + калиевый полевой шпат + мусковит;
- 5а. кварц + мусковит;
- 5б. кварц + топаз;
6. топаз.

Границы между зонами грейзенов 4, 5, 6 четкие, а между разновидностями гранитов расплывчатые. Горизонтальная зональность, имеющая инфильтрационное происхождение, связана с током флюидов по ослабленным зонам. Мощность грейзенов по горизонтали невелика, редко достигает 20 м. Кроме горизонтальной зональности для грейзенов устанавливается вертикальная зональность, которая выражается в различном составе и строении грейзеновых зон на различных глубинах. В зависимости от температуры и глубины формирования выделяют следующие типы грейзенов: наиболее высокотемпературные кварц-альбитовые, затем кварцевые, кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые. Глубина зон грейзенизации составляет 200–300 м, хотя есть и исключения – в Корнуэлле (Англия) грейзены развиты до 1200 м.

*Полезные ископаемые.* Грейзены представляют большой промышленный интерес. Выделяют два главных типа грейзеновых месторождений: 1) несulfидный тип вольфрамито-касситеритового оруденения; 2) sulfидный тип месторождений, содержащий sulfиды Fe, Cu, As, Sn, Bi, Mo, Zn, Pb и др. На долю первых приходится более 60 %

месторождений, а на долю вторых – более 30 %. Месторождения касситерита наиболее часто встречаются в альбит-кварцевых, молибденита – в кварцевых, а вольфрамита – в кварц-мусковитовых грейзенах.

### Пропилитизация

Пропилитизация – процесс гидротермального (метасоматического) изменения вулканогенных пород основного, среднего и, реже, кислого состава. Процесс происходит под влиянием сольфатарно-фумарольной деятельности около вулканических аппаратов. Пропилиты более светлые, чем андезиты и базальты, зеленоватые мелкозернистые горные породы. Структуры и текстуры реликтовые, в них постоянно видны остатки микролитовой структуры основной массы, контуры порфировых вкрапленников и миндалин, следы флюиальности. Лишь при наиболее интенсивной переработке возникает кристаллобластическая мелкошешуйчатая, фибробластовая или порфиробластовая структура.

Пропилиты состоят в основном из альбита, эпидота, хлорита, кальцита, кварца и пирита (привносятся сульфиды). В отличие от зеленокаменного изменения пород среднего состава в пропилитах постоянно присутствует кальцит и пирит. Главные реагенты пропилитизации  $\text{CO}_2$ , S и  $\text{H}_2\text{O}$ . Растворы слабокислые либо нейтральные. Температуры, рассчитанные для пропилитов Камчатки и Курильских островов, оцениваются от 60 до 200 °С. В отличие от грейзенизации при пропилитизации не происходит интенсивного выщелачивания катионов, поэтому в них устойчивы минералы, содержащие кальций, магний, железо и щелочи. Д. С. Коржинский считает, что пропилитизация представляет собой характерный процесс стадии кислотного выщелачивания. Он выделяет для пропилитизации три стадии глубинности: приповерхностную (до 200–300 м), субвулканическую (до 1 км) и гипабиссальную (более 1 км). Пропилиты могут сопровождать вторичные кварциты либо развиваться самостоятельно. В случае совместного нахождения с вторичными кварцитами они отделяют их от неизмененных пород. В порядке понижения температуры различают фации пропилитов:

1. альбит-актинолит-эпидотовая (наиболее высокотемпературная);
2. альбит-эпидот-хлоритовая;
3. альбит-хлорит-карбонатная;
4. серицит-карбонатная;
5. кварц-серицитовая (самая низкотемпературная).

Главная особенность пропилитов малых глубин – устойчивость первичного плагиоклаза при полном изменении цветных минералов.

Типичной ассоциацией апоандезитовых пропилитов является плагиоклаз (андезин) + хлорит + кальцит. Наиболее широко в природе распространена гипабиссальная пропилитизация, которая часто захватывает большие площади.

*Полезные ископаемые.* Процессы пропилитизации развиты во многих районах вулканической деятельности. С ними генетически связаны месторождения золота, серебра, свинца, цинка, меди, сурьмы, ртути, олова и вольфрама (Хинган в Сибири, Турьинские рудники на Урале, Кураминский хребет в Средней Азии, Карпаты, Япония и др.).

### Вторичные кварциты

Вторичные кварциты очень своеобразные метасоматические породы, занимающие площади десятки и сотни квадратных километров в областях активной вулканической деятельности. Впервые они были названы и описаны в 1901 г. Е. С. Федоровым и В. В. Никитиным. Вторичные кварциты образуются в результате гидротермально-метасоматического изменения в основном кислых и средних вулканитов. Образование вторичных кварцитов идет в условиях малоглубинного, иногда приповерхностного кислотного выщелачивания. Часто удается установить, что размещение вторичных кварцитов контролируется структурами вулканического происхождения, в частности вулканическими neckами, субвулканическими интрузиями, зонами даек и др. В рельефе к массивам вторичных кварцитов обычно бывают приурочены холмистые гряды, резко возвышающиеся над площадями, сложенными другими породами. Максимальная глубина (разведенная) вторичных кварцитов 1 км. Макроскопически вторичные кварциты – это горные породы светлой (серой или почти белой) окраски. Текстура массивная однородная или пятнистая, нередко пористая. Структура мелкозернистая, но чаще макроскопически зернистость их неразличима. Часто в этих кварцитах сохраняются следы порфиритового строения первичных эффузивов или признаки обломочного строения. Характерной особенностью их является повышенная пористость, но чаще не открытая, а заполненная новообразованиями. По данным Наквоника, пористость в них может составлять 50 %. В таких случаях они представляют собой ноздревато-пористый скелет, в котором четко выделяются контуры больших вкрапленников плагиоклаза, превращенные в пористо-губчатую массу. Главные минералы – это кварц и серицит; высокоглиноземистые минералы – андалузит, корунд, диаспор, алунит, пирофиллит, сульфиды меди, свинца, цинка, золота, серебра и др. тя-

железных металлов. Иногда, из-за того, что во вторичных кварцитах много алюминийсодержащих минералов, их называют «алюмокварцитами». Во вторичных кварцитах по преобладанию тех или иных минералов выделяют фации кварцитов, которые часто располагаются закономерно: 1) корундовые и андалузитовые (возле зоны циркуляции растворов, температура 300–400 °С, в наиболее кислой среде); 2) диаспоровые; 3) алунитовые; 4) каолиновые (температура ниже 300 °С, связаны с воздействием паров H<sub>2</sub>O и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>); 5) пиропиллитовые; 6) серицитовые (самые низкотемпературные и низкокислотные). Вторичные кварциты широко распространены и занимают во многих районах обширные площади (слагают массивы), наиболее развиты в Казахстане, меньше на Урале, в Средней Азии, Закавказье и на Дальнем Востоке.

**Полезные ископаемые.** С вторичными кварцитами связан разнообразный комплекс полезных ископаемых, что обуславливает очень большое значение этих пород для поисковой практики. Известны концентрации глиноземистого сырья (алуниита, корунда, каолинита), крупнейшее корунд-андалузитовое месторождение Семиз-Бугу в Казахстане. Встречаются серноколчеданные руды, часто с сульфидами меди, свинца, цинка и мышьяка (Швеция, Япония, Казахстан), месторождения золота, серебра, ртути и сурьмы. Медно-молибденовые вкрапленные и прожилковые руды известны на Коунрадском и некоторых других месторождениях Казахстана.

### Березиты и листвениты

Процесс березитизации и лиственитизации относится к низкотемпературным метасоматическим изменениям. Березиты – это породы сложенные кварцем, серицитом, пиритом и карбонатом, которые образуются за счет магматических пород кислого состава. Листвениты – это породы, состоящие из кварца, хромовой слюды (фуксита), брейнерита и пирита, которые образуются при изменении ультраосновных или карбонатных пород при температуре 280–350°С. В. А. Жариков предлагает выделить единый процесс березитизации с подразделением его в зависимости от состава необходимых пород (березитизация и лиственитизация вызываются одними и теми же растворами богатыми CO<sub>2</sub> и S). Он выделяет фации березитов, лиственитов и апокарбонатных кварц-анкеритовых метасоматитов. Процесс березитизации – типичное окололожильное изменение, которое развивается вдоль трещин, тектонических зон, зон расщепления, а также вдоль контактов даек. В центральной части зоны березитизации обычно располагается кварцевая

жила, среди которых весьма характерны так называемые «лестничные» жилы (рис. 17). Среди лиственитов вместо кварцевой жилы присутствует карбонатная жила. Наиболее типична для березитов следующая зональность:

- 1) измененный гранит-порфир;
- 2) кварц + серицит + альбит + кальцит + пирит + хлорит;
- 3) кварц + серицит + альбит + анкерит + пирит;
- 4) кварц + серицит + анкерит + пирит;
- 5) кварц + серицит + пирит;
- 6) кварц + серицит;
- 7) кварц.

**Полезные ископаемые.** С процессом березитизации связаны многие типы рудных месторождений: золота, полиметаллов, меди, молибдена, редких металлов. Наиболее известное месторождение золота, связанное с березитами – Березовское на Урале (впервые описал Г. Розе в 1842 г.)

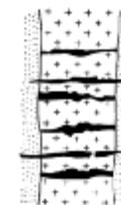


Рис. 17. Схема лестничных жил кварца, вокруг которых гранит-порфиры превращены в березиты. Березовский район, Урал, по М. Б. и Н. И. Бородаевским, 1947

## ЛЕКЦИЯ 17

Процессы ультраметаморфизма. Гипотезы образования мигматитов

### УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ

Под термином «ультраметаморфизм», впервые предложенным в 1909 г. П. Дж. Холмквистом, понимают интенсивные метаморфические преобразования пород, происходящие в глубинных зонах геосинклинальных областей, расположенных ниже уровня начала плавления гранитоидных пород. Ультраметаморфизм – это селективное (частичное) переплавление пород или частичная гранитизация, кульминационная стадия развития регионального метаморфизма. При нем активную роль приобретают расплавы, что сближает этот метаморфический процесс с магматическим. Ультраметаморфизм наиболее широко проявлен в областях, сложенных докембрийскими образованиями. Это объясняется большой термической активностью земной коры в докембрийское вре-

мя. Процессы ультраметаморфизма известны и в более молодых образованиях (Памир, Урал). Их развитие здесь связано с подъемом плутонического фронта или тепловых потоков. Ультраметаморфические породы локализуются вдоль вытянутых линейных зон. Важную роль в изучении процессов ультраметаморфизма сыграли работы финских петрологов Дж. Дж. Седерхольма (1907–1923 гг.), П. Дж. Холмквиста (1909 г.). Среди отечественных ученых наиболее известными являются работы по петрологии ультраметаморфизма Д. С. Коржинского, Н. Г. Судовикова, В. С. Соболева, Ю. И. Половинкиной, Б. Я. Хоревой. Особое значение для оценки P-T параметров ультраметаморфизма, основанных на экспериментальных данных, имеют труды Г. Винклера и Х. Платена. К ультраметаморфизму относят образование мигматитов и некоторых гнейсов, а также процессы палингенеза и анатексиса.

### Мигматиты

Мигматиты – это неоднородные по составу породы, состоящие из относительно меланократовых метаморфических пород, называемых субстратом (меланосомой, или палеосомой) и более лейкократовой массы – неосомы (лейкосомы). Эта неоднородность состава и отражена в названии «мигматит» (от греч. «смесь»). Субстрат мигматитов представлен породами средних и высоких ступеней метаморфизма – кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами. Лейкократовая часть мигматитов, называемая разными авторами неосомой, мобилизатом, жильным или инъекционным материалом, имеет обычно кварц-полевошпатовый состав, приближающийся к лейкократовым гранитам, аплитам, пегматитам. В зависимости от текстурных особенностей пород выделяются отдельные разновидности мигматитов.

П о с л о й н ы е м и г м а т и т ы, синоним – «инъекционные гнейсы» (от фр. мигматиты типа *lit par lit* – «последно») – это породы, в которых гранитный материал образует тонкие прожилки по сланцеватости метаморфических пород. Этот тип мигматитов наиболее распространен в природе. Жильный материал располагается параллельно слоистости или сланцеватости, хотя иногда могут располагаться и косо, соединяя между собой отдельные прослои лейкократового материала. В зависимости от генезиса последные мигматиты подразделяются на артериты и вениты. В артеритах (термин Дж. Дж. Седерхольма) гранитный материал инъецирован по сланцеватости метаморфических пород. Артериты имеют инъекционно-метасоматический генезис. В венитах (термин П. Дж. Холмквиста) гранитный материал образовался

на месте в результате избирательного плавления. Вениты имеют палингенное происхождение.

Текстура последных мигматитов часто линзовидно-полосчатая. По структурно-текстурным особенностям выделяют следующие разновидности последных мигматитов: а) линзовые мигматиты (линзовидно-жильные) имеют гранитный материал в виде линзочек или линзовидных жилков с нечеткими резорбированными границами; б) ветвистые мигматиты (ветвистые мигматиты характеризуются наличием в субстрате ветвящихся жилков, однако они не разделяют субстрат на отдельные блоки); в) сетчатые мигматиты (образуют сплошную сетку мелких жилков, инъецирующих субстрат); г) очковые мигматиты (очки обычно сложены крупными порфиробластами калиевого полевого шпата, реже плагиоклаза размером 1–10 см, соединенные узкими кварц-полевошпатовыми прожилками).

А г м а т и т ы, или глыбовые мигматиты. Этот тип мигматитов характеризуется тем, что жильный материал внедряется по трещинам, разломам и располагается между глыбами субстрата. При этом возникают образования, морфологически сходные с эруптивными брекчиями. В отличие от последных мигматитов гранитоидный материал в них является перемещенным и имеет состав, резко отличный от состава субстрата.

Т е н ь е в ы е м и г м а т и т ы, или небулиты. В этом типе мигматитов стирается граница между материалом субстрата и жильным материалом. Границы между ними становятся неясными, словно размытыми. При этом идет интенсивное метасоматическое изменение материала субстрата, от которого нередко остаются лишь неясно очерченные «тени», откуда и произошло их название.

П т и г м а т и т о в ы е м и г м а т и т ы характеризуются смятостью жильного материала в мелкие складки, называемые птигматитовыми. Они располагаются несогласно по отношению к сланцеватости субстрата и пересекают ее. Это свойство отличает птигматитовые мигматиты от плейчатых и складчатых мигматитов. Морфологических типов птигматитовых мигматитов очень много. Амплитуда складок обычно невелика (от нескольких см до 2–3 м). Имеется много точек зрения на образование птигматитовых складок. Седерхольм и Холмквист предполагают, что в период деформации вмещающих пород (перпендикулярно слоистости) жильный материал был в жидком состоянии.

П л о й ч а т ы е, или складчатые мигматиты. В отличие от птигматитовых плейчатые мигматиты характеризуются наличием складок

(согласных со слоистостью пород) различной амплитуды. В этих породах и субстрат и жильный материал деформируются синхронно.

### **Гипотезы образования мигматитов**

*Магматическая гипотеза* (Дж. Седерхольм и др.). Мигматиты (и гнейсы) образуются в результате инъекции гранитоидной магмы в метаморфические породы, откуда и возник термин «инъекционный метаморфизм». Считалось, что метаморфические породы инжектирует гранитоидная магма, проникая по сланцеватости или по ослабленным зонам. Генезис гранитоидной магмы здесь строго не оговаривается: он может быть как магматическим, так и палингенным.

*Гипотеза частичного плавления* (П. Холмквист и др.). В результате дифференциального плавления, которое разные авторы называют по-разному: ультраметаморфизмом или анатексисом.

*Метасоматическая гипотеза* (Г. М. Сарачина, Н. Ф. Шинкарев и др.). Рассматривает происхождение мигматитов и гнейсов в результате процесса гранитизации (начального этапа этого процесса).

Термин *анатексис* употребляется в случаях, когда переплавление происходит на месте и носит локальный характер. Степень частичного плавления сравнительно небольшая. Термин *палингенез* употребляют в том случае, если переплавление захватывает большие объемы пород, т.е. имеет региональный характер. Здесь степень частичного плавления выше, поэтому при палингенезе образуются магмы, которые могут перемещаться в земной коре, создавая (образуя) магматические тела: массивы, дайки, жилы и др. Термин *ультраметаморфизм* применяется для неразделимых или перекрещивающихся явлений метаморфизма и магматизма, которые наблюдаются в глубоких зонах земной коры.

### **УДАРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ**

Ряд метаморфических пород связан с кольцевыми структурами, образованными при падении метеоритов или искусственных подземных ядерных взрывах. Это приводит к формированию особых горных пород, объединяемых под названием импактиты, а метаморфизм, благодаря этому, называется импактным.

Изучение подобных образований началось сравнительно недавно – в 20-х гг. XX в. В. А. Масайтис, В. И. Фельдман – отечественные ученые, которые занимались изучением импактитов.

После небольших эрозионных изменений на поверхности эти структуры приобретают форму кратера (как на поверхности Луны). В случае падения крупного метеорита на Землю его кинетическая энергия превращается непосредственно в очень мощную ударную волну, которая распространяется, быстро убывая по интенсивности, в стороны от места удара. При подземном ядерном взрыве ударная волна появляется в результате резкого расширения объема вещества под воздействием ядерного распада или синтеза и превращения окружающего материала в пар. Прохождение ударной волны порождает в течение нескольких микросекунд чрезвычайно высокое давление и температуру. Это приводит к метаморфическому изменению пород. Иногда этот процесс называют ударным (шоковым) метаморфизмом.

Ударная волна создает ореол ударно-метаморфических пород вокруг кратера (астроблемы). Во внешней части ореола отмечается дробление окружающих пород. Возникающие трещины имеют радиальную и концентрическую ориентировку. Поверхность трещины может быть плоской или искривленной. Наблюдается раскалывание и изгибание зерен минералов. Сила ударной волны настолько велика, что трещины заполняются не «горной» мукой, а стеклом или остаются пустыми. Ближе к кратеру количество стекла возрастает. Непосредственно от места удара или взрыва образуются зювиты – брекчиевидные породы, состоящие из угловатых обломков, сцементированных стеклом. В центре кратера образуются импактиты – породы, состоящие из чистого стекла, лишённого обломков. Зональность пород в ударно-метаморфическом ореоле выглядит следующим образом: 1) вмещающая порода; 2) порода с деформированными и потрескавшимися минеральными зёрнами; 3) порода с трещинами, выполненными стеклом; 4) зювит; 5) импактит.

Ударные волны также возникают при вулканических взрывах, однако они маломощны и не способны вызвать ударный метаморфизм. На образование кратера ударно-взрывным способом указывают ряд геологических фактов, например, перевернутые слои в кратерном вале.

В настоящее время выявлено более ста подобных структур, главным образом, в пределах наиболее хорошо геологически изученных регионов. По представлениям некоторых ученых за последний миллиард лет произошло около миллиона соударений метеоритов с Землей. Размеры выявленных структур этого типа колеблются от 0,5 до 100 км в поперечнике, наиболее часто составляя 8–16 км. Возраст их различен:

от современных (метеоритный дождь в Сихотэ-Алине в 1947 г.) до 2 млрд. лет (структура Вредефорт, ЮАР).

На сохранность кратеров влияют возраст (более молодые кайнозойские и мезозойские лучше сохраняются), размеры (более крупные структуры сохраняются лучше, чем мелкие). Наиболее частой формой астроблем являются пологие чаши с глубиной, достигающей  $\frac{1}{3}$  диаметра, обычно имеющие в плане правильную округлую форму. Сложные кратеры обладают центральным поднятием (центральная горка), а в кратерах крупных размеров обнаруживаются и кольцевые поднятия. Исследования показали, что при формировании небольших метеоритных кратеров  $\frac{3}{4}$  вещества выбрасывается, а  $\frac{1}{4}$  вдавливается.

Температуры в зоне испарения (там, где образуются импактиты) достигает 10 000 °С, а в зоне плавления (там, где образуются зювиты) – 1500 °С. Далее к ненарушенным породам температура резко падает. Объемы этих зон различны и резко возрастают от эпицентра к краям.

Для астроблем характерны определенные типы пород. Катаклазиты и разнообразные брекчии, появившиеся при дроблении пород встречаются на удалении от центра удара. Импактиты и тагамиты образуются при плавлении пород. Зювиты образуются при перемешивании продуктов дробления и плавления. Тектиты образуются из расплава охлажденного и застывшего в виде стекла в процессе транспортировки фрагментов пород мишени и расплава по баллистическим траекториям (перенос может осуществляться на десятки и сотни километров). В зависимости от того, подвергались ли импактиты перемещению после своего формирования, выделяют аутигенные (автохтонные) и аллогенные (аллохтонные), т. е. перенесенные в пределах кратера или вне его образования.

В настоящее время выявлен ряд признаков, позволяющих отличать импактиты от сходных с ними пород. К ним относятся: а) конусы разрушения; б) диаплектовые преобразования в минералах; в) появление высокобарных минералов. Конусы разрушения формируются чаще в плотных массивных породах. Благодаря возникающим при ударе трещинам появляются специфические текстуры пород. При ударе молотком в этом случае порода распадается на ряд конических фрагментов. Диаплектовые преобразования появляются по мере нарастания нагрузок. Сначала они проявляются в дроблении минералов, затем в появлении деформаций изгиба и появления планарных трещин. В конечном счете, кристаллы становятся изотропными и превращаются в диаплектовое стекло (рис. 18). В результате процессов дробления ми-

нералов развиваются незакономерные трещины (планарные), напоминающие трещинки спайности, однако они развиваются и по другим направлениям и отличаются большей плотностью на единицу поверхности.

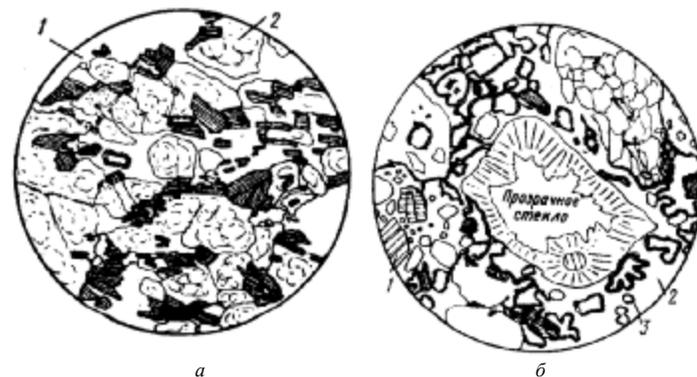


Рис. 18. Ударно-метаморфизованный гранит из выброшенного блока, кратер Рис – а: 1 – светлое плавленое стекло, 2 – стекло, образовавшееся из калиевого полевого шпата при ударе; зювит из кратера Рис – б: 1 – раздробленный при ударе плагиоклаз, 2 – раздробленный при ударе калиевый полевой шпат, 3 – коричневое стекло.

По Р. Мейсону, 1981

При увеличении нагрузки (для кварца и полевого шпата она составляет более 30 кбар) планарные деформации выражаются наличием планарных элементов – очень тонких (1–2 мкм) включений стекла в минералы. Планарные деформации проявляются в разных минералах при неодинаковых условиях. Устойчивость минералов в этом отношении растет от каркасных силикатов к силикатам с одиночными тетраэдрами. При воздействии ударных нагрузок в 30 кбар на микроклипертит микроклин замещается диплектовым стеклом, в то время как вrostки альбита сохраняются. По мере нарастания ударной нагрузки изменяются оптические свойства минералов – уменьшается их показатель преломления и сила двупреломления, что и приводит в конечном итоге к полной изотропизации вещества и превращению минералов в диаплектовое стекло. Одним из бесспорных признаков импактного происхождения горной породы является нахождение в них высокобарных минералов. К таким минералам относятся высокобарные полиморфные модификации  $\text{SiO}_2$  (коэсит и стишовит) и углерода (алмаз и

лонсдейлит<sup>25</sup>). Наиболее надежным критерием распознавания импактной природы геологического объекта является присутствие в них ксенолитов пород и минералов мишени с признаками ударного метаморфизма: планарных деформаций, процессов изотропизации и высокобарных минералов. Лонсдейлит и стишовит в продуктах земных геологических процессов не обнаружены, поэтому присутствие этих минералов является важнейшим критерием отнесения исследуемых пород к импактным образованиям.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метаморфизм – это процесс приспособления минерального состава, структуры и текстуры горной породы к устойчивому изменению температуры и давления. Метаморфизм ведет к формированию новых пород, по структуре, текстуре, минеральному, а подчас и химическому составу совершенно отличных от первичных пород. Таким образом, метаморфизм – это петрогенетический процесс, равноправный процессу магматизма. Горные породы под действием разнообразных внешних факторов могут последовательно проходить столь глубокие преобразования, что происходит полное замещение (вытеснение) одного породного комплекса другим. Однако осадочные или магматические породы при вовлечении в процесс метаморфизма изменяются постепенно, что и позволяет геологам выяснять как первичный состав пород, так и геодинамические условия их преобразования.

При метаморфизме образуется новая порода, в которой часто сохраняются признаки исходных осадочных или магматических пород: слоистость, зональность, структура, текстура, отдельность, химический состав. До определенной степени метаморфизма указанные признаки позволяют реконструировать исходные породы. Дальнейшее усиление метаморфизма ведет к полному уничтожению первичной структуры: исчезают достоверные реликтовые признаки субстрата, однако химический состав остается относительно неизменным по содержанию петрогенных элементов, но заметно изменяется по содержанию летучих соединений и рассеянных, акцессорных элементов.

Следует признать, что до сих пор интерпретация продуктов метаморфизма (пород и породных комплексов) осложняется субъективной оценкой значимости метаморфических факторов, приводящих к образованию метаморфических пород. Это может привести к тому, что разные исследователи относят одни и те же продукты метаморфизма к различным метаморфическим комплексам и формационным видам. Несмотря на метаморфическую дифференциацию и метасоматические процессы, первичный состав пород до определенного предела играет весьма существенную роль. По сумме устойчивых признаков, к которым относят структурно-текстурные особенности, отдельность, и химический состав пород, достаточно надежно устанавливается первичный состав продуктов зеленосланцевой, а иногда и эпидот-

---

<sup>25</sup> Лонсдейлит гексагональная полиморфная модификация углерода образуется в интервале давлений и температур от 10 кбар при 400 °С до 11,5 кбар при 800 °С.

амфиболитовой фации. Что касается пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, то все признаки будут весьма сомнительными.

Существующие процессы породообразования и рудообразования очень сложно разделить, т. к. это стороны одного процесса петрогенезиса (многие исследователи считают рудообразование частным случаем породообразования). Контактные месторождения железа, меди, вольфрама и других металлов связаны с выносом их или непосредственно из самих массивов, или из глубинных частей земной коры и мантии, путем поднятия «трансмагматических» флюидов. Эти флюиды образуются на последних стадиях застывания магмы на глубине и содержат в своем составе много разнообразных, не вошедших в состав горных пород компонентов, к которым относятся и рудные растворы. На более поздних этапах они образуют гидротермальные месторождения цветных и редких металлов.

Среди метаморфических месторождений выделяют метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические. *Метаморфизованные месторождения* образуются благодаря накоплению аномальных концентраций полезного компонента в дометаморфический период вместе с осадочной или вулканогенной толщей. Например, кремнистые осадки с высоким содержанием железа в процессе метаморфизма превращаются в месторождения джеспелитов; углистые осадки – в графитовые месторождения и т. д. Для метаморфизованных месторождений качество сырья обычно определяется характером метаморфического процесса. В этом отношении процесс метаморфизма может рассматриваться как рудогенный. Вместе с тем метаморфизм может выступать и в качестве рудоразрушающего процесса. Усиление степени метаморфизма ведет к разубоживанию или полному уничтожению осадочных или магматогенных месторождений (обычно мелких, тогда как крупные месторождения Mn, Fe, Al, Ti остаются).

*Метаморфические месторождения* формируются в процессе метаморфической дифференциации – перераспределения рудных элементов в пределах метаморфической структуры с накоплением их в определенных благоприятных условиях. По существу, метаморфические месторождения следует относить к метаморфо-метасоматическим образованиям, возникающим при перемещении вещества в метаморфической структуре. Рудные элементы выносятся из зоны высоких ступеней и осаждаются в зонах низких ступеней метаморфизма. При этом процесс метаморфизма можно рассматривать как рудогенерирующий процесс. Например, максимальная концентрация метаморфических место-

рождений золота, урана и др. элементов наблюдается в зонах развития пород зеленосланцевой фации метаморфизма зональных метаморфических структур при господствующем распространении основных вулканогенных пород. Необходимым условием для возникновения таких месторождений является присутствие (хотя бы в рассеянном виде) некоторого полезного компонента, который может быть извлечен из породы при метаморфизме.

*Ультраметаморфические месторождения* формируются при интенсивном метаморфо-метасоматическом преобразовании пород в открытой системе. Определяется подобная система прежде всего интенсивностью и составом эндогенного теплопотока (составом глубинных флюидов). В этом случае рудные компоненты концентрируются в пределах конкретной формации по модели метаморфического рудообразования. В условиях ультраметаморфизма действуют уже закономерно не метаморфических, а метасоматических процессов. Поэтому ультраметаморфические комплексы по существу являются рудовмещающими.

Огромное значение полезных ископаемых, связанное с метаморфическими породами, обуславливает и значение петрографии для познания законов образования месторождений полезных ископаемых и заставляет геологов подходить к изучению горных пород не только с точки зрения теории их образования, но и точки зрения возможной связи с ними полезных ископаемых. Об этом всегда следует помнить, т. к. процессы рудообразования и петрогенез связаны между собой.

## ЛИТЕРАТУРА

### Основная

- Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б.* Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1985. 247 с.
- Винклер Г.* Генезис метаморфических пород / Пер. с англ. М, 1979. 327 с.
- Заридзе Г. М.* Петрография магматических и метаморфических пород. М, 1980. 297 с.
- Кузнецов Е. А.* Краткий курс петрографии магматических и метаморфических пород. М., 1970. 325 с.
- Мейсон Р.* Петрология метаморфических пород / Пер. с англ. М., 1981. 263 с.
- Половинкина Ю. Ир.* Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М., 1966. 340 с.
- Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф.* Петрология магматических и метаморфических пород. Л., 1973. 390 с.
- Трусова И. Ф., Чернов В. И.* Петрография магматических и метаморфических горных пород. М., 1982. 272 с.

### Дополнительная

- Батти Х., Принг А.* Минералогия для студентов / Пер. с англ. М., 2001. 429 с.
- Булах А. Г.* Общая минералогия: Учебник. СПб., 1999. 354 с.
- Геология, петрография и металлогения кристаллического фундамента Белоруссии. Мн., 1983.
- Даминова А. М.* Породообразующие минералы. М.: Высш. шк., 1963. 135 с.
- Геология Беларуси. Мн., 2001. 814 с.
- Гумилевский С. А., Кирион В. М., Луговской Г. П.* Кристаллография и минералогия. М., 1972. 280 с.
- Лодочников В. Н.* Главнейшие породообразующие минералы. М.-Л., 1947, 1952.
- Маракушев А. А., Бобров А. В., Перцев Н. Н., Феноменов А. Н.* Петрология. I. Основы кристаллооптики и породообразующие минералы. М., 2000. 316 с.
- Маракушев А. А.* Петрогенезис. М., 1991. 310 с.
- Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования / Под ред. Н. П. Михайлова и др. СПб., 1995. 128 с.
- Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л., 1981. 358 с.
- Рыка В., Малишевская А.* Петрографический словарь. М., 1989. 590 с.
- Саранчина Г. М.* Породообразующие минералы (методика определения кристаллооптических констант, характеристика минералов): Учеб. пособие. СПб., 1997. 156 с.
- Сиротин К. М.* Определитель минералов. М., 1970. 265 с.
- Соболев Р. Н.* Методы оптического исследования минералов. М., 1990. 283 с.
- Херлбат К. С., Клейн К.* Минералогия по системе Дэна / Пер. с англ. М., 1982. 729 с.
- Штефан Л. В.* Основы кристаллооптики: Учеб. пособие. Мн., 2003. 98 с.
- Штефан Л. В.* Петрография магматических пород: Курс лекций. Мн., 2004. 120 с.
- Штрюбель Г., Циммер З. Х.* Минералогический словарь: М., 1987. 494 с.