

Академия наук
СССР



С. П. Кориковский

ФАЦИИ
МЕТАМОРФИЗМА
МЕТАПЕЛИТОВ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Институт геологии
рудных месторождений,
петрографии,
минералогии и геохимии

С. П. Кориковский

ФАЦИИ
МЕТАМОРФИЗМА
МЕТАПЕЛИТОВ

2788



Издательство
«Наука»
Москва
1979



С.П.Кориковский. Фашии метаморфизма метапелитов. М., "Наука", 1979.

В работе на основании, главным образом, ассоциаций природных метапелитовых (бедных CaO) пород разработана единая система температурных фаций и фаций глубинности метаморфизма для всего интервала $P-T$ условий земной коры. Прослежено влияние как температуры, так и давления на все важнейшие парагенезисы и на состав отдельных минералов метапелитов, обсуждается генезис реакционных структур в метаморфических породах. Табл. 6. Библ. 280 назв. Илл. 93.

Ответственный редактор
академик Д.С. КОРЖИНСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе рассматриваются метаморфические равновесия в бедных кальцием породах, которые обычно объединяются обобщающим термином "метапелиты". Их исходный химический состав характеризуется низким отношением $Ca/(Al+Mg+Fe)$, и поэтому в них не образуются эпидоты, кальциевые роговые обманки, основные и средние плагиоклазы, богатые гроссуляром гранаты, клинопироксен и воластонит. Кальцит и анкерит иногда встречаются в небольших количествах в метапелитах низов зеленосланцевой фации, но в ее верхах полностью исчезают в связи с кристаллизацией олигоклазов и гранатов с умеренной примесью гроссуляровой молекулы. В рассматриваемую группу пород включены также кварц-полевошпатовые метапесчаники, не содержащие заметных количеств карбоната или кальциевых силикатов.

Минеральный состав бедных кальцием пород в значительной мере определяется степенью их насыщения калием. По этому признаку они разделяются на три группы.

К пересыщенным K_2O разновидностям относятся породы, которые содержат избыточный калишпат (адуляр или микроклин), начиная уже с зеленосланцевой фации. Это чаще всего метаморфизованные продукты разрушения гранатов, кислых эффузивов или их туфов. В данной группе пород никогда не возникают пиррофиллит, хлоритоид, ставролит, кордиерит, тальк, а образование силикатов глинозема в них в связи с высоким отношением $(Na+K)/Al$, как правило, невозможно.

Насыщенные K_2O метапелиты резко преобладают в рассматриваемой петрохимической группе. К ним относятся породы, содержащие избыточный мусковит (фенгит), а после его высокотемпературного разложения — микроклин или ортоклаз. В насыщенных калием метапелитах устойчивы все высокоглиноземистые минералы, их парагенезисы наиболее разнообразны, и поэтому равновесия в них используются для основных фациальных подразделений.

К недосыщенным K_2O метапелитам относятся породы, не содержащие ни мусковита, ни калишпата, и единственным калиевым минералом в них является биотит (в зеленосланцевой фации — также стильпномелан). В них становится возможным образование жедрит-антофиллитов и куммингтонитов, нестабильных при избытке мусковита и калишпата. В то же время при дефиците калия ряд главных крити-

ческих минералов (например, гиперстен) или парагенезисов (гранат + кордиерит и т.д.) появляются при значительно более низких температурах, чем в насыщенных K_2O ассоциациях.

Поскольку парагенезисы и составы минералов трех указанных групп пород в одних и тех же $P-T$ условиях сильно различаются, равновесия для них рассматриваются отдельно. Изучение природных метapelитов показало, что насыщенность их калием является, наряду с температурой и давлением (интенсивные параметры), важным экстенсивным фактором равновесия, и выявление зависимости состава любого минерала от внешних условий безотносительно к парагенезису невозможно. Для примера можно указать на ассоциацию гранат + кордиерит, в которой железистость минералов при $T, P = const$ широко меняется в зависимости от того, сосуществуют ли они с силлиманитом, жедритом или гиперстеном, в присутствии или отсутствии калишпата. Следовательно, использование общих фазовых равновесий для сопоставления различных метаморфических комплексов по давлению и температуре возможно лишь при сравнении однотипных парагенезисов, инвариантных в отношении внутренних степеней свободы.

В петрогенетической схеме, представленной в настоящей работе, употребляются как старые, общеизвестные, так и некоторые новые названия фаций. Для низкотемпературного интервала сохранен термин "зеленосланцевая фация". Среднетемпературный интервал регионального метаморфизма разделен на две фации — ставролитовую и биотит-мусковит-гнейсовую, отвечающие, соответственно, областям устойчивости ставролитовых ассоциаций, в которых обычно сохраняется и хлорит, и двуслюдяных сланцев с силлиманитом, кианитом или андалузитом, возникающих после распада ставролита и хлорита. Высокотемпературная область (при умеренных и низких давлениях) разделена на две фации — силлиманит (кианит) — биотит-ортоклазовую и гранат-кордиерит-ортоклазовую, которые поддаются детальному расчленению на субфации по парагенезисам насыщенных и недосыщенных калием пород. При высоких давлениях между этими двумя фациями возникает значительное поле гиперстен-силлиманитовой фации.

Для выделяемых субфаций использованы названия, отражающие характерный для каждой из них критический парагенезис, не встречающийся в других субфациях. В качестве пограничных равновесий приняты моновариантные реакции, которые в естественных условиях являются границами метаморфических зон. Равновесия внутри них иллюстрируются фазовыми диаграммами, полученными при изучении различных конкретных метаморфических комплексов. При этом использованы все известные литературные данные по этому вопросу, а также результаты многолетних работ автора в таких докембрийских регионах, как Алданский щит, Становой, Кодаро-Удоканский хребты и Патомское нагорье. Исследование и обобщение результатов проведены с помощью методики парагенетического анализа, основы которого разработаны Д.С. Коржинским.

Метapelиты являются наиболее детально изученной группой метаморфических пород. Начало этому было положено работой Д.С.Коржинского "Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллосланцев архея Южного Прибайкалья" [31], в которой впервые дана методика расчета моновариантных пограничных реакций, показана роль железистости минералов при интерпретации равновесий в метapelитах, разработаны способы их графического отображения и проведено разделение гранулитовой фации на температурные субфации, целиком подтвердившееся позднейшими исследованиями.

В дальнейшем ряд важнейших закономерностей метаморфизма этих пород выявлен А.А.Маракушевым [57, 59]. Им предложены новые методические приемы исследования зависимости метapelитовых парагенезисов от температуры и давления, глубоко изучены многие их критические ассоциации и выделены фации глубинности бедных кальцием гранулитов, показано влияние температуры на железистость минералов в невариантных парагенезисах, установлены $P - T$ границы многих высокотемпературных субфаций. Работы А.А.Маракушева показали большое значение твердофазовых реакций как индикаторов давления и в сильной мере стимулировали дальнейшие поиски минералогических критериев глубинности.

Широкая оценка конкретных значений давлений и температур наиболее распространенных метapelитовых парагенезисов стала возможной благодаря разработке Л.Л.Перчуком [67, 68] природных геотермометров. В то же время эти работы показали, что для определения внешних параметров можно использовать не только невариантные ассоциации, но практически любую пару минералов, между которыми вероятны обменные реакции. Эти выводы чрезвычайно расширяют возможности парагенетического анализа.

Для построения общих петрогенетических схем большое значение имеют детальные исследования равновесий в конкретных метаморфических зонах или субфациях, отражающих определенные фиксированные условия температур и давлений. За последние годы появилось много работ такого рода, из которых наиболее значительны исследования кианитовых метapelитов Вермонта [97, 98], ставролит-силлиманитовых и силлиманит-двуслюдяных сланцев Мэйна [164, 165], пород зоны граната в Шотландских нагорьях [105, 106].

Большая чувствительность метapelитовых равновесий к температуре и давлению позволила использовать их в качестве важной составной части многих фациальных классификаций, основанных на парагенезисах как бедных, так и богатых кальцием пород. К ним относятся схемы фаций новосибирских петрологов во главе с В.С.Соболевым [12, 13, 16], классификация В.А.Глебовицкого [9], эмпирическая схема типов метаморфической зональности А. Хитанен [181]. Равновесия в среднетемпературных метapelитах недавно рассмотрены К.Б.Кекежинским [27], который обратил внимание на редкие случаи неизобарической зональности.

Все большее число работ посвящается парагенетической характеристике отдельных метapelитовых минералов. Среди них наибо-

лее крупными являются работа В.В. Федькина [85] по ставролитам, а также ряд исследований составов биотита и граната и их зависимости от температуры и давления [81, 82, 2, 11].

В настоящей работе сделана попытка обобщить все данные по парагенезисам метapelитов в виде единой схемы фаций в интервале температур 350–850°C и давлений 1–10 кбар. При этом внимание в равной мере уделено влиянию как температуры, так и глубинности на все важнейшие метapelитовые парагенезисы.

Изучение моноциклических комплексов, представленных зональными ореолами или однообразными гранулитовыми формациями, показывает, что в породах любых ступеней чрезвычайно широко распространены реакционные структуры прогрессивного этапа, связанные с повышением температуры. Эти реакционные каймы несут важную информацию об общей направленности процессов, и их интерпретации придается в работе большое значение.

Построение детальной петрогенетической схемы метаморфических фаций актуально не только с научной, но и с прикладной точки зрения. Последнее связано с многочисленными фактами, доказывающими приуроченность большинства метаморфогенных месторождений к строго локализованным $P-T$ условиям. Наиболее известным примером может служить связь промышленных полей мусковитовых пегматитов со ставролитовой или биотит-мусковитовой зонами исключительно кианит-силлиманитовых комплексов глубинности, а рудопроявлений золота – с добиотитовой или биотитовой субфациями зеленосланцевой фации. Поэтому выработка точных минералогических критериев определения температуры и глубинности усилит эффективность поисков метаморфогенных месторождений, а также позволит предсказывать нахождение тех или иных их типов.

УСЛОВНЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

<i>Adl</i>	- адуляр	<i>Ky</i>	- кианит
<i>Ab₂</i>	- альбит и его номер	<i>Mgt</i>	- магнетит
<i>Act</i>	- актинолит	<i>Mgst</i>	- магнезит
<i>Alm</i>	- алемандин	<i>Mikr</i>	- микроклин
<i>Andl</i>	- андалузит	<i>Mns</i>	- миннесотаит
<i>Anf</i>	- антофиллит	<i>Mu</i>	- мусковит
<i>Ank</i>	- анкерит	<i>Mu-Phn</i>	- мусковит-фенгит
<i>Ann</i>	- аннит	<i>Ol₂₂</i>	- олигоклаз и его номер
<i>Bi</i>	- биотит	<i>Ort</i>	- ортоклаз
<i>Chl</i>	- хлорит	<i>Os</i>	- осумилит
<i>Chld</i>	- хлоритоид	<i>Ov</i>	- оливин
<i>Cls</i>	- клиноцоизит	<i>Phl</i>	- флогопит
<i>Cor</i>	- кордиерит	<i>Phn</i>	- фенгит
<i>Cum</i>	- куммингтонит	<i>Pl₃₀</i>	- плагиоклаз и его номер
<i>Crn</i>	- корунд	<i>Pr</i>	- пироп
<i>East</i>	- истонит	<i>Prf</i>	- пирофиллит
<i>En</i>	- энстатит	<i>Prg</i>	- парагонит
<i>Ep</i>	- эпидот	<i>Q</i>	- кварц
<i>Fa</i>	- фаялит	<i>Ru</i>	- рутил
<i>fPhn</i>	- феррифенгит	<i>Saph</i>	- сапфирин
<i>Gedr</i>	- жедрит	<i>Sdr</i>	- сидерит
<i>Gr</i>	- гранат	<i>Ser</i>	- серпичит
<i>Green</i>	- гринолит	<i>Sf</i>	- сфен
<i>Gros</i>	- гроссулар	<i>Sham</i>	- шамозит
<i>Grun</i>	- грюнерит	<i>Sill</i>	- силлиманит
<i>Hem</i>	- гематит	<i>Spes</i>	- спессартин
<i>Hrb</i>	- роговая обманка	<i>Spi</i>	- шпинель
<i>Hyp</i>	- гиперстен	<i>St</i>	- ставролит
<i>Ilm</i>	- ильменит	<i>Stp</i>	- стилишномелан
<i>Ka</i>	- кальцит	<i>Ta</i>	- тальк
<i>Kaol</i>	- каолинит	<i>Yd</i>	- йодерит

Цифры при символах железо-магнезиальных минералов (Bi_{25}) - их общая железистость.

Цифры при символе мусковита (Mu^{15}) - содержание в нем парагонитовой, а при символе парагонита (Prg^{10}) - содержание мусковитовой молекулы (в %).

Относительно железистые и относительно магнезиальные разности минералов в каждом равновесии обозначаются индексами Mg и Fe (G_{rMg} и G_{rFe}), а крайние по железистости члены серии - цифрами (G_{r_0} и $G_{r_{100}}$).

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ СХЕМА И ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

Сопоставление парагенезисов метапелитов и metabазитов в качестве основы для подразделения метаморфических фаций

По традиции, начатой работами П. Эскола [144, 145], классификация метаморфических фаций основана на парагенезисах metabазитов. Ставшие употребительными и вошедшие в обиход геологического картирования названия фаций — зеленосланцевая, глаукофан-сланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая — отражают минеральные преобразования наиболее обычных богатых кальцием пород — полевошпатовых пара- и ортоамфиболитов. Эта ясная и простая классификация П. Эскола с небольшими модификациями перешла в более поздние схемы [4, 79, 83]. Однако детальное подразделение на субфации обычно проводится по ассоциациям бедных СаО метапелитов, например кварц-альбит-мусковит-хлоритовая, кварц-альбит-биотитовая и кварц-альбит-альмандиновая субфации в зеленосланцевой фации или ставролит-кварцевая, кианит-мусковит-кварцевая и силлиманит-альмандиновая субфации в фации альмандиновых амфиболитов [83].

После 1961 г., когда А. Миширо [222] сформулировал ряд признаков и различий между парагенезисами андалузит-силлиманитовых и кианит-силлиманитовых комплексов, критерий глубинности стал более определенно включаться в фациальные подразделения [4, 270].

За последние годы, в связи с развитием экспериментальных исследований и построением природных геотермобарометров, стал возможен переход от качественных петрогенетических схем к количественным. Наиболее полные $P-T$ диаграммы, для всего интервала от зеленосланцевой до гранулитовой фации, были предложены в работах А. Хитанен [181], В.А. Глебовицкого [9], Н.Л. Добрецова и др. [12, 14], А.А. Маракушева [60], Л.Л. Перчука [67, 68]. В большинстве из них для подразделения фаций использованы равновесия в породах как metabазитового, так и метапелитового рядов.

Углубляющиеся парагенетические исследования метаморфических пород и картирование разнообразных зональных ореолов позволяют теперь очень точно оценить объем большинства субфаций, их границы и критические парагенезисы. Однако поток новых наблюдений

настолько усложнил первоначальные, казавшиеся ясными фациальные схемы, что авторы некоторых из них [157] предложили вообще отказать от выделения температурных субфаций или дробных ступеней равновесия, а выделять лишь крупные температурные фации.

Подобный отказ от детализации метаморфических фаций представляется нам совершенно необоснованным. Возможно, значительная часть затруднений в установлении фациальных границ связана с тем, что для этой цели используются одновременно породы резко различного исходного состава — метапелиты, метабазиты и карбонатные породы. Реакции в них неоднозначно зависят от температуры, давления и флюидного режима; например ассоциации метабазитов и карбонатных толщ, помимо P и T , прямо связаны с P_{CO_2} . тогда как парагенезисы метапелитов от режима углекислоты почти не зависят. Поэтому использование на одной $P-T$ диаграмме таких разнородных равновесий приводит к тому, что становится невозможным выделять фации, границы которых зависят только от температуры и глубинности и не зависят от состава флюидов. Чтобы избежать этих усложняющих моментов, петрогенетические схемы рационально строить на основе парагенезисов какой-то одной группы пород, причем достаточно распространенных в природе, чтобы данная схема имела общее значение.

Наименее пригодны для этой цели, как показали исследования последних лет, богатые кальцием породы типа метабазитов. Истинные равновесия в них настолько сложны и трудны для интерпретации, что их использование в качестве фациальных границ стало почти невозможным. Например, выяснилось, что в зеленосланцевой фации часто стабилен не альбит, а перистерит — двухфазовый несмешимый парагенезис альбит+олигоклаз [139], так что исчезает понятие об "изограде олигоклаза". В кианитовых комплексах глубинности богатые глиноземом кальциевые роговые обманки (чермакиты и эдениты) возникают не позже, а часто одновременно с тремолит-актинолитами. При этом весьма дискуссионным остается вопрос о возможной смешимости в ряду актинолит — роговая обманка; во всяком случае их сосуществование в одном парагенезисе в качестве отдельных фаз твердо доказано [120, 138, 159, 220]. Неясным становится положение и значение реакции доломит+кварц + $H_2O =$ тремолит+кальцит + CO_2 , считающейся изоградой тремолита, поскольку в метабазитах (например, в Патомском нагорье и других регионах [265]) доломит и анкерит с кварцем стабильны до середины ставролитовой фации одновременно с роговыми обманками разных типов. Выявленная широкая взаимная смешимость алмадина с гроссуляром [94] делает неопределенной низкотемпературную границу появления граната в метабазитах. Например, в районе Отаго алмадин-гроссуляровые гранаты появляются на изограде биотита [122], а в кианитовом комплексе Патомского нагорья гранаты состава $Alm_{75}Pr_5Gross_{20}$ сосуществуют с зеленой чермакитовой роговой обманкой (в составе гранатовых амфиболитов) в середине зеленосланцевой фации (среди толщ, в которых стабильны

$Chld + Ky + Q$ без ставролита, а также $Stp + Q$). Это показывает, что в кианит-силлиманитовых комплексах глубинности парагенезис граната с роговой обманкой полностью теряет значение критического и использовать его для выделения целой фации ("альмандин-амфиболитовой") невозможно. В гранатовых амфиболитах Патомского нагорья устойчивы также хлориты с железистостью 60–70%. Аналогичные наблюдения в других регионах показывают, что хлорит в богатых CaO породах не исчезает раньше актинолита (как иногда считается), а сохраняется в ассоциации с роговой обманкой до середины амфиболитовой фации.

В высокотемпературной части амфиболитовой фации все чаще обнаруживаются парагенезисы не только трех, но и четырех амфиболов в одной породе ($Gedr + Anf + Cum + Hrb$) [245, 263]. Тенденции изменения равновесий и влияния температуры и давления на стабильность этих необычных ассоциаций не вполне ясны. В области перехода к гранулитовой фации также наблюдаются неопределенные в фациальном отношении и почти не изученные парагенезисы гиперстена и клинопироксена с жедритом и куммингтонитом. В то же время разложение роговой обманки на гиперстен + клинопироксен + плагиоклаз (переход к гранулитовой фации) сильно зависит от железистости и наличия кварца в породе. Поэтому для всех гранулитовых формаций характерно переслаивание двупироксеновых кристаллосланцев не только с полевошпатовыми, но и с гранатовыми амфиболитами [57]. Следовательно, часто упоминаемая реакция роговая обманка + кварц = гиперстен + клинопироксен + плагиоклаз + H_2O растянута на значительный температурный интервал и не имеет значения в качестве границы гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Распад эпидота – важнейшего минерала низких и средних ступеней – в большой мере зависит от окислительно-восстановительных условий в породе. Безжелезистые его разновидности (доизит и клинодоизит) разлагаются гораздо позднее железистых, практически уже в верхах амфиболитовой фации, что нивелирует отличие этой фации от эпидот-амфиболитовой.

Для метабазитов, вплоть до середины амфиболитовой фации, характерно присутствие кальцитовых и анкерит-доломитовых карбонатов с кварцем. Их равновесия с плагиоклазом, гранатом и амфиболом и реакции полной декарбонатизации определяются в равной мере как температурой, так и режимом CO_2 при метаморфизме (фугитивность CO_2 в свою очередь может быть по-разному связана с глубиной).

Почти все перечисленные особенности парагенезисов богатых кальцием пород выявлены за последние годы и ранее не были известны. Эти новые данные показывают, что реакции в метабазитах, которые ранее были использованы для разделения фаций, либо не проявлены в чистом виде, либо приходится на такой широкий температурный интервал, что не могут рассматриваться в качестве пограничных. Это связано с тем, что метабазиты, в сравнении с ме-

тапелитами, имеют значительно более сложный валовой химический состав и содержат ряд кальциевых и натриево-кальциевых минералов с широким изоморфизмом Na, Ca, Mg, Fe, Si, Al (например, амфиболы). Их поликомпонентность делает обычными шести- и семиминеральные парагенезисы, почти не поддающиеся графическому изображению и анализу. К факторам равновесия метабазитов, не менее важным, чем температура и давление, относятся активность CO_2 и O_2 , а также кремнекислотность, натриевость и марганцовистость пород. Поэтому богатые CaO ассоциации наименее пригодны не только для дробного подразделения субфаций, но и для выделения каких-либо крупных фаций.

Гораздо более удобны для этой цели бедные CaO метапелиты и метапсаммиты, во всех формациях распространенные не менее широко, чем богатые CaO породы. Главные их преимущества заключаются в следующем.

1. Парагенезисы бедных кальцием пород очень тонко реагируют на изменения температуры, причем смена субфаций фиксируется либо резкой сменой одного парагенезиса другим, либо исчезновением или появлением нового минерала с узким температурным полем устойчивости (хлоритоид, ставролит), либо простым полиморфным переходом типа $\text{Andl} \rightleftharpoons \text{Ky} \rightleftharpoons \text{Sill}$. Богатые кальцием породы, напротив, сложены минералами и парагенезисами, "проходящими" через несколько фаций; для них характерна не резкая смена ассоциаций, а лишь постепенное изменение составов главных минералов.

2. Большинство твердофазовых равновесий в метапелитах сильно зависит от давления, что позволяет выделять по ним фации глубинности. На парагенезисы основных пород давление влияет мало (заметным исключением здесь являются только гранатсодержащие ассоциации).

3. В бедных кальцием породах число устойчивых минералов редко превышает пять. В большинстве важнейших минералов (ставролите, хлоритоиде, хлорите, кордиерите, частично гранате) проявлен только изоморфизм $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}$, что упрощает их изучение. Все парагенезисы метапелитов наглядно изображаются на диаграммах $\text{Al} - \text{Mg} - \text{Fe}$ и $\text{Al} - \text{K} - (\text{Mg}, \text{Fe})$ и доступны для графического анализа. Многие моновариантные равновесия в этих породах неоднократно картировались в качестве реальных и довольно резких границ отдельных зон в метаморфических ореолах.

В то же время парагенезисы метабазитов из-за их сложного состава и разнообразных типов изоморфизма в минералах не обнаруживают ясной зависимости от температуры. Поликомпонентность и многофазность этих пород (обычны шести- и семиминеральные ассоциации) затрудняет или делает невозможным их графическое изображение.

4. В отличие от метабазитов, парагенезисы бедных CaO пород (за исключением наиболее низкотемпературных метапесчаников с сидеритом) прямо не зависят от P_{CO_2} .

5. Природные ассоциации бедных СаО пород изучены неизмеримо полнее, чем метабазитов. Многие из них исследованы также и экспериментально.

Поэтому, в связи с изложенным выше, предлагаемое в настоящей работе подразделение метаморфических фаций основано на парагенезисах бедных СаО пород.

Принципы построения петрогенетической схемы

Использование результатов экспериментальных исследований для построения P - T диаграмм природных равновесий связано с оценкой соотношений P_s (давление на твердые фазы) и P_{H_2O} (парциальное

давление воды) при метаморфизме. Это один из наиболее сложных и дискуссионных вопросов в метаморфической петрологии. Однако несомненно, что P_{H_2O} ниже P_s и P_{fl} (общее флюидное давление).

Соотношение $P_{H_2O} < P_{fl} < P_s$ связано со сложным составом флюидов, содержащих большое количество углекислоты, других газов и солей, и с тем, что сами растворы находятся под меньшим давлением, чем твердые породы, из-за просачивания их в верхние горизонты коры.

Несмотря на утвердившееся признание значительного различия величин P_{H_2O} и P_s , конкретные оценки этого соотношения колеблются в широких пределах. По представлениям В.С. Соболева и его сотрудников [12, 14, 16], P_{H_2O} зависит главным образом от температуры, закономерно понижаясь от низких ступеней метаморфизма к высоким. Так, для зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций принимается соотношение $P_{H_2O} = 0,7-0,8 P_s$, для амфиболитовой фации и границы фаций дистеновых сланцев и гнейсов $P_{H_2O} = 0,6 P_s$, для гранулитовой фации $P_{H_2O} = 0,2-0,4 P_s$ (в гранулитовой фации низкие значения P_{H_2O} связаны не только с температурой, но и с большой глубиной, поскольку в подкорковых флюидах мольная доля воды понижена).

По мнению А.А. Маракушева [59, 60], P_{H_2O} в различных температурных фациях вряд ли превышает 1-1,5 кбар, поскольку в ином случае невозможна сколько-нибудь удовлетворительная экстраполяция экспериментальных значений температур ряда равновесий на природные ассоциации. Следует отметить, что это предположение было сделано А.А. Маракушевым [59] при интерпретации существовавших к тому времени ряда ранних экспериментальных работ, которые давали очень высокие значения P и T для большинства равновесий. При более поздних исследованиях тех же кривых установлены значительно меньшие температуры соответствующих реакций (например, кривые разложения пирофиллита на $Al_2SiO_5 + Q$ по дан-

ным Э.Альтхауза [100] и Х.Хааса и М.Холдэвеза [169], а также мусковита с кварцем — на $Al_2SiO_5 + Q$ по данным Р.Сегнита и Дж.Кеннеди [254] и более поздним работам [19, 201]).

Согласно Л.Л.Перчуку [68], режим H_2O при метаморфизме в большой степени зависит от общего давления (глубинности). При $P_s = 1-5$ кбар парциальное давление воды, будучи значительно ниже P_s , увеличивается с ростом общего давления и при $P_s = 4-5$ кбар достигает максимума ($P_{H_2O} = 3$ кбар). Дальнейшее увеличение глубинности приводит к снижению P_{H_2O} (главным образом за счет изменения состава флюида) до $\sim 1,5$ кбар при $P_s = 8-9$ кбар.

Для построения петрогенетической сетки в $P-T$ координатах необходимо принять какие-то определенные соотношения P_s и P_{H_2O} . Рассмотрим в связи с этим несколько экспериментально изученных равновесий (при $P_s = P_{H_2O}$) и расчетные варианты этих же реакций при различных сочетаниях P_s и P_{H_2O} .

На рис. 1 нанесена экспериментальная кривая равновесия $Mu + Q = Ort + Al_2SiO_5 + H_2O$ при $P_s = P_{H_2O}$ по данным Д.Керрика [201] и В.А. Жарикова и др. [19], которые практически совпадают. Кроме того, на диаграмме показаны расчетные линии этого же равновесия: при фиксированных значениях P_{H_2O} от 1 до 6 кбар, рассчитанные по методике А.А. Маракушева [68]; при $P_{H_2O} = 0,5$ и $0,6 P_s$, что отвечает значениям, принятым новосибирскими петрологами [14]; в соответствии с моделью Л.Л.Перчука [68, рис.106] с экстремумом P_{H_2O} при средних давлениях.

Как видно из диаграммы, в интервале давлений 1–5,5 кбар кривые, рассчитанные согласно моделям Л.Л.Перчука и Н.Л.Добрецова и др., очень близки, но при $P_s > 5,5$ кбар заметно расходятся. Они пересекаются с линиями равных давлений P_{H_2O} , имеющими отрицательный наклон. Несмотря на совпадения или различия в положении полученных кривых, все существующие гипотезы относительно режима флюидов предполагают, что в природных метаморфических комплексах при температурах, близких к верхнему пределу стабильности мусковита, P_{H_2O} не может быть выше $0,6 P_s$ (а в абсолютных значениях — выше 3 кбар). Если это так, то из диаграммы на рис. 1 следует, что при $P_s = 5-6$ кбар максимальная температура стабильности мусковита с кварцем — $620^\circ C$, причем с уменьшением давления равновесие $Mu + Q = Ort + Al_2SiO_5 + H_2O$ сдвигается в область более низких температур: $\sim 600^\circ C$ при $P_s = 3,5$ кбар и $570^\circ C$ при $P_s = 2$ кбар. С повышением давления при $P_{H_2O} = 0,6 P_s$ линия реакции должна приближаться к субвертикальной, а при экстремальных соотношениях P_{H_2O} и P_s [68] эта линия вновь сильно смещается в низкотемпературную сторону. Так, при $P_s = 8$ кбар в первом случае температура равновесия будет 655 , во втором — $525^\circ C$.

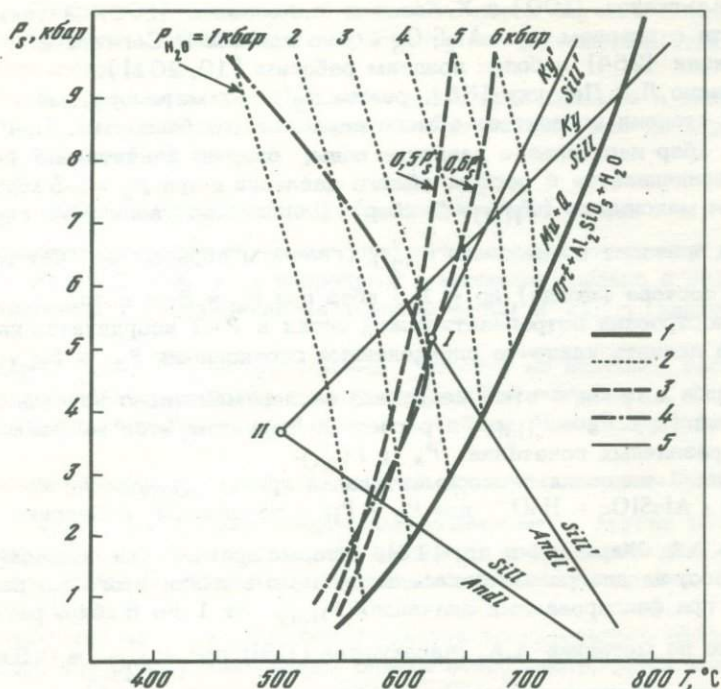


Рис. 1. Экспериментальные и расчетные кривые распада мусковита с кварцем при различных сочетаниях P_s и P_{H_2O} и их соотношения с равновесиями в системе *And - Ky - Sill*

Моновариантные линии реакций разложения мусковита с кварцем: 1 - по экспериментальным данным при $P_s = P_{H_2O}$ [19, 20]; 2 - при фиксированных значениях P_{H_2O} ; 3 - при $P_{H_2O} = 0,5$ и $0,6 P_s$ [12]; 4 - по модели с экстремумом P_{H_2O} [68]. Линии полиморфных переходов силикатов глинозема (5) и координаты тройных точек по данным: I - С.Ричардсона и др. [243], II - М.Холдвезя [185]

Таким образом, использование последних, наиболее точных экспериментальных данных по разложению мусковита с кварцем [19, 20] и их пересчет показывают, что при любой модели флюидного режима максимальные температуры стабильности мусковита не должны превышать 610°C при $P_s = 4$ кбар и 660°C при $P_s = 8$ кбар. Эти оценки ниже тех, которые приняты в большинстве существующих схем метаморфических фаций.

На рис. 1 показаны два наиболее известных варианта координат тройных точек полиморфов Al_2SiO_5 : $T = 620^\circ\text{C}$, $P = 5,6$ кбар [243] и $T = 501^\circ\text{C}$, $P = 3,76$ кбар [185]. Если принять первый вари-

ант, то данная точка попадает на линию полного разложения мусковита с кварцем независимо от того, по какой модели она рассчитана — с экстремумом или при $P_{H_2O} = 0,6 P_s$. Такое положение тройной точки означает полную невозможность сосуществования мусковита с кварцем и силлиманита. Поскольку парагенезис $Mu + Sill + Q$ — один из наиболее обычных при метаморфизме и его устойчивость отвечает широкому температурному интервалу, очевидно, что координаты, даваемые С.Ричардсоном и др., $T = 620^\circ\text{C}$ и $P = 5,6$ кбар, не соответствуют природным наблюдениям и завышены как по температуре, так и по давлению.

Гораздо более удовлетворительны координаты тройной точки, полученные в работе М.Холдевэя [185]: $T = 501^\circ\text{C}$, $P = 3,76$ кбар; эти значения довольно близки к ранним результатам Р.Ньютона [226]: $T = 520^\circ\text{C}$, $P = 4,07$ кбар. В этом случае (см. рис. 1) на диаграмме фиксируется широкое поле устойчивости силлиманита с мусковитом и кварцем. Пересечение кривых распада мусковита с линиями полиморфных переходов $Andl \rightarrow Sill$ и $Ky \rightarrow Sill$, нанесенными по данным М.Холдевэя, показывает, что парагенезис $Andl + Ort + Q$ возникает при $P_s < 2,5$ кбар, а парагенезис $Ky + Ort + Q$ — при $P_s > 6-6,5$ кбар; это также хорошо согласуется с результатами изучения метаморфических ореолов. В то же время если руководствоваться диаграммой С.Ричардсона и др. (см. рис. 1), ассоциация $Andl + Ort + Q$ должна возникать уже при $P_s = 4,5-5$ кбар. Это совершенно расходится с данными анализа природных парагенезисов, согласно которым андалузит с калишпатом встречаются лишь в роговиках и наименее глубинных частях андалузит-ставролит-силлиманитовых комплексов.

Недавнее определение энтальпии полиморфного перехода $Andl \rightarrow Sill$ и соответствующий расчет [103] подтвердили положение линии равновесия $Andl \rightarrow Sill$ на диаграмме М.Холдевэя, обнаружив в то же время резкое несоответствие с данными С.Ричардсона и др. [243].

На рис. 2 нанесены линия разложения пиррофиллита на кианит (андалузит) с кварцем по последним экспериментальным исследованиям Х.Хааса и М.Холдевэя [169] и различные расчетные варианты: при постоянных величинах P_{H_2O} при $P_{H_2O} = 0,4$ и $0,8 P_s$ и согласно модели с экстремумом P_{H_2O} при средних давлениях. В сравнении с предыдущими работами [19, 100] кривая реакции $P_{rf} = Ky(Andl) + Q + H_2O$, полученная Х.Хаасом и М.Холдевэем, занимает самое низкотемпературное положение; это относится также и к построенным на ее основе расчетным кривым. По-видимому, наиболее реальные значения температуры этой реакции — $350-390^\circ\text{C}$, что отвечает $P_{H_2O} = 0,6-0,4 P_s$.

Наблюдения над природными реакциями распада пиррофиллита и кристаллизации за его счет кианита или андалузита подтверждают их весьма низкотемпературный характер, поскольку они проходят внутри биотитовой субфации, до появления чистых альмандинов (см.

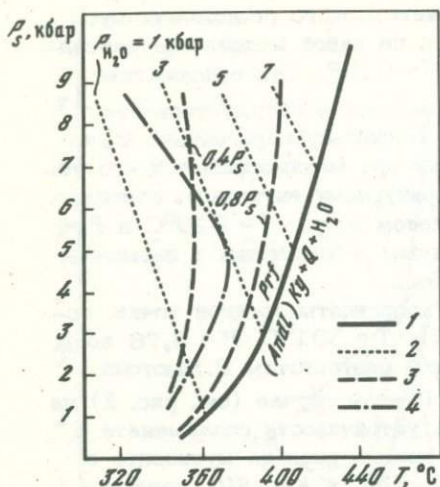


Рис. 2. Кривые распада пиррофиллита с кварцем при различных соотношениях P_s и P_{H_2O}

1 — по экспериментальным данным при $P_s = P_{H_2O}$ (см. текст); 2 — при фиксированных значениях P_{H_2O} ; 3 — при $P_{H_2O} = 0,4$ и $0,8 P_s$; 4 — по модели с экстремумом P_{H_2O}

главу II). Например, в кианитовом комплексе Патомского нагорья кианит образуется за счет пиррофиллита в глиноземистых прослоях, среди пород, в которых стабильны хлориты с железистостью 0–100%, фенгиты любого состава и стилипноменан, тогда как биотит еще очень редок, а железистые гранаты полностью отсутствуют.

На рис. 3 показаны результаты экспериментального [257] и расчетного изучения реакции образования магнезиального кордиерита за счет парагенезиса $Chl_0 + Al_2SiO_5 + Q$. Уменьшение P_{H_2O} в сравнении с давлением на твердые фазы не слишком значительно смещает это равновесие в низкотемпературную область. Важно отметить, что в отличие от остальных равновесий, показанных на рис. 1–5, линия данной реакции сохраняет свой пологий положительный наклон на P – T диаграмме при любых соотношениях P_s и P_{H_2O} . Однако сравнение с природными наблюдениями указывает на то, что температуры равновесия, полученные Ф. Зейфертом и В. Шрейером, по-видимому, сильно завышены. И расчетные, и экспериментальные кривые (за исключением линии с $P_{H_2O} = 1$ кбар) проходят правее тройной точки, тогда как в природных ореолах любой глубинности новообразование самого раннего, чисто магнезиального кордиерита всегда происходит глубоко в поле стабильности кианита или андалузита, но не силлиманита.

На рис. 4 представлены экспериментальная кривая образования чистого альмандина за счет железистого хлорита с кварцем [191] и различные ее расчетные варианты. По-видимому, температура экспериментальной реакции, как и в случае с магнезиальным кордиеритом, завышена. В природных условиях, например в кианитовых комплексах глубинности, изограды кианита и альмандина сближены, и температурный разрыв между ними вряд ли велик. Однако, согласно диаграммам на рис. 2 и 4, между ними наблюдается большой разрыв, например при $P_s = 5$ кбар и $P_{H_2O} = 0,6 P_s$ температура

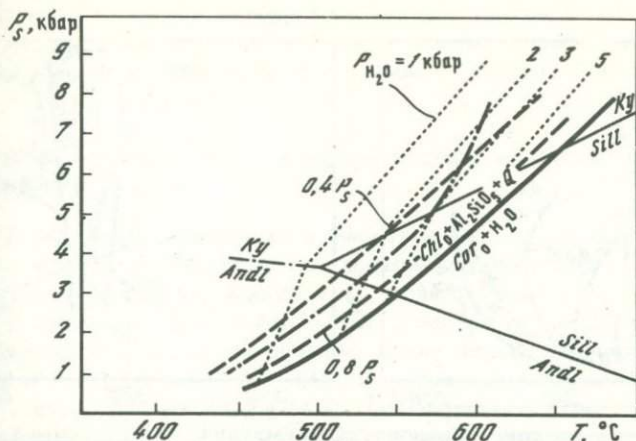


Рис. 3. Кривые реакции образования магнезиального кордиерита ($Chl_0 + Al_2SiO_5 + Q = Cor_0 + H_2O$) при различных сочетаниях P_s и P_{H_2O}

Условные обозначения те же, что и на рис. 2. Координаты тройной точки и линий полиморфных переходов $Ky \rightarrow Sill$ и $Andl \rightarrow Sill$ даны по М. Холдевэю [185]

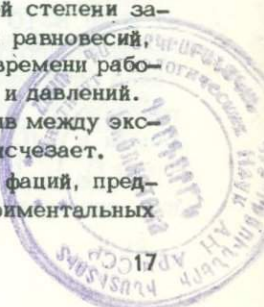
распада пирофиллита (см. рис. 2) – 375°C, а температура образования альмандин (см. рис. 4) – 450°C. Такой значительный интервал кажется маловероятным.

На рис. 5 нанесены линии экспериментально изученной Г. Хошем [190] реакции $Chl_{84} + Ky - St_{84} + Q + H_2O$ и ее аналогов при разных моделях флюидного режима. Все равновесия находятся правее тройной точки, нанесенной по данным М. Холдевэя [185]. Между тем хлоритоид в метаморфических комплексах никогда не ассоциирует с силлиманитом, а полностью разлагается в поле устойчивости кианита или андалузита. По-видимому, температура экспериментальной реакции заметно завышена.

Таким образом, проведенный в качестве примера анализ некоторых экспериментально изученных равновесий показал, что (с учетом поправок на различие P_{H_2O} и P_s) только реакции распада мусковита и пирофиллита, а также положение тройной точки, по данным М. Холдевэя [185], находятся в удовлетворительном соответствии с результатами анализа природных парагенезисов. Температуры остальных равновесий, по всей видимости, в той или иной степени завышены. Сравнение одних и тех же экспериментальных равновесий, изученных в разные годы, показывает, что последние по времени работы дают, как правило, более низкие значения температур и давлений. Следовательно, с развитием лабораторных методов разрыв между экспериментальными данными и природными наблюдениями исчезает.

При построении $P-T$ диаграммы метаморфических фазий, представленной на рис. 6, использованы результаты экспериментальных

2788



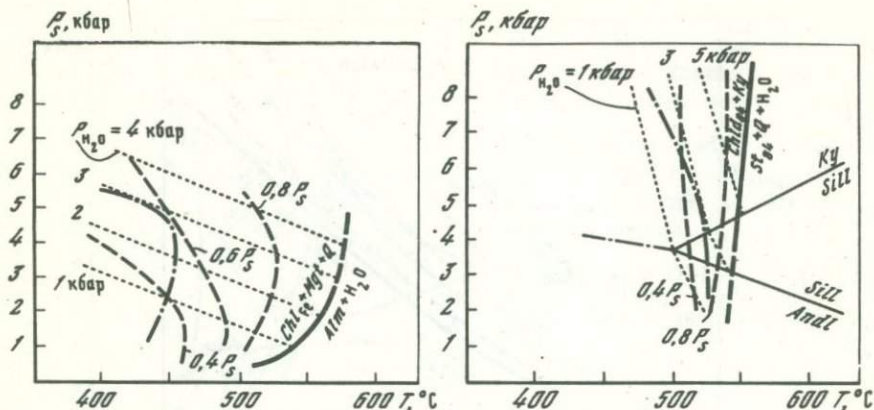


Рис. 4. Кривые реакции образования альмандина ($Chl_{Fe} + Mg + Q = Alm + H_2O$) при различных сочетаниях P_S и P_{H_2O}

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

Рис. 5. Кривые реакции разложения хлоритоида с кианитом ($Chl_{84} + Ky = St_{84} + Q + H_2O$) при различных сочетаниях P_S и P_{H_2O}

Условные обозначения те же, что и на рис. 2. Координаты тройной точки и линий полиморфных переходов $Ky \rightarrow Sill$ и $Andl \rightarrow Sill$ даны по М. Холдвэю [185]

исследований и геотермобарометрии, но особенно широко применена топологическая методика. Однако принципиальные соотношения фаций основаны исключительно на анализе природных парагенезисов. При этом диаграмма строилась таким образом, чтобы пограничные реакции, критические парагенезисы, относительная ширина температурных полей субфаций в разных условиях глубинности в возможно большей степени соответствовали тем закономерностям, которые выявлены при исследовании естественных метаморфических комплексов.

В отношении флюидного режима при построении диаграммы использована модель с экстремумом P_{H_2O} , близкая к предложенной Л.Л. Перчуком [68]. В интервале $P_S \approx 1-5$ кбар для низкотемпературных фаций принималось соотношение $P_{H_2O} = 0,6 P_S$, при понижении парциального давления воды во флюиде в сторону высоких температур — до величины $P_{H_2O} = 0,3-0,4 P_S$. По мере роста P_S от 5 до 8-10 кбар P_{H_2O} понижается до 0,4-0,5 P_S в низко- и среднетемпературных фациях и до 0,2 P_S — в гранулитовой фации. Такое снижение P_{H_2O} с ростом не только температуры [14], но и глубинности убедительно, как нам кажется, доказано А.А. Маракушевым и Л.Л. Перчуком [62]. На $P-T$ диаграмме (см. рис. 6) уменьшение P_{H_2O} с ростом P_S приводит к тому, что многие линии реакций дегидратации имеют температурный максимум при средних дав-

лениях и при увеличении глубинности меняют наклон с положительного на отрицательный. Лишь некоторые кривые (среди них — реакции кордиеритизации) не изменяют наклон с ростом общего давления.

Схема метаморфических фаций бедных кальцием пород, насыщенных K_2O

На рис. 6 показаны равновесия в бедных кальцием метаморфических породах, насыщенных калием, т.е. содержащих мусковит, а после его распада — калишпат. Координаты тройной точки полиморфов Al_2SiO_5 и линий $Ky \rightarrow Sill$ и $Andl \rightarrow Sill$ даны по М. Холдевэю [185]. Ее положение в области значительно более низких температур и давлений ($P = 3,76$ кбар, $T = 501^\circ C$), чем предполагалось ранее ($P = 5,6$ кбар, $T = 620^\circ C$) [243], подтверждается многочисленными наблюдениями над природными парагенезисами. Например, важнейшим доказательством низкотемпературного ее характера является то, что в комплексах, близких по давлению к тройной точке, силлиманит образуется еще в ставролит-хлоритовой субфации, где он устойчив с хлоритом, железистость которого около 50% [165, 155]. Широкая область сосуществования силлиманита с мусковитом при умеренных давлениях (как до распада ставролита, так и после него) также объяснима лишь при низкотемпературном положении тройной точки (см. рис. 1). На давления значительно ниже 5–6 кбар для данной точки указывают находки локальных контактовых ореолов роговикового типа с кианитом, андалузитом и силлиманитом. В то же время для большинства зональных кианит-силлиманитовых комплексов отсутствуют объективные доказательства сверхдавлений при их метаморфизме (в частности, в них отсутствует парагенезис тальк + кианит, но часто обнаруживается кордиерит с железистостью до 20–25%).

Поэтому с точки зрения парагенетического анализа метаморфических пород данные М. Холдевэя представляются наиболее удовлетворительными, и полученные им координаты приняты для общей $P_s - T$ диаграммы (см. рис. 6).

Необходимо особо остановиться на положении линии полиморфного перехода $Andl \rightarrow Ky$. Как известно, все расчеты равновесия $Andl \rightarrow Ky$, основанные на существующих термодимических константах, дают крутой положительный наклон этой линии на $P - T$ диаграммах. Прямое экспериментальное изучение данного равновесия в поле его стабильности до сих пор оказывалось невозможным из-за кинетических помех. Однако на всех известных диаграммах системы $Al_2O_3 - SiO_2$, в соответствии с расчетами, показан положительный наклон линии $Ky \rightarrow Andl$. В приложении к природным метаморфическим комплексам это означает, что в низкотемпературных зонах ореолов андалузит-силлиманитового типа всегда должен быть стабилен кианит, что, как известно, не наблюдается. Кроме того, при давлениях ниже тройной точки температурная зональность должна сопровождать-

$P_0, \text{кбар}$

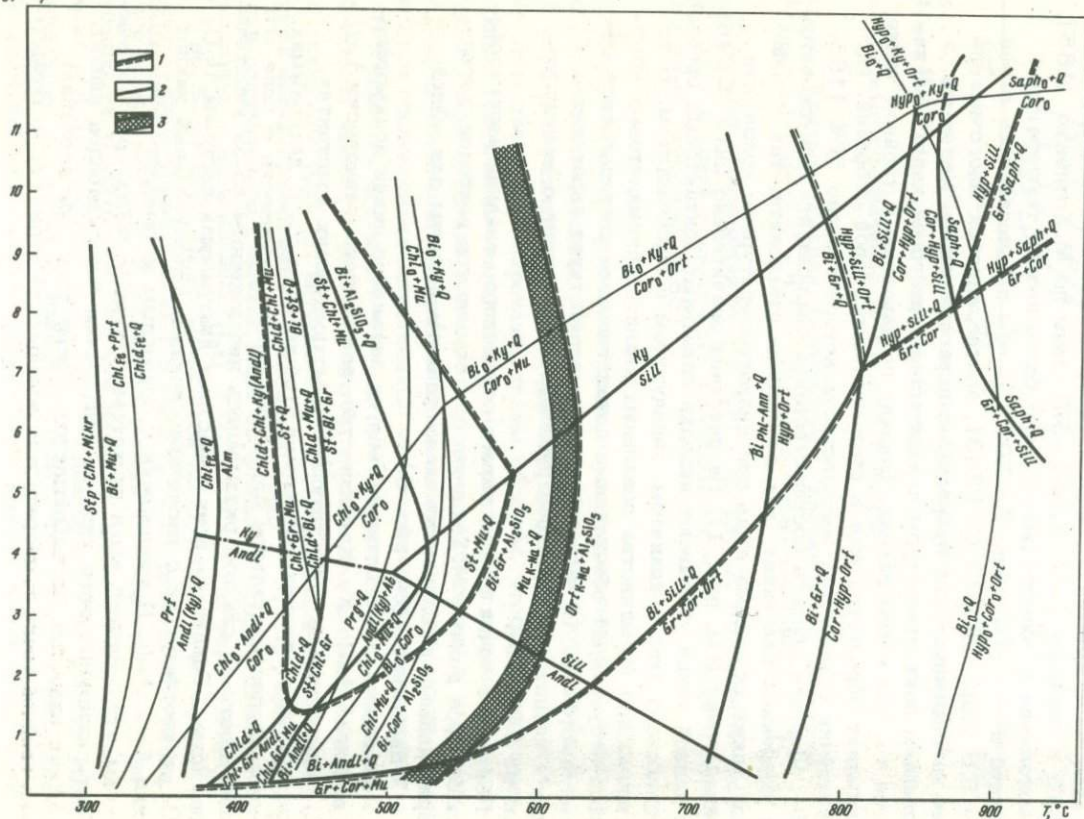


Рис. 6. Диаграмма равновесий в бедных кальцием породах, насыщенным K_2O

1 - границы метаморфических фаций; 2 - границы субфаций; 3 - область разложения мусковитов переменной натриевости на калишпат и силикат глинозема

ся кристаллизацией минералов в последовательности $Ky \rightarrow Andl \rightarrow Sill$. Тем не менее в моноциклических ореолах с тремя силикатами глинозема, как было показано на ряде примеров [32], в подавляющем большинстве случаев (если не во всех) наблюдается обратная картина — псевдоморфозы кианита по хиастолиту с приближением к контакту с интрузией (или в сторону более высокотемпературной зоны), т.е. смена полиморфов в порядке $Andl \rightarrow Ky \rightarrow Sill$. Если в регионально-метаморфических комплексах это иногда можно объяснить градиентом давления, то для локальных ореолов контактового типа [188, 212, 234] такое объяснение неприменимо. Правда, по поводу роговиков Доннегальского гранита, где андалузит обычно расположен дальше от контакта, чем кианит, высказано мнение [107], что первичная зональность там искажена разломами и надвигами; однако в других узких контактовых ореолах их изобарический характер и ненарушенное первичное строение не вызывают сомнений. По мнению Л. Холлистера [188], описавшего наиболее яркий пример контактовой зональности при участии всех трех полиморфов Al_2SiO_5 , последовательность $Andl \rightarrow Ky \rightarrow Sill$ с приближением к интрузии можно объяснить ранней метастабильной кристаллизацией андалузита в температурном поле кианита. Однако постоянное и закономерное повторение подобной, казалось бы, аномальной последовательности и в других регионах делает такую интерпретацию маловероятной.

Поэтому, несмотря на расхождение с расчетными данными и отсутствие однозначного объяснения этого факта, на диаграммах (см. рис. 1-6) нами условно показан отрицательный наклон линии $Ky \rightarrow Andl$ в соответствии с той последовательностью их кристаллизации, какая обычно наблюдается в природе.

Все равновесия на $P-T$ диаграмме (см. рис. 6) относятся к системе $Mg-Fe-Al-K-Si$ в условиях избытка мусковита (калишпата) и кварца. На ней не отражены осложнения, которые вносятся в эти равновесия присутствием повышенных количеств Mn, Ca, Zn в породе, т.е. появлением обогащенных спессартином и гроссуляром гранатов и цинковых ставролитов. Однако при рассмотрении ассоциаций в каждой субфации влияние этих дополнительных компонентов обсуждается на конкретных примерах.

Изучение парагенезисов отдельных минералов сделало необходимым введение такого понятия, как "истинная изограда". Под ней понимается первая, наиболее ранняя реакция возникновения какого-либо минерала, отвечающая самым низким температурам его устойчивости. Например, "истинной изоградой кианита" является реакция его образования при дегидратации пирофиллита. В то же время реакция $St + Chl + Mu = Bi + Ky + Q + H_2O$, в результате которой кианит чаще всего появляется в умеренно глиноземистых (биотитсодержащих) породах, является изоградой лишь для группы пород ограниченного состава и отвечает температурам, на 100-150°C более высоким, чем его истинная изограда.

В метаморфических комплексах регионального типа (до давлений не ниже 1,5 кбар) выделяются семь метаморфических фаций (см.

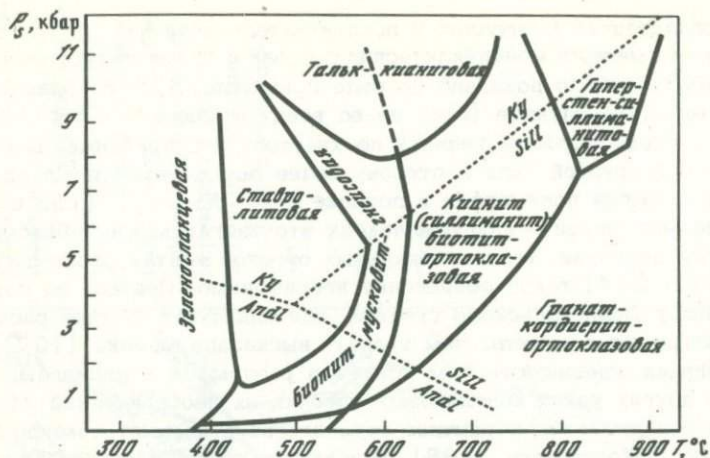


Рис. 7. Соотношения полей метаморфических фаций метапелитов на $P_s - T$ диаграмме

рис. 6, 7). Все пограничные равновесия проведены по парагенезисам насыщенных калием пород (см. рис. 6). Исключением является тальк-кианитовая фация, критическая ассоциация которой ($Ta + Ky + Q$) устойчива лишь в отсутствие мусковита или калишпата; поэтому ее контуры детально показаны на диаграммах для недосыщенных калием пород (см. рис. 35 и 42), а схематически – на рис. 7.

Фации регионального метаморфизма выделяются в таком объеме.

I. *Зеленосланцевая фация*. Низкотемпературная граница проводится по окончанию эпигенетических преобразований и переходу к полностью равновесным отношениям между всеми фазами. Высокотемпературная граница (около 420–430°C) – появление первых ставролитов в хлоритоидных сланцах. Вплоть до верхней границы фации (до истинной изограды ставролита) в ее породах сохраняются хлориты с железистостью 0–70%, хлоритоиды, фенгиты, а число парагенезисов биотита и граната ограничено. Поэтому название “зеленосланцевая” вполне оправданно для фации в целом. В ее составе выделяются три температурные субфации: добиотитовая, биотитовая и альмандин-хлорит-хлоритоидная.

II. *Ставролитовая фация*. Низкотемпературная граница – появление ставролита в ассоциации с хлоритом и хлоритоидом, высокотемпературная – распад последних ставролитов на $Al_2SiO_5 + Bi + Gr$. Границы фации сильно зависят от давления (глубинности): при $P_s < 1,5$ кбар ее поле полностью выклинивается, а при $P_s > 9$ кбар – сильно сужается, хотя и не выклинивается. Согласно диаграмме на рис. 6, максимальная температура стабильности ставролита с мусковитом и кварцем – 580°C при $P_s = 5–5,5$ кбар. При больших или меньших давлениях верхняя граница фации смещается в сторону значительно более низких температур.

III. *Фация биотит-мусковитовых гнейсов.* Низкотемпературная граница – исчезновение последних ставролитов, высокотемпературная – окончательный распад мусковита с кварцем на $Ort + Al_2SiO_5$. Стабильность полиморфа Al_2SiO_5 в критическом для фации парагенезисе $Bi - Mu + Al_2SiO_5 + Q$ определяется давлением (см. рис. 6 и 45), так же как и ширина температурного поля всей фации. В ее пределах выделяются две субфации – силлиманит(кианит, андалузит)–биотит–мусковитовая и силлиманит(кианит, андалузит)–биотит–мусковит–ортоклазовая.

IV. *Силлиманит(кианит)–биотит–ортоклазовая фация.* Низкотемпературная граница – распад мусковита, высокотемпературная – появление парагенезиса $Gr + Cor + Ort$ (при $P_s = 1-7,5$ кбар) либо $Hyp + Sill + Ort$ (при $P_s > 7,5$ кбар). При уменьшении давления температурное поле фации резко сужается (см. рис. 6). Низкотемпературная часть фации, где парагенезис $Hyp + Ort$ еще неустойчив, названа биотит–ортоклазовой субфацией, а высокотемпературная – биотит–гиперстен–гранат–ортоклазовой.

V. *Тальк–кианитовая фация.* Появляется исключительно в глубинных условиях ($P_s > 8$ кбар), где занимает интервал биотит–мусковитовой и значительной части ставролитовой и силлиманит(кианит)–биотит–ортоклазовой фаций. Низкотемпературная граница – распад магнезиальных хлоритов с кварцем на $Ta + Ky$, высокотемпературная – замещение тальк–кианитовой ассоциации жедрит–кордиерит–кианитовой. Температурное подразделение этой фации требует более детальных исследований, и поэтому субфации в ней не выделяются.

VI. *Гранат–кордиерит–ортоклазовая фация.* Низкотемпературная граница – распад парагенезиса $Bi + Sill - Ort + Q$ или $Hyp + Sill + Ort + Q$. Эта фация самая высокотемпературная при любых давлениях; однако с ростом глубинности ее нижняя граница смещается в область все более высоких температур (см. рис. 6). В наименее глубинных условиях, когда температурное поле фации наиболее широко, она подразделяется на три субфации: биотит–ортоклазовую, биотит–гиперстен–гранат–ортоклазовую и гиперстен–кордиерит–ортоклазовую; при увеличении давления выклиниваются поля сначала биотит–ортоклазовой, а затем и биотит–гиперстен–гранат–ортоклазовой субфаций.

VII. *Гиперстен–силлиманитовая фация.* Появляется только в глубинных условиях при давлении не ниже 7–7,5 кбар и занимает промежуточное положение между биотит–силлиманит–ортоклазовой и гранат–кордиерит–ортоклазовой фациями. Подразделяется на три температурные субфации: биотит–силлиманит–гиперстеновую, гиперстен–кордиерит–ортоклазовую и сапфирин–кварцевую.

В ореолах роговикового типа (при $P_s = 0,5-1,5$ кбар) ставролитовая, тальк–кианитовая и гиперстен–силлиманитовая фации не выделяются, и в этих условиях роговики можно разделить на четыре фации: *зеленосланцевую, биотит–мусковит–роговиковую* (иначе – *биотит–мусковит–андалузитовую*), *андалузит(силлиманит)–биотит–ортоклазовую* и *гранат–кордиерит–ортоклазовую*.

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ

По метapelитовым парагенезисам зеленосланцевая фация разделяется на три субфации: *добиотитовую, биотитовую и алмадин-хлорит-хлоритоидную*. Высокотемпературная граница фации (появление ставролита в хлоритоидных сланцах) означает переход к следующей, ставролитовой фации. Однако границу между эпигенезом и настоящим метаморфизмом по петрографическим критериям провести довольно трудно. Как это обычно принято [13], таким рубежом можно считать момент установления в породе полного физико-химического равновесия. С этим связаны перекристаллизация обломочных и глинистых частиц, исчезновение метастабильных реликтов, равновесное распределение компонентов между фазами, упорядочение структур слюдястых минералов.

В бедных CaO породах важнейшими преобразованиями такого рода являются: полное исчезновение гидрослюд, монтмориллонита, вермикулита и всех смешанно-слоистых образований типа хлорит-монтмориллонит или биотит-вермикулит, вместо которых образуется ассоциация фенгита модификации $2M_1$, "истинного" хлорита и стильпномелана; распад септехлоритов (шамозита, гриналита) — минералов со структурой каолинового или серпентинового типа, возникающих при диагенезе; разложение цеолитов и кристаллизация альбита и парагонита. На этой стадии обломочные зерна высокотемпературных минералов окончательно разлагаются: например, микроклин замещается чисто калиевым адуляром, средние плагиоклазы — сростками альбита с карбонатом (позднее с эпидотом), биотит — смесью серицита и хлорита со стильпномеланом или сидеритом. Однако полевые шпаты при этом могут почти целиком сохранять форму первичных обломочных зерен.

Добиотитовая субфация

Эта субфация часто называется хлорит-серицитовой или кварц-альбит-мусковит-хлоритовой, а в зональных ореолах картируется в качестве "зоны хлорита". Ее высокотемпературной границей можно считать изограду биотита, а низкотемпературной — ряд указанных выше преобразований, завершающих переход от позднего эпигенеза к собственно метаморфизму.

Парагенезисы этой субфации исследованы в разных регионах, главным образом качественно. Однако уже первые микронзондовые анализы выявили полную равновесность характерных для нее минеральных ассоциаций. Например, при изучении верхов "зоны хлорита" в Отаго Э. Браун [121] показал, что распределение Fe, Mg, Mn между хлоритом, фенгитом и стильпномеланом закономерно (величина K_D постоянна); наблюдается также корреляция между фенгитовостью мусковитов и глиноземистостью хлоритов. В марганцовистых метапелитах "зоны хлорита" в Арденнах [202] выдерживается равновесное распределение всех компонентов между спессартином, оттрелитом и хлоритом.

На рис. 8 в обобщенном виде показаны парагенезисы бедных CaO пород добиотитовой субфации. В наиболее бедных глиноземом метаграувакках и кислых ортопородах стабилен адуляр в ассоциации с хлоритом, стильпномеланом и сидеритом (магнезитом). В более глиноземистых, бескальциевых, т.е. обычных, метапелитах и метапесчаниках преобладают парагенезисы $Chl + Mu - Phn + Ab \pm Ank + Q$, иногда со стильпномеланом. В пересыщенных Al_2O_3 породах устойчивы пирофиллит и каолинит. Последний встречается лишь на низкой ступени добиотитовой субфации, где иногда образует хорошо оформленные метабласты, равновесные с мусковитом, парагонитом и хлоритом [202]. Однако пирофиллит все же более обычен в высокоглиноземистых парагенезисах, и реакция каолинит (диккит) + кварц = пирофиллит + H_2O может служить границей нижней и верхней ступеней субфации. Железо-магнезиальные хлоритоиды в достаточно глубоких регионально-метаморфических комплексах в условиях добиотитовой субфации не появляются, и вместо них стабилен парагенезис хлорита 7 Å с пирофиллитом [39].

Значительным разнообразием отличаются ассоциации бедных K_2O и Al_2O_3 пород "зоны хлорита", наиболее детально изученные в формациях железистых кварцитов. В них широко развиты карбонаты сидеритового и анкеритового рядов, и их относительная стабильность характеризует режим CO_2 при низкотемпературном метаморфизме. Исходными минералами джеспилитов к концу эпигенеза и началу

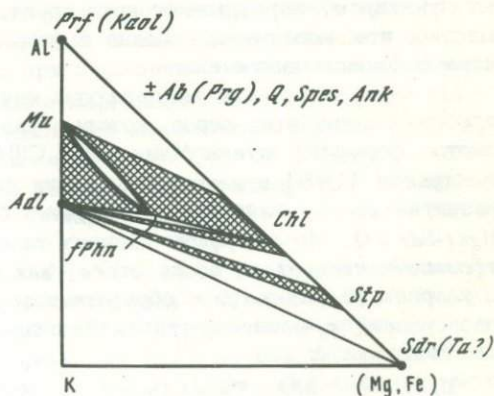


Рис. 8. Обобщенные парагенезисы бедных кальцием пород добиотитовой субфации на диаграмме Al-(Mg, Fe) - K

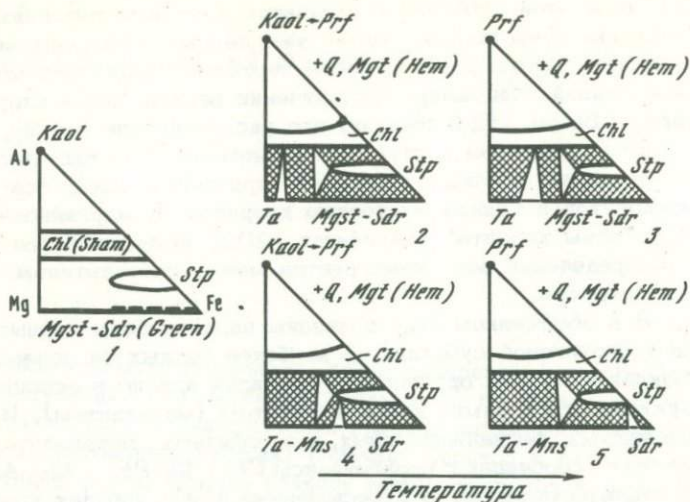


Рис. 9. Наиболее низкотемпературные парагенезисы бедных глиноземом и калием пород, связанных с формацией железистых кварцитов

1 - минералы стадии позднего эпигенеза (составы гриналита нанесены пунктирной линией); 2-3 - парагенезисы комплексов с высоким P_{CO_2} (2 - добититовая, 3 - бититовая субфации); 4-5 - парагенезисы комплексов с низким P_{CO_2} (4 - добититовая, 5 - бититовая субфации)

метаморфизма являются [152]: кварц, магнетит, гематит, сидерит-магнезитовый и анкеритовый карбонаты, хлорит (шамозит), стильпномелан и гриналит - микрозернистый серпентиновый минерал, железистость которого колеблется от 100 до, по крайней мере, 40% [162, 143]. Примерные поля этих минералов показаны на рис. 9, 1. Хотя составы магнезит-сидеритов и гриналитов (последние нанесены пунктиром) перекрывают друг друга, они часто встречаются совместно, что, возможно, связано с инертностью CO_2 в момент осадконакопления и эпигенеза.

По мере повышения температуры начинаются метаморфические преобразования этих пород, которые идут двумя путями. Для железистых формаций: штата Миннесота, США [118, 152], Западной Австралии [108] и некоторых других районов характерны широкое развитие тальк-миннесотаитов и очень ранний распад парагенезиса $Mgst-Sdr + Q$. Метаморфизм данного типа начинается с замещения гриналита сидеритом; после этого как магнезиты, так и сидериты с кварцем распадаются с образованием талька и его железистой разновидности - миннесотаита. Очевидно, первыми разлагаются чистые магнезиты:



Затем равновесия постепенно смещаются в область железистых составов (см. рис. 9, 4-5), и магнезиально-железистые карбонаты, реагируя с кварцем, образуют непрерывный ряд тальк-миннесотаитовых слюд. Наиболее богатый железом миннесотаит имеет отношение $Fe/(Fe + Mg) = 86\%$ [118], но известны и промежуточные разности, с железистостью 14, 33, 41 и 79% [76, 78, 108]. Постепенное вытеснение парагенезиса карбонат + кварц тальком и миннесотаитом происходит в температурном интервале добиотитовой и большей части биотитовой субфаций: например, в сидеритовых кварцитах хребта Хамерслей [108] псевдоморфозы миннесотаита по сидериту с кварцем возникают одновременно с появлением биотита в стильпномелан-сидеритовых прослоях.

Следовательно, при метаморфизме данного типа развиваются тальк-миннесотаиты с железистостью 0-86%, а в ассоциации с ними сохраняются лишь чисто железистые сидериты (см. рис. 9, 5).

Однако в ряде других регионов, например в железистых кварцитах КМА [7], миннесотаиты не образуются, и листомезит-сидеритовые карбонаты с железистостью 30-100% сохраняют стабильность с кварцем до изограды куммингтонита. С карбонатами ассоциирует тальк, железистость которого не превышает 20-25% (в сосуществующих парах железистость талька на несколько процентов ниже, чем у карбоната). Парагенезис талька, листомезит-сидерита и кварца, устойчивый вплоть до появления куммингтонита, исключает возможность кристаллизации миннесотаита (см. рис. 9, 2-3). Это, по мнению А.А. Глаголева [7], один из характерных признаков, отличающих метаморфический комплекс КМА от других железорудных районов.

Очевидно, длительная устойчивость карбонатов связана с повышенным значением P_{CO_2} , что может указывать на большую глубину метаморфизма. Напротив, широкое развитие миннесотаита за счет железистых карбонатов с кварцем должно рассматриваться как признак либо малой глубинности, либо низкого отношения CO_2/H_2O во флюиде.

Кроме парагенезисов, показанных на рис. 8 и 9, в добиотитовой субфации возможны некоторые специфические ассоциации. Так, железо-магнезиальные хлоритоиды, а тем более гранаты в этих условиях неустойчивы. Однако при повышенном содержании MnO в породах возникают спессартины и марганцовистые хлоритоиды (оттрелиты). Например, в палеозойских метапелитах Арденн [202], в которых количество MnO колеблется от 0,4 до 6,0 вес.%, стабильны гранаты, на 85-95% состоящие из спессартина, и хлоритоиды с 4,5-10,2 вес.% MnO (в парагенезисе $Chld_{Mn} + Spes + Chl + Prg + Phn + Q$).

На диаграмме $Alm - Spes - Gros$ (рис. 10) нанесены анализы гранатов из бедных CaO пород добиотитовой субфации [121, 194, 202]. Их химизм меняется от почти чистых спессартинов до гранатов состава $Spes_{30}Gros_{40}Alm_{30}$ с примесью 1-2% пирропа. Гранаты из хлоритовой ступени метаморфизма в Отаго [122] зональны: от центра

к краям зерен падает содержание MnO и возрастает количество FeO и CaO . Весьма необычно в такой зональности сильное обогащение краевой части гроссуляром, в противоположность тому, что наблюдается в гранатах из более высокотемпературных субфаций (см. далее). Скорее всего эта тенденция связана с одновременным распадом крайне железистых анкеритов, устойчивых лишь в условиях, переходных к эпигенезу; этим же можно объяснить и увеличение алмандиновой составляющей в гранате.

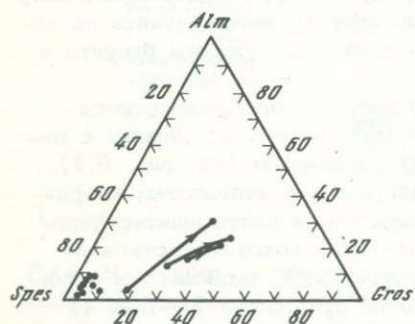


Рис. 10. Компонентный состав гранатов из пород добиотитовой субфации [122, 194, 202]. Стрелками показано изменение состава зональных гранатов из района Отаго от центра зерна к краю [122]

Вообще присутствие магнезит-сидеритовых и анкеритовых карбонатов (а иногда и небольших количеств кальцита) является характерной особенностью пород низкотемпературных субфаций. При этом железистость анкерита достигает 77% [108], кальцита — 8%, а магнезит-сидерита — изменяется от 0 до 100%. Однако по мере роста температуры все карбонаты в бедных CaO породах полностью исчезают уже в зоне граната. Распад сидеритов, как указывалось, связан с образованием миннесотаита, грюнерита и биотита, а разложение кальциевых карбонатов — с увеличением кальциевости граната и повышением основности плагиоклаза.

Биотитовая субфация

Биотитовая субфация (называемая также биотит-хлоритовой или кварц-альбит-эпидот-биотитовой) в метаморфической зональности выделяется как "зона биотита". Ее низкотемпературная граница фиксируется по возникновению первых биотитов в наименее глиноземистых породах, высокотемпературная — по появлению чисто железистых гранатов за счет распада тюрингитовых хлоритов.

Главные минералы бедных CaO пород биотитовой субфации — биотит, мусковит-фенгит, хлорит, пирофиллит, хлоритоид, стилипноменлан, микроклин, альбит, железистых кварцитов — магнезит-сидеритовый карбонат и тальк-миннесотаит. На рис. 11 точки нанесены составы мусковит-фенгитов, хлоритов, стилипноменланов и тальк-миннесотаитов из пород главным образом биотитовой, реже добиотитовой субфаций. Пределы колебаний составов слюд почти идентичны в обеих субфациях. Так, состав калиевых бедных слюд ме-

няется от мусковитов - $KAl_2(SiAl)O_{10}(OH)_2$ до феррифенгитов - $K(Mg, Fe)_{0,5}Fe_{0,5}^{3+}Al(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}(OH)_2$. Железистость хлоритов не ограничена (от 0 до 100%), причем наиболее железистые разновидности - самые глиноземистые; железистость стильпномеланов 60-100%; максимальная железистость миннесотаитов, как указывалось, достигает 86%.

Реакции, в результате которых возникает биотит, кроме температуры, в большой мере определяются составом пород, особенно отношением в них $K : Al : (Mg, Fe)$. Например, изограды биотита в аркозах, полимиктовых метапесчаниках и метапелитах отвечают различным температурам, и поэтому ширина и границы биотитовой зоны не совпадают в регионах, сложенных толщами разного состава.

При изучении парагенезисов биотитовой субфации неоднократно отмечалось [71, 105, 121, 130, 216, 270], что первые биотиты всегда появляются в метапесчаниках, причем в разностях, близких к калишпатсодержащим метаграувакам, тогда как в переслаивающихся с ними метапелитах биотит либо возникает значительно позднее, либо вообще не образуется в условиях биотитовой субфации.

Примером наиболее ранних метаморфических парагенезисов биотита являются нижнепалеозойские метаграувакки Вермонта [278]. В этих породах одновременно стабильны биотит и, казалось бы, исключающие его парагенезисы стильпномелан + микроклин и хлорит + микроклин. Аналогичные ассоциации встречены в гранитах массива Монблан, затронутых альпийским метаморфизмом [240]: в них в парагенезисе $Stp + Chl + Mikr + Ab + Q$, возникшем за счет разложения первично-магматических биотитов и пертитов, наблюдаются редкие новообразования зеленого биотита. Как следует из диаграммы на рис. 15, 1, с парагенезисом $Stp + Chl + Mikr + Q$ могут сосуществовать лишь малоглиноземистые биотиты, в которых примесь истонит-сидерофиллита не превышает 30-40%. Иными словами, возникающие первыми биотиты должны иметь минимальную глиноземистость.

Рассмотрим, подтверждается ли это предположение данными химических анализов природных слюд. Как известно, биотиты представляют собой смесь флогопит-аннитовой - $K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ и более глиноземистой истонит-сидерофиллитовой - $K(Mg, Fe)_{2,5} \cdot Al_2Si_{2,5}O_{10}(OH)_2$ серий. На рис. 12 нанесены значения железистости, а также отношение $Al/(Mg + Fe + Ti + Mn + Al)$ и соответствующие ему содержания истонит-сидерофиллитовой молекулы (по оси ординат, в %) в биотитах из тройного парагенезиса $Bi + Mu + Phn + Chl (\pm Cr) + Q$ из бедных CaO пород биотитовой [106, 121, 123, 139, 216, 219, 238] и гранатовой [97, 106, 125, 139, 208] зон метаморфизма. В этой ассоциации (см. рис. 15) глиноземистость биотита максимальна и определяется главным образом температурой кристаллизации. Все данные для рис. 12 взяты из табл. 1 и 3, где приведены парагенезисы и главные константы слюд. На диаграмме видно, что в биотитовой зоне биотиты содержат обычно 60-80, а в гранатовой - 70-100% истонит-сидерофиллитовой мо-

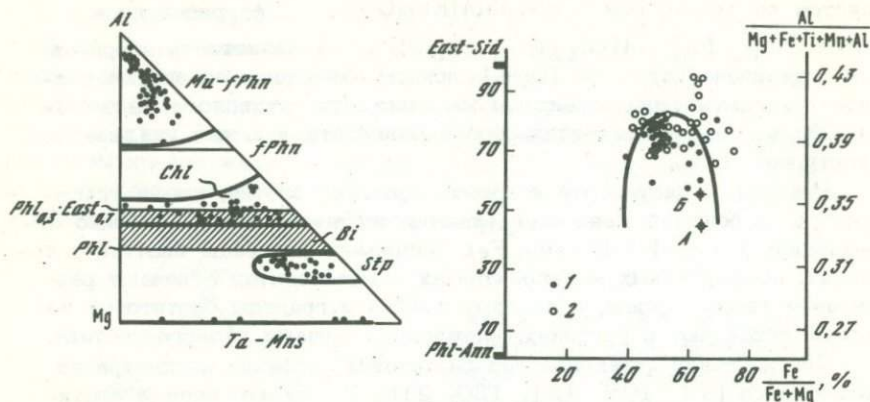


Рис. 11. Поля составов мусковит-фенгитов, хлоритов, стильпно-меланов, тальк-миннесотайтов и биотитов (заштриховано) из пород добиотитовой и биотитовой субфаций

Рис. 12. Глиноземистость и железистость биотитов в парагенезисе $Bi + Mu-Phn + Chl (\pm Gr) + Q$ из биотитовой (1) и гранатовой (2) зон метаморфизма

Составы биотитов, отобранных непосредственно с изограды: А – в метаграувакках Далредизн [216]; Б – в метапесчаниках Восточного Отаго [121, 123]. На шкале ординат показаны составы конечных серий – флогопит-аннитовой ($Phl \cdot Ann$) и истонит-сидерофиллитовой ($East \cdot Sid$)

лекулы, т.е. их предельная глиноземистость с ростом температуры явно и заметно возрастает.

Такая же тенденция выявляется и внутри биотитовой субфации. К сожалению, анализы наиболее низкотемпературных биотитов из парагенезиса $Bi + Stp + Chl + Mikr + Q$ в литературе отсутствуют. Однако имеются два анализа слюд непосредственно с биотитовой изограды в двух регионах. Это биотит из метаграувакк Далредизн в Шотландских нагорьях [216, обр. 11], где он появляется при распаде парагенезиса $Chl + Mikr + Q$ (см. рис. 12, точка А), и биотит из изоградного парагенезиса $Bi + Mu-Phn + Chl + Stp + Q$ в метапесчаниках Отаго [121, 123 обр. 668–39] (см. рис. 12, точка Б).

Оба биотита наименее глиноземистые – в них содержание истонит-сидерофиллита соответственно 43,5 и 54,5%. При повышении температуры и продвижении к верхним границам биотитовых зон в обоих регионах количество Al_2O_3 в слюдах в одних и тех же парагенезисах значительно возрастает (см. табл. 1).

Таким образом, чем ниже температура образования биотита, тем ниже его предельная глиноземистость. Она повышается постепенно внутри всей биотитовой субфации, но только в зоне граната возможно появление чистых истонит-сидерофиллитов (см. табл. 3).

Таблица 1

Глиноземистость, общая железистость и содержание истонит-сидерофиллитовой молекулы в биотитах из пород биотитовой субфации метаморфизма

№ анализа	Al ₂ O ₃ , вес. %	Al		Fe Fe + Mg, %	East, %	Район, пара- генезис
		Mg+Fe+Ti+Mn+Al	East, %			
		0,25	0			Флогопит-аннитовый биотит (Phl)
		0,445	100			Истонит-сидерофиллитовый биотит (East)
						<u>Отаго, Новая Зеландия</u> [121, 123]
668-39	15,4	0,356	54,5	63,8		Vi + Mu-Phn + Chl + Stp + + Ep + Ab + Q (на изограде биотита)
668-61	16,0	0,361	56,7	59,6		Vi + Mu-Phn + Chl + Ep + + Ab + Q
	15,56	0,331	41,5	47,0		<u>Нихулан-Хо, Япония</u> [221] Vi + Grspess + Ab + Q
						<u>Далредизен, Шотландия</u> [216]
11	14,49	0,335	43,5	63,7		Vi + Mu-Phn + Chl + Pl + + Ka + Q (на изограде биотита)
16	17,25	0,384	68,8	64,0		Vi + Mu-Phn + Chl + Ka + + Pl + Q
18	17,36	0,376	64,5	60,7		Vi + Mu-Phn + Chl + Ka + + Pl + Q
						<u>Далредизен, Шотландия</u> [106]
II	17,19	0,388	70,7	61,3		Vi + Mu-Phn + Chl + Ab + Q
III	17,97	0,406	80,0	71,3		Vi + Mu-Phn + Chl + Ab + Q
IV	17,37	0,365	59,0	63,7		Vi + Mu-Phn + Ab + Q
						<u>Далредизен, Шотландия</u> [219]
353C	18,59	0,400	77,0	56,2		Vi + Mu-Phn + Chl + Ab + Q
						<u>Вермонт, США [139]</u>
19	16,8	0,385	69,0	49,7		Vi + Mu-Phn + Chl + Ka + + Ab + Q
23	17,4	0,403	78,5	51,7		Vi + Mu-Phn + Chl + Ank + + Ab + Q
30	17,2	0,380	66,5	39,5		Vi + Mu-Phn + Chl + Ka + + (Ab ₂ -Ol ₂₂) + Q
31	17,7	0,400	77,0	47,2		Vi + Mu-Phn + Chl + Ank + + (Ab ₃ -Ol ₂₃) + Q
52	17,7	0,396	75,0	47,3		Vi + Mu-Phn + Chl + + (Ab ₃ -Ol ₂₂) + Q
73	17,5	0,393	73,5	45,0		Vi + Mu-Phn + Chl + Ank + + Ol + Q
32	18,1	0,400	77,0	49,0		Vi + Mu-Phn + Chl + Ank + + Ka + Ol ₂₄ + Q
32-2	18,1	0,402	78,0	47,3		Vi + Mu-Phn + Chl + + (Ab ₃ -Ol ₁₉) + Q

Таблица 1 (окончание)

№ анализа	Al ₂ O ₃ , вес. %	Al		Fe Fe + Mg, %	Район, парагенезис	
		Mg+Fe+Ti+Mn+Al	East, %			
35	17,5	0,400	77,0	47,7	Vi + Mu-Phn + Chl + Ank + + Ol ₂₅ + Q Иеллоунайф, Канада [238]	
P-1	18,03	0,398	75,9	52,0	} Vi + Mu-Phn + Chl + Pl + Q (метапелиты)	
P-3	17,55	0,385	69,2	48,8		
P-4	17,83	0,389	71,3	51,4		
P-5	18,19	0,401	77,4	50,9		
P-6	18,12	0,397	75,4	48,6		
P-7	17,89	0,393	73,3	49,1		
P-10	17,55	0,382	67,7	49,1		
P-12	17,50	0,392	72,8	48,4		
P-13	17,48	0,388	70,8	52,6		
P-14	17,52	0,387	70,2	51,4		
G-1	18,05	0,397	75,4	50,3		} Vi + Mu-Phn + Chl + Pl + Q (метаграувакки)
G-2	18,70	0,406	80,0	50,3		
G-3	16,53	0,364	58,5	47,8		
G-5	18,00	0,393	73,3	50,6		
G-6	17,47	0,383	68,2	47,9		
G-7	17,63	0,389	71,3	50,7		
G-10	17,64	0,392	72,8	52,3		
G-11	17,16	0,381	67,2	48,7		
G-13	18,01	0,398	75,9	49,8		
G-14	17,76	0,392	72,8	51,4		

Подразделение биотитовой субфации на температурные ступени удобно проводить по метасаммитам – породам, в которых парагенезисы биотита наиболее разнообразны.

Парагенезисы низкой ступени биотитовой субфации и истинная изограда биотита

Самые ранние ассоциации биотита возникают, как показывают наблюдения, в микроклинсодержащих метаграувакках и кислых ортопородах [124, 216, 240, 278]. Поэтому его первоначальные равновесия необходимо рассмотреть на диаграммах Al – Mg – Fe, построенных для условий избытка микроклина, а также гематита (довольно обычного рудного минерала в этих породах). При нанесении составов биотита и мусковит-фенгита на такие диаграммы (рис. 13) из них вычитаются молекулы микроклина и гематита; единственным устойчивым глиноземистым минералом в этом случае, как следует из диаграмм, является мусковит-феррифенгитовая слюда. Действительно, ни пирофиллит, ни хлоритоид в ассоциации с микроклином не образуются. Неизвестна также ассоциация тальк-миннесотаита с калишпатом, а устойчивость наиболее железистых хлоритов и стильпномеланов с гематитом маловероятна. Исходя из этого, парагене-

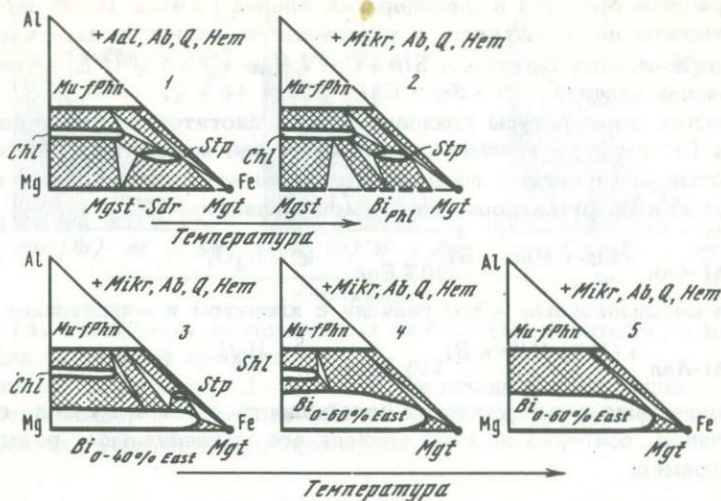
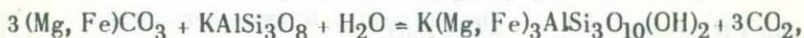


Рис. 13. Равновесия в пересыщенных калием (калишпатсодержащих) породах добититовой (1) и биотитовой (2–5) субфаций

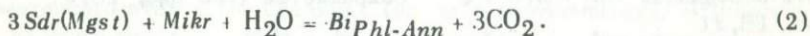
Ступени равновесия: 2–3– низкая (биотит–хлорит–стильпноме-лан–микроклиновая); 4– средняя (биотит–хлорит–микроклин–фенгитовая); 5– высокая (биотит–хлорит–фенгитовая)

зисы калишпатсодержащих метапесчаников, порфиридов и измененных гранитов добититовой субфации изображены на рис. 13, 1.

Минимальную глиноземистость имеют биотиты флогопит–аниитового ряда, и именно они, как указывалось выше, должны возникать первыми. Точка их составов (см. рис. 15, 1) лежит на конноде $Sdr(Ta) + Mikr$. Поэтому самые низкотемпературные и, следовательно, самые малоглиноземистые биотиты могут появляться в сидерит–калишпатовых метаграувакках или аркозах за счет распада парагенезиса сидерита с микроклином:



т.е.



Хотя процесс и идет с поглощением H_2O , эта реакция, будучи в то же время реакцией декарбонатизации, имеет эндотермический эффект и вызывается повышением температуры. В результате ранние, очевидно среднежелезистые, биотиты флогопит–аниитового ряда появляются в парагенезисе с микроклином, хлоритом и стильпномефаном, но не с мусковит–фенгитом (см. рис. 13, 2). Данная реакция может рассматриваться в качестве истинной, или первой, изограды биотита. По-видимому, этой начальной ступени биотитовой субфации соответствует низкотемпературный метамор-

физм гранитов Монблан в Швейцарских Альпах [240]. В них мусковит-фенгиты не образуются, и критическими являются парагенезисы: до появления биотита — $Stp + Chl + Mikr + Ab + Q (\pm Ep, Hem)$, с появлением биотита — $Bi + Stp + Chl + Mikr + Ab + Q$.

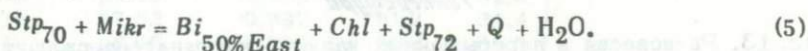
С ростом температуры глиноземистость биотитов начинает возрастать (обогащение истонит-сидерофилитовой молекулой). Более железистые его разновидности повышают глиноземистость, очевидно, за счет реакции со стильпноmelаном и микроклином:



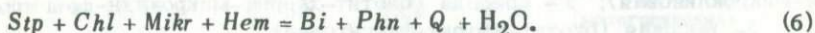
а более магниезиальные — при реакции с хлоритом и микроклином:



Одновременно ограничивается устойчивость стильпноmelана с микроклином, особенно за счет распада его магниезиальных разновидностей, например:

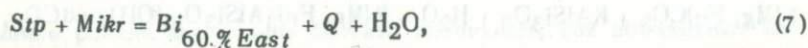


Реакции последнего типа приводят к полному разрыву парагенезиса $Stp + Chl + Mikr$:



В результате среднежелезистый биотит (содержащий 40–50% истонитовой молекулы) впервые становится устойчив с мусковит-фенгитовой слюдой (см. рис. 13,3). Вероятно, этим условиям отвечает метаморфизм терригенных пород Вермонта, в которых, как показал Е.Зен [278], стабильность ассоциации $Bi + Phn + Q$ совмещается с устойчивостью парагенезиса $Chl + Mikr + Phn + Q$ в магниезиальных и $Stp + Mikr + Phn + Q$ — в более железистых метапесчаниках и граувакках.

Дальнейший рост глиноземистости биотитов при увеличении температуры и реакции типа (5) приводят, наконец, к полной неустойчивости парагенезиса $Stp + Mikr$:



хотя ассоциация $Chl + Mikr + Q$ сохраняется (см. рис. 13,4; рис. 15,2).

Таким образом, критическими для самой низкой ступени биотитовой субфации являются парагенезисы $Bi + Stp + Chl + Mikr + Q$ и $Bi + Stp + Mikr + Phn + Q$, и она может быть названа биотит-хлорит-стильпноmelан-микроклиновой.

В богатых кальцием метаграувакках Отаго первые биотиты с содержанием 14,4–15,4 вес.% Al_2O_3 образуются [124] в результате более сложных реакций с участием актинолита и эпидота, например: $Stp + Act + Mu + Mikr + Mgt + Sf = Bi + Q + Ab + Ep + H_2O$ или $Chl + Act + Mikr + Ab + Sf + Mgt = Bi + Mu + Q + Ep + H_2O$. Одна-

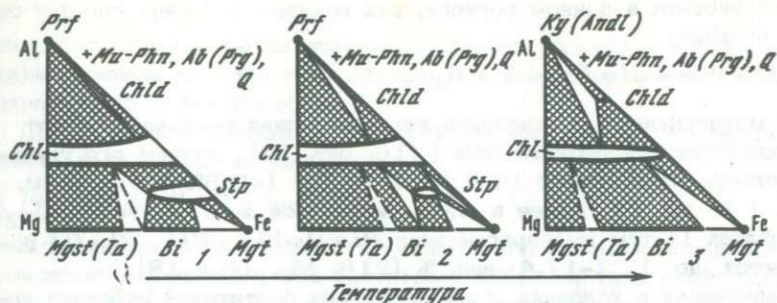


Рис. 14. Равновесия в насыщенных калием (мусковитсодержащих) породах биотитовой субфации

Ступени равновесия: 1 – низкая (биотит–хлорит–стильпноелан–микроклиновая); 2 – средняя (биотит–хлорит–микроклин–фенгитовая); 3 – высокая (биотит–хлорит–фенгитовая)

ко и в этом случае наиболее ранние биотиты на первом этапе сосуществуют с парагенезисом $Chl + Stp + Mikr + Q$.

Равновесия в более обычных мусковитсодержащих (без калишпата) парагенезисах показаны на рис. 14, 1. По-видимому, почти во всем интервале этой ступени в глиноземистых сланцах устойчив парагенезис $Chl + Prf$, и лишь у ее верхней границы появляются первые хлоритоиды [278]. В бедных Al метапесчаниках широко развит стильпноелан. Устойчивость биотита ограничена лишь среднежелезистыми его разностями, поскольку в более магниальных породах вместо $Bi + Phn$ стабильны $Chl + Mikr$ или $Mgst + Phn$.

Парагенезисы средней ступени биотитовой субфации и вторая изограда биотита

После исчезновения стильпноелана из ассоциаций с микроклином (в более бедных калием породах стильпноелан по-прежнему стабилен) существует температурный интервал, в котором устойчивы биотит с мусковит–фенгитом и парагенезис $Chl + Mikr + Q$ [130, 216]. Например, в альпийской зеленосланцевой толще вблизи массива Дора–Мэйра [130] наряду с биотитом, который присутствует лишь в метапсаммитах и метабазитах (но не в метапелитах), встречается парагенезис $Chl + Mikr + Phn + Ab + Ka + Q$ без стильпноелана.

Верхняя граница этой ступени изучена Д.Мэзером [216] в классическом районе Далредизен. Работая здесь в 20-е годы, С.Тилли [267] провел биотитовую изограду, разделяющую хлоритовую и биотитовую зоны, по первому появлению биотита в метапелитах. Д.Мэзер, исследуя этот же район, выяснил, что в граувакках биотит возникает значительно раньше, чем в метапелитах, глубоко в "зоне хлорита" С.Тилли. До появления биотита в граувакках обычен метаморфический парагенезис хлорита с микроклином, и настоящей изо-

градой биотита в данном регионе, как показал Д.Мэзер, следует считать реакцию:



В метаграувакках Далредизен эта изоградная реакция проходит при железистости биотита 64% [216, обр. 11], причем его глиноземистость минимальна: 14,5 вес.% Al_2O_3 (43,5% *Easi*) — см. табл. 1 и рис. 12. Далее в глубь биотитовой зоны количество Al_2O_3 в биотитах (в том же парагенезисе $Bi + Mu-Phn + Chl + Pl + Q$) повышается до 17,2–17,4 вес. % [216, обр. 16 и 18].

Равновесия в условиях средней ступени биотитовой субфации показаны на рис. 13, 4 и рис. 15, 2. Повышение температуры способствует нарастанию глиноземистости биотита и распаду сначала среднежелезистых, а затем и магнезиальных хлоритов в парагенезисе с микроклином. Реакция типа (8) с участием чисто магнезиальных минералов может рассматриваться в качестве *второй изограды биотита*, следствием которой будут полная устойчивость парагенезиса $Bi + Phn + Q$ в породах любой железистости и появление биотита в наименее глиноземистых метапелитах.

По критическому парагенезису $Bi + Chl + Mikr + Phn + Q$ данная ступень может быть названа *биотит-хлорит-микроклин-фенгитовой*¹.

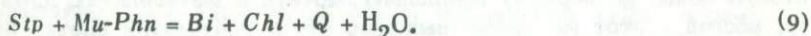
В мусковитсодержащих породах (без микроклина) по сравнению с предыдущей ступенью устойчивость хлоритоида сильно расширяется, а стильпномелана — сужается (см. рис. 14, 2). Несколько шире становится интервал стабильных составов биотита; однако в магнезиальных метапесчаниках с фенгитом из-за устойчивости ассоциации $Chl + Mikr$ биотит не может быть стабильным, и вместо него сохраняется парагенезис $Mgst + Phn + Q$.

Парагенезисы высокой ступени биотитовой субфации

Окончательный распад хлорит-микроклинного парагенезиса и полная устойчивость биотита с фенгитами и феррифенгитами означают переход к высокой ступени биотитовой субфации. В этих условиях с микроклином ассоциируют лишь биотит и фенгит (см. рис. 13, 5; рис. 15, 3–4), и поэтому парагенезисы с калишпатом уже не представляют особого интереса. Зато ассоциации умеренно насыщенных калием пород весьма разнообразны.

Для мусковитсодержащих пород данной ступени характерны два важных отличия: исчезновение стильпномелана и распад пиррофилита на кианит (андалузит) + кварц (см. рис. 14, 3).

Как показал Э.Браун [123] на многих примерах, в верхах "зоны биотита" стильпномелан, до этого стабильный с мусковит-фенгитами, разлагается благодаря реакции:



¹ Именно "фенгитовой", поскольку в этом парагенезисе стабильны не мусковиты, а лишь богатые магнием и железом фенгиты.

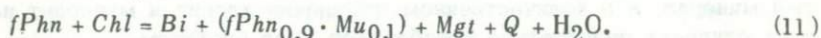
Однако это совсем не означает его полного распада — в недосыщенных калием породах типа железистых кварцитов стильпномелан сохраняет свою устойчивость.

Другая важная реакция — дегидратация пиррофиллита и появление вместо него силиката глинозема:



В кианитовых комплексах глубинности эта реакция определенно происходит в верхней части биотитовой субфации (см. следующий раздел). В типичном малоглубинном роговиковом ореоле без ставролита, в горах Китаками, по данным [259], андалузит в парагенезисе $Chl + Chl + Andl + Ser + Q$ появляется даже в хлорит-серицитовой зоне. Однако, возможно, эта зона соответствует нижней или средней ступени биотитовой субфации, в которых биотит стабилен лишь в калишпатовых метаграувакках, а его отсутствие в данной зоне связано лишь с отсутствием пород подходящего состава.

Наиболее обычен для высокой ступени, которая может быть названа *биотит-хлорит-фенгитовой*, парагенезис $Bi + Chl + Mu-Phn + Q$ (см. рис. 14, 3) в присутствии альбита или перистерита, часто с примесью анкерита или небольшого количества кальцита [106, 121, 123, 139, 216, 238]. С ростом температуры равновесия внутри этого ведущего парагенезиса меняются — глиноземистость биотита продолжает возрастать, и он ассоциирует с фенгитами, все более богатыми мусковитовой молекулой. Последнее, как это видно из сравнения диаграмм на рис. 15, 3 и 4, связано с серией последовательных реакций типа:



Действие подобных эндотермических реакций приводит к тому, что стабильность ассоциации $Chl + Phn$ при повышении температуры сужается, а $Bi + Mu-Phn + Chl$ — расширяется, и биотит начинает появляться в породах, имевших до этого хлорит-фенгит-кварцевый состав. Например, в серии Далредизн сразу же после исчезновения парагенезиса $Chl + Mikr + Q$ (на границе средней и верхней ступеней биотитовой субфации) биотит ассоциирует с белой слюдой состава примерно $fPhn_{0,89} \cdot Mu_{0,11}$ [216, обр. 14], тогда как в глубине "зоны биотита" в том же парагенезисе $Bi + Phn + Chl + Pl + Ka + Q$ (см. табл. 1) с ним устойчивы слюды состава $fPhn_{0,46} \cdot Mu_{0,54}$ (обр. 18). В целом состав мусковит-фенгитов в ассоциации $Bi + Chl + Mu-Phn + Q$ зависит от температуры, т.е. от того, насколько далеко зашли реакции типа (11). Связанные с ними превращения хорошо заметны в шлифах: это биотитовые каймы вокруг чешуек хлорита или растущие порфиробласты биотита в хлорит-серицитовой основной массе с одновременным уменьшением количества серицита и хлорита в породе.

Однако даже у высокотемпературной границы биотитовой субфации стабильность биотита ограничена: отсутствуют как крайне же-

лезистые его разновидности, вместо которых образуются фенгиты с магнетитом (гематитом), так и крайне магнезиальные, место которых занимает парагенезис магнетита (талька) с фенгитом (см. рис. 14, 3). Например, в метаморфическом ореоле района Брезовии [93] устойчива ассоциация талька с фенгитом, которая окончательно вытесняется флогопитом лишь в условиях, отвечающих "зоне граната".

Заметным фактором, контролирующим устойчивость биотита, является содержание TiO_2 в породе. Так, в богатых ильменитом сланцах Патомского нагорья парагенезис $Ilm + Chl + Mu-Phn$ нередко стабилен вместо биотита во всей биотитовой и части альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации [71]. Этим объясняется нередкое в патомском комплексе переслаивание ильменит-хлорит-серицитовых сланцев, совершенно не содержащих биотита, с биотит-хлорит-серицитовыми, в которых ильменит отсутствует или очень редок.

Чтобы показать, как состав пород влияет на устойчивость биотита, на парагенетических диаграммах $K - (Mg, Fe) - Al$ (рис. 15) нанесены средние составы характерных типов бедных CaO пород. В условиях низкой ступени биотитовой субфации (см. рис. 15, 1) биотит стабилен только в наименее глиноземистых метаграуваках, но в других типах пород отсутствует (точки II-III). На средней и в начале верхней ступени (см. рис. 15, 2-3) он появляется в метасаммитах более широкого состава (I), но не в метапелитах. Лишь в самых верхах биотитовой субфации (см. рис. 15, 4) возможна кристаллизация биотита в умеренно глиноземистых метаалевролитах (точка II), тогда как при среднем (точка III) и тем более высоком отношении $Al/(Mg, Fe)$ в породах биотит не образуется. Поэтому в биотитовой субфации биотит - далеко не главный слюдистый минерал, и в количественном отношении хлорит и мусковит на всех ступенях значительно преобладают над биотитом.

В условиях биотитовой субфации в несколько обогащенных марганцем породах появляются спессартин-гроссуляр-альмандиновые гранаты. Их составы, по данным Э. Брауна [121, 122], нанесены на диаграмму $Alm - Spes - Gros$ (рис. 16). Максимальное содержание альмандина в краевых частях таких зональных гранатов значительно выше, чем в добиотитовой субфации, и достигает 64%, а пироба - 4% [122, обр. 4-18]. Привлекает внимание иной характер их зональности: если в добиотитовой субфации краевая часть, обедняясь спессартином, обогащается одновременно альмандином и гроссуляром (см. рис. 10), то в данной субфации краевая часть граната обогащается только альмандином, а гроссуляром либо явно обедняется, либо его содержание не меняется от края к центру. Постоянство содержания кальциевого компонента можно, очевидно, объяснить тем, что предельное насыщение граната гроссуляром (в связи с распадом особо железистых анкеритов или манганокальцитов) было достигнуто на предыдущей ступени. Обеднение же краевых частей граната гроссуляром может быть связано либо с началом кристаллизации перистерита, либо с полным исчерпанием ранее существовавших в породе низкотемпературных карбо-

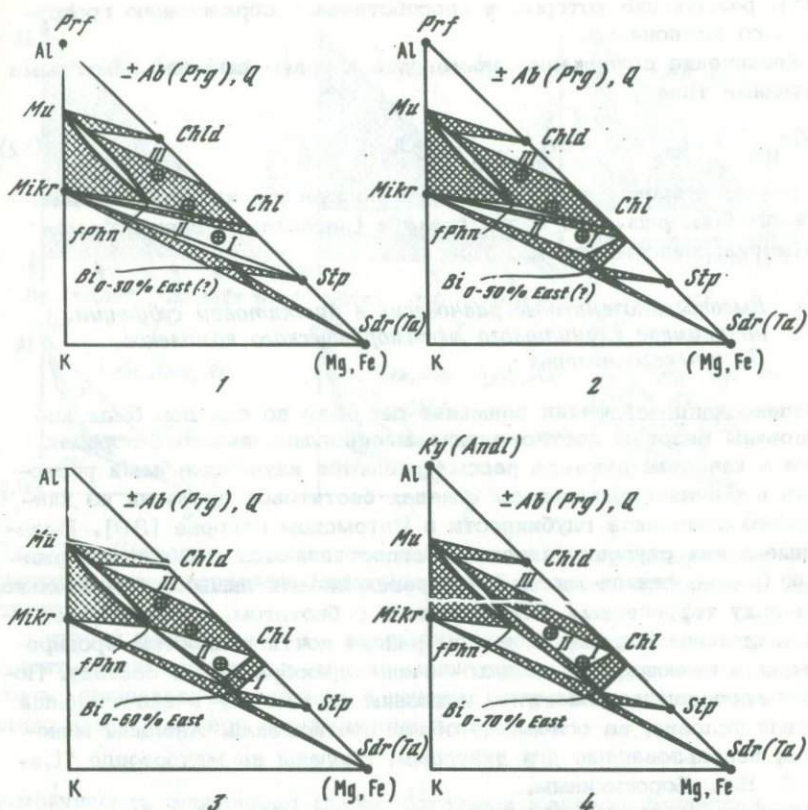
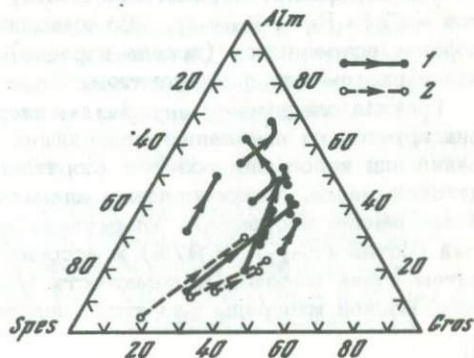


Рис. 15. Парагенезисы пород биотитовой субфации на диаграммах K - (Mg, Fe) - Al

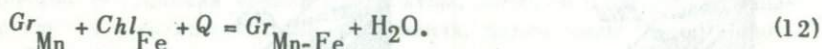
Ступени равновесия: 1 - низкая (биотит-хлорит-стильпно-мелан-микроклиновая); 2 - средняя (биотит-хлорит-микроклин-фенгитовая); 3-4 - высокая (биотит-хлорит-фенгитовая); 3 - начальная, 4 - конечная стадии. Средние валовые составы породы: I - калишпатсодержащие метагравуаки и аркозы; II - плагиоклазовые метапесчаники и метааллевролиты; III - умеренно глиноземистые метapelиты

Рис. 16. Компонентный состав зональных гранатов из пород биотитовой субфации (1) различных регионов, по данным Э. Брауна [122]. Стрелки указывают изменение состава от центра зерен к краям. Для сравнения нанесены составы гранатов из пород добиотитовой субфации (2)



натов, разложение которых и способствовало образованию гроссулярового компонента.

Увеличение содержания алмандина к краям вызвано обменными реакциями типа:



Их действие приводит к уменьшению количества хлорита в породе и увеличению размеров зерен граната (нарастанию внешних, менее марганцовистых зон).

Высокоглиноземистые равновесия в биотитовой субфации на примере кианитового метаморфического комплекса Патомского нагорья

В зеленосланцевой фации наименее детально до сих пор были исследованы фазовые соотношения в высокоглиноземистых породах. Ниже в качестве примера рассматриваются изученные нами равновесия в богатых глиноземом сланцах биотитовой субфации из кианитового комплекса глубинности в Патомском нагорье [39]. Выделенные в них ступени равновесия сопоставляются с биотитсодержащими (менее глиноземистыми) парагенезисами лишь приблизительно, поскольку терригенные метапесчаники с биотитом, хлоритом, фенгитом и стильпномеланом в данном районе почти полностью эродированы, а в имеющихся выходах — очень однообразны по составу. Поэтому ассоциации с биотитом показаны на рис. 17 в значительной степени условно, на основании общих соотношений. Анализы минералов, использованные для диаграмм, сделаны на микрозонде "Самеса" В.А. Боронихиным.

Наиболее низкотемпературные участки биотитовой субфации изученного района относятся к *пирофиллит-хлоритовой ступени*, для которой характерны полное отсутствие хлоритоида и стабильность вместе него пирофиллита с хлоритом любой железистости (рис. 17, 1). В бескварцевых породах устойчив диаспор. Хлориты в ассоциации с пирофиллитом обогащены глиноземом (25–26 вес. % Al_2O_3) и в структурном отношении относятся к типу 7 А (рефлекс при 14 А не выражен). Они образуют чешуйки овальной формы в микрозернистой пирофиллит-серицитовой массе; обычный парагенезис филлитов — $Chl + Prf + Mu + Q$. Во вмещающих обедненных глиноземом породах встречаются (правда, изредка) биотит, а также стильпномелан и пистомезит с мусковитом.

Граница следующей, *пирофиллит-хлорит-хлоритоидной ступени* фиксируется по появлению мельчайших (0,05–0,1 мм) новообразований или небольших розеток хлоритоида в пирофиллит-хлорит-серицитовой массе. Микрозондовые анализы показали, что такие наиболее ранние изоградные хлоритоиды имеют почти чисто железистый состав ($F_{Chld} = 97\%$) и ассоциируют с глиноземистым хлоритом очень высокой железистости ($F_{Chl} = 88,5\%$) и пирофиллитом. Вблизи изограды хлоритоид является редким минералом: его

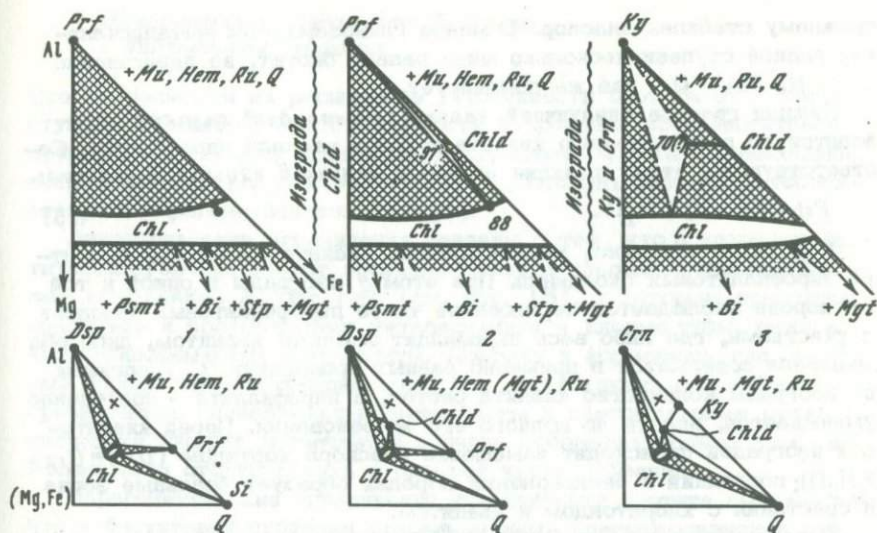
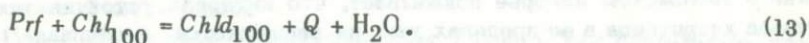


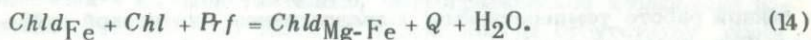
Рис. 17. Парагенезисы высокоглиноземистых кварцосодержащих (вверху) и бескварцевых (внизу) пород биотитовой субфации в Патомском нагорье

Ступени равновесия: 1 – пиррофиллит–хлоритовая; 2 – пиррофиллит–хлорит–хлоритоидная; 3 – кианит–хлоритоидная. Цифры – железистость минералов; крестиками в нижнем ряду диаграмм показаны реально наблюдавшиеся бескварцевые ассоциации

устойчивость ограничена крайне богатыми железом филлитами, тогда как в более магнизиальных разностях сохраняется обычный парагенезис $Chl + Prf + Q$. Поэтому в начале ступени железистость хлоритоида не превышает 97–100%, и критическим является парагенезис $Chld_{97} + Chl_{88} + Prf + Q(\pm Mu)$ (см. рис. 17, 2). Истинной изоградой в этом случае является реакция появления первых, чисто железистых хлоритоидов:



При повышении температуры хлоритоид становится все более обычным минералом в глиноземистых филлитах, размер его зерен укрупняется, а предельная магнизиальность постепенно увеличивается благодаря реакциям смещенного равновесия типа:



Тройной парагенезис $Chld + Chl + Prf$ сдвигается в магнизиальную область, и железистость хлоритоида, судя по серии анализов, достигает сначала 90, а затем 80–85%. Наиболее распространенными становятся ассоциации $Chld + Prf + Mu + Q$ и $Chld + Chl + Mu + Q$ (см. рис. 17, 3). В бескварцевых филлитах по-

прежнему стабилен диаспор. В менее глиноземистых метапесчаниках данной ступени несколько шире развит биотит, но парагенезис $Chl + Mu-Phn + Q$ все же доминирует.

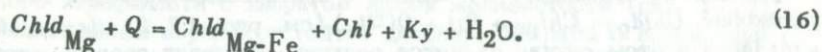
Нижняя граница следующей, *кианит-хлоритоидной ступени* проводится по возникновению кианита за счет распада пирофиллита. Соответствующая этому реакция является *истинной изоградой кианита*:



Как видно в шлифах, мелкие призмы кианита вырастают в центре пирофиллитовых скоплений. При этом у изограды в одной и той же породе наблюдается чередование чисто пирофиллитовых прослоев с участками, где либо весь пирофиллит замещен кианитом, либо оба минерала содержатся в примерно равных пропорциях. С удалением от изограды количество кианита растет, а пирофиллита — постепенно уменьшается, вплоть до полного его исчезновения. Перед кианитовой изоградой происходит замещение диаспора корундом ($D_{sp} = Crn + H_2O$); последний в бескварцевых породах образует овальные зерна в сростании с хлоритоидом и кианитом.

Парагенезисы кианит-хлоритоидной ступени показаны на рис. 17, 3. Алмандиновые гранаты в этих условиях еще неустойчивы, вместо них стабильны хлориты, железистость которых, согласно анализам, составляет 87–91% и более. В малоглиноземистых метапесчаниках обычным становится биотит, но в метапелитах по-прежнему преобладает парагенезис $Chl + Mu-Phn + Ab + Q$.

Стабильность хлоритоида на границе кианит-хлоритоидной и пирофиллит-хлорит-хлоритоидной ступеней благодаря действию реакций (14) наиболее широка, и его железистость колеблется примерно от 70 до 100%. Однако после полного замещения пирофиллита кианитом реакции этого типа становятся невозможными. Нарастание магnezизальности хлоритоида, совершенно отчетливо наблюдаемое до сих пор, приостанавливается и должно смениться обратной тенденцией:



Действительно, изучение парагенезисов кианит-хлоритоидной ступени в Патомском нагорье показывает, что интервал устойчивых составов хлоритоида в ее пределах уже не расширяется, а начиная со следующей, алмадин-хлорит-хлоритоидной субфации происходит медленное сужение его устойчивости.

Рассмотренные выше ступени равновесия в высокоглиноземистых породах (повторяющиеся, по-видимому, и в комплексах андалузитового типа глубинности) вполне сопоставимы с предложенным в данной работе температурным подразделением биотитовой субфации. Так, границы пирофиллит-хлоритовой ступени близко совпадают с границами низкой ступени биотитовой субфации, на которой в метапесчаниках устойчив парагенезис биотит + хлорит + стильпномелан + калишпат. Пирофиллит-хлорит-хлоритоидная ступень соответствует средней, а кианит-хлоритоидная — высокой (биотит-хлорит-фенгитовой) ступеням в метапесчаниках (см. рис. 14).

Ограничения устойчивости биотита в биотитовой субфации

Все же, несмотря на расширение устойчивости биотита от низкой ступени к высокой, его стабильность в пределах всей биотитовой субфации, т.е. между истинными изоградами биотита и альмадина, весьма ограничена. При этом следует различать влияние литологических и парагенетических факторов.

Литологические ограничения связаны с тем, что в условиях биотитовой субфации биотит возникает лишь в породах с низким валовым отношением $Al/(Mg, Fe)$ (см. рис. 15), к которым относятся аркозовые и полимиктовые метапесчаники и кислые туфы, реже — низкоглиноземистые метапелиты. Поэтому в формациях, где подобные породы распространены мало или отсутствуют, а преобладают сравнительно глиноземистые метапелиты и олигомиктовые метапесчаники, биотит встречается в очень небольших количествах и может даже отсутствовать в большей части субфации.

Парагенетические ограничения устойчивости биотита вызваны тем, что в биотитовой субфации стабильны лишь среднежелезистые его разновидности. Вместо железистых биотитов в любых породах (в том числе в метаграувакках) сохраняется парагенезис $Phn + Mgt(Hem)$, а вместо магнезиальных — $Phn + Mgst(Ta)$. В обогащенных TiO_2 породах аналогом биотита в данной субфации является ассоциация $Hm + Chl + Phn$. Следовательно, биотит возникает лишь в умеренно железистых осадочных породах и отсутствует в их более магнезиальных, железистых или титанистых разновидностях.

Совместное влияние этих факторов способствует тому, что в биотитовой субфации в целом и особенно на ее низких ступенях биотит обычно встречается в виде единичных чешуек, тогда как хлорит и мусковит-фенгит в количественном отношении резко преобладают. Более широко (примерно в равных соотношениях с хлоритом и мусковитом) биотит развивается лишь в следующей, альмадин-хлорит-хлоритоидной субфации ("зоне граната"). Таким образом, для обнаружения биотита и его ассоциаций необходимо исследование максимально разнообразных типов пород, особенно различных метапесчаников.

Парагенетический анализ позволяет выявить как стабильные, так и запрещенные для биотитовой субфации парагенезисы. Диаграммы на рис. 14, 15 и 17 указывают на невозможность образования ассоциаций $Bi + Chld$, $Bi + Prf$ и $Bi + Ky(Andl)$, так как вместо них устойчивы альтернативные ассоциации $Chl + Mu-Phn + Q$ и $Chl + Chld + Mu + Q$. Действительно, петрографические наблюдения показывают, что в "зоне биотита" биотит всегда отсутствует среди высокоглиноземистых сланцев и, наоборот, в метапелитах и метапесчаниках с биотитом никогда не встречаются хлоритоид, пирофиллит и кианит (андалузит). Однако это совершенно не исключает устойчивости некоторых из этих парагенезисов в иных температурных условиях: так, в низах ставролитовой фации стабильны $Bi + Chld$, а в ее верхах — $Bi + Ky(Andl)$.

Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация

Название "альмандин-хлорит-хлоритоидная" субфация предлагается в качестве синонима "зоны граната" или "кварц-альбит-эпидот-альмандиновой" субфации [4,83]. Оба этих общепринятых названия в настоящее время уже не представляются удачными. В термине "зона граната" нет указания на его состав, что делает неопределенной нижнюю границу этой зоны и затрудняет ее отделение от биотитовой и даже хлоритовой зон, где стабильны спессартин-гроссуляр-альмандиновые гранаты. Название "кварц-альбит-эпидот-альмандиновая", как теперь выяснилось, резко сужает границы определяемой субфации, поскольку олигоклаз (вместо альбита или перистерита) в этом парагенезисе появляется почти сразу же за альмандиновой изоградой [139]; иными словами, парагенезис альбит + эпидот + альмандин исчезает еще в нижней половине настоящей "зоны граната", а вовсе не у верхней ее границы. Кроме того, в ассоциации с эпидотом гранат никогда не бывает представлен альмандином, а содержит 25-35% гроссуляра.

Предлагаемое нами название подчеркивает, во-первых, появление и дальнейшую устойчивость именно альмандина¹, а не граната вообще; во-вторых, указывает на критический для субфации парагенезис альмандина с хлоритом, сохраняющийся в ней при любых давлениях; в-третьих, упоминание хлоритоида вместе с альмандином и хлоритом ограничивает субфацию рамками зеленосланцевой фации, поскольку сам парагенезис $Alm + Chl + Q$ сохраняется на небольшом интервале и в низах ставролитовой фации, т.е. в присутствии не только хлоритоида, но и ставролита (см. рис. 25).

Таким образом, низкотемпературная граница альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации - изограда альмандина, высокотемпературная - появление ставролита в хлоритоидных сланцах (начало ставролитовой фации).

Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация в кианитовом метаморфическом комплексе Патомского нагорья

Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация, называемая "зоной граната", выделяется обычно во всех зональных ореолах кианитового типа глубинности. Изучению равновесий в этой субфации посвящено за последние годы несколько детальных исследований [97, 106, 139]. В качестве типичного примера рассмотрим ассоциации альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье, изученной нами во всем интервале от нижней до верхней границы.

¹ Под появлением "альмандина" здесь понимается возможность кристаллизации гранатов, не содержащих ни спессартина, ни гроссуляра, железистость которых меняется от 100 (в низах) до 92-93% (в верхах субфации).

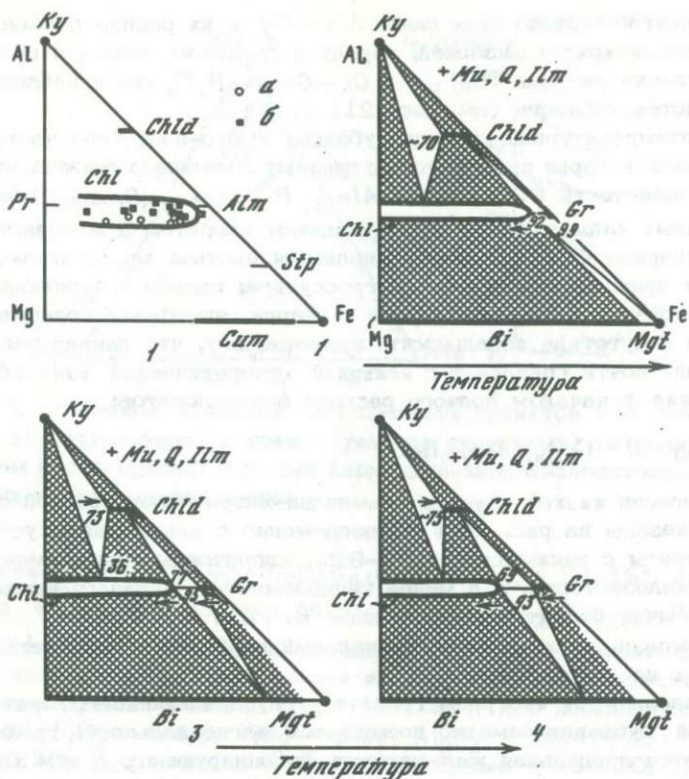


Рис. 18. Составы хлоритов (1) из парагенезисов $Chl + Gr + Cum \pm Stp + Q$ (a) и $Chl + Mu - Phn \pm Gr \pm Bi + Q + Il$ (б) и фазовые равновесия (2-4) в мусковитсодержащих породах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье: 2 - нижняя, 3 - средняя, 4 - верхняя ступени. Цифры - железистость минералов в критических парагенезисах по данным химических и микросондовых анализов; стрелками показано направление смещения их составов с ростом температуры

На рис. 18,1 нанесены точки составов хлоритов из пород низкотемпературной части альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации этого региона. Хлориты из парагенезиса $Chl + Mu - Phn + Gr + Q$ (LBi) отвечают среднему составу $(Mg, Fe)_{4,5}Al_3Si_{2,5}O_{10}(OH)_8$, т.е. попадают на диаграмме на линию $Alm - Pr$. Следовательно, кристаллизация граната в этом парагенезисе связана с простой реакцией распада хлорита без участия других минералов: $Chl + 2Q \rightarrow 1,5Gr_{Fe-Mg} + H_2O$. Первыми образуются чисто железистые гранаты, затем их магнезиальность начинает возрастать, а железистость хлорита уменьшается. В недосыщенных Al_2O_3 и K_2O парагенезисах составы хло-

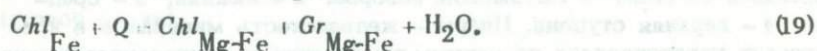
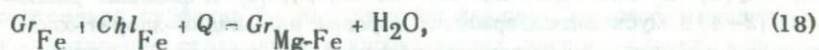
ритов лежат несколько ниже линии $Alm - Pr$, и их распад должен сопровождаться кристаллизацией, наряду с гранатом, также и грюнерита согласно реакции $Chl + Q = Gr + Grun + H_2O$, что и наблюдается в действительности (см. рис. 21).

Низкотемпературная граница субфации в юго-восточной части Патомского нагорья проводится по первому появлению граната, имеющего железистость 99% (состав $Alm_{75}, Pr_{0,7}Spes_{8,6}Gros_{13,6}$), в реакционных каймах между густо-зеленым хлоритом с железистостью 92% и кварцем [44]. Гранат не является чистым альмандином, а содержит примесь спессартина и гроссуляра; однако его реакционное образование в стыках хлорита и кварца, ничтожное содержание пиропа и отсутствие зональности подтверждают, что данная реакция близка или почти совпадает с истинной теоретической *изоградой альмандинна* и началом полного распада феррохлоритов:



Равновесия *низкой ступени* альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации показаны на рис. 18, 2. Одновременно с альмандином устойчивы хлориты с железистостью 0-92%, хлоритоиды широко меняющейся железистости, а в менее глиноземистых метапесчаниках довольно обычен биотит в парагенезисе $Bi + Chl + Mu - Phn + Q$. Ни стильпномелан, ни железо-магнезиальный карбонат в присутствии мусковита не встречаются.

С удалением от *изограды* граната в глубь альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации заметно повышается магнезиальность граната и снижается предельная железистость ассоциирующего с ним хлорита. Это смещение их составов в магнезиальную область связано с сопряженным действием двух реакций:



На рис. 18, 3 показаны равновесия в мусковитсодержащих породах *средней ступени* альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации по данным многочисленных химических и микронзондовых анализов. Критическими являются следующие парагенезисы (цифрами обозначена железистость минералов): $Ky + Chld_{73} + Chl_{36} + Mu + Q$; $Chld_{93} + Chl_{77} + Gr_{95} + Mu + Q$ (в гранате не более 2% спессартина и 5% гроссуляра); $Chld_{96} + Gr_{98} + Mu + Q$; $Chl_{52-77} + Gr_{87-95} \pm Bi + Mu + Q$ (с участием гранатов с широко меняющимся содержанием MnO и CaO). Предельная железистость хлорита, равная 77%, на данной ступени значительно ниже, чем у *изограды альмандинна*.

Результаты микронзондовых анализов гранатов из средней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации нанесены на диаграмму рис. 19. Интервал их железистости становится гораздо шире - от 91 до 100%, а компонентный состав колеблется от разностей, бо-

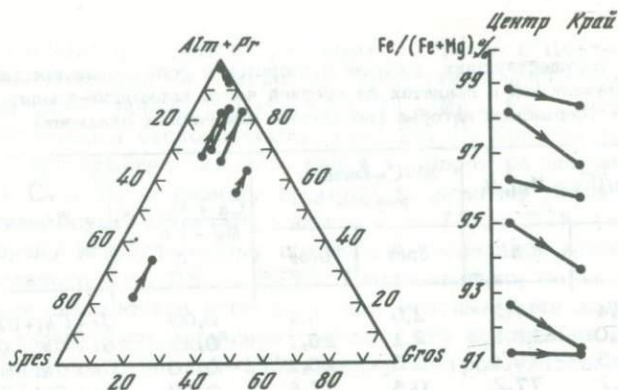


Рис. 19. Изменение компонентных составов гранатов и их железистости от центра зерен к краям (указано стрелками) из бедных кальцием пород средней ступени альмандин-хлорит-хлоритонидной субфации в Патомском нагорье

гатых спессартином ($Alm_{22}Pr_2Spes_{64}Gros_{12}$; $F_{Gr} = 91,3\%$), до практически чистых альмандинов ($Alm_{96,8}Pr_{1,7}Spes_{0,5}Gros_{1,0}$; $F_{Gr} = 98,4\%$). Последний анализ, сделанный с помощью микрозонда, соответствует краевой части граната из хлоритоид-гранат-мусковит-ильменит-кварцевого сланца (обр. И-64/25). Его полный состав (в вес.%): $SiO_2 - 36,5$; $TiO_2 - 0,05$; $Al_2O_3 - 20,4$; $FeO - 42,2$; $MnO - 0,20$; $MgO - 0,41$; $CaO - 0,36$; сумма - $100,10$; $F_{Gr} = 98,4\%$. В этом гранате наблюдается прогрессивная, но довольно слабо выраженная зональность; в центре зерна содержание (в вес.%): $FeO - 41,3$; $MnO - 0,46$; $MgO - 0,23$; $CaO - 1,70$; $F_{Gr} = 98,8\%$.

Микрозондовые анализы показывают, что гранаты из средней ступени данной субфации в Патомском нагорье всегда имеют прогрессивную зональность. Во всех без исключения случаях от края зерен к центру снижается количество спессартина (см. рис. 19), повышается содержание альмандина и пироба, причем общая железистость граната в краевой части понижается на 1-1,5%. Содержание гроссуляра либо остается постоянным, либо снижается, но крайне незначительно.

В целом гранаты с очень небольшим содержанием MnO и CaO представляют на данной ступени большую редкость, поскольку в отсутствие Mn - и Ca -минералов (в том числе олигоклаза) гранат является единственным концентратом данных элементов. Поэтому все равновесия с гранатом должны учитывать влияние этих добавочных компонентов. Такое влияние особенно ярко сказывается на критическом парагенезисе $Gr + Chl$. В табл. 2 приведены полученные по данным химических анализов некоторые константы минералов этой пары, относящиеся исключительно к ассоциациям средней

Таблица 2

Железистость сосуществующих гранатов и хлоритов и содержание спессартин-гроссуляровой составляющей в гранатах из средней части альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье (по данным химических анализов)

№ обр.	Fe/(Fe + Mg), %		Mn-Ca-минералы в гранате, %		$\frac{Ca + Mn}{Mg + Fe}$ в Gr	Парагенезис
	Gr	Chl	Spes	Gros		
И-64/26	95,4	77,2	2,0	5,1	0,08	Gr + Chl + Chld + Mu + Q
И-45/8	94,0	75,5	2,1	15,7	0,22	Gr + Chl + Q
Г-33/11	91,5	76,4	0,5	16,2	0,20	Gr + Chl + Mu + Q
И-20	97,7	77,2	0,5	17,8	0,22	Gr + Chl + Cum + Q
Д-58/8	93,4	72,5	4,7	16,5	0,27	Gr + Chl + Cum + Q
И-63/12	93,0	72,9	7,5	16,6	0,32	Gr + Chl + Cum + Bi + Q
К-35	93,6	53,9	8,5	26,0	0,53	Gr + Chl + Bi + Pl + Q
К-14	95,3*	52,7	17,7*	27,2*	0,81*	Gr + Chl + Bi + Mu ± ± Cls + Pl + Q
Д-63/5	87,5	54,5	38,1	6,8	0,81	Gr + Chl + Bi + Mgt + + Q

*Микрозондовый анализ, краевая часть зерна.

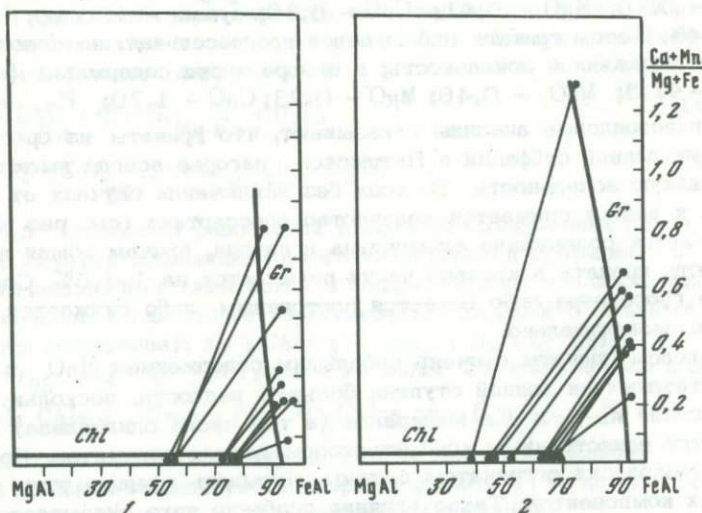


Рис. 20. Корреляция железистости хлорита с содержанием Ca и Mn в сосуществующем гранате по данным химических анализов из пород альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в условиях средней ступени, Патомское нагорье (1) и верхней ступени, Вермонт (2) [97]

ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье. Они нанесены на диаграмму, представляющую собой альмандин-хлоритовое сечение треугольника $Al - Mg - Fe$ с точкой (Mn, Ca), отнесенной в бесконечность (рис. 20, 1). Как следует из диаграммы, при практически постоянной температуре повышение содержания Ca и Mn в гранате приводит к сильному понижению железистости сосуществующего хлорита — от 77 до 52% (а также к некоторому искусственному понижению предельной железистости самого граната — от 95 до 87%). Следовательно, такая важная для фациальной диагностики константа, как максимальная железистость хлорита, может быть выявлена только в его ассоциации с гранатом, содержащим не более 1.5–1.7% спессартин-гроссуляровой составляющей.

В условиях третьей, *верхней ступени* альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации (непосредственно у изограды ставролита) равновесия принципиально не меняются (см. рис. 18, 4). Однако предельная железистость маломарганцовистых гранатов (особенно в крайних частях) снижается до 93%, сосуществующих с ними хлоритов — до 69% (согласно химическим анализам). Отмечается также некоторое повышение предельной железистости хлоритоидов в парагенезисе $Chld + Chl + Ky$ (до 75–76%). В малоглиноземистых породах обычны парагенезисы $Bi + Chl + Mu-Phn$ и $Bi + Gr + Chl + Mu-Phn$. На границе средней и верхней ступеней субфации впервые появляется олигоклаз, часто с обратной зональностью, который сменяет ранее устойчивый альбит.

*Недосыщенные калием ассоциации
альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье
и стабильность стильномелана и грюнерита*

В бедных калием породах данной субфации стабильны грюнерит и стильномелан; изучение их парагенезисов позволяет выявить реакции, связанные с появлением грюнерита и окончательным распадом стильномелана в кианитовых комплексах. В присутствии мусковита оба этих минерала неустойчивы, так как, реагируя с ним, целиком замещаются биотитом.

Очевидно, изограда грюнерита в Патомском нагорье совпадает с изоградой альмандина. Об этом можно судить по тому, что в верхах биотитовой субфации стабильны сидерит с кварцем, а в альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации сидерит полностью исчезает, зато появляется грюнерит. Хотя реакционные парагенезисы наблюдать в шлифах не удалось, можно предположить, что первые грюнериты с максимальной железистостью образуются при реакции:

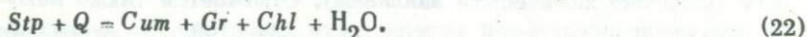


Далее его магнезиальность нарастает, а железистость карбонатов снижается:



Это подтверждается тем, что уже в середине альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье грюнерит развит достаточно широко и его железистость меняется по меньшей мере от 69 до 85% (рис. 21, 1). На этой диаграмме показаны парагенезисы средней ступени субфации, изученные с помощью микрозонда [40]. Наряду с грюнеритом, в этих породах стабилен стильпноmelан. Кристическими являются парагенезисы $Stp_{78} + Chl_{72} + Cum_{69} + Q$; $Stp_{84} + Cum_{81} + Gr_{96} + Q$. При участии богатых марганцем гранатов возможна ассоциация $Gr + Chl + Cum + Q$ без стильпноmelана. Сидеритовые карбонаты в кварцсодержащих породах исчезают окончательно.

Очевидно, что чрезвычайно узкие пределы колебания железистости стильпноmelана (лишь от 78 до 84%) и его устойчивость исключительно в бедных калием и марганцем породах указывают на то, что температурные условия близки к верхнему пределу стабильности этого минерала. Дальнейшее повышение температуры должно привести к распаду более магнезиальных разновидностей на $Cum + Chl$, железистых — на $Cum + Gr$ и, наконец, к исчезновению последних среднежелезистых стильпноmelанов вследствие реакции:



Действительно, на верхней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации стильпноmelан полностью отсутствует, вытесняясь парагенезисом $Gr + Chl + Cum$ (см. рис. 21, 2). В куммингтонит-гранатовых амфиболитах этой зоны в шлифах постоянно наблюдаются полные псевдоморфозы граната по стильпноmelану с сохранением формы его длинных мечевидных чешуек.

Таким образом, в кианитовом комплексе Патомского нагорья окончательное исчезновение стильпноmelана происходит на границе средней и верхней ступеней альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации. Зато устойчивость грюнерита продолжает расширяться. В низах субфации он ассоциирует только с гранатом и стильпноmelаном, затем появляется в парагенезисе с хлоритом, вытесняя сидерит. С ростом температуры предельная магнезиальность минералов в ассоциации $Cum + Chl + Q$ возрастает.

Интересно сопоставить изложенные выше наблюдения по верхнему пределу стабильности стильпноmelана с его устойчивостью на ранних ступенях метаморфизма в различных регионах. Рост температуры, естественно, способствует постепенному уменьшению числа его парагенезисов. Самым первым, на границе нижней и средней ступеней биотитовой субфации, исчезает парагенезис стильпноmelана с микроклином: $Stp + Mikr = Bi + Phn + Mgt + Q + H_2O$. Затем у верхней ступени биотитовой субфации стильпноmelан становится неустойчив также в парагенезисе с мусковит-фенгитом: $Stp + Mu-Phn = Bi + Chl + Q + H_2O$ [123], но сохраняется в недосыщенных K_2O парагенезисах с хлоритом, миннесотаитом, биотитом и актинолитом. В следующей, альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации стильпноmelан, интервал стабильных составов которого пре-

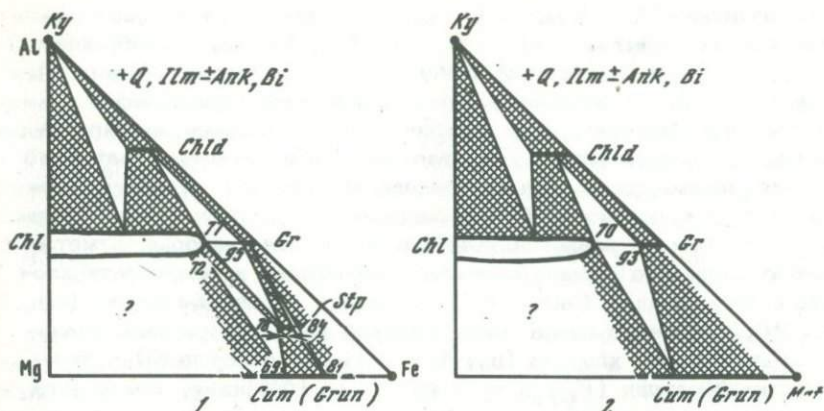


Рис. 21. Парагенезисы недосыщенных калием пород средней (1) и верхней (2) ступеней альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье с участием граната, содержащего не более 15% спессартин-гроссуляровой составляющей. Стрелками показано изменение состава стилипноменана с ростом температуры; цифры – железистость минералов по данным микронзондовых анализов

дельно сужается, устойчив лишь в бедных калием и марганцем высокожелезистых породах, в парагенезисах с альмандином, грюнеритом и хлоритом [40, 56, 171]. Наконец, реакция типа (22) приводит к его окончательному исчезновению.

Общие особенности парагенезисов альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в кианитовых комплексах глубинности

Парагенезисы мусковитсодержащих пород альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации Патомского нагорья близки к тем, которые выявлены в других кианитовых комплексах. Так, в метапелитах "кианитовой зоны" Вермонта, исследованных О.Олби [97], критически являются парагенезисы: $Ky + Chld_{75} + Chl_{38} + Q$; $Chld_{84-88} + Chl_{63-67} + Gr_{92-95} + Q$; $Chl_{45-52} + Gr_{92-93} + Bi + Q$ (с участием граната с переменным содержанием MnO и CaO). Данные парагенезисы и соответствующая им фазовая диаграмма, построенная О.Олби, практически идентичны парагенезисам верхней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье (см. рис. 18,4). Показателями более высоких температур вермонтских равновесий, в сравнении с наиболее детально изученной нами средней ступенью субфации в патомских породах (см. рис. 18,3), являются пониженная предельная железистость хлорита в вермонтских сланцах (не выше 67%), более высокая магниальность минералов в парагенезисе $Chld + Chl + Gr + Q$ и более высокая железистость

в парагенезисе $Ky + Chld + Chl + Q$. Особняком стоит лишь ассоциация $Ky + Chld_{71} + Chl_{29} + Q$ в обр. LA-25с, отобранном на значительном удалении от основной группы пород [97, фиг. 2]. Повышенная магнезиальность минералов в этом парагенезисе является признаком того, что реакции типа (16) здесь еще не начались, и, следовательно, указывает на более низкотемпературные условия метаморфизма. На опубликованной поздней метаморфической карте этого района [98] зафиксировано снижение температуры именно в этом направлении. Как и в Патомском нагорье, в метapelитах Вермонта хорошо проявлена корреляция железистости хлорита с содержанием CaO и MnO в сосуществующем гранате (см. рис. 20, 2). Однако из-за более высокой температуры максимальная железистость хлорита (при близком составе граната) в вермонтских образцах ($F_{Chl} = 66-67\%$) на 10% ниже, чем в патомских ($F_{Chl} = 76-77\%$). При необычно высокой примеси спессартина и гроссуляра железистость граната становится аномально низкой (до 76% в обр. LA-167, содержащем 50,6% $Spes$ и 3,5% $Gros$).

Таким образом, в двух регионах, относящихся к типичным кианитовым комплексам глубинности, у высокотемпературной границы альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации железистость устойчивых минералов имеет следующие значения: хлоритоида - от 75 до 100%, хлорита - от 0 до 67-69%, граната (с содержанием $\Sigma(Spes + Gros)$ не выше 15%) - от 93 до 100%; при резко повышенном содержании MnO и CaO железистость граната в этой субфации снижается до 85-90% и менее. Колебания давления внутри известных региональных ореолов кианит-силлиманитового типа, как можно судить по имеющимся данным, почти не отражаются на указанных выше равновесиях и предельных составах минералов.

Следовательно, парагенетические закономерности, установленные на примере Вермонта и Патомского нагорья, имеют общий характер и дают возможность уточнить границы "зоны граната" в метаморфических формациях, где отсутствуют высокоглиноземистые и высокожелезистые породы и из критических парагенезисов устойчивы только $Vi + Gr \pm Chl + Mu + Q$ и $Vi + Chl + Mu + Q$, характерные для наиболее обычных, малоглиноземистых пород. Отсутствие железистых метapelитов в таких формациях не позволяет выявить истинную изограду альмандина и ассоциации нижней ступени субфации, а в отсутствие высокоглиноземистых пород теряется верхняя граница субфации, проводимая по появлению ставролита в кианит(андалузит)-хлоритоидных сланцах. Однако сопоставление гранат-хлорит-биотитовых и биотит-хлоритовых парагенезисов в различных кианитовых комплексах с диаграммами на рис. 18 позволяет утверждать, что к альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации могут быть отнесены только те ассоциации, в которых предельная железистость хлорита не ниже 65-67%, а граната с $\Sigma(Spes + Gros) \leq 15\%$ - не ниже 91-93%.

Так, изограда граната в классическом ореоле Барроу [106], если опираться на предложенный выше критерий, не является ис-

тинной, поскольку новообразованные гранаты имеют железистость 92-94% (при $\Sigma(\text{Spes} + \text{Gros}) = 30-37\%$) и ассоциируют с хлоритом, железистость которого 60-63% (обр. 1 a, b, c). Эти парагенезисы отвечают уже средней ступени субфации. Равновесия чуть выше этой изограды - $\text{Gr}_{89-91}(\Sigma(\text{Spes} + \text{Gros}) = 26-27\%) + \text{Chl}_{55-60}$ (обр. 1-3) - соответствуют верхней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации. В то же время более магнезиальные парагенезисы, отобранные еще дальше от изограды - $\text{Gr}_{87-93}(\Sigma(\text{Gros} + \text{Spes}) = 7-15\%) + \text{Bi}_{13-54} + \text{Chl}_{10-51}$ (обр. 4-7) - явно отвечают низам ставролитовой фации (в обр. 7 действительно присутствует Si).

Другой пример - "альмандиновая зона" одного из районов Вермонта [139]. В ней изоградные гранаты имеют в краевой части железистость 91% ($\Sigma(\text{Gros} + \text{Spes}) = 29\%$, обр. 37 и 39), что возможно лишь на верхней ступени субфации. В то же время парагенезис $\text{Gr}_{88}(\Sigma(\text{Gros} + \text{Spes}) = 20\%) + \text{Chl}_{39} + \text{Bi} + \text{Q}$ (обр. 44) из более глубоких частей "альмандиновой зоны" определенно указывает на условия ставролитовой фации. К этой же фации должны быть целиком отнесены породы "гранатовой зоны" серии Мойн из района Морар и Нойдарт [208], поскольку они в критическом парагенезисе $\text{Bi} + \text{Gr} + \text{Mu} + \text{Q}$ вообще не содержат хлорит, а железистость граната (с $\Sigma(\text{Gros} + \text{Spes}) = 10\%$) достигает 85% [208, обр. 999]. Парагенезисы "биотитовой зоны" этого же района, судя по устойчивости в них олигоклаза, отсутствию хлорита и высокой натриевости фенгитов, достигающей 15% (см. рис. 22), относятся к верхам альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, и отсутствие граната определяется лишь сравнительно магнезиальным составом метapellicников.

Все это показывает, насколько реакции образования граната зависят от состава вмещающих пород. Поэтому и изограды граната, и сами границы "гранатовой зоны" в разных регионах обычно несопоставимы. Чем более магнезиальным является состав пород, тем более высоким температурам отвечает в них изограда граната и тем дальше отстоит она от истинной изограды альмандина.

В более общем виде парагенезисы средней и верхней ступеней альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации с кианитом показаны на рис. 22, 1. Одним из важных их отличий от биотитовой субфации является заметное повышение предельной глиноземистости биотитов. Как видно из данных табл. 3, нанесенных на рис. 12, именно в альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации появляются чистые истонит-сидерофиллиты, так что состав биотитов представляет собой полный ряд от флогопит-аннитов до истонит-сидерофиллитов.

Другое отличие от биотитовой субфации - дальнейшее расширение стабильности парагенезиса $\text{Bi} + \text{Chl}(\text{Gr}) + \text{Mu-Phn} + \text{Q}$, в котором появляются белые слюды, все более богатые мусковитовой молекулой, что связано с продолжающимся действием эндотермических реакций типа (11). Это приводит к сильному сокращению устойчивости парагенезиса $\text{Chl}(\text{Gr}) + \text{Mu-Phn} + \text{Q}$ (см. рис. 15

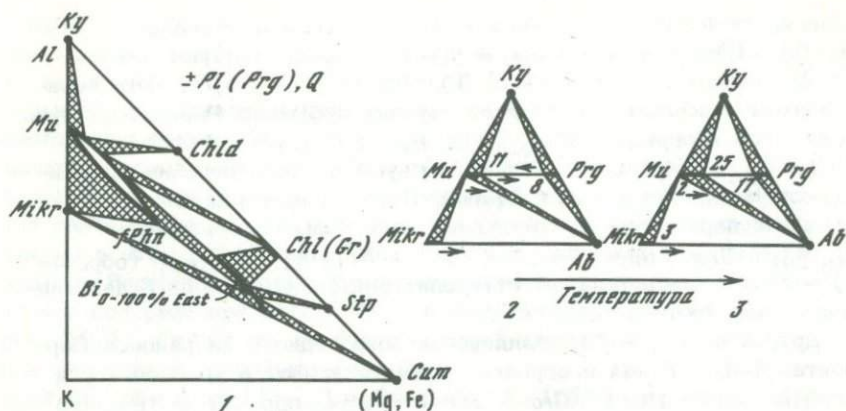


Рис. 22. Обобщенные парагенезисы альмандин-хлорид-хлоритоидной субфации в кианитовых комплексах (1) и фазовые равновесия мусковита, кианита, парагонита, альбита и микроклина на нижней (2) и верхней (3) ступенях этой субфации. Стрелками показано изменение составов мусковита, парагонита и калишпата с ростом температуры; цифры – отношения $Na/(Na + K)$ в мусковитах и микроклинах и $K/(K + Na)$ – в парагонитах

и 22, 1), так что во всех разностях метapelитов и умеренно глиноземистых метapelитов биотит становится обычным минералом, а парагенезис $Chl(Gr) + Mu-Phn + Q$ без биотита – все более редким. В условиях альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации по-прежнему сохраняется полный ряд твердых растворов фенгитовых слюд – от мусковита до феррифенгита, причем их состав, как обычно, определяется ассоциацией. На основании анализов слюд из данной субфации в различных регионах кианитового типа [41, 97, 125, 130, 139, 183, 272] пределы изменения их состава следующие: в парагенезисе $Ky + Chld$ – 0–18% примеси феррифенгитовой молекулы в мусковите, в парагенезисе $Chld + Chl(Gr)$ – 18–40% $fPhn$, в парагенезисе $Chl(Gr) + Bi$ – 40–50% $fPhn$, в парагенезисе $Bi + Mu-Phn$ – 50–100% $fPhn$, в парагенезисе $Bi + Mikr$ устойчивы только феррифенгиты. Эти соотношения показаны на рис. 22, 1.

Закономерно изменяется натриевость белых слюд от низов к верхам альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации (см. рис. 22, 2–3). Как известно, максимальная натриевость мусковитов при этих температурах достигается в ассоциации с парагонитом, тогда как в парагенезисе $Mu + Ab$ натриевость ниже. В биотитовой субфации [121, 125, 139, 216]¹ хотя и не проанализированы мусковит-парагонитовые пары, величина $Na/(Na + K)$ не превышает 8–9%. В низах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, судя по анализам

¹ Имеются в виду исследования, где принадлежность слюд именно к этой субфации убедительно обоснована.

Таблица 3

Глиноземистость, общая железистость и содержание истонит-сидерофиллитовой молекулы в биотитах из бедных СаО пород альмандин-хлорит-хлоритондной субфации* ("зоны гравата")

№ ана- лиза	Al ₂ O ₃ , вес. %	Al		East, %	Fe Mg+Fe, %	Район, парагенезис
		Mg+Fe+Ti+Mn+Al				
37	17,5	0,397		75,5	48,4	<u>Вермонт, США [139]</u> Bi + Mu-Phn + Gr + Ank + + Ol ₂₆ + Q
39	16,9	0,394		74,0	51,1	Bi + Mu-Phn + Gr + Ab ₃ +Q
40	17,6	0,396		75,0	43,2	Bi + Mu-Phn + Chl + Gr + + Pl ₁₇₋₂₈ + Q
61	18,3	0,396		75,0	41,9	Bi + Mu-Phn + Chl + Gr + + Pl ₃₂₋₄₄ + Q
2A-10q	17,36	0,380		66,7	47,5	<u>Вермонт, США [97]</u> Bi + Gr + Chl + Ab + Q
5	16,77	0,375		64,0	68,5	<u>Серия Мойн, Англия [125]</u> Bi + Mu-Phn + Gr + Pl + Q
6	16,93	0,382		67,7	75,5	
7	19,25	0,430		92,3	64,5	
9	17,61	0,390		71,7	65,6	
10	17,91	0,385		69,2	57,7	
11	17,58	0,396		75,0	73,3	
12	17,93	0,396		75,0	66,7	
16	19,17	0,386		69,5	53,4	
1	19,41	0,445		100,0	61,5	<u>Далреджен, Шотландия [106]</u> Bi + Mu-Phn + Gr + Ab + Q.
2	18,96	0,418		86,2	63,4	
3	18,42	0,405		79,5	64,5	
1a	18,87	0,398		76,0	54,0	
1b	18,40	0,395		74,5	61,5	
3	18,9	0,406		80,0	44,2	<u>Южные Альпы, Новая Зеландия [214]</u> Bi + Mu-Phn + Ab + Q
4	19,4	0,425		90,0	56,3	

* В таблицу внесены только те парагенезисы, принадлежность которых к альмандин-хлорит-хлоритондной субфации проверена согласно критериям, наложенным в тексте.

в работе В.Хока [183], максимальная натриевость мусковита 9-11%, тогда как отношение K/(K + Na) в ассоциирующем парагоните 4-8% (см. рис. 22, 2). С ростом температуры, как доказано экспериментально [70, 147, 195], возрастает растворимость парагонита в мусковите и мусковита в парагоните, при сохранении тем не менее большого разрыва в их смешимости. Анализ природных ассоциаций показывает, что в верхах альмандин-хлорит-хлоритондной субфации максимальная натриевость мусковитов составляет 25%, а в сосуществующих бескальциевых парагонитах - 17% [97] (см. рис. 22, 3). Мусковиты более высокой натриевости (до 33%)

обнаружены в мусковит-парагонит-хлоритоид-хлоритовых сланцах "зоны граната" из барровианского ореола в Шотландии [109]. Однако присутствие в этих породах парагенезиса $Bi + Chl$ делает сомнительным отнесение их к "зоне граната", поскольку во всех изученных комплексах кианитового типа этот парагенезис появляется только в ставролит-хлоритоидной субфации ставролитовой фации. Возможно, ставролит в данной части зональности Барроу не был обнаружен только из-за отсутствия там глиноземистых пород, в которых устойчив ставролит.

Хорошая закономерность выдерживается также и в отношении натриевости минералов в парагенезисе $Mu-Phn + Mikr + Ab + Q$ [38]. В биотитовой субфации, на нижней и средней ступенях альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации [41, 149, 235] натриевость мусковитов составляет лишь 0-2%, тогда как на верхней ступени "зоны граната" она повышается до 3%; синхронно возрастает и примесь альбита в микроклине (см. рис. 22, 2-3). Парагенетические особенности хлорита, граната, хлоритоида, стильномелана и куммингтонита в альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации рассмотрены выше.

Парагенетические критерии выделения альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации ("зоны граната") и запрещенные для нее ассоциации

Из изложенного очевидно, что определение истинных границ "зоны граната" по одним только гранатосодержащим ассоциациям, без изучения высокоглиноземистых пород, довольно затруднительно. Между тем подавляющая масса природных метapelитов и метасаммитов относится именно к малоглиноземистым породам: на диаграммах $Al-Mg-Fe$ (см. рис. 18) они обычно занимают область ниже конноды $Gr - Chl$, а на диаграмме $Al - (Mg, Fe) - K$ (см. рис. 22) - попадают в поле $Bi - Phn - Chl(Gr)$. Следовательно, в "зоне граната" наиболее обычны парагенезисы $Bi + Chl + Phn$, $Bi + Phn$, $Bi + Gr + Chl + Phn$ (в присутствии плагиоклаза и кварца); затруднение, однако, состоит в том, что стабильность критической гранатосодержащей ассоциации $Bi + Gr + Chl + Phn$ не ограничивается альмандин-хлорит-хлоритоидной субфацией. Эта ассоциация встречается как в биотитовой субфации (с участием только богатых спесартином и гроссуляром гранатов), так и во всей нижней половине ставролитовой фации (с гранатами, железистость которых снижается до 80%, и сравнительно магнезиальными хлоритами; см. рис. 25 и 29). Поэтому наличие парагенезиса $Bi + Gr + Chl + Mu-Phn$ не может еще однозначно указывать на условия альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, если неизвестны предельные колебания состава гранатов и неясны равновесия в глиноземистой области с участием пиррофиллита, кианита, хлоритоида и ставролита.

Обычная идентификация "зоны граната" на основе только гранат-биотит-хлоритовых парагенезисов или просто по появлению граната

нередко приводила к ошибочным заключениям. Особенно часто к "зоне граната" относились более высокотемпературные породы, содержащие ассоциацию $Bi + Gr + Chl + Phn$, но тем не менее явно отвечающие по крайней мере начальным ступеням ставролитовой фации [105, 109, 125, 139, 208]. Трудности отделения альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации от низов ставролитовой фации связаны с тем, что ранние ставролиты устойчивы только в богатых глиноземом кианит-хлоритоидных метapelитах, но еще не появляются в наиболее обычных для тех же условий биотит-мусковитовых и гранат-биотит-хлоритовых сланцах (см. рис. 25, 2-5). Поэтому подобное расширение границ "зоны граната" чаще всего происходит в тех ореолах, где отсутствуют высокоглиноземистые породы.

Приведенные в предыдущих разделах данные позволяют сформулировать следующие общие критерии отнесения пород к альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации ("зоне граната") в комплексах кианит-силлиманитового типа (за ее границы, как указывалось, принимаются истинные изограды альмандина и ставролита).

1. Неустойчивость пиррофиллита и кристаллизация вместо него кианита (андалузита).

2. Стабильность парагенезиса $Chld + Ky(Andl)$ и полное отсутствие ставролита. Хлоритоид – самый типичный темноцветный высокоглиноземистых пород; он ассоциирует, кроме кианита, с хлоритом и гранатом, но не с биотитом.

3. Устойчивость во всей субфации граната широко меняющегося состава в парагенезисе с хлоритом, мусковит-фенгитом и биотитом. Наряду со спессартин-альмандиновыми разностями, устойчивыми уже в биотитовой субфации, впервые появляются также чисто железистые и железо-магнезиальные гранаты, не содержащие Са и Mn. От нижней к верхней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации магнезиальность гранатов нарастает. Их предельная железистость у верхней границы субфации – не ниже 91-92% (для гранатов с $\Sigma(Gros + Spes) = 0-1.5\%$); при более высоком содержании Са и Mn железистость гранатов может понижаться¹. Все они зональны – с богатым Mn и Са ядром и обогащенной Fe и Mg оторочкой.

4. Однако гранаты, почти не содержащие спессартин и гроссуляр, трудно обнаружить в альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, поскольку при небольшом общем количестве гранатов в породе они

¹ Это особенно характерно для марганцовистых гранатов. Ионные радиусы Mn и Fe очень близки, и Mn^{2+} в структуре граната вытесняет ион Fe^{2+} . Вследствие этого в богатых спессартином гранатах происходит искусственное снижение отношения $Fe/(Fe + Mg)$, т.е. повышение магнезиальности, до величин, совершенно не характерных для "зоны граната". Например, в метapelитах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации Вермонта [97] маломарганцовистые гранаты имеют железистость 92-93%, тогда как богатые марганцем (содержащие более 50% спессартина) – до 76%.

являются единственными концентраторами Mn и Ca. Поэтому ко-
венным признаком того, что железо-магнезиальные гранаты ста-
бильны в этих условиях, является полное отсутствие устойчивых ра-
нее железистых хлоритов, за счет которых и образуются альмандин-
ны (или железистая внешняя оторочка сплессартин-альмандиновых
гранатов). В сторону высокотемпературной границы "зоны граната"
предельная железистость хлорита снижается постепенно, и у са-
мой границы не превышает 68-69%. Тем не менее в целом хлорит
остается одним из наиболее типичных минералов альмандин-хлорит-
хлоритоидной субфации и развит в ней гораздо шире, чем гранат.

5. Во всей субфации сохраняется полная смесимость слюд в
ряду мусковит - феррифенгит; их натриевость возрастает при уве-
личении температуры, достигая 25%.

Изучение бедных CaO пород, достоверность отнесения которых
к альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации хорошо обоснована, поз-
воляет установить запрещенные для этих условий ассоциации. Во
всей субфации (см. рис. 18 и 22, 1) полностью отсутствуют пара-
рагенезисы $Bi + Chld$, $Bi + Ky$, $Alm + Ky$, так как вместо них ус-
тойчивы $Alm + Chl + Mu$, $Chld + Chl + Mu$, $Chl + Mu$. С кианитом
могут встречаться только очень богатые марганцем гранаты
[97], а вместо ассоциации $Alm + Ky$ стабильны железистые хло-
ритоиды. Неустойчивы парагонит с микроклином и альбит с киани-
том (см. рис. 22, 2-3), так как их место занимают парагенезисы
 $Ab + Mu$, $Prg + Q$.

Вследствие высоких давлений, свойственных кианитовым комп-
лексам, кордиерит в данной субфации не образуется.

Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация в андалузитовых комплексах глубинности и роговиках

В некоторых сводных работах по метаморфическим фациям [4, 270]
выделение "зоны граната" (кварц-альбит-эпидот-амфиболитовой суб-
фации) в комплексах андалузитового типа глубинности, а тем бо-
лее в роговиках ставится под сомнение. При этом подразумевается,
что альмандиновый гранат при малых давлениях образуется гораздо
позднее, лишь в высокотемпературных зонах и вместо парагенезиса
 $Alm + Chl + Mu$ сразу же после распада железистых хлоритов воз-
никает парагенезис $Bi + Andl \pm Chl_{Mg-Fe} + Q$. Г. Винклер [4] пред-
лагает для этого интервала название "кварц-андалузит-плаггиоклаз-
хлоритовая" субфация, в других работах употребляется термин "зо-
на кордиерита" [239].

Однако имеющиеся данные по андалузит-силлиманитовым регио-
нальным и роговиковым ореолам показывают, что парагенезис $Gr +$
 $+ Chl$ возникает сразу же за биотитовой субфацией при любых дав-
лениях. Например, в андалузит-ставролит-силлиманитовом ореоле
вокруг гранитов в Нью-Хэмпшире [160] во всей "зоне граната" ус-
тойчив парагенезис $Gr + Chl + Bi + Mu + Q$, причем с приближе-
нием к границе следующей, ставролитовой зоны магнезиальность гра-
ната и хлорита возрастает. Аналогичные наблюдения имеются по

зональности такого же типа в Криворожье [1] и в Удоканском хребте [32]. В малоглубинном бесставролитовом (т.е. близком к роговикувым) андалузит-силлиманитовом ореоле туркестанского комплекса [80] гранат-хлоритовая субфация выделяется и картируется в интервале между хлорит-биотитовой и андалузит-биотит-мусковитовой субфациями.

Экспериментальные исследования Л.Хсю [191] показали, что чистый альмандин (при $P_s = P_{H_2O}$) кристаллизуется за счет распада железистого хлорита с кварцем в интервале давлений от 3 до 0,5 кбар, причем ниже 1 кбар кривая этого равновесия заметно смещается в область низких температур. Пересчет этой реакции для различных сочетаний P_s и P_{H_2O} (см. рис. 4) указывает лишь на сдвиг линии равновесия в сторону еще более низких температур, но отнюдь не на выклинивание поля альмандина при минимальных давлениях. Таким образом, природные наблюдения и экспериментальные данные не подтверждают предположений о неустойчивости альмандина как такового и его ассоциации с хлоритом и кварцем в низкотемпературных условиях при пониженном давлении. Нет также никаких указаний на то, что железистые хлориты (с мусковитом или без него) в роговиках с ростом температуры распадаются на ассоциации, полностью исключаяющие стабильность в них альмандина, например на $Chld + Stp$, $Chld + Grun$ или $Chld + Bi_{90-95}$.

Однако парагенезисы альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации при низких давлениях обладают рядом специфических особенностей. Несомненно, что чем меньше глубинность, тем более редким минералом становится гранат (особенно это относится к роговикам). Также более редким, в сравнении с породами кианитовых комплексов, является хлоритоид; но это не означает, что поле его устойчивости полностью выклинивается в сторону пониженных давлений [13, с. 118]. Хлоритоид встречается не только в андалузитовых сланцах [1, 150, 268, 279] и роговиках, но и во вторичных кварцитах, возникающих в контактах с альбитофирами на глубинах 500-700 м [53]. Третье, важнейшее отличие от кианитовых комплексов - появление в данной субфации кордиерита.

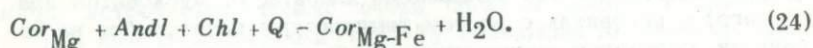
Все эти особенности определяются давлением, при уменьшении которого сужается интервал устойчивых составов граната и хлоритоида. В реакциях типа (16): $Chld_{Mg} + Q = Chld_{Mg-Fe} + Chl + Ky$ ($Andl$) - правая часть равновесия, а в реакциях типа (18): $Gr_{Fe} + Chl_{Fe} + Q = Gr_{Mg-Fe} + H_2O$ - левая часть имеют больший мольный объем, так что по мере падения давления оба равновесия сдвигаются в сторону этих менее плотных парагенезисов. Поэтому с уменьшением глубинности предельная железистость граната и хлоритоида в парагенезисах $Gr + Chl$ и $Chld + Chl + Andl$ повышается: так, при давлениях 0,5-2 кбар железистость стабильных хлоритоидов вряд ли ниже 80-85%, а не слишком богатых спессартином гранатов - ниже 95-97%. Такое сужение составов яснее все-

го отражается на устойчивости граната, образование которого (как и парагенезиса $Alm + Chl$) становится возможным лишь в крайне железистых породах, очень редких среди обычных терригенных толщ. Это и является причиной того, что в андалузитовых сланцах и роговиках умеренной железистости (т.е. наиболее обычных породах) хлоритоид, в сравнении с кианитовыми метapelитами, развит не так широко, а гранат почти целиком исчезает.

В наименее глубинных андалузитовых комплексах, особенно в бесставролитовых роговиках уже на средней (возможно и низкой) ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации появляется кордиерит. Первыми за счет распада парагенезиса $Chl + Andl$ образуются чисто магнезиальные кордиериты:



Данная реакция может рассматриваться в качестве *истинной изограды кордиерита*, поскольку магнезиальные разности являются самыми низкотемпературными в ряду его Fe-Mg твердых растворов. С ростом температуры железистость кордиеритов возрастает за счет реакций типа:



Они имеют большой положительный объемный эффект, и уменьшение глубинности благоприятствует этой реакции.

Экспериментальное исследование кривой равновесия (23) [257] показало, что снижение давления быстро смещает его в область низких температур. Это полностью согласуется с результатами изучения природных парагенезисов, согласно которым чем меньше глубинность, тем раньше возникает кордиерит и, следовательно, тем быстрее нарастает его железистость благодаря последующим реакциям типа (24). Поэтому в роговиках кордиерит развит несравненно шире, чем в соответствующих им по температуре породах андалузит-ставролит-силлиманитовых комплексов.

Парагенезисы альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в андалузитовых сланцах и роговиках в обобщенном виде показаны на рис. 23. В отличие от комплексов кианитового типа, составы минералов этой субфации в малоглубинных условиях изучены совершенно недостаточно, и подразделение ее на ступени пока невозможно. Среди главных парагенезисов как в роговиках, так и в регионально-метаморфических андалузитовых комплексах различных регионов отмечались: $Gr + Chl + Mu \pm Bi + Q$ [1, 32, 80, 160], $Chld + Chl + Andl + Mu + Q$ [150, 258, 268], $Cor + Andl + Q$ [241], $Chl + Andl + Q$ [197], а также обычная для малоглиноземистых пород ассоциация $Bi + Chl + Mu + Q$. На диаграмме рис. 23 стрелками показано направление смещения всех равновесий при уменьшении глубинности, рассчитанное по изменению объемных эффектов соответствующих реакций. Все они смещаются в область железистых составов, в том числе и парагенезис $Chld + Gr + Andl + Q$, образу-

ющийся при эндотермическом разложении железистых хлоритоидов у высокотемпературной границы субфации.

Анализ этой диаграммы показывает, что даже в наименее глубинных бесставролитовых роговиковых ореолах биотитовая субфация не может непосредственно сменяться биотит-андалузит-мусковитовой. Образованию ассоциации $Bi + Andl + Mu + Q$ (см. рис. 23) должны предшествовать такие реакции, как разложение железистых хлоритов, распад и исчезновение парагенезиса $Chld + Chl + Mu$ и

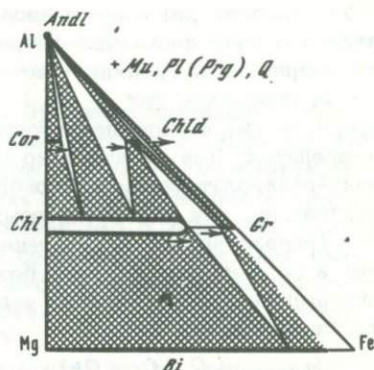


Рис. 23. Парагенезисы мусковитосодержащих пород альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в комплексах андалузитового типа и роговиках при $T = \text{const}$. Стрелками показано смещение составов минералов по мере уменьшения глубинности

самых хлоритоидов и распад парагенезиса $Chl + Alm + Mu$. Однако в роговиках указанные парагенезисы, характерные для альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, и связанные с их распадом реакции возможны только в очень железистых метапелитах, и их отсутствие среди пород большинства известных ореолов затрудняет выделение и разграничение субфации. Изучение обычных среднежелезистых метапелитов, в которых ни гранат, ни хлоритоид не образуются, дает лишь возможность констатировать, что биотит-хлорит-мусковитовые роговики при повышении температуры сменяются роговиками с кордиеритом и андалузитом. Очевидно, что изучение такой ограниченной группы пород не может дать полную картину фазовых равновесий при переходе от низкотемпературных роговиков к среднетемпературным.

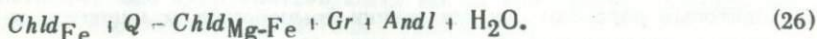
В качестве примера можно привести малоглубинную зональность в районе Йеллоунайф [238, 239], относящуюся, судя по находкам ставролита и андалузита в более высокотемпературных зонах, к андалузит-ставролит-силлиманитовому типу. В метапелитах и метаграувакках "биотитовой зоны" [238] устойчив парагенезис $Bi_{48-52} + Chl_{46-51} + Mu + Q$. Такой состав минералов указывает, что вмещающие породы — среднежелезистые и образование в них граната на низких ступенях метаморфизма невозможно. Поэтому трудно определить, отвечают ли все изученные образцы истинной "биотитовой зоне" или частично (а возможно, и полностью) принадлежат к альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации. "Биотитовую зону" огра-

ничивает изограда кордиерита, на которой образуется парагенезис $Bi_{49-53} + Cor_{35} + Chl_{16-49} + Q$. Такая высокая железистость кордиерита и его парагенезис с биотитом возможны, как будет показано ниже, только в ставролитовой или биотит-андалузит-мусковитовой фации. Однако отсутствие в комплексе Йеллоунайф, изученном С.Рэмзи [239], более железистых и высокоглиноземистых пород с критическими парагенезисами не позволяет провести точную фациальную привязку выделенных там "биотитовой" и "кордиеритовой" зон.

Уменьшение давления приводит (см. рис. 6) к сужению температурного поля альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации. Ее низкотемпературная граница - истинная изограда альмандина в железистых породах - при $P_s = 1-1,5$ кбар сближается (возможно, и пересекается) с истинной изоградой кордиерита в магнезиальных метапелитах. Для регионально-метаморфических комплексов андалузит-ставролит-силлиманитового типа высокотемпературная граница субфации, как и в кианитовых комплексах, - изограда ставролита (появление его в парагенезисе $Andl + Chld + Chl + Q$). Однако в роговиковых ореолах без ставролита (при $P_s < 1,5$ кбар) высокотемпературной границей является реакция исчезновения последних хлоритоидов:



Парагенетический анализ показывает, что в малоглубинных условиях распад хлоритоидов должен происходить в результате именно такой реакции (а не $Chld + Mu + Q = Bi + Andl + Gr + H_2O$), поскольку парагенезис $Bi + Chld$ в этих породах никогда не отмечается. Последними сохраняются хлоритоиды промежуточной железистости (85-90%), но ранее разлагаются как наиболее магнезиальные его разновидности, благодаря реакциям типа (1.6), так и железистые - вследствие прогрессивных реакций типа:



Нами предполагалось [33], что в еще менее глубинных, гипабиссальных условиях возможно разложение хлоритоида на $Gr + Cor + Andl$. Однако такая реакция все-таки кажется маловероятной, поскольку природный парагенезис $Chld + Cor$, который должен возникать на этой ступени, упомянут лишь в одной работе [225], и доказательства его равновесности не приведены.

В породах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации из андалузитовых комплексов и роговиков неустойчивы, как и в кианитовых комплексах, парагенезисы $Bi + Chld$, $Bi + Andl$. Однако ассоциация $Alm + Andl$ появляется в верхах субфации в связи с более ранним (при низких давлениях) распадом железистых хлоритоидов. Полностью неустойчивы парагенезисы $Cor + Chld$, $Cor + Bi + Mu + Q$, так как вместо них стабильны соответственно $Chl + Andl + Mu$, $Chld + Chl + Mu$, $Gr + Chl + Mu$.

СТАВРОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ

Ставролитовая фация по парагенезисам мусковитсодержащих метapelитов подразделяется на следующие температурные субфации: *ставролит-хлоритовидную*, *ставролит-хлоритовую* и *кианит(силлиманит, андалузит)-биотит-ставролитовую*. Последняя в метаморфических ореолах, отвечающих промежуточным давлениям 3–5,5 кбар (см. рис. 6), в свою очередь подразделяется на две субфации – более низкотемпературную с кианитом либо с андалузитом и более высокотемпературную *силлиманит-биотит-ставролитовую*, где ставролит стабилен с силлиманитом (после инверсии $Ky \rightarrow Sill$ или $Andl \rightarrow Sill$). При P_s более 5,5 и менее 3 кбар ставролит всегда исчезает до появления силлиманита, и поэтому при высоких и низких давлениях силлиманит–биотит–ставролитовая субфация не выделяется.

Парагенезисы насыщенных (мусковитсодержащих) и недосыщенных калием метapelитов ставролитовой фации весьма сильно различаются и поэтому рассматриваются отдельно. В безмусковитовых породах верхняя граница ставролитовой фации проходит при более высоких температурах, превышающих, однако, температуры разложения мусковита с кварцем (см. рис. 45). Это следует из природных наблюдений, согласно которым породы даже с наиболее высокотемпературными ассоциациями ставролита (например, кианитовые жедрититы и гранат–кордиерит–силлиманитовые метapelиты) во всех известных регионах встречаются среди толщ двуслюдяных сланцев и гнейсов. Имеются как будто бы лишь два исключения: находки единичных зерен ставролита (во включениях в гранате) среди высокотемпературных безмусковитовых пород китойской свиты [88] и среди мигматитов силлиманит–калишпатовой зоны серии Далреддиэн [104]. В последнем случае появление ставролита, по мнению Дж. Эшворта, связано с диафоритическими реакциями частичного распада парагенезиса $Gr + Cor + Sill$, что подтверждается возникновением в тех же породах регрессивной зональности в гранатах: в краевых частях его железистость повышается на 3–4% и возрастает содержание MnO и CaO . Возможно, сходное происхождение имеет ставролит и в китойской свите. Во всех других зональных ореолах определенно устанавливается значительный температурный разрыв между высокотемпературным разложением ставролита и распадом мусковита с кварцем.

Ставролит-хлоритоидная субфация

Довольно узкая по температуре ставролит-хлоритоидная субфация является начальной ступенью ставролитовой фации; она характерна как для кианитовых [3, 135], так и для андалузитовых комплексов глубинности [150]. Критический для нее парагенезис — $St + Chld + Q$. Низкотемпературная граница — первое появление ставролита в парагенезисе $Ky(Andl) + Chl + Chld + Q$ (см. рис. 26), высокотемпературная — распад последних хлоритоидов на ставролит + гранат + биотит (хлорит). С ростом температуры внутри субфации происходит ряд последовательных реакций, в результате чего стабильность хлоритоида быстро сужается, а ставролита — расширяется; по этим реакциям ставролит-хлоритоидную субфацию можно разделить на ряд температурных ступеней.

Соотношение железистости сосуществующих ставролитов и хлоритоидов и его петрологическое значение

Сосуществующие ставролиты и хлоритоиды имеют близкую железистость, однако одни анализы дают соотношение $F_{St} < F_{Chld}$ [246, 251], другие — $F_{St} > F_{Chld}$ [99, 150, 151]. Поскольку температурный интервал ставролит-хлоритоидной субфации невелик, нет оснований считать, что изменение корреляции железистости связано с колебаниями температуры. Очевидно, дело здесь в неточном определении MgO в ставролите и хлоритоиде; его содержание, по данным известных анализов этой пары, меняется от 1 до 2,5 вес. %, и ошибка даже в несколько десятых процента может изменить соотношение железистости этих минералов на обратное. Известно, что как химические, так и микронзондовые анализы ставролита, в частности определение в нем магния, сопряжены с определенными методическими трудностями [99].

Выяснение истинных соотношений железистости ставролита и хлоритоида важно потому, что принятие того или другого варианта приводит к совершенно противоположным картинам фазовых равновесий в ставролит-хлоритоидной субфации (рис. 24). В случае $F_{St} < F_{Chld}$ первыми с ростом температуры должны возникать магнетитовые ставролиты за счет распада парагенезиса $Ky(Andl) + Chld + Chl$ при сохранности хлоритоид-кианитовой ассоциации в более железистых породах (см. рис. 24, 1-2). Если $F_{St} > F_{Chld}$, первыми образуются чисто железистые ставролиты, а парагенезис $Ky(Andl) + Chld + Chl$ распадается последним (см. рис. 24, 3-4). Это приводит к коренному изменению топологии всей $P-T$ диаграммы в низкотемпературной части ставролитовой фации.

О.Олби [99] провел специальное сравнение микронзондовых и химических анализов одних и тех же образцов ставролитов и хлоритоидов и пришел к выводу, что в ходе силикатных химических анализов в ставролитах завышается содержание Mg и несколько

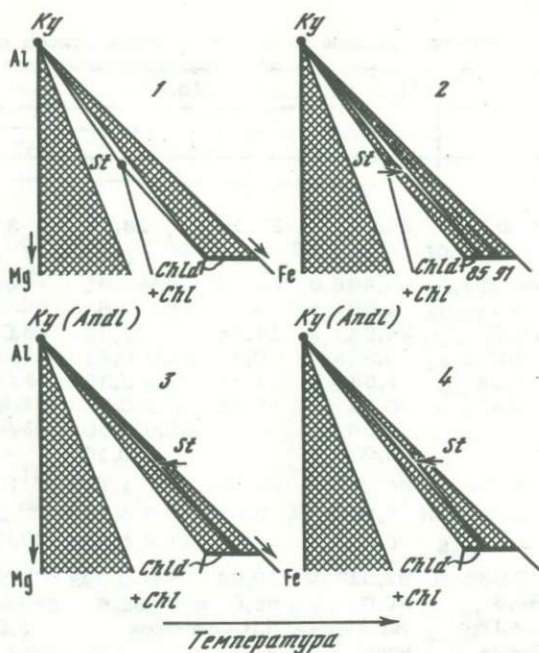


Рис. 24. Фазовые равновесия хлоритоида, ставролита и кянита (андалузита) в районе изограды ставролита

1-2 - при $F_{St} < F_{Chld}$ на примере Патомского нагорья (цифры на диаграмме - железистость хлоритоида из парагенезисов $Chld + St + Ky + Q$ и $Chld + Ky + Q$ в переслаивающихся породах); 3-4 - при $F_{St} > F_{Chld}$

занижается содержание Fe в сравнении с микрозондовыми. Для хлоритоидов эти значения, полученные двумя методами, в целом совпадают. О.Олби считает правильными микрозондовые определения, которые дают более высокие значения железистости ставролита, чем при химическом анализе; следовательно, по его данным $F_{St} > F_{Chld}$.

Для проверки этого заключения нами отобраны шесть пар сосуществующих ставролитов и хлоритоидов из пород пурпольской свиты в Патомском нагорье. Монофракции полностью очищены от примеси других темноцветных, однако от микровключений кварца в ставролитах (2-6 объем. %) избавиться не удалось. Результаты химических анализов приведены в табл. 4. Для максимальной точности определения MgO (а также CaO и ZnO) эти компоненты проанализированы атомно-адсорбционным методом на спектрофотометре "Перкин-Элмер", модель 403 (аналитик Г.Е. Каленчук). Эта методика (для содержаний компонентов не выше 3-4 вес.%) является наиболее качественной из всех известных - например в сравнении со стандартным весовым и трилометрическим методами.

Таблица 4

Результаты химических анализов (в вес. %) сосуществующих ставролитов и

Компо- ненты	3914/1		3-75/40		3-77/8	
	St	Chld	St	Chld	St	Chld
SiO ₂	31,57	24,99	30,38	23,79	31,43	24,43
TiO ₂	0,63	0,23	0,51	0,12	0,71	0,21
Al ₂ O ₃	48,55	38,58	49,92	39,91	49,66	38,33
Fe ₂ O ₃	-	1,66	-	2,60	-	2,43
FeO	15,58	24,04	14,54	22,23	14,75	24,24
MnO	0,25	0,30	0,41	0,61	0,05	0,17
MgO*	1,03	1,58	1,38	2,35	1,08	1,75
CaO*	0,47	0,10	0,45	0,56	0,35	0,33
Na ₂ O	-	0,06	-	0,50	-	0,18
K ₂ O	-	0,006	-	0,26	-	0,01
H ₂ O-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,79	Не обн.	Не обн.
H ₂ O+	1,90	7,98	2,01	5,35	2,02	7,77
ZnO*	0,055	0,001	0,34	0,023	0,047	0,001
Сумма	100,035	99,527	99,94	100,093	100,097	99,851
Fe/(Fe+Mg),%	89,3	90,0	85,6	85,6	88,0	89,5
Аналитик	С.А.Гор- бачева	Л.Г.Абра- мова	Н.И. Степанова		Л.Г.Абрамова	

*Определено атомно-адсорбционным методом; аналитик Г.Е. Каленчук.

Примечание. Ставролит содержит 2-6 вес.% кварца в виде микровключений, от которых не удалось избавиться при отборке.

Как видно из табл. 4, в пяти парах магнезиальность ставролита на 1-1,5% больше, чем хлоритоида, и лишь в одном образце их железистость совпадает. Таким образом, эти данные дают соотношение $F_{St} < F_{Chld}$, что противоречит заключению О.Олби [99] и Дж.Фокса [151] о более железистом составе ставролита, чем сосуществующего хлоритоида.

Однако решающие доводы в пользу соотношения $F_{St} < F_{Chld}$ получены при парагенетическом анализе ставролит-хлоритоидных пород Патомского нагорья (в районе гольца Дозорного). По нашим наблюдениям, на изограде ставролита образуются только относительно магнезиальные его разновидности (см. рис. 24, 1), и лишь затем возникают более железистые ставролиты. В каждом конкретном обнажении, где переслаиваются породы различного состава, в парагенезисе $St + Ky + Chld + Q$ хлоритоид более магнезиальный, чем в парагенезисе $Ky + Chld + Q$ без ставролита. Например, в обн. 83 встречены ассоциации $St + Chld_{85} + Ky + Q$ и $Chld_{91} + Ky + Q$ (см. рис. 24, 2), в обн. 75 - $St_{86} + Chld_{86} + Ky + Q$ и $Chld_{87} + Ky + Q$. Таким образом, во всех случаях в магнезиаль-

хлоритоидов из ставролит-хлоритоидной субфации метаморфизма в Патомском нагорье

	3-77/21		3-74/45		3-77/28	
	St	Chld	St	Chld	St	Chld
	30,35	25,21	32,81	25,96	30,94	25,90
	0,54	0,09	0,67	0,69	0,46	0,23
	49,70	40,26	47,87	37,92	49,20	37,84
	-	0,53	-	3,44	Не опр.	1,24
	14,72	23,20	14,24	20,84	14,52	23,97
	0,22	0,48	0,42	0,54	0,16	0,05
	1,48	2,19	1,66	2,52	1,47	2,22
	0,39	0,49	0,25	0,27	0,20	0,19
	-	-	-	0,03	-	0,06
	-	0,10	-	0,05	-	0,04
	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	2,27	6,98	2,19	7,33	2,13	7,86
	0,058	0,023	0,062	0,004	0,43	0,006
	99,728	99,553	100,172	99,594	99,51	99,606
	84,7	85,7	82,8	84,0	84,9	86,2
	Н.И.Сте- панова	С.А.Гор- бачева	Л.Г. Абрамова		С.А.Гор- бачева	Л.Г.Аб- рамова

Парагенезисы пород: обр. 3914/1 - $St + Chld + Ky + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-75/40 - $St + Chld + Ky + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-77/8 - $St + Chld + Ky + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-77/21 - $St + Chld + Gr + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-74/45 - $St + Chld + Ky + Mu + Ilm + Q$; обр. 3-77/28 - $St + Chld + Mu + Tour + Ilm + Q$.

ных прослоях стабильна ассоциация $St + Chld + Ky$ или $St + Chld + Ky$, а в более железистых - $Ky + Chld$ без ставролита, что возможно лишь при $F_{St} < F_{Chld}$. Эти соотношения, установленные на примере ставролит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье и совпадающие с некоторыми более ранними исследованиями в других регионах, принимаются далее при построении общей P-T диаграммы ставролитовой фации (см. рис. 6 и 26).

*Ставролит-хлоритоидная субфация
в кианит-силлиманитовом метаморфическом комплексе
Патомского нагорья*

Равновесия во всем интервале ставролит-хлоритоидной субфации изучены нами в Патомском нагорье, в районе гольца Дозорного (северо-восточное окончание Чуйского поднятия), где ставролит-хлоритоидная зона является частью зонального ореола кианитового типа глубинности. На этом участке в пределах одного горизонта высокоглиноземистых пород (пурпольская свита) удалось проследить смену парагенезисов от момента появления ставролита в кианит-

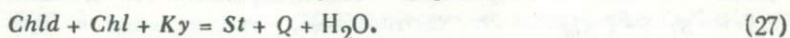
хлоритоидных сланцах до полного замещения хлоритоида парагенезисом $St+Gr+Bi$, т.е. от верхней до нижней границы субфации.

Наблюдающиеся ассоциации показаны на серии диаграмм $Al-Mg-Fe$ с точкой Al , отнесенной в бесконечность (рис. 25). Такие диаграммы дают возможность лучше, чем треугольные, изобразить равновесия в высокоглиноземистой области составов. Во всех парагенезисах устойчивы мусковит и кварц, из рудных — ильменит или магнетит. Из-за бедности исходных пород натрием ни парагонит, ни альбит в них не встречаются.

До образования ставролита, в условиях средней ступени альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, как было показано ранее, устойчивы критические парагенезисы $Chld_{73}+Chl_{36}+Ky$, $Gr_{95}+Chl_{77}+Chld_{93}$, $Gr+Chl+Bi+Mu$ (см. рис. 25, 1). С приближением к изограде ставролита предельная железистость хлорита снижается до 69–70%, а хлоритоида в парагенезисе $Chld+Chl+Ky$ — повышается до 76–78%.

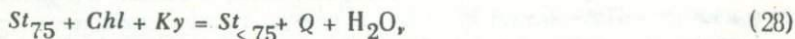
Первые, очень мелкие новообразования ставролита (в количестве 2–4%) появляются в кианит-хлоритоидных сланцах с относительно магниезальными хлоритоидами. Они встречены лишь в парагенезисе $St+Chld_{85}+Ky+Q^1$, тогда как во всех более железистых ассоциациях в этом же обнажении, например $Chld_{91}+Ky+Q$, ставролит совершенно отсутствует. С ними переслаиваются гранат-хлорит-хлоритоидные сланцы; в таком тройном парагенезисе железистость хлорита — 69%, хлоритоида — 88%, граната (в краевой части) — 93,7% (примесь $Spes$ — 4%, $Gros$ — 6%). Ассоциации метапелитов в районе ставролитовой изограды показаны на рис. 25, 2. Согласно корреляционной диаграмме, с $Chld_{85}$ должен ассоциировать ставролит с железистостью 83%.

Однако теоретический анализ показывает, что ставролиты с железистостью 83%, хотя и наиболее ранние в патомском комплексе, все же не являются для этих условий истинно изоградными. Такие истинно изоградные ставролиты должны возникать в парагенезисе $Chld+Chl+Ky$ в результате моновариантной реакции:



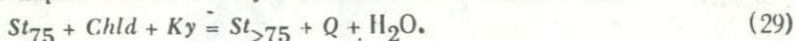
Этот критический парагенезис, возможный лишь в магниезальных породах, не был встречен на исследованном участке. На основании общих соотношений можно лишь предположить, что он отвечает составу $Chld_{77-78}+Chl_{40}+Ky$; тогда ставролит на его истинной изограде должен иметь железистость 75–76%.

Последующий рост температуры способствует расширению устойчивых составов ставролита. В парагенезисе с хлоритом образуются более магниезальные варианты:



¹ Здесь и далее в настоящем разделе железистость минералов в конкретных парагенезисах указывается только по данным химических и микронзондовых анализов.

а в парагенезисе с хлоритоидом — более железистые:



Следовательно, образование St_{82-83} в кианит-хлоритоидных сланцах Патомского нагорья отвечает не истинной изограде, а реакции типа (29), которая по температуре, однако, близка к настоящей изоградной реакции.

Далее на юго-восток степень метаморфизма возрастает. Заметное изменение железистости ставролита не происходит, однако его количество в породе увеличивается. Снижается предельная железистость хлорита и граната, и поэтому хлорит-гранат-хлоритоидный парагенезис имеет здесь более магнезиальный состав: $Chl_{57} + Chld_{80,5} + Gr_{88}$ (см. рис. 25, 3). В гранате обычная прогрессивная зональность: в центре — $Alm_{81}Pr_9Spes_9Gros_1, F_{Gr}=90\%$; с края — $Alm_{83}Pr_{12}Spes_4Gros_1, F_{Gr}=89\%$.

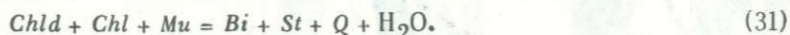
Еще в 800 м к юго-востоку фиксируются появление нового парагенезиса $Bi+Chld$ (биотит-хлоритоидная изограда) и связанное с этим исчезновение ассоциации железистого граната с хлоритом. Обнаруженный на изограде парагенезис $Bi_{54} + Chld_{78} + Chl_{54} + Gr_{89} + Mu + Ilm + Q$ (см. рис. 25, 4) отвечает моновариантной реакции:



Гранат в этом парагенезисе резко зональный, причем в краевой части практически не содержатся Mn и Ca: центр — $Alm_{81}Pr_6Spes_9Gros_4, F_{Gr}=93\%$; край — $Alm_{87}Pr_{11}Spes_1Gros_1, F_{Gr}=89\%$. Однако реакция (30) означает, что распадается лишь парагенезис безмарганцовистого граната с хлоритом, тогда как гранаты с заметной примесью спессартина и гроссуляра устойчивы с хлоритом до гораздо более высоких температур.

В районе биотит-хлоритоидной изограды интервал устойчивых составов ставролита почти не расширяется: там встречены парагенезисы $St_{76} + Ky + Q, St_{86} + Chld_{86} + Ky + Q$ (см. рис. 25, 4); в более железистых породах вместо ставролита по-прежнему устойчивы кианит с хлоритоидом (например, $Chld_{87} + Ky + Q$). Парагенезис маломарганцовистых гранатов с кианитом отсутствует, что как будто указывает на полную устойчивость крайне железистых хлоритоидов ($Chld_{95-100}$).

Далее на юго-восток появляется еще более высокотемпературный парагенезис $Bi+St+Q$ (биотит-ставролитовая изограда):



Обычный для предыдущих ступеней и для всей зеленосланцевой фации парагенезис $Chld+Chl+Mu$ окончательно исчезает (см. рис. 25, 5). В районе биотит-ставролитовой изограды обнаружены парагенезисы: $St_{74} + Chl_{47} + Ky + Q, St_{88} + Chld_{89} + Ky + Q$, указывающие на расширение стабильности ставролита как в магнезиальную, так и в железистую области.

Другое важное отличие биотит-ставролитовой ступени — появление ранее неизвестных парагенезисов $Gr+Chld+Ky+Q, Gr+Chld+St+Q$.

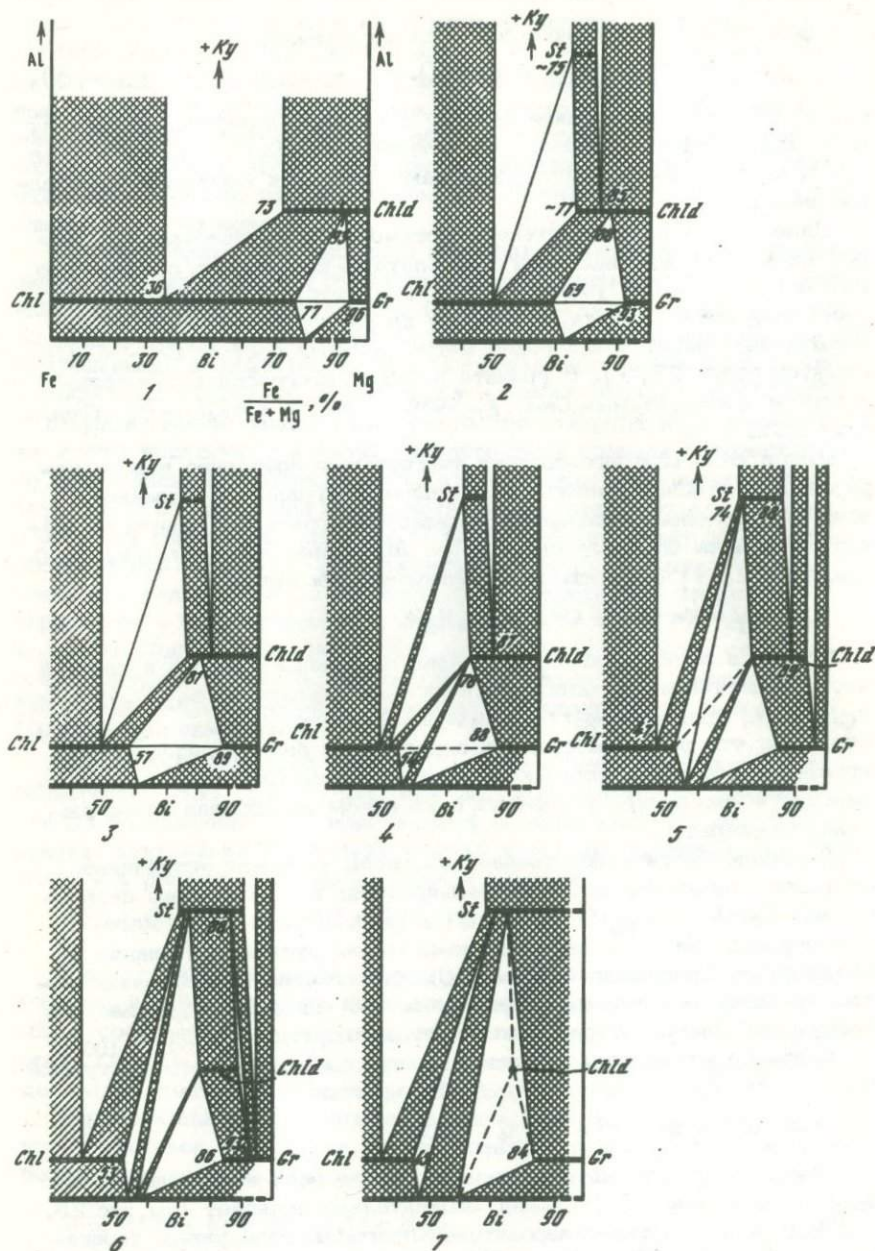
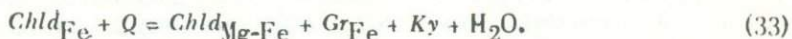


Рис. 25. Изменение парагенезисов мусковитсодержащих метapelитов внутри ставролит-хлоритондной субфации в Патомском нагорье (район гольца Дозорного) с ростом температуры на диаграммах $Al-Mg-Fe$ с точкой Al , отнесенной в бесконечность

Первый из них явно связан с начинающимся распадом наиболее железистых хлоритоидов:



Однако парагенезис $\text{Gr} + \text{Chld} + \text{St} + Q$ не означает устойчивости безмарганцовистого граната с ставролитом, поскольку на этой ступени во многих шлифах наблюдалась альтернативная ассоциация $\text{Chld} + \text{Ky} + Q$ (см. рис. 25, 5). Изучение гранатов показало, что парагенезис $\text{Gr} + \text{Chld} + \text{St} + Q$ у биотит-ставролитовой изограды возможен лишь при участии обогащенных марганцем (или кальцием) гранатов. Так, в ассоциации $\text{Gr}_{93} + \text{St}_{85} + \text{Chld}_{87} + \text{Ky} + Q$ гранат в краевой части имеет состав $\text{Alm}_{79}\text{Pr}_6\text{Spes}_{14}\text{Gros}_1$, а в ассоциации $\text{Gr}_{90} + \text{St} + \text{Ky} + Q$ — $\text{Alm}_{81}\text{Pr}_9\text{Spes}_8\text{Gros}_2$.

На этой же ступени, наряду с парагенезисами $\text{Bi} + \text{St} + Q$ и $\text{Bi} + \text{Chld}$, встречается и ассоциация хлорита с гранатом, но лишь с его разновидиями, богатыми спессартином и гроссуляром. Например, в парагенезисе $\text{Gr}_{81} + \text{Chl}_{40} + \text{Mu} + Q$ состав граната: центр — $\text{Alm}_{60}\text{Pr}_{14}\text{Spes}_{20}\text{Gros}_6$, $F_{\text{Gr}} = 81\%$; край — $\text{Alm}_{70}\text{Pr}_{16}\text{Spes}_7\text{Gros}_7$, $F_{\text{Gr}} = 81\%$.

Последующее повышение температуры приводит к резкому усилению распада хлоритоида. Если на биотит-ставролитовой изограде ставролит и хлоритоид встречаются примерно в равных количествах, то в 3 км к юго-востоку хлоритоид составляет не более 4–5% породы. Пресобладают крупнозернистые породы с парагенезисами $\text{St} + \text{Gr} + \text{Ky} + \text{Mu} + Q$, $\text{St} + \text{Ky} + \text{Mg} + Q$, $\text{St} + \text{Mu} + Q$ (см. рис. 25, 6), с явными признаками псевдоморфозе ставролита по кианиту и хлоритоиду. Во всех этих ассоциациях хлоритоид, железистость которого колеблется от 80 до 89%, сохраняется лишь в небольших единичных зернах, обычно в виде включений внутри крупных кристаллов граната и ставролита. Это указывает на то, что хлоритоид находится в условиях, близких к его окончательному распаду на $\text{St} + \text{Gr} + \text{Bi}$. Поэтому линия его состава показана на диаграмме (см. рис. 25, 6) пунктиром.

В наиболее типичном для этой ступени гранат-ставролитовом парагенезисе могут быть стабильны любые, в том числе мало- и безмарганцовистые алмандиновые гранаты. В то же время пара-

Продолжение подписи к рис. 25

1 — алмадин-хлорит-хлоритоидная субфация зеленосланцевой фации; 2–7 — ставролит-хлоритоидная субфация. Ступени равновесия (соответствуют сечению I–I на рис. 26): 2–3 — алмадин-хлоритовая (2 — у ставролитовой изограды, 3 — у верхней границы ступени), 4 — биотит-хлоритоид-хлоритовая, 5 — биотит-хлоритоид-ставролитовая, 6 — ставролит-алмандиновая; 7 — граница ставролит-хлоритоидной и ставролит-хлоритовой субфаций. Цифры — железистость по данным химических и микрозондовых анализов

гегенезис $Chld+Ky+Q$ практически исчезает. Следовательно, температура данной ступени отвечает правой части реакции:



Осталась неясной максимальная железистость ставролита. Его разности с железистостью более 93% не были встречены, как, впрочем, и альтернативный парагенезис совершенно безмарганцовистого альмандина (Alm_{95-100}) с кианитом. Однако общие тенденции изменения парагенезисов в исследованном ореоле позволяют предположить, что в его пределах не возникают ставролиты с железистостью более 95%.

Еще в 1 км к юго-востоку хлоритоид исчезает окончательно, падаясь на $St+Gr+Bi$. Реакция разложения последних хлоритоидов (железистость их, очевидно, около 80%) является высокотемпературной границей всей ставролит-хлоритоидной субфации:



Фазовые равновесия у этой границы в породах Патомского нагорья показаны на рис. 25, 7. Типичными становятся парагенезисы $St+Gr+Bi+Mu+Q$, $St+Chl+Bi+Mu+Q$, $St+Chl+Ky+Mu+Q$, указывающие на переход к следующей, ставролит-хлоритовой субфации. Стабильность ставролитов, близких к чисто железистым, по-прежнему неясна, поскольку породы соответствующего состава не были встречены. Железистость хлорита в парагенезисе $Bi+St+Chl+Q$ не превышает 45%, а граната — достигает 84%.

Ступени равновесия ставролит-хлоритоидной субфации в кианитовых комплексах глубинности

На рис. 26 в более детальном виде изображена часть $P-T$ диаграммы для низкотемпературной части ставролитовой фации, на которой видны большие различия в парагенезисах между кианитовым и андалузитовым комплексами глубинности.

Ставролит-хлоритоидные ассоциации в Патомском нагорье типичны для зональности типа Барроу. Результаты их изучения позволяют разделить ставролит-хлоритоидную субфацию в кианитовых комплексах на четыре температурные ступени. Их соотношения видны на рис. 26 в сечении I-I, примерно отвечающем условиям патомского метаморфизма (арабские цифры соответствуют диаграммам на рис. 25). Названия каждой ступени даются по критическому для нее парагенезису.

Истинная, или первая, изограда ставролита, являющаяся нижней границей всей ставролит-хлоритоидной субфации, связана с образованием первых ставролитов за счет изоградной реакции (27): $Chld + Chl + Ky = St_{73-78} + Q + H_2O$. Эти наиболее ранние ставролиты возникают лишь внутри кианит-хлоритоид-хлоритовых и кианит-хлоритоидных прослоев, т.е. в метапелитах крайне высокой глиноземистости, не содержащих ни биотита, ни железо-магнезиального граната (см.

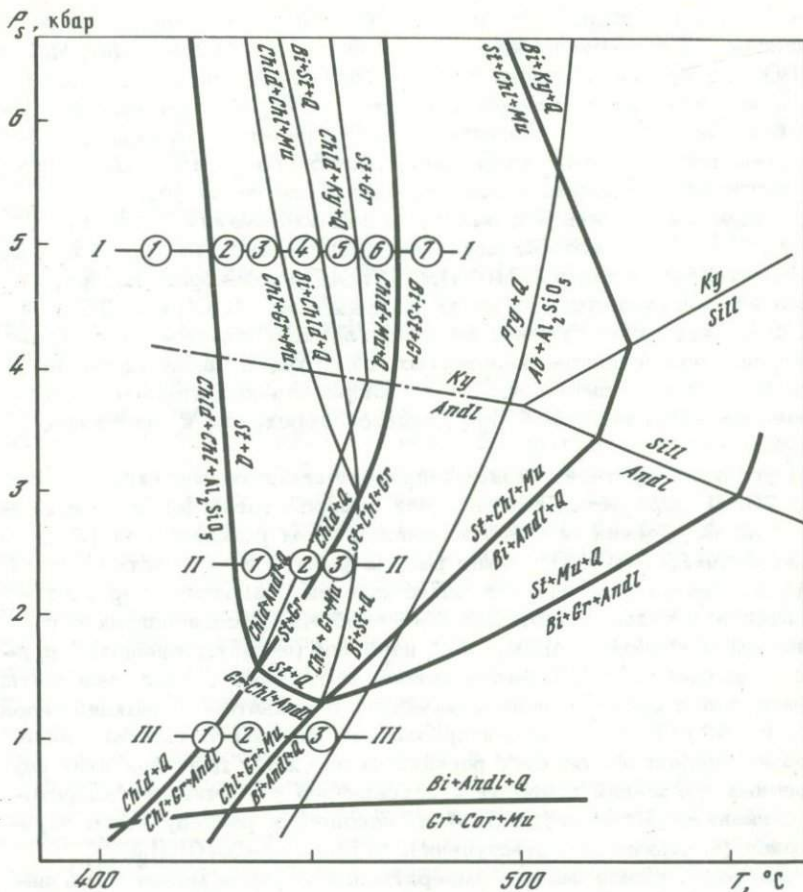


Рис. 26. Часть P - T диаграммы мусковитсодержащих метапелитов ставролит-хлоритоидной и ставролит-хлоритовой субфации

В сечениях показана смена температурных ступеней (арабские цифры) в условиях различных давлений: I-I - в типичных кианит-силлиманитовых комплексах на примере Патомского нагорья (см. рис. 25); II-II - в малоглубинных андалузит-силлиманитовых комплексах со ставролитом (см. рис. 27); III-III - в андалузит-силлиманитовых роговиках (см. рис. 28)

рис. 25, 2). Такие породы (обычно это переотложенные коры выветривания) исключительно редки среди мезогеосинклинальных толщ, и поэтому истинная изографа ставролита и все связанные с ней ассоциации очень редко наблюдаются в зональных ореолах.

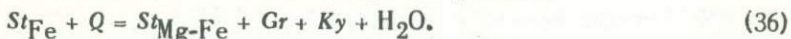
Самой низкотемпературной внутри ставролит-хлоритоидной субфации является альмандин-хлоритовая ступень, на которой еще сохраняется ассоциация железистого граната с хлоритом; данная ступень

пень занимает интервал от возникновения первых ставролитов до появления биотит-хлоритоидного парагенезиса $Gr+Chl+Mu=Bi+Chld+Q+H_2O$. Эта реакция вызвана тем, что снижение предельной железистости хлорита при повышении температуры внутри ступени происходит быстрее, чем рост магнезиальности граната (см. рис. 25, 2-3), что приводит к разрыву хлорит-альмандинового парагенезиса. Интервал следов ставролита в этих условиях еще очень узок.

Следующая ступень - биотит-хлоритоид-хлоритовая (см. рис. 25, 4); наряду с новообразованием парагенезиса $Bi+Chld$ в ней еще сохраняется ассоциация $Chld+Chl+Mu+Q$, поле устойчивости которой систематически сужается с ростом температуры (ср. рис. 25, 1 и рис. 25, 2-4). Такое сужение вызвано главным образом постепенным исчезновением наиболее железистых хлоритов, а также наиболее магнезиальных хлоритоидов. Распад хлоритоид-хлоритового парагенезиса: $Chld+Chl+Mu=Bi+St+Q+H_2O$ является переходом к следующей ступени.

В условиях третьей, биотит-хлоритоид-ставролитовой ступени (см. рис. 25, 5) образуется обычный для ставролитовой фации парагенезис $Bi+St+Q$. Связанная с его возникновением реакция типа (31) $Chld+Chl+Mu=Bi+St+Q+H_2O$ может рассматриваться в качестве второй изограды ставролита, так как благодаря ей ставролит впервые появляется в породах с биотитом, т.е. в обычных метапелитах с пониженным отношением $Al/(Mg+Fe)$, наиболее распространенных в природе. Одновременно начинается довольно быстрый распад железистых хлоритоидов с образованием альмандина с кианитом - реакции типов (32) и (33). В то же время предельная железистость ставролита, напротив, нарастает за счет реакций типа (29). Действие этих двух встречных тенденций приводит к сокращению устойчивости хлоритоида с кианитом (см. рис. 25, 5) и, наконец, к распаду этого парагенезиса (верхняя граница ступени): $Chld+Ky+Q=St+Gr+H_2O$.

Четвертая, самая высокотемпературная ступень может быть названа ставролит-альмандиновой (см. рис. 25, 6), поскольку парагенезис $St+Alm$ или $St+Alm+Ky$ почти полностью замещает хлоритоид, сохраняющийся лишь в ограниченных количествах и с признаками интенсивного распада. Интересным следствием реакции $Chld+Ky+Q=St+Gr+H_2O$ (начальной границы данной ступени) является то, что после нее невозможно дальнейшее повышение железистости ставролита. Действительно, если более ранние реакции типа (29): $St_{Mg-Fe}^{+}+Chld+Ky=St_{Fe}^{+}+H_2O$ идут с выделением воды, т.е. вызваны повышением температуры, то на ставролит-альмандиновой ступени (см. рис. 25, 6) возможны лишь следующие реакции:



Они имеют обратную тенденцию и должны приводить уже не к повышению, а к снижению предельной железистости ставролитов.

Верхняя граница ставролит-альмандиновой ступени - разложение последних хлоритоидов - является границей всей ставролит-хлоритоидной субфации: $Chld+Mu+Q=Bi+St+Gr+H_2O$ (см. рис. 25, 7).

Совершенно аналогичная последовательность парагенезисов установлена Г. Чиннером [135] в классической зональности Барроу вблизи Столехавена (Шотландия). В этом районе выделяется низкотемпературная часть ставролит-хлоритоидной зоны с парагенезисами $St+Chld+Chl+Mu+Q$, $Chld+Chl+Mu+Q$, $Chld+Bi+Mu+Q$, $Chld+Bi+Gr+Mu+Q$, что соответствует, по нашей схеме, биотит-хлоритоид-хлоритовой ступени (см. рис. 24, 4). По мере роста температуры встречены породы с парагенезисом $Chld+Chl+St+Bi+Mu+Q$, переходным к следующей, биотит-хлоритоид-ставролитовой ступени (см. рис. 25, 5). Еще далее их сменяют сланцы с ассоциацией $Bi+Gr+St+Mu+Q$ без хлоритоида, отечающие уже ставролит-хлоритовой субфации. Таким образом, в этих двух типичных кианитовых комплексах последовательность температурных ступеней идентична.

Целиком совпадают с приведенными выше равновесия в высокотемпературной части ставролит-хлоритоидной субфации в Швейцарских Альпах [151]. Однако для низкотемпературной ее части в связи с полученным в этой работе микросондовым соотношением $F_{St} : F_{Chld}$ равновесия представлены по-иному. Они сводятся к тому, что первыми в уже стабильном парагенезисе $Ky+Gr+Chld$ возникают наиболее железистые ставролиты, и к моменту появления ассоциации $St+Chl+Q$ становится полностью неустойчивым кианит с хлоритоидом. Однако такая схема, представленная на $P-T$ диаграмме в работе Дж. Фокса, является всего лишь следствием топологической интерпретации соотношения $F_{St} > F_{Chld}$, а не результатом анализа конкретных парагенезисов, поскольку именно критические ассоциации с гранатом и железистым хлоритоидом в низкотемпературной части данного ореола полностью отсутствуют и наблюдений по ним нет.

Напротив, в рассмотренном ранее патомском ореоле (см. рис. 25) подобные ассоциации весьма обычны, и они дают совершенно противоположную картину. Она сводится к тому, что парагенезис $Ky+Gr+Alm+Chld+Q$ до изограды ставролита нестабилен, первыми образуются относительно магнезиальные, а не железистые ставролиты: кианит с хлоритоидом сосуществует с парагенезисом $St+Chl$ почти до самой верхней границы субфации. На основе этих наблюдений и построена общая $P-T$ диаграмма (см. рис. 26) в области давлений выше 4 кбар.

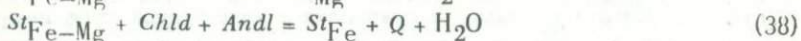
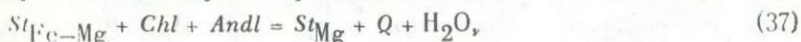
Такое детальное обсуждение равновесий внутри ставролит-хлоритоидной субфации сделано в связи с ее важным положением в общей схеме метаморфических фаций. Несмотря на узкий температурный интервал субфации, в ее пределах происходит важная перестройка парагенезисов: исчезают типичные зеленосланцевые ассоциации $Chld+Chl$, $Chld+Ky$, $Alm+Chl$, а затем и сам хлоритоид; предельная железистость хлорита снижается на 25% (с 70 до 45%), а граната — на 10% (с 93 до 83–84%). В то же время быстро расширяется стабильность ставролита, и образуется большинство главных парагенезисов ставролитовой фации: $St+Ky+Q$, $St+Bi+Gr+Q$, $St+Gr+Ky+Q$. Иными словами, в ставролит-хлоритоидной субфации осуществляется окончательная смена низкотемпературных ассоциаций среднетемпературными.

*Ставролит-хлоритоидная субфация
и ее малоглубинные аналоги
в андалузитовых комплексах и роговиках*

Ставролит-хлоритоидная субфация выделяется и в комплексах андалузитового типа [99, 150, 268], однако детально ее фазовые равновесия при пониженных давлениях не исследованы. Анализы сосуществующих ставролитов, хлоритоидов и хлоритов приведены лишь в работе Дж. Фокса [150] по району Эгню-Лейк, вблизи Онтарио. Согласно его микросондовым анализам $F_{St} > F_{Chld}$. Как это обсуждалось выше, кажется вероятным, что такие соотношения вызваны аналитическим искажением при определении Mg в ставролите. В статье Дж. Фокса не приведены результаты полного парагенетического анализа равновесий ставролит-хлоритоидной субфации в исследованном им районе, которые подтверждали бы более высокую железистость ставролита, чем хлоритоида. В то же время все обнаруженные в Эгню-Лейк конкретные ассоциации ($St + Chld + Chl + Andl + Q$, $St + Chl + Andl + Q$, $St + Chld + Chl$) не противоречат соотношению $F_{St} < F_{Chld}$, установленному нами для Патомского нагорья (ср. с рис. 25, 2-3) и принятому для всей P-T диаграммы (см. рис. 26).

Одно из отличий большинства андалузитовых комплексов - исключительная редкость или полное отсутствие парагенезиса $Bi + Chld + Q$, довольно обычного для комплексов кианитового типа. Однако имеются первые указания на находки этой ассоциации и в породах с андалузитом [10, 99]; очевидно, они относятся к наиболее глубинным разновидностям андалузитовых комплексов. В соответствии с этими наблюдениями при построении P-T диаграммы (см. рис. 26) нами принято, что инвариантная точка [$St + Chld + Chl + Gr + Bi + Mu + Q$] отвечает примерно 3 кбар. Тогда для давлений выше 3 кбар последовательность ступеней почти такая же, как и в кианитовых комплексах; при $P_s < 3$ кбар парагенезис $Bi + Chld$ становится невозможным, и хлоритоид (см. рис. 26) распадается на $St + Gr + Chl$. Как следует из этой диаграммы, при $P_s < 3$ кбар поле ставролит-хлоритоидной субфации сужается, а при $P_s < 1,5$ кбар - выклинивается. Это совпадает с природными наблюдениями; ставролит-хлоритоидные ассоциации чрезвычайно редки в типичных андалузитовых комплексах и полностью отсутствуют в роговиках.

В сечении II-II на рис. 26 и 27 показана последовательность температурных ступеней ставролит-хлоритоидной субфации при $P_s < 3$ кбар. Наиболее ранние ставролиты появляются в парагенезисе $Chld + Chl + Andl + Q$ (см. рис. 27, I). Хотя с ростом температуры стабильность ставролита, как и в кианитовых ассоциациях, должна расширяться согласно реакциям типа (28) и (29), понижение давления этому не способствует. В реакциях:



левые части уравнений имеют больший мольный объем, и, следова-

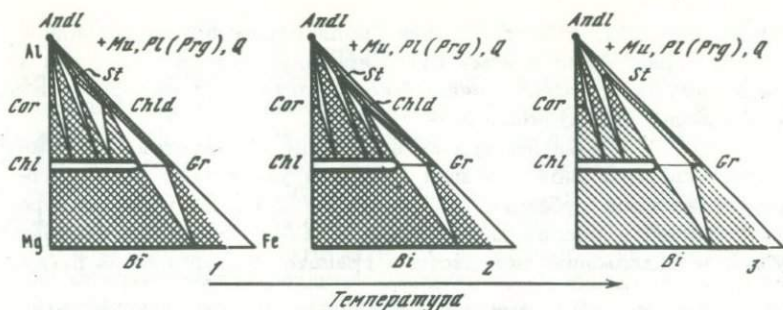


Рис. 27. Изменение парагенезисов мусковитсодержащих пород ставролит-хлоритоидной субфации с ростом температуры в малоглубинных типах андалузит-силлиманитовых комплексов со ставролитом (сечение II - II на рис. 26). Пояснения в тексте

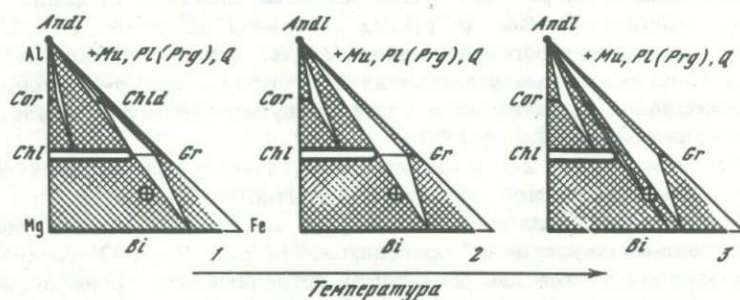


Рис. 28. Изменение парагенезисов мусковитсодержащих пород андалузит-хлорит-гранатовой субфации (аналог ставролит-хлоритоидной субфации) с ростом температуры в роговиках (сечение III - III на рис. 26) от ее нижней до верхней границы. Точка - валовой состав среднежелезистых умеренно глиноземистых метapelитов. Пояснения в тексте

тельно, при низких давлениях ни особо магниезиальные, ни особо железистые ставролиты не образуются. Поэтому интервал устойчивых составов ставролита остается узким и при повышении температуры.

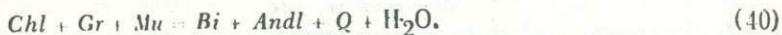
Распад железистых хлоритоидов и их парагенезиса с андалузитом (см. рис. 27, 2) на $St+Gr$ означает переход к более высокотемпературной ступени субфации. Последние, среднежелезистые хлоритоиды распадаются на $St+Chl+Gr$:



Эта реакция отделяет ставролит-хлоритоидную субфацию при малых давлениях от следующей, ставролит-хлоритовой субфации (см. рис. 27, 3).

Таким образом, сильное сужение поля ставролит-хлоритоидной субфации, ограничение и изменение парагенезисов ставролита и хлоритоида связаны с уменьшением стабильности этих минералов в условиях небольшой глубинности.

При $P_s < 1,5$ кбар ставролит вообще не образуется, и аналогом ставролит-хлоритоидной субфации является узкое поле андалузит-хлорит-гранатовой субфации (см. рис. 7 и 26). Ее низкотемпературная граница – распад хлоритоидов на $Chl+Gr+Andl$, высокотемпературная – разложение железистого граната с хлоритом на $Bi+Andl$:



Хлориты и гранаты у этой границы должны быть весьма железистыми.

Смена парагенезисов роговиков от нижней к верхней границе субфации изображена на рис. 28. Температурный интервал субфации узок, а ассоциация $Gr+Chl$ при малых давлениях встречается лишь в крайне железистых роговиках, очень редких в природе. Поэтому имеются лишь единичные указания на присутствие хлорит-альмандиновых ассоциаций в роговиках и соответствующей этому андалузит-хлорит-гранатовой субфации [80].

На диаграмме рис. 28 можно показать, почему при описании контактовой метаморфической зональности обычно утверждается, что зона "биотит-хлоритовых" роговиков сразу же сменяется зоной "биотит-мусковит-андалузитовых" роговиков. На рис. 28, 1-3 точкой нанесен валовой состав наиболее часто встречающихся среднежелезистых метапелитов. Из сравнения всех трех диаграмм видно, что в таких породах гранат не образуется вплоть до средних температур, и в них действительно парагенезис $Bi+Chl+Mu+Q$ при повышении метаморфизма сразу же сменяется парагенезисом $Bi+Andl+Mu(\pm Chl)$. Однако ясно, что такая последовательность связана лишь со специфическим составом пород, а не с полным отсутствием парагенезиса $Gr+Chl$ из-за низкого давления, как это иногда предполагается.

В андалузит-хлорит-гранатовой субфации помимо отсутствия ставролита и хлоритоида запрещенными являются парагенезисы $Bi+Andl+Mu+Q$, $Cor + Bi+Mu+Q$ (см. рис. 28).

*Причины редкости ассоциаций
ставролит-хлоритоидной субфации
и запрещенные для нее парагенезисы*

Ассоциации ставролит-хлоритоидной субфации довольно редко обнаруживаются в зональных ореолах кианитового и особенно андалузитового типов. Некоторые исследователи связывают это с неблагоприятными $T-P$ условиями, хотя, как показано выше, ставролит-хлоритоидная субфация характерна для всех ореолов, где устойчив ставролит.

В основном редкость ставролит-хлоритоидных парагенезисов объясняется литологическими особенностями пород, в которых они возникают. Как показал О. Олби [96], валовой состав подавляющего большинства природных метapelитов лежит на диаграмме $Al-Mg-Fe$ ниже конноды $Gr - Chl$. В то же время ставролит-хлоритоидные ассоциации возникают (см. рис. 25 и 27) в породах, состав которых лежит выше конноды $Gr - Chl$, ближе к Al -углу диаграммы. Поэтому во многих метаморфических формациях, где высокоглиноземистые метapelиты отсутствуют, не встречаются ни хлоритоидные, ни ставролит-хлоритоидные ассоциации. Особенно это характерно для андалузитовых комплексов в интервале 1,5–3 кбар, в которых парагенезис $Gr_{Fe-Mg} + Chl$ сохраняется и после исчезновения хлоритоида. В то же время в наиболее глубоких андалузитовых и в кианитовых комплексах парагенезис $Gr_{Fe-Mg} + Chl$ распадается в середине ставролит-хлоритоидной субфации (см. рис. 25 и 26), и возникают парагенезисы $Bi + Chld$, $Bi + St$. Это означает, что на высоких ступенях субфации (при $P_s > 3$ кбар) появление ставролита с хлоритоидом становится возможным (правда, в очень узком температурном интервале) и в обычных метapelитах, имевших до этого гранат-хлорит-биотитовый состав. Именно поэтому ставролит-хлоритоидные породы гораздо чаще обнаруживаются в ореолах глубинного баровианского типа.

Как видно на примере ставролит-хлоритоидной субфации в Патомском нагорье (см. рис. 25), полностью запрещенным для нее является парагенезис $Bi + Ky + Mu$, тогда как стабильность других ассоциаций меняется от ступени к ступени. В андалузитовых комплексах в интервале $P_s = 1,5-3$ кбар (см. рис. 27) запрещенными для всей субфации парагенезисами будут $Bi + Chld$, $Bi + St$, $Bi + Andl$, $St + Cor + Mu$.

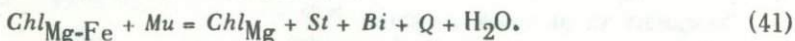
Ставролит-хлоритовая субфация

Ставролит-хлоритовая субфация занимает среднюю часть ставролитовой фации – между исчезновением последних хлоритоидов и появлением парагенезиса биотита с кианитом, силлиманитом или андалузитом. Критический парагенезис $-St + Chl \pm Mu + Q$ при полном отсутствии хлоритоида (см. рис. 29). По принятой нами петрогенетической схеме, построенной на основе ассоциаций насыщенных калием метapelитов, высокотемпературная граница субфации – реакция $St + Chl + Mu = Bi + Ky(Andl, Sill) + Q + H_2O$. В недосыщенных калием породах парагенезис $St + Chl$ сохраняется до несколько более высоких температур, чем при избытке мусковита, а реакции его распада сложнее, и в зависимости от глубинности вместо него возникают $Ky + Gedr$, $Cor + Gedr$ или $Cor + Gr$. За последнее время ставролит-хлоритовая субфация в качестве хорошо картируемой зоны постоянно выделяется в детально изученных ореолах кианитового и андалузитового типов глубинности [37, 46, 64, 85, 127, 128, 155, 165, 166].

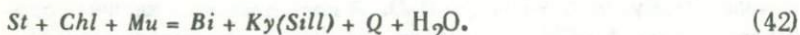
*Ставролит-хлоритовая субфация
в кианит-силлиманитовых комплексах глубинности*

В качестве характерного примера на рис. 29, 1 показаны ассоциации начальной ступени ставролит-хлоритовой субфации в Патомском нагорье (в районе гольца Дозорного), где она непосредственно сменяет ставролит-хлоритоидную субфацию. В мусковитсодержащих породах стабильны следующие парагенезисы: $St+Bi+Gr+Q$, $St+Gr+Ky+Q$, $St+Bi+Chl+Q$, $St+Chl+Ky+Q$, а также $Bi+Gr$, $Bi+Chl$. Железистость граната достигает 84%, хлорита — 45%, а ставролита в парагенезисе $St+Chl+Ky+Mu+Q$ — 71–72%. Довольно обычна, казалось бы запрещенная ассоциация $Gr+Chl+Mu \pm Bi \pm St+Q$. В двух исследованных парагенезисах $Gr_{84}+Chl_{45}+St+Bi+Mu+Q$ и $Gr_{83}+Chl_{43}+St+Bi+Mu+Q$ гранаты в краевых частях имеют соответственно следующие составы: $Alm_{79}Pr_{15}Spes_1Gros_5$, $Alm_{79}Pr_{16}Spes_0Gros_5$. Очевидно, что при стабильности $St+Bi+Mu+Q$ в ассоциации с хлоритом возможны лишь гранаты, обогащенные марганцем или (как в данном случае) кальцием. На рис. 29, 1 под диаграммой Al—Mg—Fe представлено гранат-хлоритовое сечение через нее, подтверждающее совместимость этого парагенезиса со ставролит-биотитовым, если учитывать примесь CaO и MnO в гранате.

По мере роста температуры внутри ставролит-хлоритовой субфации состав минералов во всех ассоциациях изменяется. Так, максимальная железистость ставролита в парагенезисе $St+Gr+Ky+Q$ снижается за счет реакций типа (36), тогда как в парагенезисе $St+Chl+Ky+Mu+Q$ магнезиальность ставролитов возрастает [реакции типа (28)]. Одновременно, как и на всех предыдущих ступенях, продолжается постепенное разложение наиболее железистых хлоритов, в данном случае согласно реакции:



Совместное действие реакций типа (28) и (41) приводит к тому, что у высокотемпературной границы субфации, в парагенезисе $St+Chl+Mu$, образуются наиболее магнезиальные для данных условий глубинности ставролиты. Однако поскольку распад хлоритов идет быстрее, чем нарастание магнезиальности ставролита, устойчивость парагенезиса $St+Chl+Mu+Q$ сужается и происходит его разрыв:



Эта реакция, будучи высокотемпературной границей субфации, представляет собой один из главных метаморфических рубежей, так как после нее силикат глинозема впервые возникает в парагенезисе с биотитом. Поскольку биотитсодержащие метapelиты — наиболее обычные среднетемпературные породы, первое появление в них силиката глинозема в ходе реакций типа (42) можно рассматривать в качестве второй (после распада пирофиллита) *изограды кианита, андалузита или силлиманита*.

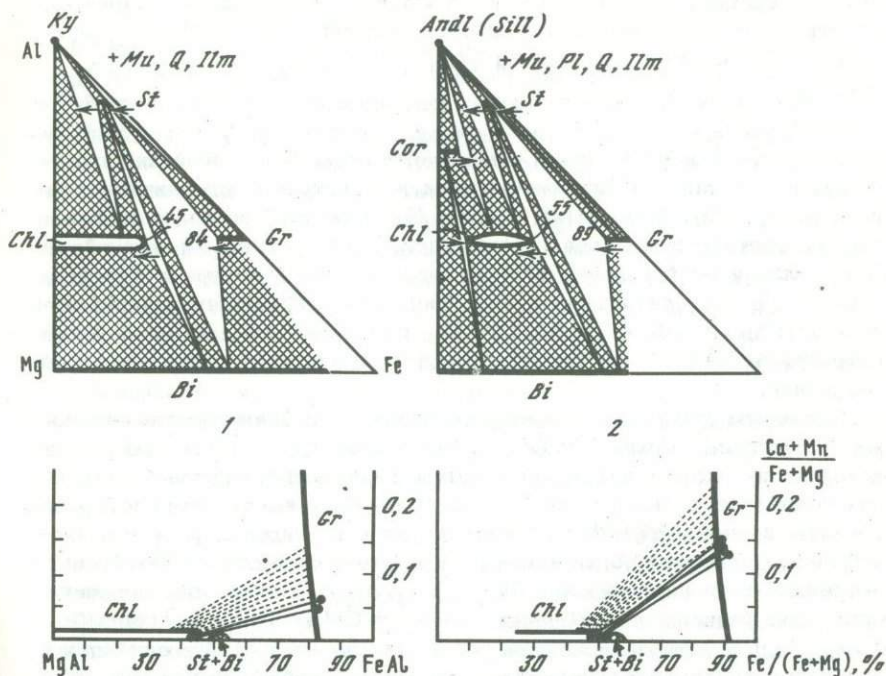


Рис. 29. Ассоциации мусковитсодержащих пород ставролит-хлоритовой субфации на диаграммах Al-Mg-Fe (вверху) и соответствующие им гранат-хлоритовые сечения с точкой (Mn, Ca), отнесенной в бесконечность (внизу)

1 - в кианит-силлиманитовом комплексе Патомского нагорья (низкотемпературная часть субфации); 2 - в андалузит-силлиманитовом комплексе Мэйна, район Рэнджели и Рамфорд [165, 166]. Стрелками показано изменение состава минералов с ростом температуры; цифры - железистость минералов по данным микрозондовых и химических анализов

Стабильность вблизи высокотемпературной границы ставролит-хлоритовой субфации наиболее магнезиальных (для данной глубинности) ставролитов подтверждается рядом анализов. Так, в протерозойских метапелитах северо-запада хребта Кодар в пограничном парагенезисе $St + Chl + Ky + Bi + Mu + Q$ железистость ставролита 69%, хлорита - 31% [46]. Из мусковитсодержащих пород других районов такие магнезиальные ставролиты также известны либо в парагенезисах с хлоритом [198, табл. 12, обр. 1: $F_{St} = 68,6\%$], либо в кианит-биотит-ставролитовых ассоциациях, образовавшихся вблизи непосредственной границы со ставролит-хлоритовой субфацией.

Понижение давления препятствует образованию магнезиальных ставролитов и в то же время способствует более длительной устой-

чивости сравнительно железистых хлоритов. Это следует, например, из отрицательного объемного эффекта реакций типа (28): $St_{Fe-Mg} + Chl + Al_2SiO_5 = St_{Mg} + Q + H_2O$ и типа (41): $Chl_{Mg-Fe} + Mu = Chl_{Mg} + St + Bi + Mu + H_2O$, ограничивающих стабильность парагенезисов $St + Chl + Al_2SiO_5 + Mu + Q$, $St + Chl + Bi + Mu + Q$. Поэтому при уменьшении глубинности (как внутри кианит-силлиманитовых, так и особенно с переходом к андалузит-силлиманитовым комплексам) пограничное равновесие $St + Chl + Mu = Bi + Al_2SiO_5 + Q + H_2O$ проходит при более железистом составе минералов. Кроме того, при P_S , близком к тройной точке, линия этой реакции пересекается с линией инверсии $Ky \rightarrow Sill$, переходя в поле силлиманита (см. рис. 26). Обнаружение парагенезиса $St + Chl + Sill + Mu + Q$ [155, 165] является одним из важнейших петрологических доказательств низкотемпературного положения тройной точки.

Типичным примером пониженных давлений в кианит-силлиманитовых комплексах можно считать ореол вблизи Сноу-Лейк [155], в котором высокотемпературная граница ставролит-хлоритовой субфации совпадает с инверсией $Ky \rightarrow Sill$. В сторону высокотемпературной границы данной субфации наблюдается, как и в других регионах, повышение магнезиальности минералов в ставролит-хлорит-биотитовой ассоциации: от парагенезиса $St_{84} + Chl_{54} + Bi_{57} + Mu + Q$ до пограничного изогранного парагенезиса $St_{79} + Chl_{49} + Bi_{57} + Sill + Mu + Q$ ($\pm Gr_{Mn-Fe}$). Повышенная железистость минералов в этой ассоциации и появление силлиманита указывают на менее глубинные условия метаморфизма данного ореола в сравнении с северо-западной частью Кодара (см. рис. 26).

Ставролит-хлоритовая субфация в андалузит-силлиманитовых комплексах глубинности

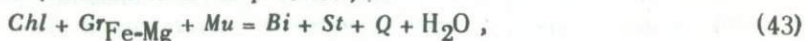
Ставролит-хлоритовая субфация четко выделяется также и в андалузит-силлиманитовых комплексах глубинности [37, 127, 165, 166]. Различия по давлению внутри них заметно влияют на возникающие ассоциации. При сравнительно высоких P_S (> 3 кбар) в этой субфации устойчивы как андалузит, так и силлиманит; при пониженных P_S — только андалузит, и, кроме того, в низкотемпературной части сохраняется парагенезис альмандинового граната с хлоритом.

Примером относительно глубинных условий могут служить парагенезисы высокотемпературной части ставролит-хлоритовой субфации в андалузит-силлиманитовом комплексе Мэйна, в районах Рэнджели и Рамфорд [165, 166]. На рис. 29, 2 показаны равновесия в этой субфации. Как видно из сравнения с ассоциациями в кианитовом комплексе Патомского нагорья (см. рис. 29, 1), состав минералов в аналогичных парагенезисах Мэйна значительно более железистый: $Gr_{89-90}^{Кри} + St_{82-86} + Chl_{48-50} + Bi_{51-56} + Mu + Pl + Q$. В пограничном равновесии, переходном к следующей, силлиманит-биотит-ставролитовой субфации устойчивы: $Gr_{89-91}^{Край} + St_{84-88} + Chl_{55} +$

+Sill + Bi₄₉₋₅₈ + Mu + Q. Как и в Патомском нагорье, довольно обычное сосуществование ассоциаций Gr + Chl + Mu + Q и St + Bi в ставролит-хлоритовой субфации связано с повышенным содержанием CaO и MnO в гранате (см. гранат-хлоритовое сечение на рис. 29, 2).

Присутствие в верхах субфации силлиманита вместо андалузита, стабильность кордиерита с железистостью до 20%, высокая предельная железистость остальных минералов указывают на давления, более низкие, чем в типичных кианитовых комплексах, но максимальные для андалузит-силлиманитовых – порядка 3,5 кбар. Ряд микронзондовых анализов, сделанных для сосуществующих кордиеритов, хлоритов и биотитов [166, 231], показал, что на диаграмме Al – Mg – Fe коннода Bi – Cor проходит левее (с магнезиальной стороны) состава сосуществующего хлорита. Это, как и парагенетические наблюдения Ч. Гидотти [166], позволяет считать, что с ростом температуры в данном равновесии магнезиальные хлориты распадаются раньше, чем среднежелезистые, и все равновесие Cor + Chl + Bi + Mu + Q смещается в сторону хлоритов с железистостью 30–40% (см. рис. 29, 2).

Понижение давления в пределах андалузит-силлиманитовых комплексов меняет фазовые равновесия в низкотемпературной части субфации; главное отличие – сохранность парагенезиса существенно альмандинового граната с хлоритом почти до середины субфации и неустойчивость силлиманита во всей ставролитовой фации (см. рис. 26). Примерами таких малоглубинных равновесий служат район Усть-Ононских термальных куполов [63] и зональность в удоканской серии в центральной части хребта Кодар [37]. В низах ставролит-хлоритовой субфации хребта Кодар широко развит парагенезис Gr + Chl + Mu, а редкие зерна ставролита встречаются лишь в ассоциации с хлоритом и андалузитом. Затем этот парагенезис распадается, и появляется обычный для субфации парагенезис St + Bi + Chl (сечение II–II на рис. 26):



при повышении температуры равновесие St + Chl + Bi сдвигается в магнезиальную сторону, и у верхней границы субфации в ассоциации St + Chl + Bi + Mu + Pl + Q железистость ставролита – 76%, хлорита – 51% [46]. В парагенезисе St + Chl + Andl + Mu + Q возможны, по-видимому, еще более магнезиальные ставролиты (до 72%). После распада ассоциации St + Chl наблюдается переход к следующей, андалузит-биотит-ставролитовой субфации. Максимальная железистость кордиерита у этой границы – около 25%.

Давление при образовании кодарского ореола оценивается нами в 2–2,5 кбар. При таких условиях (см. рис. 26) все поле ставролит-хлоритовой субфации смещено в низкотемпературную сторону, что и объясняет длительную устойчивость парагенезиса хлорита с железом-магнезиальным гранатом. В отличие от метаморфических комплексов Мэйна, в подобных менее глубинных условиях высокотемпературная граница субфации проходит глубоко в области стабильности андалузита, а силлиманит неустойчив во всей ставролитовой фации.

Парагенезисы, запрещенные в мусковитсодержащих породах ставролит-хлоритовой субфации

Единственным парагенезисом, запрещенным для этой субфации при любой глубинности, является $Bi + Al_2SiO_5 + Mu + Q$. Например, в кианитовых сланцах Патомского нагорья и разных по глубинности андалузит-силлиманитовых комплексах удоканской серии, в ставролит-хлоритовой субфации, несмотря на обилие ставролита в ассоциациях $St + Bi + Mu$, $St + Bi + Chl + Mu$, $St + Bi + Gr + Mu$, полностью отсутствует парагенезис $Bi + Ky(Andl) + Mu + Q$, обычный для следующей, кианит(андалузит)-биотит-ставролитовой субфации.

Кианит(силлиманит, андалузит)-биотит-ставролитовая субфация

Эта субфация составляет высокотемпературную, наиболее хорошо изученную часть ставролитовой фации. Критический парагенезис - $Ky(Sill, Andl) + Bi + St \pm Mu + Q$ (рис. 30). Низкотемпературная граница в мусковитсодержащих породах - реакция $St + Chl + Mu = Bi + Al_2SiO_5 + Q + H_2O$, высокотемпературная - распад последних ставролитов на $Bi + Al_2SiO_5 + Gr$. В недосыщенных калием породах ставролиты сохраняются до несколько более высоких температур и распадаются на $Gr + Cor + Andl(Sill)$ или $Gr + Gedr + Ky(Sill)$.

Как видно из сравнения рис. 29 и 30, пограничная реакция (42): $St + Chl + Mu = Bi + Ky(Andl) + Q$ впервые приводит к появлению кианита (андалузита) в метапелитах, валовой состав которых лежит ниже коннуд $St + Chl$ и $Gr + Chl$. Подобные породы, представленные двуслодяными, биотит-гранатовыми или ставролит-биотит-хлоритовыми сланцами, резко преобладают среди бедных кальцием толщ. Появление в них, вследствие реакции (42), андалузита или кианита создавало впечатление того (например, в зональности типа Барроу), что изограда ставролита всегда предшествует изограде кианита, а ставролитовая зона предшествует кианитовой. Между тем и кианит и андалузит образуются не позже, а гораздо раньше ставролита (за счет распада пиррофиллита), и отсутствие этих силикатов глинозема в ставролитовых зонах многих регионов связано всего лишь с отсутствием в их разрезах высокоглиноземистых метапелитов.

Ассоциации данной субфации можно разделить на две температурные ступени.

На нижней ступени (см. рис. 30, 1) еще сохраняются хлориты с железистостью не выше 30-45%, обычно в парагенезисе $Bi + Chl + Al_2SiO_5 + Q$. Эта ассоциация, встречающаяся среди ставролит-биотит-гранатовых сланцев, описана в породах с кианитом [128], силлиманитом [165, 166] и андалузитом [37, 207]. При давлении не более 6-6,5 кбар возможен также парагенезис $Chl + Cor + Bi + Mu + Q$ [166].

В условиях этой начальной ступени в ассоциации $St + Al_2SiO_5 + Bi + Mu + Q$ еще сохраняются довольно магнезиальные ставролиты ($F_{St} =$

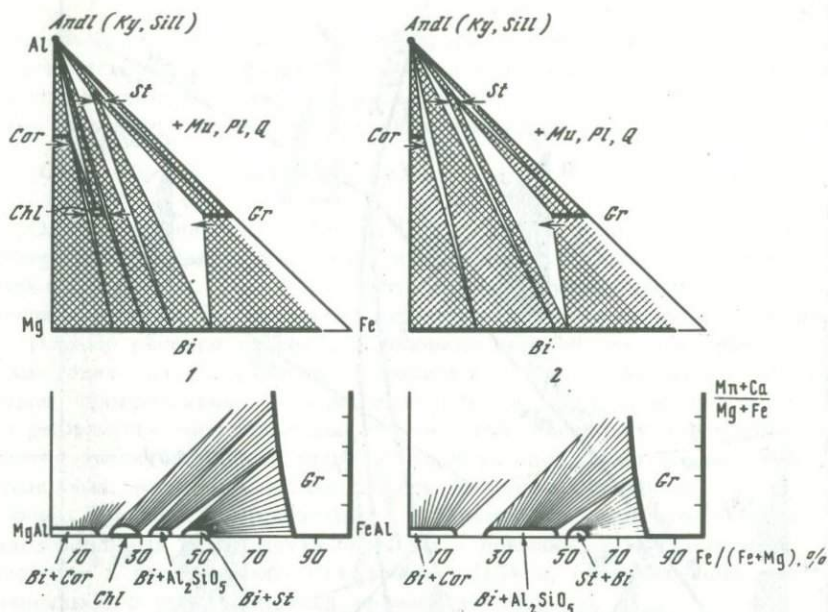


Рис. 30. Парагенезисы мусковитсодержащих пород кианит (андалузит, силлиманит)–биотит–ставролитовой субфации на диаграммах Al – Mg – Fe для условий умеренных давлений (вверху) и соответствующие гранат–хлоритовые сечения этих диаграмм (внизу) с точкой (Mn, Ca), отнесенной в бесконечность

Температурные ступени: 1 – низкотемпературная; 2 – высокотемпературная. Стрелками показано изменение состава минералов с ростом температуры

= 68–70%), унаследованные от предыдущей ставролит–хлоритовой субфации. Однако с переходом к кианит (силлиманит, андалузит)–биотит–ставролитовой субфации нарастание магнезиальности ставролитов при увеличении температуры сменяется обратным процессом, вследствие прогрессивных реакций типа:



Поэтому предельная железистость ставролитов из парагенезиса $St + Al_2SiO_5 + Bi + Mu$ в целом возрастает, изменяясь обычно от 70 до 78% [84]. В то же время во всех описаниях высокотемпературной части ставролитовой фации отмечается полная неустойчивость крайне железистых ставролитов, вместо которых благодаря реакциям типа (36) стабилен парагенезис $Gr_{Fe} + Al_2SiO_5 + Q$.

Таким образом, типичными парагенезисами мусковитсодержащих пород нижней ступени субфации являются: $St + Gr + Al_2SiO_5$, $St + Gr + Bi$, $Al_2SiO_5 + Bi + St$, $Bi + Chl + Al_2SiO_5$, $Bi + Chl + Cor$ (см. рис. 30, 1).

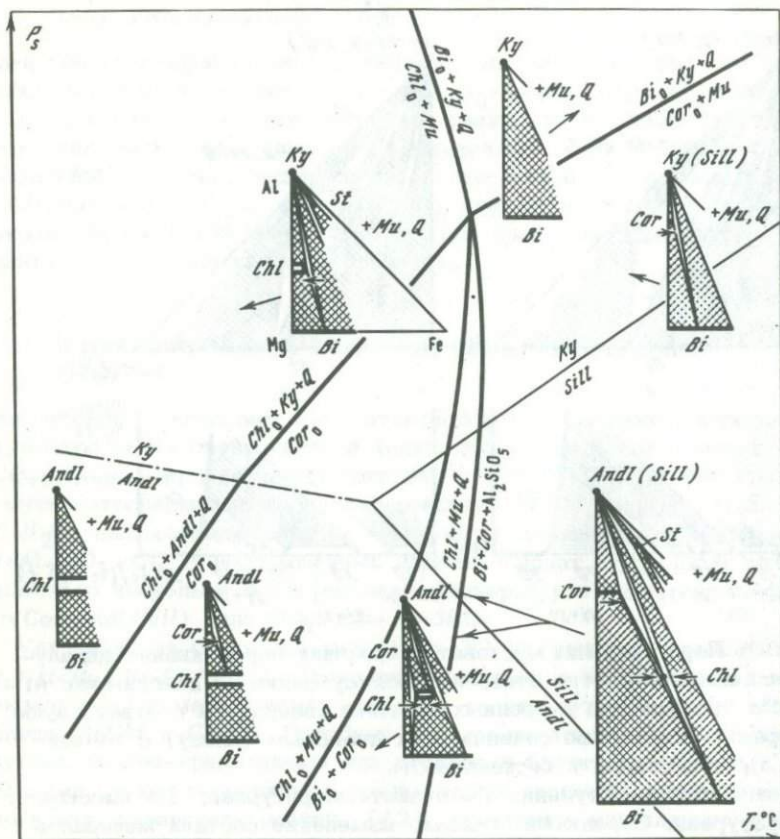
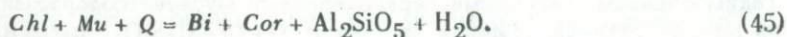


Рис. 31. Обобщенная принципиальная диаграмма равновесий в насыщенных калием магнезиальных и умеренно железистых метapelитах с участием кордиерита, хлорита, биотита и силиката глинозема по данным природных парагенезисов

Повышение температуры и переход к следующей ступени меняют фазовые равновесия внутри субфации и в первую очередь приводят к окончательному исчезновению хлоритов. Зависимость реакций его распада от давления видна на рис. 31. При P_s не выше 6–6,5 кбар в магнезиальных породах ставролитовой фации появляется кордиерит. В кордиеритсодержащих породах, как показал Ч. Гидотти [166], магнезиальные хлориты вытесняются парагенезисом $Cor + Bi$; в то же время относительно железистые его разновидности разлагаются на $Bi + Al_2SiO_5$ (см. рис. 30, 1). Поэтому последними при P_s до 6,5 кбар распадаются хлориты, средняя железистость которых около 35–40%:



При $P_s > 6-6,5$ кбар кордиерит образуется при более высоких температурах, уже за пределами ставролитовой фации (см. рис. 31). В этих условиях равновесие $Bi + Chl + Ky + Mu + Q$ с ростом температуры до конца сдвигается в магнезиальную область [128], и последними исчезают чисто магнезиальные хлориты:



Однако при низких давлениях ($P_s = 1,5-2$ кбар), когда поле ставролитовой фации очень узко и смещается в низкотемпературную область (см. рис. 6), хлорит сохраняет устойчивость и после распада ставролита, вплоть до середины биотит-мусковитовой фации.

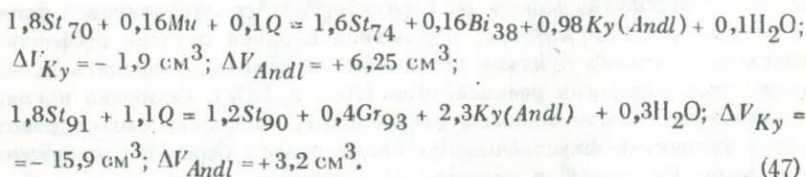
Помимо распада хлорита, в условиях верхней ступени субфации происходит сильное сужение устойчивых составов ставролита вследствие прогрессивных реакций типа (36) и (44). Особенно наглядно разложение магнезиальных ставролитов, поскольку оно сопровождается увеличением устойчивости парагенезиса биотита с силикатом глинозема. Например, в зональности Барроу в Шотландии с приближением границы "ставролитовой" и "кианитовой" зон исчезновение магнезиальных ставролитов приводит к повышению железистости биотитов в парагенезисе $Bi + Ky + Mu + Q$ [134] и, следовательно, к расширению его устойчивости в железистую область.

Типичные ассоциации мусковитсодержащих пород *верхней ступени* — $St + Gr + Al_2SiO_5 + Q$, $St + Bi + Gr + Q$, $Ky(Andl, Sill) + Bi + St + Q$ (см. рис. 30, 2). Как на данной, так и на предыдущей ступенях, при любых давлениях одним из наиболее характерных является парагенезис $Bi + St + Gr + Ky(Andl, Sill) + Mu + Q$, казалось бы, неустойчивый согласно диаграммам на рис. 30, 1-2. Однако химические анализы всегда обнаруживают в гранатах из этой ассоциации значительную примесь MnO и CaO. Например, в кианитовых комплексах в четырехфазовом парагенезисе $Bi + Gr + Ky + St (+Mu, Q)$ гранат, согласно химическим анализам [2, 134, 182, 232, 233], содержит от 7 до 22% (обычно более 12%) спессартин-гроссуляровой составляющей, тогда как в перемежающихся с ним трехфазовых парагенезисах $Bi + St + Gr (+Mu, Q)$, $Gr + St + Ky (+Mu, Q)$ стабильны любые, в том числе совершенно не содержащие Mn и Ca гранаты. В сечениях диаграмм Al — Mg — Fe, построенных с учетом Mn и Ca (см. рис. 30), видно, что ассоциация $Bi + Gr + Ky + St$, так же как $Bi + Al_2SiO_5 + Gr$, $Bi + Al_2SiO_5 + Gr + Chl$ в верхней половине ставролитовой фации, возможна только при участии гранатов с заметной примесью спессартина и гроссуляра. Этим объясняется довольно обычное в среднетемпературных фациях переслаивание ставролитсодержащих метapelитов с биотит-гранат-кианитовыми. Более того, в метapelитах, первично обогащенных марганцем, ставролит может вообще отсутствовать или быть редким минералом во всей ставролитовой фации, так как вместо него возникнут ассоциации типа $Bi + Andl(Ky) + Gr_{Fe-Mg-Mn}$.

У высокотемпературной границы субфации стабильность ставролита быстро уменьшается. Он вытесняется парагенезисами $Gr + Al_2SiO_5$ в железистой области и $Bi + Al_2SiO_5$ — в магнезиальной, и по-

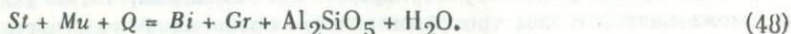
этому последние остающиеся его кристаллы имеют среднежелезистый состав. Так, у верхней границы ставролитовой фации района Оквоссок в Аппалачах [164] железистость последних ставролитов в мусковитсодержащих породах составляет 86–88%.

Ведущие равновесия внутри высокотемпературной части ставролитовой фации, а также ее верхняя граница служат хорошими индикаторами давления [33–35]. Дело в том, что реакции типа (36) и (45), ограничивающие устойчивость магнезиальных и железистых разновидностей ставролита, имеют противоположные знаки объемных эффектов в зависимости от участвующего в ней полиморфа Al_2SiO_5 . Например:

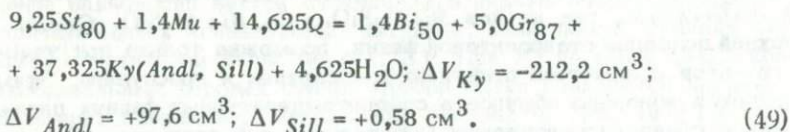


Поэтому в поле устойчивости андалузита данные равновесия имеют положительный наклон, а в кианитовом – отрицательный. В петрологическом отношении это означает, что в андалузитовых комплексах возрастание давления (глубинности) способствует стабильности как наиболее магнезиальных, так и наиболее железистых ставролитов, т.е. интервал его устойчивых составов расширяется. С переходом к кианитовым комплексам рост давления оказывает противоположное влияние, и интервал устойчивых составов ставролита вновь сужается. Следовательно, наиболее широка стабильность этого минерала на границе двух комплексов глубинности, при давлениях, близких к тройной точке полиморфов Al_2SiO_5 .

Высокотемпературной границей рассматриваемой субфации, как и всей ставролитовой фации в мусковитсодержащих породах, является реакция разложения последних среднежелезистых ставролитов:



Объемный эффект этой реакции также зависит от участвующего в ней силиката глинозема, например:



Положение линии этой важной пограничной реакции показано на рис. 6. Начиная с 1,5 кбар, с ростом давления равновесие смещается в высокотемпературную область, где переходит (сохраняя положительный, но более крутой наклон на P - T диаграмме) в поле стабильности силлиманита. После инверсии $Ky \rightarrow Sill$, в области устойчивости кианита, наклон линии этого равновесия становится отрицательным.

Таким образом, температурный интервал ставролитовой фации наиболее широкий при $P_s = 3-5,5$ кбар; в этих же условиях область устойчивых составов ставролита также максимально широка — от чисто железистых ($F_{St} = 95-100\%$) в ставролит-хлоритоидной субфации до весьма магнезиальных ($F_{St} = 65-68\%$) в верхах ставролит-хлоритовой субфации. При уменьшении или увеличении давления (см. рис. 6) температурное поле ставролитовой фации сужается. Этот вывод хорошо подтверждается всеми имеющимися в настоящее время наблюдениями, в частности сравнением крайних по давлению типов метаморфических пород: например, в малоглубинных роговиках и наиболее глубинных тальк-кианитовых сланцах устойчивость ставролита нивелируется или он полностью исчезает.

Равновесия у высокотемпературной границы ставролитовой фации как индикаторы глубинности метаморфизма

Зависимость высокотемпературных ассоциаций ставролитовой фации от давления наглядно выявляется при сравнении метаморфических формаций различной глубинности; эти соотношения, в частности, позволили А. Хитанен [181] предложить известную эмпирическую классификацию типов метаморфической зональности. Диаграмма (см. рис. 6), предложенная в настоящей работе, позволяет детализировать и уточнить эту классификацию и дать количественную оценку ореолам различной глубинности.

Как видно на $P-T$ диаграмме, в составе кианит-силлиманитовых комплексов по давлению можно выделить два типа. В наиболее глубинных условиях ($P_s > 5,5$ кбар) ставролит целиком исчезает в поле устойчивости кианита; поэтому в ореолах подобного типа за ставролитовой фацией картируется более или менее широкая "зона кианита" (кианит-альмандиновая или, по предлагаемой терминологии, кианит-биотит-мусковитовая субфация). Это собственно барровианский тип зональности [181]. Кроме зон Барроу в Шотландии [111, 134], типичными примерами являются северная часть метаморфического ореола около батолита Айдахо [181], некоторые районы Аппалачей [275] и др.

Однако, как выяснилось за последнее время, широко распространены и менее глубинные типы зональности, в которых ставролит в каком-то интервале сохраняется в области устойчивости силлиманита, после замещения им кианита. В этом случае самостоятельная "зона кианита" полностью выпадает, и ставролитовая фация (точнее, ставролит-силлиманитовая зона) непосредственно сменяется силлиманит-биотит-мусковитовой (без ставролита). В зональности этого типа, отвечающей, согласно диаграмме на рис. 6, давлениям 4-5,5 кбар, поле стабильности ставролита заметно расширяется. Примерами могут служить юго-восточная часть Патомского нагорья (бассейн р. Бол.Олонго), где в породах пурпольской свиты при появлении силлиманита вместо кианита ставролит сохраняет ус-

тойчивость, а также район Кандра в Бенгалии [129]. В ореоле района Сноу-Лейк [155] инверсия $Ky \rightarrow Sill$ происходит даже не в верхах, а в середине ставролитовой фации — у границы ставролит-хлоритовой зоны. Очевидно, глубинность данного ореола ближе всего к условиям тройной точки.

Также обычен парагенезис $St+Sill+Q$ в условиях давлений, пограничных между кианит-силлиманитовыми и андалузит-силлиманитовыми комплексами, в породах, где присутствуют (совместно или в определенной последовательности) все три полиморфа Al_2SiO_5 [179, 188]. Начиная с комплексов данного типа (по А. Хитанен — тип Айдахо), кордиерит становится довольно обычным минералом в парагенезисе $Bi+Al_2SiO_5+Cor+Mu+Q$, и его устойчивость не ограничивается крайне магнезиальными породами, как в более глубинных ореолах.

С переходом к собственно андалузит-силлиманитовым комплексам влияние давления становится противоположным. В них ставролит сосуществует с силлиманитом при максимальных давлениях ($P_s = 3-3,7$ кбар). Наиболее хорошо изученными ореолами ("мичиганский" тип, по А. Хитанен) являются: зональность в ряде районов Аппалачей [165, 166], в породах Ладожской формации [66], в Криворожском бассейне [1], на северо-востоке хребта Кодар [45], в тонгулакском комплексе [50]. Зональность в районе Рэнджели (Аппалачи) [165] — пример максимально высокой глубинности; ее признаком является то, что инверсия $Andl \rightarrow Sill$ происходит в условиях ставролит-хлоритовой субфации и, следовательно, во всей высокотемпературной части ставролитовой фации стабилен только силлиманит. Как и для района Сноу-Лейк, условия давления в данном ореоле ближе всего отвечают тройной точке.

Таким образом, в целом парагенезис $St+Sill+Mu+Q$ и соответствующая ему силлиманит-биотит-ставролитовая субфация характеризуют условия промежуточных давлений породка 3-5,5 кбар.

В менее глубинных частях андалузит-силлиманитовых комплексов ставролит полностью исчезает в поле андалузита и с силлиманитом неустойчив. Это ореолы "пиренейского" типа, впервые описанные Х. Цвартом [280] и затем выделенные во многих районах [32, 160, 168, 178].

При давлениях 1,5-2 кбар, соответствующих наименее глубинным ставролит-андалузит-силлиманитовым комплексам, поле ставролитовой фации резко сужается; например, при $P_s = 2$ кбар температурный интервал фации составляет 430-500°C. Этим условиям отвечает метаморфический ореол центральной части хребта Кодар [37]. В нем интервал высокотемпературной андалузит-биотит-ставролитовой зоны очень небольшой; хлорит как стабильный минерал проходит через все эту зону и распадается заметно позже ставролита. В то же время граница ставролитовой фации практически совпадает с реакцией $Chl+Andl+Mu+Q=Bi+Cor+H_2O$. В кодарском ореоле ставролит исчезает очень рано, задолго до инверсии $Andl \rightarrow Sill$; это указывает на сильное смещение границы ставролитовой фации в область

низких температур. Небольшая глубинность данного ореола подтверждается также появлением в последующих зонах парагенезиса $Andl + Mikr + Q$ и крайне высокой предельной железистостью граната в начале наиболее высокотемпературной гранат-кордиерит-ортоклазовой зоны (не ниже 81%).

Содержание Zn в ставролитах и его парагенетическое значение

Богатые цинком ставролиты (1,5–3,5 вес.% ZnO) за последнее время все чаще обнаруживаются в обыкновенных метапелитах на самых различных температурных ступенях. Например, в ставролит-андалузит-хлоритоидных сланцах Агну-Лейк [150] ставролиты содержат 0,70–2,64 вес.% ZnO и 1,13–1,17% MgO, в ставролит-кианит-хлоритоидных породах Патомского нагорья (наши данные) – до 1,3 вес.% ZnO при 1,38% MgO, в силлиманит-ставролитовых сланцах Оквоссок (у самой верхней границы ставролитовой фации) в ставролитах 0,66–2,74% ZnO [164], а в кианитовых жедрититах с Шуерецкого высокотемпературные ставролиты содержат 0,80–3,05 вес.% ZnO [85]. Во всех этих случаях ставролиты входят в состав обычных метапелитовых парагенезисов, а их железистость и оптические свойства не отличаются от малоцинковых разновидностей.

Очевидно, что в пределах всей ставролитовой фации количество ZnO в ставролите зависит исключительно от его содержания в породе, поскольку в остальных минералах метапелитов цинк находится в ничтожных количествах. Однако у высокотемпературной границы фации положение иное. Как показали детальные наблюдения Ч. Гидотти [164], в верхах фации, где количество ставролита резко уменьшается, железо-магнезиальные разности распадаются раньше, а обогащенные цинком ставролиты сохраняются до более высоких температур. При этом, по-видимому, происходит вторичное накопление цинка в последних, еще не расплавшихся ставролитах. По данным Ч. Гидотти, ставролиты в одном и том же парагенезисе $Bi + Sill + St + Gr + Mu + Pl + Q + Ilm$ в глубине ставролит-силлиманитовой зоны содержат 0,21–0,48 вес.% ZnO, а у ее верхней границы на "изограде распада ставролита" – 0,66–2,74 вес.%. В табл. 5 приведены содержания трех важнейших окислов из таких высокотемпературных ставролитов.

Как видно из табл. 5, содержание ZnO в некоторых образцах в 3 раза превышает MgO. Это значит, что ставролиты, содержащие более 0,80 вес.% ZnO, должны рассматриваться в системе Mg-Fe-Al-Zn. Фазовые равновесия с участием высокотемпературных цинковых ставролитов из Оквоссок показаны на рис. 32. На диаграмме MgAl-FeAl-Zn (см. рис. 32, 2), являющейся сечением треугольника Mg-Fe-Al, точками нанесены составы и содержание Zn в ставролитах (см. табл. 5); видно, что длительная устойчивость, казалось бы, моновариантного парагенезиса $Bi + Sill + St + Gr + Mu + Q$ связана с присутствием цинка как фазообразующего компонента.

Таблица 5

Содержание FeO, MgO и ZnO (в вес.%) в наиболее высокотемпературных ставролитах из района Оквоссок, Мэйн [164] по данным полных микрозондовых анализов

Окислы	Парагенезис $Bi + Sill + St + Gr + Mu + Pl + Q + Ilm$				
	O-J-73	O-J-60	O-K-46	O-J-63	O-J-55
FeO*	13,29	12,83	11,78	11,89	12,08
MgO	1,19	1,15	0,90	0,89	0,92
ZnO	0,66	1,43	2,65	2,74	2,14
Zn					
$\frac{Mg+Fe}{Zn}$	0,038	0,085	0,173	0,178	0,136

* Все железо определялось как FeO.

С ростом температуры это равновесие сдвигается в сторону все более обогащенных цинком ставролитов.

Таким образом, примесь ZnO расширяет температурную стабильность ставролита. Поэтому, например, можно предположить, что устойчивость ставролитов в высокотемпературных кианит-гранатовых жедрититах района с. Шуереккого не в последнюю очередь связана с повышенным содержанием в них ZnO — 0,80–3,05 вес.% [85, приложение 1, обр. 43–46].

Очевидно, одним из продуктов распада цинковых ставролитов должна быть железистая шпинель, обогащенная цинком. В литературе неоднократно упоминались находки зерен шпинели в кварцсодер-

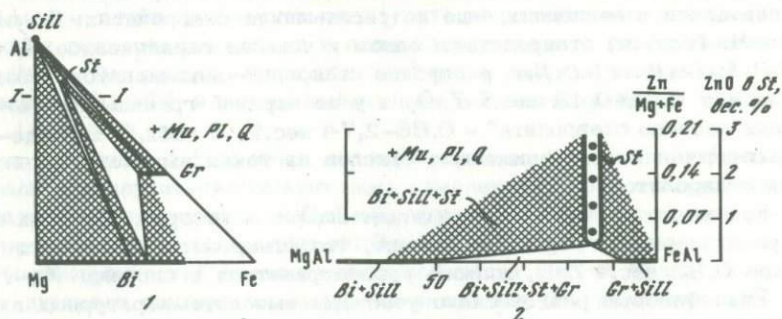


Рис. 32. Фазовые равновесия в мусковитсодержащих метапелитах у высокотемпературной границы ставролитовой фации в районе Оквоссок, Мэйн [164]

1 — на диаграмме Al — Mg — Fe; 2 — в сечении l-l через эту диаграмму (система Al — Mg — Fe — Zn с точкой Zn, отнесенной в бесконечность)

жащих метapelитах высокотемпературной части амфиболитовой фации, уже не содержащих ставролит. Поскольку обычные железо-магнезиальные шпинели в парагенезисе с кварцем при этих температурах неустойчивы (вследствие реакции $Sp+Q = Gr + Sill$), стабилизирующее значение может иметь примесь ZnO . Например, в контактовом ореоле вокруг ультрабазитового массива Ронда среди гранаткордиерит-кварцевых пород, сменяющих ставролитсодержащие гнейсы, присутствует герцинит с 3,45 вес.% ZnO [212].

В зеленой шпинели, образующей срастания с кварцем в биотит-гранатовых сланцах верхней части амфиболитовой фации в районе Вайнд-Ривер, содержится 18–27 вес.% ZnO [156]; однако по оптическим свойствам эти цинковые шпинели почти неотличимы от обычных зеленых разновидностей, которые в метapelитах описываются в качестве обычных герцинитов.

Проблема устойчивости парагенезисов $St+Cor+Mu+Q$ и $Gr+Cor+Mu+Q$ в регионально-метаморфических комплексах

Вопрос о стабильности парагенезисов $St+Cor+Mu+Q$, $Gr+Cor+Mu+Q$ имеет большое значение в связи с тем, что введение их в качестве устойчивых в любые варианты $P-T$ диаграмм системы $Mg-Fe-Al$ [9, 27, 66] приводит к тому, что при $P_s < 3-4$ кбар поле устойчивости парагенезисов $Bi + Andl + Q$, $Bi + Sill + Q$ либо полностью исчезает, либо они становятся более высокотемпературными, чем $Gr + Cor + Q$. Однако изучение метаморфической зональности показывает, что ассоциация $Bi + Andl(Sill) + Q$ во всех малоглубинных, например роговиковых, ореолах наиболее типичная (а соответствующая ей среднетемпературная зона — наиболее широкая). При этом гранат-кордиеритовый парагенезис всегда сменяет биотит-андалузитовый с ростом, а не с падением температуры. Следовательно, выводы, неизбежно вытекающие из диаграмм, построенных при указанных допущениях, расходятся с природными наблюдениями. Необходимо поэтому более подробно рассмотреть, насколько обычны парагенезисы $St+Cor+Mu+Q$, $Gr+Cor+Mu+Q$ и каковы в них составы минералов.

Петрографический опыт показывает, что эти парагенезисы довольно редки и в большинстве детально изученных ореолов андалузит-ставролит-силлиманитового типа они отсутствуют. Их нестабильность в этих ореолах доказывается не только тем, что ассоциации $St + Cor + Mu + Q$, $Cor + Gr + Mu + Q$ не встречаются в шлифах, но и полной устойчивостью в этих же породах альтернативного парагенезиса $Bi + Al_2SiO_5 + Q$ сразу после распада ассоциации ставролита с хлоритом.

В качестве примера можно привести различные по давлению регионально-метаморфические ореолы в удоканской серии. Все они относятся к андалузит-силлиманитовому типу, но давление в них меняется от 2 до 3,5–4 кбар [32, 37, 45]. Их детальное петрографическое изучение показало, что из огромного количества шлифов только в двух присутствуют $St + Cor + Mu$, причем ясно виден вторичный характер мусковита, замещающего биотит и андалузит (породы из

зоны интенсивного кислотного выщелачивания). Во всех остальных случаях парагенезисы $St + Cor + Q$, $Gr + Cor + Q$, обычные в ставролитовой фации удоканской серии, обнаруживаются только среди недосыщенных калием пород без мусковита. Весьма обычно, например, переслаивание гранат-ставролит-кордиерит-биотитовых сланцев с мусковитсодержащими биотит-гранат-андалузитовыми (силлиманитовыми) и биотит-кордиерит-андалузитовыми (силлиманитовыми) сланцами. Если в таких породах с мусковитом присутствует кордиерит, то нет граната и ставролита, и, наоборот, в ставролит-гранат-мусковитовых породах не встречается кордиерит.

Особенно показательно полное отсутствие парагенезисов $St + Cor + Mu$, $Gr + Cor + Mu$ в метаморфической зональности центральной части хребта Кодар [37], относящейся к наименее глубинному типу андалузит-ставролит-силлиманитовых ореолов. Именно в таких $P-T$ условиях, согласно некоторым петрогенетическим моделям [27], вероятнее всего образование указанных ассоциаций. Между тем в данном ореоле сразу после перехода от ставролит-хлоритовой к андалузит-биотит-ставролитовой субфации образуются парагенезисы $Bi + Andl + Mu + Q$, $Bi + Chl + Andl + Mu + Q$, $Bi + St + Andl + Mu + Q$, железистость биотита в которых меняется весьма широко. Это и является причиной нестабильности ставролит-гранат-кордиерит-мусковитовой ассоциации. Парагенезис $Bi + Andl + Q$, проходящий через всю ставролитовую фацию в кодарском ореоле, сохраняется и далее, вплоть до окончательного исчезновения мусковита. Поэтому ассоциация $Gr + Cor + Mu + Q$ не возникает во всем интервале устойчивости кварца с мусковитом, а не только в ставролитовой фации.

В ряде работ, где проводится сравнительное исследование ставролитовых метapelитов разной насыщенности калием, часто специально подчеркивается нестабильность ставролита с кордиеритом в присутствии мусковита. Например, в метаморфическом поясе Кетри [207] в мусковитовых метapelитах стабильны критический парагенезис $Bi + Andl + Mu + Q$, а также $Bi + St + Andl + Mu + Q$, $Bi + Chl + Mu + Q$, исключющие устойчивость ассоциаций $St + Cor + Mu$, $Gr + Cor + Mu$. Однако в переслаивающихся с ними безмусковитовых (недосыщенных калием) породах парагенезисы $St + Cor + Q$, $Gr + Cor + Q$ обычны.

Полностью отсутствует ассоциация $St + Cor + Gr + Mu$ в таком классическом регионе андалузит-силлиманитового типа метаморфизма, как Ладожская формация [2, 9, 66]. По наблюдениям Ю.В. Нагайцева [66, с. 16], в ставролит-андалузитовой, а также в следующей, силлиманит-мусковитовой зонах кордиерит не отмечен в равновесной ассоциации с гранатом и ставролитом, хотя прослой кордиерит- и гранатсодержащих пород перемежаются друг с другом.

Среди других известных комплексов андалузит-силлиманитового типа, где, несмотря на самостоятельную устойчивость ставролита, граната и кордиерита, парагенезис $St + Cor + Gr + Mu$ не возникает, можно назвать Криворожский бассейн [1], зональные ореолы в районах Рэнджели и Рамфорд в округе Мэйн [165, 166] и Нью-Хэмпшире [160]. Во всех этих работах отсутствие указанного парагене-

Таблица 6

Особенности состава гранатов из парагенезиса $Cr+Cor \pm St+Mu+Q$ по данным химических и микросондовых анализов

№ обр.	Окислы, вес. %				$\Sigma(Spes+Gros), \%$	$\frac{Mn+Ca}{Mg+Fe}$	Fe/(Fe+Mg), %	Парагенезис
	FeO	MnO	MgO	CaO				
	Формация Уотервилль, округ Мэйн [231]							
3 (край зерна)	31,7	8,0	2,7	Не опр.	18,2	0,22	86,7	$Gr+Cor_{35} \pm St+Bi_{50} +$ $+Chl_{47}+Mu+Q$
4 (край)	32,3	9,5	2,9	"	20,5	0,26	86,1	$Gr+Cor_{34}+St_{80}+Bi_{50}+$
6 (край)	31,2	8,7	2,8	"	19,6	0,24	86,2	$+Chl_{47}+Andl+Mu+Q$ $Gr+Cor_{33}+St+Bi_{49}+$ $+Chl+Mu+Q$
	Плато Абакума [199]							
47	30,50	3,12	9,93	0,94	10,2	0,12	81,2	$Gr+Cor+Sill+Bi+Mu+Pl+Q$
49	31,23	3,94	3,36	1,17	13,0	0,15	83,9	$Gr+Cor+Sill+Bi+Mu+Pl+Ort+Q$
50	29,40	7,39	2,47	1,36	21,4	0,27	86,8	$Gr+Cor+Bi+Mu+Pl+Ort+Q$
51	28,70	6,09	2,24	1,04	18,8	0,23	87,6	$Gr+Cor+Bi+Mu+Pl+Q$
57	29,54	5,27	3,77	2,33	18,5	0,23	81,5	$Gr+Cor+Sill(Andl)+Bi+Mu+Pl+Ort+Q$
59	31,73	6,41	3,35	1,03	17,1	0,21	84,0	$Gr+Cor+Sill+Bi+Mu+Pl+Ort+Q$
60	32,51	5,20	3,99	1,24	14,7	0,17	82,0	$Gr+Cor+Sill+Bi+Mu+Pl+Ort+Q$
80	28,13	10,89	4,45	0,79	24,9	0,33	78,1	$Gr+Cor+Sill+Bi+Mu+Pl+Ort+Q$
	Тонгулакский комплекс, Алтай [50] (безмусковитовые ассоциации)							
410	27,87	4,19	4,87	1,80	14,9	0,17	78,8	Зона В $Gr+Cor_{34}+Bi_{45}+Pl+Q$
40	21,32	11,80	4,27	1,28	30,4	0,47	82,2	$Gr+Cor_{30}+St+Sill+Bi_{40}+Pl+Q$
	(Fe ₂ O ₃ = 2,51.)							
361	26,00	5,89	3,84	1,84	20,1	0,25	82,1	Зона Г $Cr+Cor_{31}+Sill+Bi_{45}+Pl+Q$
326	27,14	5,56	4,83	1,69	17,8	0,22	79,5	$Cr+Cor_{36}+Sill+Bi_{46}+Pl+Q$

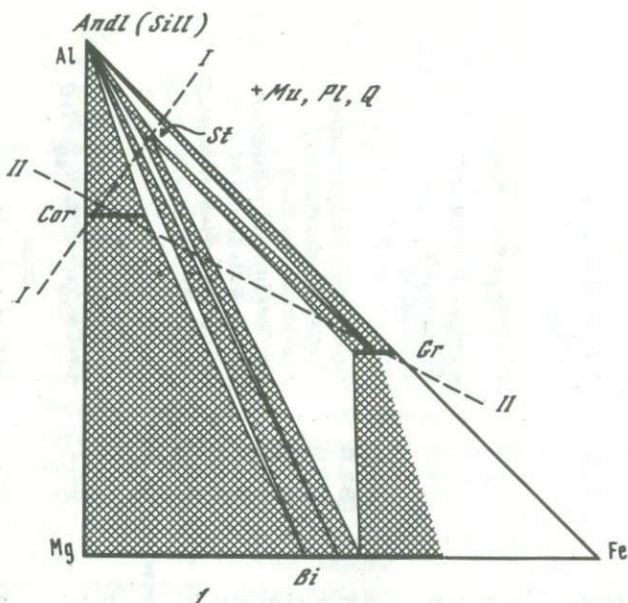


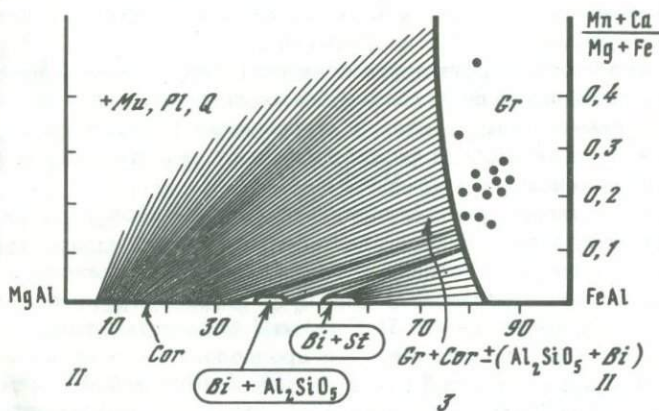
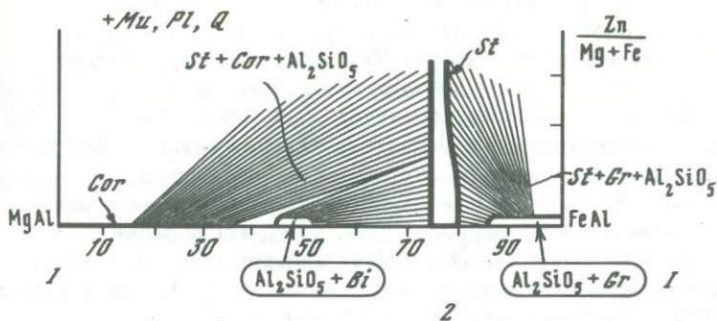
Рис. 33. Парагенезисы мусковитсодержащих пород высокотемпературной части ставролитовой фации в андалузит-силлиманитовых комплексах

1 - на диаграмме Mg-Fe-Al; 2 - в ставролит-кордиеритовом сечении (I-I) с точкой Zn, отнесенной в бесконечность; 3 - в гранат-кордиеритовом сечении (II-II) с точкой (Mn, Ca), отнесенной в бесконечность (точками показаны составы гранатов по данным табл. 6)

зиса отмечается специально, как следствие устойчивости альтернативных ассоциаций $Bi + Andl + Q$ или $Bi + Sill + Q$

Однако имеется несколько регионов, где определено обнаруживаются ставролит-кордиерит-мусковитовые и гранат-кордиерит-мусковитовые породы. Это метаморфический комплекс Восточных Пиренеев [168], тонгулакский комплекс Алтая [50], формация Уотервилль [231], Южно-Чуйский хребет [26] и плато Абакума [199]. Не во всех указанных работах приводятся доказательства одновременного образования мусковита с кордиеритом, ставролитом и гранатом, что весьма желательно из-за частого диафторитического происхождения мусковита. Однако несомненно, что подобные ассоциации иногда возникают в качестве устойчивых.

При анализе причин их возникновения необходимо прежде всего обратить внимание на то, что ореолы, где эти ассоциации отсутствуют, охватывают весь интервал давлений, свойственных андалузит-силлиманитовым комплексам - от наименее глубоких ($P_s = 1,5-2$ кбар, Центральный Кодар, хребет Санта-Роза), умеренных по давлению ($P_s = 2-3$ кбар, хребет Удокан, Нью-Хэмпшир)



до наиболее глубоких ($P_s = 3-3,8$ кбар, северо-восток хребта Кодар, Ладжская формация, районы Рэнджели и Рамфорд в округе Мейн). Следовательно, причиной появления ассоциаций $St + Cor + Mu$, $Gr + Cor + Mu$ служат не специфические $P-T$ условия метаморфизма, а особенности состава их минералов, в частности ставролита и граната.

В литературе имеется очень мало анализов минералов из парагенезисов $St + Cor + Mu$, $Gr + Cor + Mu$. Особенно это относится к ставролитам: опубликованы только два их анализа [231], но без определения ZnO . В табл. 6 приведены некоторые результаты изучения гранатов из этих ассоциаций, опубликованные в статьях П. Осберга [231] и Х. Кано и Е. Курода [199]. В работе Г. Г. Лепезина [50] по тонгулакскому комплексу, где упоминаются парагенезисы $Gr + Cor + Mu$ (зона Б) и $St + Cor + Mu$ (зона В), проанализированы гранаты только из безмусковитовых ставролит-кордиеритовых и более высокотемпературных кордиерит-гранатовых парагенезисов; однако они приведены в табл. 6, поскольку наглядно характеризуют общие геохимические особенности тонгулакского комплекса.

Как следует из табл. 6, все гранаты парагенезисов $Gr+Cor\pm St+Mi+Q$ исключительно богаты марганцем. Часто содержание MnO в 2-3 раза превышает количество MgO или, по меньшей мере, одинаково. Суммарная примесь спессартина и гроссуляра не менее 10% [199, обр. 47] и иногда достигает 30% [50, обр. 40]. Это доказывает, что парагенезис $Gr+Cor+Mi+Q$ возможен лишь при участии марганцовистых гранатов, тогда как в метапелитах без марганца стабилен парагенезис $Bi+Al_2SiO_5+Q$. Между тем подавляющее число анализированных образцов (см. табл. 6) содержит, кроме ассоциации $Gr+Cor+Mi$, также биотит и силлиманит (андалузит). Такая многоминеральная ассоциация возможна только в том случае, если считать MnO виртуальным компонентом.

На рис. 33, 1 в обобщенном виде представлены равновесия в верхах ставролитовой фации при $P_s < 3,5$ кбар и гранат-кордиеритовое (III-II) сечение (см. рис. 33, 3), на котором точками нанесены составы граната из табл. 6. Парагенезисы $Bi+Al_2SiO_5$ и $Gr+Cor+Mi+Q$ не исключают друг друга, если учитывать примесь MnO и CaO в гранате. Однако парагенезис безмарганцовистого и бескальциевого граната с кордиеритом и мусковитом невозможен в этих условиях, и он не должен рассматриваться как стабильный в обычной метапелитовой системе $Mg-Fe-Al-K-Si$.

Аналитические данные по ставролиту из парагенезиса $St+Cor+Mi+Q$ практически отсутствуют. Однако редкость этого парагенезиса и обычное его сосуществование в одних образцах с, казалось бы, исключаящей его ассоциацией $Bi+Al_2SiO_5$ позволяет высказать предположение, что парагенезис $St+Cor+Mi+Q$ образуется только при участии цинковых ставролитов. Это предположение опирается на ряд недавних анализов ставролита из различных регионов и температурных субфаций [85, 150, 164], которые показали, что ставролиты с $> 1-1,5$ вес.% ZnO не редки, а вполне обычны. При этом [150, 164] количество ZnO часто равно или в 2-3 раза превышает содержание MgO в ставролите. К сожалению, цинк в этом минерале стал определяться лишь в последние годы. В большинстве более ранних химических анализов цинк в ходе определения титровался вместе с магнием и поэтому не фиксировался в виде самостоятельного окисла. В работе П. Осберга [231], где приведены два микрозондовых анализа ставролита из парагенезиса $St+Cor+Mi$, цинк не определялся.

На ставролит-кордиеритовом (I-I) сечении диаграммы $Al-Mg-Fe-K$ (см. рис. 33, 2) с точкой Zn , отнесенной в бесконечность, показано, что парагенезис $St+Cor+Mi$ с цинковыми ставролитами стабильно сосуществует с ассоциацией $Bi+Andl(Sill)$. Однако он возможен лишь в системе $Mg-Fe-Al-Zn-K$; в метапелитовой системе $Mg-Fe-Al-K$ этот парагенезис, согласно многочисленным наблюдениям, не может рассматриваться как устойчивый, и вместо него образуется ассоциация $Bi+Al_2SiO_5$.

Учет ZnO и MnO в качестве виртуальных компонентов позволяет объяснить стабильность некоторых редких ассоциаций. Например, в

формации Уотервилль среди ставролит-кордиерит-гранат-мусковитовых сланцев наиболее многоминерален парагенезис $Gr_{86} + Cor_{34} + St_{80} + Bi_{50} + Chl_{47} + Andl + Mu + Q$ [231, обр. 3]. Если стабильность граната в нем связана с присутствием MnO (8 вес.% в краевой части), а ставролита - с ZnO (его содержание не определялось), то этот парагенезис может отвечать обычной для верхней части ставролитовой фации моновариантной реакции типа (43): $Chl + Mu + Q = Bi + Cor + Andl + H_2O$. Эта реакция связана с исчезновением последних хлоритов, и их редкость в данном парагенезисе (0,7 объем.%) и во вмещающих породах как будто подтверждает наше предположение. Также лишь при учете MnO объясняется стабильность некоторых многофазовых ассоциаций на плато Абакума, например ассоциация $Gr + Cor + Sill(Andl) + Bi + Mu + Pl + Ort + Q$ [199, обр. 49, 57, 59 и 60] устойчива в системе $Mn-Mg-Al-Fe-K-Na-Ca-Si$.

Таким образом, появление сравнительно редких парагенезисов $St + Cor + Mu + Q$, $Gr + Cor + Mu + Q$ связано не с особыми $P-T$ условиями, а с повышенным содержанием в метapelитах (следовательно, в гранатах и ставролитах) MnO , CaO , ZnO . Если количество этих компонентов в породе незначительно, образуется наиболее обычная для средних температур ассоциация $Bi + Andl(Sill) + Mu + Q$. Поэтому парагенезисы $St + Cor + Mu$, $Gr + Cor + Mu$ не могут включаться в $P-T$ диаграммы обычных метapelитов, отображаемых равновесиями в системе $Mg-Fe-Al-K-Si$.

Состав мусковит-фенгитов и их равновесия в ставролитовой фации

Если в верхах зеленосланцевой фации устойчив полный ряд твердых растворов серии мусковит - феррифенгит (см. рис. 22, 1), то в ставролитовой фации их состав более ограничен. Это связано с начинающимся на границе двух фаций эндотермическим разложением крайних по составу фенгитов на биотит, менее фенгитовый мусковит, микроклин и магнетит ($fPhn = Bi + Mu + Phn + Mikr + Mgt + Q + H_2O$). Уже в нижней половине ставролитовой фации в результате подобных реакций максимальная примесь феррифенгита в калиевых слюдах не превышает 60%. Так, в сланцах из района Гэссетс в Вермонте, по степени метаморфизма отвечающих низкой ступени кианит-биотит-ставролитовой субфации, белые слюды из "наиболее фенгитовой" ассоциации $Phn + Bi + Mikr + Pl + Q$ содержат 58% феррифенгитовой молекулы [266, табл. 3]. В ставролитовой фации состав мусковит-фенгитов, как обычно, определяется парагенезисом. Например, в низкотемпературной ее части (рис. 34, 1) самые богатые фенгитом разности встречаются в парагенезисе $Bi + Phn + Mikr$, промежуточные - в парагенезисах $Bi + Mu + Phn + Gr$, $Gr + Chld + Mu + Phn$ и близкие к чистым мусковитам - в парагенезисах $St + Chld + Mu$, $St + Ky(Andl) + Mu$.

С ростом температуры распад фенгитов продолжается, и в верхах ставролитовой фации при любых давлениях не образуются мусковиты, содержащие более 40% феррифенгита (см. рис. 34, 2).

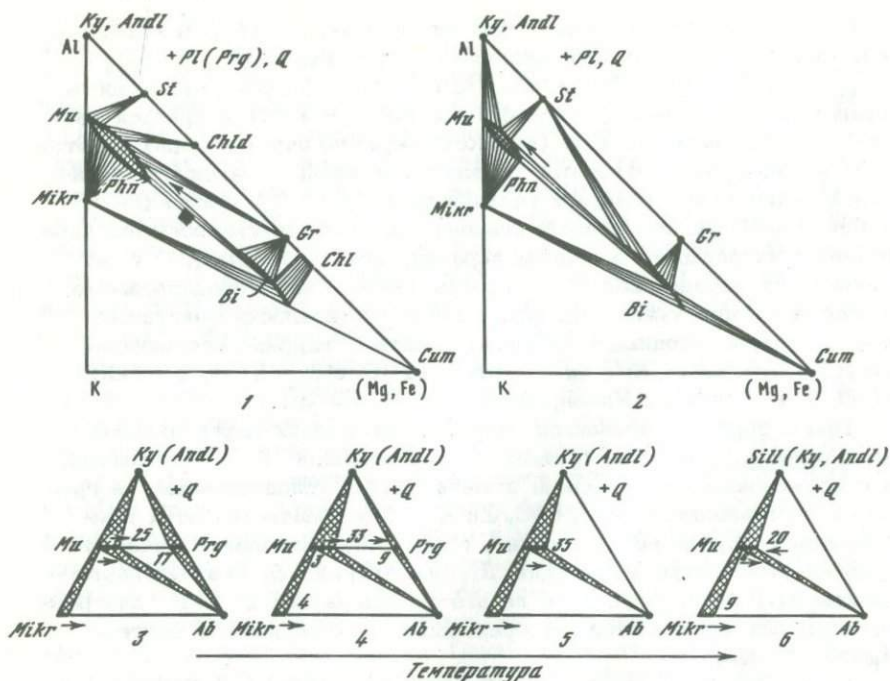


Рис. 34. Равновесия мусковит-фенгитовых слюд в условиях ставролитовой фации при умеренных давлениях

1-2 - обобщенные парагенезисы мусковита с темноцветными; 3-6 - парагенезисы мусковита с полевыми шпатами, парагонитом и силикатом глинозема: 3-4 - низкотемпературная (3) и высокотемпературная (4) части ставролит-хлоритовидной субфации, 5 - высокотемпературная часть ставролит-хлоритовой субфации, 6 - силлиманит (кианит, андалузит)-биотит-ставролитовая субфация. Стрелками показано направление изменения составов минералов с ростом температуры; цифры - отношение $Na/(Na+K)$ в мусковитах и калишпатах и $K/(K+Na)$ - в парагонитах

Важные изменения происходят в равновесиях мусковитов с парагонитом, полевыми шпатами и силикатом глинозема. Как и внутри зеленосланцевой фации, максимальная натриевость мусковитов (за счет обменных реакций с парагонитом) продолжает нарастать с температурой, достигая предельных значений в середине ставролитовой фации. В то же время количество калия в сосуществующих парагонитах, напротив, постепенно снижается. Например, в кианит-силлиманитовом ореоле Швейцарских Альп [151] с переходом от нижней к верхней ступени ставролит-хлоритовидной субфации и далее в глубь следующей, ставролит-хлоритовой субфации отношение $K/(K+Na)$ в парагонитах из ассоциации $Prg+Mu+Ky+Q$ снижается от 14 до 8-9%, в то время как величина $Na/(Na+K)$ в сосуществующих

мусковитах возрастает от 22 до 24%. Мусковиты с натриевостью до 33% из парагенезиса $Mu^{33} + Prg^7 + Chld + Chl + Q$, относящегося, по-видимому, к низам ставролит-хлоритоидной субфации, встречены в зональности Барроу в Шотландии [109]. В обобщенном виде равновесия в ставролит-хлоритоидной субфации показаны на рис. 34, 3-4.

Рост давления расширяет высокотемпературную границу стабильности парагонита (см. рис. 26) и соответственно пары $Mu + Prg$. Поэтому предельная натриевость мусковитов в парагенезисе $Mu + Prg$ возрастает при увеличении не только температуры, но и глубинности, отличаясь в разных регионах. По-видимому, величина ее вряд ли превышает 33-35%, хотя в литературе имеются указания и на более натриевые слюды. Например, в химически анализированных мусковитах из района Гэссетс было определено отношение $Na/(Na + K) = 38\%$ [146]; однако последующие микрозондовые исследования [266] показали, что это отношение не превышает 25-30% в парагенезисе $Mu + Prg_{Na-Ca} + Ky + Q$. При сканировании таких мусковитов обнаружено, что завышенное количество Na при химическом анализе связано с присутствием в мусковитах мельчайших самостоятельных вростков парагонита, не всегда определяемых даже при дифрактометрии.

Нарастание натриевости мусковитов и параллельное уменьшение калиевости парагонитов продолжают вплоть до того, когда последние, чисто натриевые парагониты распадаются на кианит (андалузит) + альбит: $Prg^0 + Q = Ab + Al_2SiO_5 + H_2O$.

Фациальные условия, при которых исчезает парагонит, устанавливаются вполне определенно. Согласно природным наблюдениям, парагонит неустойчив с силлиманитом и не встречается в парагенезисе $Bi + Andl + Q$, тогда как парагенезисы $Bi + Ky + Q$ известны, но только внутри ставролитовой фации [163]. Это доказывает, что в области низких и умеренных давлений ($P_s < 5,5$ кбар) парагонит полностью распадается еще в ставролит-хлоритовой субфации, до появления ассоциации $Bi + Andl$, и лишь при $P_s > 5,5$ кбар возможна его частичная устойчивость в кианит-биотит-ставролитовой фации (см. рис. 6 и 45).

Возникновение ассоциации $Mu + Ab + Al_2SiO_5$ вместо парагонита прекращает дальнейшее нарастание натриевости мусковита при повышении температуры за счет обменных реакций с парагонитом. Вместо них, как следует из рис. 34, 5, единственно возможной эндотермической реакцией становится $Mu^{Na} + Q = Nu^{K-Na} + Al_2SiO_5 + Ab + H_2O$. Она приводит к обратному явлению - снижению предельной натриевости мусковитов при дальнейшем росте температуры. Характерным примером является переход от ставролит-хлоритовой к силлиманит-биотит-ставролитовой субфации в районе Рэнджели, Мэйн [165]. В условиях ставролит-хлоритовой субфации этого района натриевость мусковитов колеблется от 21 до 26% (парагенезис $St + Chl + Mu + Bi + Gr + Pl + Q$), тогда как в более высокотемпературной силлиманит-биотит-ставролитовой субфации (и на переходной

к ней ступени) эта величина снижается до 15–21% (парагенезис $St + Bi + Sill + Mu + Gr + Pl + Q$; см. рис. 47). Аналогичное изменение прослеживается в ставролит–квантовой зоне метаморфизма Берегового хребта [233]; в одном и том же парагенезисе $Ku + Mu + Pl + Q (+Gr, St, Bi)$ в низкотемпературной части зоны величина $Na / (Na+K)$ в мусковитах – 21%, а у верхней ее границы – 15–17%. Необходимо подчеркнуть, что во всех случаях снижается лишь предельная натриевость слюд в парагенезисе $Mu + Al_2SiO_5 + Pl$, тогда как в двухфазовом парагенезисе $Mu + Pl$ эта константа зависит только от состава пород. На рис. 34, 6 показаны равновесия мусковита в высокотемпературной части ставролитовой фации. Закономерности поведения природных мусковитов и парагонитов при метаморфизме (см. рис. 34, 3–6) хорошо совпадают с экспериментальными данными Й. Ийамы [195]. Согласно этой работе, предельная натриевость мусковитов в интервале 500–600°C возрастает от 15 до 25%, достигая максимума к моменту полного распада парагонита. Далее, в ассоциации с альбитом и Al_2O_3 (корундом) натриевость мусковитов с ростом температуры постепенно снижается.

В ассоциации $Mu + Mikr + Ab + Q$ в ставролитовой фации (как и в зеленосланцевой) при повышении температуры продолжается медленное, но неуклонное увеличение натриевости мусковит–фенгитов и сосуществующих с ними калишпатов. Согласно имеющимся немногочисленным анализам, натриевость фенгитов из парагенезиса $Phn + Mikr + Ab + Q$ в средней части ставролитовой фации [125] достигает 3%, а микроклина – 4–5% [266]; у высокотемпературной границы фации возможна ассоциация $Mu-Phn^6 + Mikr^9 + Ab + Q$ (см. рис. 34, 6).

Метаморфические аналоги ставролит–хлоритовой и андалузит–биотит–ставролитовой субфаций в роговиках

Поскольку в типичных роговиках (при $P_s < 1,5$ кбар) ставролит неустойчив, распад хлорит–альмандиновой ассоциации сразу приводит к возникновению в них парагенезиса $Bi + Andl$. Это означает переход к андалузит–биотит–мусковитовой фации, низкотемпературная часть которой в малоглубинных условиях соответствует интервалу ставролит–хлоритовой и андалузит–биотит–ставролитовой субфаций.

Парагенезисы низких ступеней фации андалузит–биотит–мусковитовых роговиков почти не изучены в конкретных ореолах. В этих условиях сохраняется хлорит, ассоциирующий с андалузитом и биотитом. Например, в зональном ореоле метаморфического комплекса Коома [197] в “зоне андалузита” его кристаллы образуют порфиры в биотит–хлорит–мусковитовой слюдяной массе; позднее возникает также кордиерит. В туркестанском метаморфическом комплексе, детально изученном Т. Укудеевым [80], в “хиастолит–кордиерит–биотитовой зоне” также отмечается хлорит в парагенезисе $Bi + Andl \pm Cor + Chl + Pl + Q$.

Эти ассоциации показаны на рис. 49. Непосредственно после разрыва альмандин–хлоритового парагенезиса, вследствие реакции

$Chl + Gr + Mu + Bi + Andl + Q + H_2O$, сохраняются довольно железистые хлориты (см. рис. 49, 1). При повышении температуры их стабильность ограничивается за счет разложения как железистых, так и наиболее магнезиальных разновидностей (см. рис. 49, 2). Последние хлориты, как и в более глубоких условиях, распадаются на $Bi + Cor + Andl$. После этого в роговиках появляются обычные среднетемпературные парагенезисы, изученные во многих ореолах: $Bi + Cor + Andl + Mu + Q$, $Bi + Andl + Mu + Q$, $Bi + Gr + Andl + Mu + Q$ (см. рис. 49, 3-4). Они будут рассмотрены в составе андалузит-биотит-мусковитовой фации.

НЕДОСЫЩЕННЫЕ КАЛИЕМ АССОЦИАЦИИ СТАВРОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

В недосыщенных калием, т.е. не содержащих мусковит или калишпат, породах ставролитовой фации появляются антофиллит-жедрит, куммингтонит и тальк. Их полная неустойчивость в богатых K_2O ассоциациях связана с тем, что все три минерала до конца реагируют с мусковитом, образуя биотит. Кристаллизация бескальциевых амфиболов и талька значительно усложняет фазовые равновесия. Вместе с тем, как выяснилось, недосыщенность калием заметно изменяет устойчивость многих минералов и парагенезисов, характерных и для мусковитсодержащих пород. Например, в безмусковитовых ассоциациях предельная магнезиальность граната, ставролита, а также железистость кордиерита при тех же P и T заметно повышаются, а ставролит сохраняет устойчивость до более высоких температур, чем в обычных метапелитах с мусковитом.

Различия в глубинности также сильно влияют на парагенезисы и пограничные реакции в недосыщенных калием породах. Одно из наиболее наглядных различий обнаруживается в высокотемпературной части ставролитовой фации: например, для кианит-силлиманитовых комплексов характерна ассоциация кианита с жедритом ("кианитовые жедрититы"), тогда как в андалузит-силлиманитовых комплексах не менее широко развита альтернативная ассоциация ставролита с кордиеритом. Имеются и другие закономерные различия, которые обсуждаются далее.

Построение общей, хотя бы даже принципиальной $P-T$ диаграммы для недосыщенных калием пород всей ставролитовой фации пока невозможно. Это связано не только с большими топологическими сложностями, но и главным образом с недостаточной изученностью подобных пород на разных уровнях глубинности, особенно на низких и средних ступенях ставролитовой фации. Например, неясно, с какими реакциями связан распад парагенезиса $Gr + Chl + Q$; в зависимости от давления он может распадаться на $Cor + Cum$, $St + Cum$, $St + Gedr$, $Cor + Gedr$ и даже на $Ky + Gedr$. Совершенно неизвестны равновесия в магнезиальной малоглиноземистой области составов с участием хлорита, кордиерита, антофиллит-жедрита и куммингтонита, и очень мало данных по температурным соотношениям парагенезисов $St + Chl$, $St + Gedr$, $Gedr + Cor$, $St + Cum$, $Cum + Chl$.

торой объединены ассоциации насыщенных и недосыщенных калием пород. На ней, в частности, видно, что все пограничные равновесия в недосыщенных калием метapelитах смещаются в сторону более высоких температур по сравнению с аналогичными реакциями при участии мусковита.

Однако на этих диаграммах [36, 85] не нанесены (и не введены в расчет) ассоциации $St + Cum$, $Cor + Cum$, которые, как выяснилось за последнее время, довольно часто обнаруживаются на средних ступенях ставролитовой фации; но их взаимоотношения с соседними парагенезисами не вполне ясны. Поэтому нам кажется преждевременным построение полной $P-T$ диаграммы равновесий в недосыщенных калием породах для низких и средних ступеней ставролитовой фации до накопления новых наблюдений.

Схематическая частная $P-T$ диаграмма для бедных калием пород в интервале от высокотемпературной части ставролитовой до гиперстен-силлиманитовой фации представлена на рис. 35. Для сравнения там же показаны некоторые определяющие равновесия в богатых калием метapelитах (см. рис. 6). Граница ставролитовой фации для бедных калием пород — реакции $St + Q = Gr + Cor + Al_2SiO_5 + H_2O$, $St + Q = Gr + Gedr + Ky + H_2O$ — проходит при более высоких температурах, чем для мусковитсодержащих метapelитов [36, 85]. Однако даже наиболее высокотемпературные парагенезисы ставролита не выходят за пределы стабильности мусковита с кварцем. Например, кианит-ставролитовые жедрититы серии Орофино [180] и Шуерецкого месторождения [18], в которых ассоциации ставролита указывают на самый верхний предел его стабильности, заключены в толщах, содержащих биотит-мусковит-гранатые и двуслюдяные сланцы.

Следовательно, природные наблюдения подтверждают более ранний распад ставролита, чем мусковита, в любых кварцсодержащих парагенезисах. В высокотемпературной части ставролитовой фации важное значение имеют равновесия $Gedr + Al_2SiO_5 = St + Cor + Q + H_2O$, $Gedr + St + Q = Gr + Cor + H_2O$, которые зависят главным образом от давления. Они отделяют область глубинных жедрит-ставролит-кианитовых парагенезисов от менее глубинных ставролит- и гранат-кордиеритовых. Все эти ассоциации не встречаются в породах с мусковитом.

Хотя равновесия в средне- и низкотемпературной частях ставролитовой фации не нанесены на $P-T$ диаграмму (см. рис. 35), на примере некоторых характерных регионов можно показать, как различия в глубинности влияют на фазовые равновесия недосыщенных калием пород во всей ставролитовой фации. Для сравнения рассмотрим ассоциации ставролитовой фации в кианит-силлиманитовом комплексе Патомского нагорья и юго-западного Нью-Хэмпшира [244] и малоглубинном андалузит-силлиманитовом комплексе района Кетри в Индии [207].

Равновесия ставролитовой фации в кианит-силлиманитовом комплексе Патомского нагорья (пример глубинных ассоциаций)

В изученном нами кианит-силлиманитовом комплексе Патомского нагорья безмусковитовые метapelиты довольно редки; однако в общем виде удается проследить смену их парагенезисов внутри ставролитовой фации (рис. 36).

В средней части ставролит-хлоритоидной субфации (см. рис. 36, 1) высокоглиноземистые ассоциации в метapelитах с мусковитом и без мусковита совпадают: $Chld + St + Gr$, $Chld + St + Chl$, $St + Chl + Ky$, $Gr + Chl$. Однако в малоглиноземистых породах появляется парагенезис $Cum_{61} + Chl_{63} + Gr_{88}$ ¹. Он встречен в том же горизонте, в котором в альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации был устойчив стильпномелан (см. рис. 21, 1).

Сравнение показывает, что с ростом температуры парагенезис $Cum + Chl + Gr$ сдвигается в более магниезильную область.

Распад хлоритоида означает переход к ставролит-хлоритовой субфации (см. рис. 36, 2-4). На ее нижней ступени (см. рис. 36, 2) ассоциация $Gr + Chl$ сосуществует с парагенезисами $St + Chl + Ky$, $St + Gr + Ky$. Железистость минералов в парагенезисе $Gr + Chl + Cum$, очевидно, еще больше снижается.

С переходом к средней ступени ставролит-хлоритовой субфации железо-магниезильный гранат с хлоритом делаются неустойчивыми и появляется парагенезис $St + Cum$:



Парагенезис ставролита с куммингтонитом встречен в гранат-куммингтонит-ставролит-хлоритовом амфиболите (см. рис. 36, 3). Оба минерала соприкасаются друг с другом и не несут никаких признаков взаимного неравновесия. С ними ассоциируют крупные чешуйки хлорита, лапчатые зерна граната, роговая обманка, кварц и основной андезин. Железистость проанализированных минералов — $Cum_{38} + Chl_{34} + Hrb_{38} + Gr_{73}(Alm_{64}Pr_{24}Spes_1Gros_{11})$: по корреляционной диаграмме железистость ставролита ~ 66%. Присутствие граната в ассоциации с хлоритом (при стабильности ставролита с куммингтонитом) объясняется значительной примесью в нем кальциевого компонента.

В ставролит-куммингтонитовых амфиболитах и вмещающих их породах не обнаружен жедрит. Стабильность парагенезиса $Chl_{34} + Cum_{38} + Q$ означает, что на данной температурной ступени не мог образоваться жедрит-антофиллит с железистостью более 30-32%. К сожалению, во всей ставролит-хлоритовой субфации не были встречены магниезильные малоглиноземистые породы, и возможные соотношения талька, антофиллита и кварца не выяснены.

Предполагается, что тальк с кварцем окончательно замещаются антофиллитом в верхах ставролит-хлоритовой субфации (см. рис. 36,

¹ Данные микронзондовых анализов.

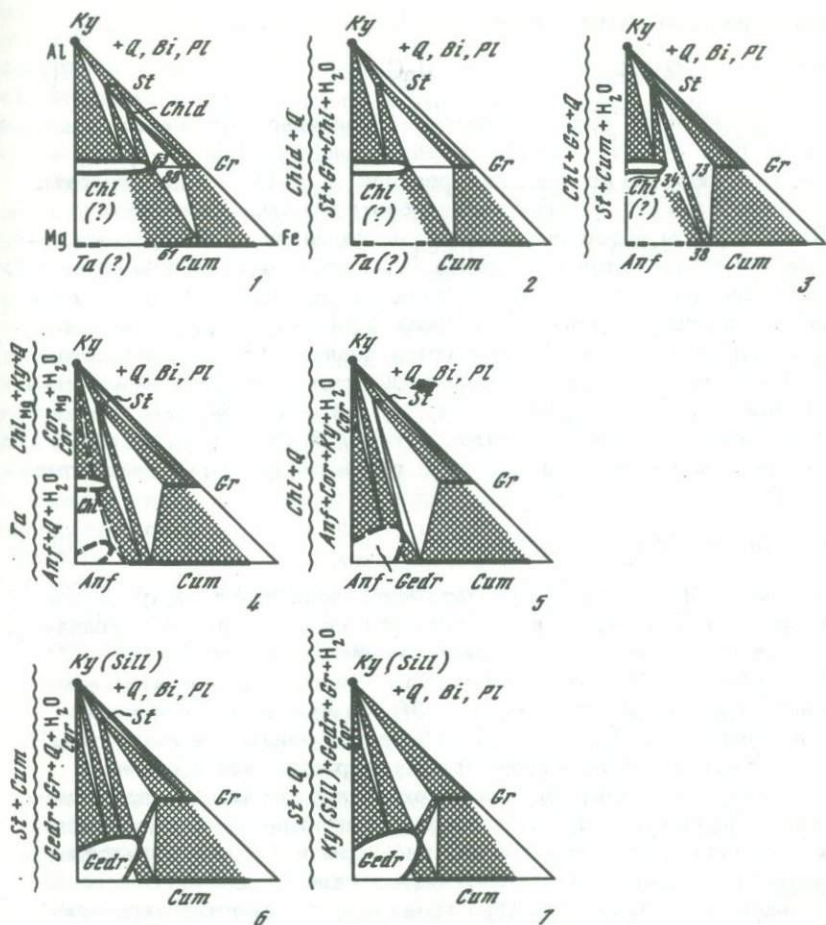


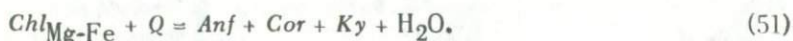
Рис. 36. Изменение парагенезисов недосыщенных калием пород ставролитовой фации в Патомском нагорье с ростом температуры

Субфации: 1 – ставролит–хлоритоидная; 2–4 – ставролит–хлоритовая; 5–6 – кианит–биотит–ставролитовая (кианит–ставролит–жедритовая). Распад ставролита означает переход к следующей, силлиманит–биотит–мусковитовой (силлиманит–жедритовой) фации (7)

4). По-видимому, одновременно за счет парагенезиса $Chl + Ky$ появляется близкий к чисто магниальному кордиерит. Ясно, что при отсутствии более или менее железистых жедритов ассоциация $St + Cum$ сохраняется.

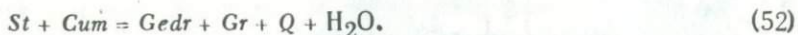
По аналогии с парагенезисом $Cor + Chl + Bi + Q$ [166] мы принимаем, что с ростом температуры чисто магниальные хлориты разлагаются на $Cor + Anf-Gedr$ раньше, чем умеренно магниальные.

Поэтому реакция распада последних хлоритов должна иметь вид:



Она возможна лишь после образования умеренно железистых жедритов (см. рис. 36, 5) и распада парагенезиса $\text{St} + \text{Chl} + \text{Q}$ на $\text{Ky} + \text{Cedr}$. Возникающие ассоциации и реакция типа (51) характеризуют уже условия нижней ступени кианит-биотит-ставролитовой фации.

Парагенезисы недосыщенных калием пород верхней ступени кианит-биотит-ставролитовой субфации (см. рис. 36, 6) наблюдались в области сочленения Патомской и Мамской зон. В пределах мамской серии они впервые описаны С.Б. Лобач-Жученко [52]. По ее данным, в пурпильской свите встречаются кианит-ставролит-жедритовые амфиболиты и ставролит-гранат-кианитовые и гранат-жедритовые сланцы (часто с чермакитовой роговой обманкой). Железистость граната из ассоциации с жедритом — 67–75% ($N_{\text{Gr}} = 1,782-1,791$). Появление жедрита в парагенезисе с гранатом связано с окончательным распадом парагенезиса $\text{St} + \text{Cum}$:



В этой же субфации в Мамско-Патомской зоне иногда встречается кордиерит с кианитом; он не ассоциирует со ставролитом и гранатом, и, по-видимому, его железистость не превышает 5–10%.

Дальнейшее повышение температуры приводит к окончательному исчезновению ставролита (см. рис. 36, 7), вместо которого появляется парагенезис $\text{Ky} + \text{Gedr} + \text{Gr}$ ("кианит-гранатовые жедрититы").

До сих пор довольно широко было распространено убеждение, что в кианит-силлиманитовых комплексах кордиерит в ставролитовой фации не образуется. Действительно, в обычных среднежелезистых метapelитах со ставролитом, кианитом и безмарганцовистым гранатом кордиерит не встречается ни в одном регионе. Однако в магнезиальных метapelитах (без граната и ставролита) кордиерит стабилен в ставролитовой фации, особенно в кианит-силлиманитовых комплексах не слишком большой глубинности. Примером может служить метаморфическая формация юго-западного Нью-Хэмпшира [244], где ставролит-кианит(силлиманит)-гранат-биотит-мусковит-кварцевые и кианит(силлиманит)-жедрит-ставролит-гранат-биотит-кварцевые сланцы переслаиваются с кордиерит-жедрит-кианит(силлиманит)-биотит-кварцевыми сланцами. В них в парагенезисе $\text{Ky} + \text{Cor} + \text{Gedr} + \text{Q}$ железистость кордиерита достигает 16–20%. Стабильность ставролита с кианитом и силлиманитом, т.е. при температуре инверсии $\text{Ky} \rightarrow \text{Sill}$, указывает на условия давления, близкие к мамско-патомской серии. Кордиерит в этих породах образует реакционные каймы между жедритом и кианитом, по-видимому, в результате обычной эндотермической реакции типа $\text{Cor}_{\text{Mg}} + \text{Ky} + \text{Cedr} + \text{Q} = \text{Cor}_{\text{Mg-Fe}} + \text{H}_2\text{O}$, приводящей к повышению железистости кордиерита при возрастании температуры (П. Робинсон и Х. Джаффи свя-

зывают эту реакцию с падением давления; однако выделение при этом H_2O указывает скорее на роль температуры). По наблюдениям этих авторов, кордиерит, несмотря на возрастание его железистости, не появляется в ассоциации $St + Gr + Q$ вследствие полной стабильности альтернативного парагенезиса $Gedr + Ky(Sill)$. В то же время в бескварцевых породах с корундом и шпинелью кордиерит и ставролит устойчивы совместно.

При давлении 5–5,5 кбар, отвечающем кианит–силлиманитовой зональности патомского типа, в недосыщенных калием породах после распада ассоциации $Gr + Chl$ появляется парагенезис $St + Cum$. Он стабилен до тех пор, пока не образуются достаточно железистые и глиноземистые жедриты, и в результате реакции $St + Cum = Gedr + Gr + Q + H_2O$ возникает более высокотемпературная ассоциация $St + Gedr + Gr$. Стабильны при этом и магниезальные кордиериты, но парагенезисы $Cor + Cum + Q$, $Cor + St + Q$, $Cor + Gr + Q$ не известны во всей ставролитовой фации. Особенно интересна выявленная устойчивость парагенезиса $St + Cum + Q$. До сих пор он представлялся чужеродным в кианит–силлиманитовых комплексах и был исследован только в работе Н.И. Московченко [65]. Железистость минералов, по ее данным: $St_{61} + Cum + Gr_{75} + Bi_{31} (+ Hrb + Pl + Q)$, близка к обнаруженному нами парагенезису в Патомском нагорье. Следовательно, в кианит–силлиманитовых комплексах умеренной глубинности ассоциация $St + Cum + Q$, наряду с $Ky + Gedr + St + Q$, является критический для верхней и средней ступеней ставролитовой фации.

Равновесия на верхних ступенях ставролитовой фации в андалузит–силлиманитовом комплексе района Кетри, Индия (пример малоглубинных ассоциаций)

Примером равновесий в андалузит–силлиманитовом комплексе пониженной глубинности (рис. 37) служат породы из района Кетри в Индии [207].

Все они соответствуют нижней и средней ступеням андалузит–биотит–ставролитовой субфации, поскольку в мусковитосодержащих метапелитах, вмещающих недосыщенные калием породы, стабильны парагенезисы $Bi + Andl + St + Mu$, $Bi + Andl + Chl + Mu$. На изученном участке существует температурный градиент – от более низкотемпературных ассоциаций $St + Chl + Andl$, $Chl + Gr$ (см. рис. 37,1) до более высокотемпературных $St + Cor + Gr$, $Cor + Gedr + Gr$ (см. рис. 37,6). Хотя детально, с анализами минералов, исследованы только эти две крайние ступени (диаграммы на рис. 37,1,6 заимствованы из работы Р. Лала и Р. Шуклы [207]), имеющиеся в статье описания реакционных структур позволяют восстановить все промежуточные стадии преобразования одних ассоциаций в другие (см. рис. 37, 2–5).

Парагенезисы наиболее низкотемпературной ступени в районе Кетри показаны на рис. 37,1. В высокоглиноземистых кварцсодержащих прослоях встречены ассоциации $St + Chl + Andl$, $Cor + Chl + Andl$, $Cor + Chl$, в малоглиноземистых – ассоциации $Chl + Gr + Cum$,

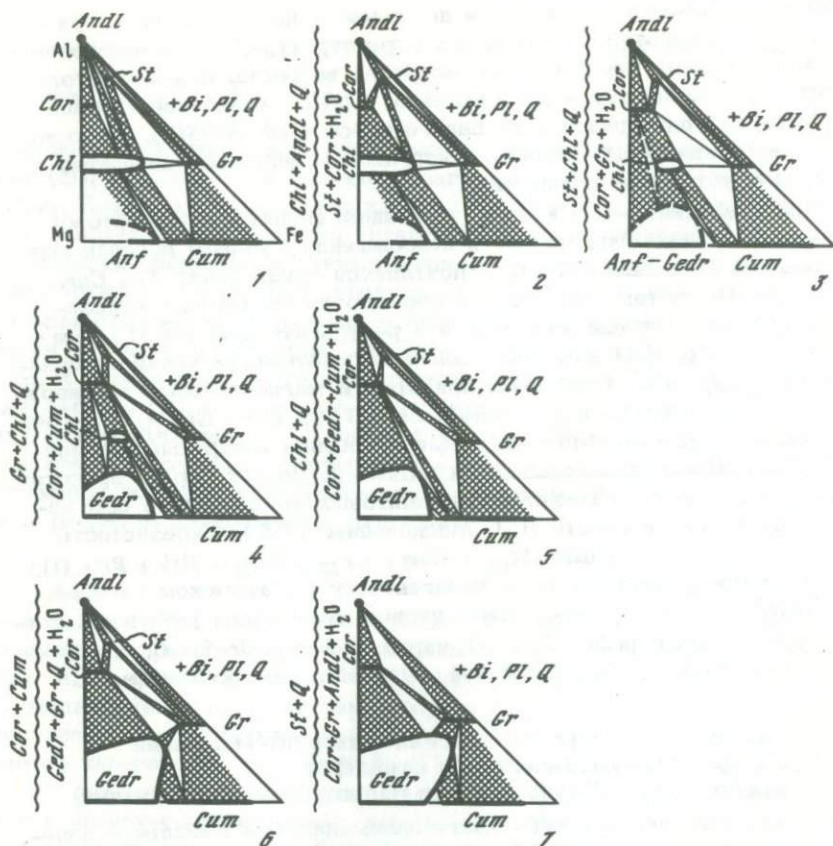


Рис. 37. Изменение парагенезисов недосыщенных калием пород андалузит-биотит-ставролитовой субфации ставролитовой фации в районе медного пояса Кетри [207] с ростом температуры

Температурные ступени: 1 - хлорит-андалузитовая; 2 - ставролит-кордиерит-хлоритовая; 3 - кордиерит-гранат-хлоритовая; 4-5 - кордиерит-куммингтонитовая; 6 - жедрит-гранатовая. Распад ставролитов означает переход к следующей, андалузит-биотит-мусковитовой (гранат-кордиерит-жедритовой) фации (7)

$Chl + Cum + Anf$, $Anf + Chl$. В парагенезисе $Gr + Chl + Q$ железистость хлорита 47-52%, граната - 86-89%, причем последний почти не содержит примеси MnO , CaO ($Alm_{83}Pr_{12}Spes_2Gros_3$). Стабильность парагенезисов $Gr + Chl$, $St + Chl + Andl$ в условиях андалузит-биотит-ставролитовой субфации еще раз подтверждает, что в недосыщенных калием породах эти критические ассоциации сохраняются до значительно более высоких температур, чем при избытке мусковита. На этой ступени был встречен антофиллит с железистостью

38,5% и содержанием Al_2O_3 1,92 вес.%. Однако он отобран из антофиллитового кварцита, поэтому подобное содержание глинозема не является предельным, поскольку оно достигается лишь в парагенезисе $Anf + Chl + Q$ (см. рис. 37, 1). Следовательно, максимальная глиноземистость антофиллита на данной ступени осталась невыясненной.

С ростом температуры магнезиальность ставролита в парагенезисе $St + Chl + Andl$ и железистость кордиерита в парагенезисе $Cor + Chl + Andl$ возрастают вследствие реакций типа (28) и (24). Это приводит к разрыву хлорит-андалузитовой ассоциации (см. рис. 37, 2):



Далее распад наиболее железистых хлоритов и дальнейший рост железистости кордиерита делают неустойчивым и ставролит-хлоритовый парагенезис (см. рис. 37, 3):



В результате появляется кордиерит-гранатовая ассоциация, устойчивая затем на всех ступенях. По-видимому, начинается заметное ограничение стабильности хлорита, в частности за счет наиболее магнезиальных его разновидностей.

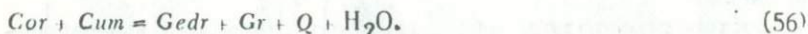
Продолжающийся распад относительно железистых хлоритов и в то же время более медленное нарастание магнезиальности граната при повышении температуры делают неустойчивым парагенезис $Gr + Chl + Q$ (см. рис. 37, 4):



Появляется ассоциация $Cor + Cum + Q$. В статье Р. Лала и Р. Шуклы [207] приведены несомненные доказательства того, что эта ассоциация возникла и была стабильна в промежуточных между крайними ступенями условиях, но затем разрушалась. Окончательное исчезновение хлоритов любого состава приводит к полной устойчивости ассоциации $Cor + Gedr$ (см. рис. 37, 5). Наконец, при дальнейшем повышении температуры осуществляется переход к наиболее высокой ступени, зафиксированной в районе Кетри (см. рис. 37, 6). В исследованных породах встречены стабильные парагенезисы $Cum + Gr$, $Gedr + Cor + Gr$, $St + Cor + Gr$, $Gedr + Cum$, $Gedr + Gr$. Предельная железистость граната значительно уменьшается, достигая 77%. Хлорит практически исчезает, сохраняясь лишь в виде мелких резорбированных чешуек внутри кордиерита, жедрита или граната, что указывает на его реликтовый характер. На данной ступени в ассоциации с гранатом и кордиеритом обнаружены весьма железистые и богатые глиноземом жедриты: $F_{Gedr} = 55-61\%$, содержание $Al_2O_3 - 13,3-15,4$ вес.%. Это, несомненно, связано с постепенным возрастанием от ступени к ступени их железистости и предельной глиноземистости, что отражено на диаграммах (см. рис. 37, 1-7). Нестабильность железистых жедритов при более низких температу-

рах доказываемым присутствием там альтернативных парагенезисов $Cum + Chl$, $Cum + Cor$.

Быстрое возрастание железистости жедритов приводит к распаду парагенезиса $Cor + Cum$ и совпадает с реакцией, переходной к данной ступени (см. рис. 37, 5-6):



Признаки такой реакции хорошо видны в шлифах: на этой ступени в контактах кордиерита и куммингтонита постоянно возникают тонкие или довольно развитые жедритовые каемки [207]. Они также наблюдаются и в переходном моновариантном парагенезисе $Gr_{77} + Cor_{36} + Gedr_{55} + Cum_{51} + Q$. В то же время наличие крупных зерен контактирующих кордиеритов и куммингтонитов (хотя и разделенных жедритовыми каймами) подтверждает более раннюю устойчивость парагенезиса $Cor + Cum + Q$.

Полное исчезновение ставролитов в исследованном районе не происходит. Однако очевидно, что их распад должен идти согласно реакции $St + Q = Gr + Cor + Andl + H_2O$ в поле стабильности андалузита, а не силлиманита (см. рис. 37,7).

Таким образом, в районе Кетри, относящемся к сравнительно малоглубинному типу среди андалузит-силлиманитовых комплексов, распад гранат-хлоритовой и ставролит-хлоритовой ассоциаций приводит к появлению ставролит-кордиеритового и кордиерит-гранатового парагенезисов, что исключает в этих условиях стабильность парагенезисов $St + Cum$, $Andl + Gedr$. Однако в значительном интервале устойчив парагенезис $Cor + Cum$. Железистость кордиерита в верхах ставролитовой фации достигает 36%, а граната - 77%. Следовательно, критическими парагенезисами недосыщенных калием пород ставролитовой фации в андалузит-силлиманитовом комплексе этого района являются $Cor + St$, $Cor + Gr$, $Cor + Cum$.

Сравнение равновесий средней и верхней ступеней ставролитовой фации в Патомском нагорье (см. рис. 36) и в районе Кетри, Индия (см. рис. 37) показывает огромные различия в парагенезисах, вызванные разницей в глубинности. Если для кианит-силлиманитовых комплексов критическими являются парагенезисы $St + Cum$, $Ku + Gedr + St$, а ставролит с кордиеритом и гранатом не возникают, то для андалузит-силлиманитовых комплексов критические парагенезисы - $St + Cor$, $Gr + Cor$, $Cor + Cum$, тогда как ставролит с куммингтонитом и андалузит с жедритом почти во всем интервале давлений, характерных для комплексов этого типа, не образуются.

Влияние давления на парагенезисы недосыщенных калием метapelитов высокотемпературной части ставролитовой фации

Природные реакции высокотемпературного распада ставролита в недосыщенных калием парагенезисах и его ассоциации у этой границы обнаруживают большую зависимость от давления [36, 45]. Эти равновесия удобно рассмотреть с помощью диаграммы $P_s - \mu_{H_2O}$ на

которую, кроме моновариантных линий, нанесены линии равной железистости минералов, позволяющие уяснить поведение ставролита, граната, кордиерита и жедрита при изменении температуры и давления. Условно, учитывая, что ось $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ соответствует оси $(-T)$,

показаны также полиморфные равновесия $Ky - Andl - Sill$ (рис. 38).

В высокотемпературной части ставролитовой фации, как было показано выше, парагенезисы $St + Cum$, $Cum + Cor$ распадаются, а хлорит полностью исчезает. Поэтому все равновесия отображаются с помощью одного инвариантного парагенезиса $[St + Al_2SiO_5 + Cor + Gr + Gedr + Q]$ (см. рис. 38).

В андалузит-силлиманитовых комплексах при любых давлениях ставролит у высокотемпературной границы фации сохраняется только в парагенезисе $Gr + Cor + Andl(Sill) \pm Bi + Q$ (см. рис. 37, 6), а в кианит-силлиманитовых - в парагенезисе $Gr + Gedr + Ky(Sill)$ (см. рис. 36, 6). Поэтому при P_s ниже тройной точки его распад связан с реакцией $St + Q = Gr + Cor + Andl(Sill) + H_2O$, а при более высоких давлениях - с реакцией $St + Q = Gr + Gedr + Ky(Sill) + H_2O$. Важное значение имеет линия равновесия $Gedr + Al_2SiO_5 = St + Cor + Q + H_2O$; оно зависит почти исключительно от давления и отделяет область ставролит-кордиеритовых парагенезисов от жедрит-кианит-ставролитовых ассоциаций, т.е. почти совпадает с границей между кианитовыми и андалузитовыми комплексами. Однако, будучи близко к линии инверсии $Ky \rightarrow Andl$, это равновесие проходит все же в андалузитовом поле, поскольку имеются находки стабильного андалузит-жедритового парагенезиса [154].

В андалузитовых сланцах у верхней границы ставролитовой фации устойчивость ставролита ограничена в магнезиальной области парагенезисом $Cor + Andl$, а в железистой - парагенезисом $Gr + Andl$. Повышение температуры приводит к усилению разложения не только железистых ставролитов, которое началось еще в ставролит-хлоритовой субфации в связи с реакциями типа (36), но и магнезиальных. Последние распадаются благодаря следующим реакциям смешенного равновесия, например:

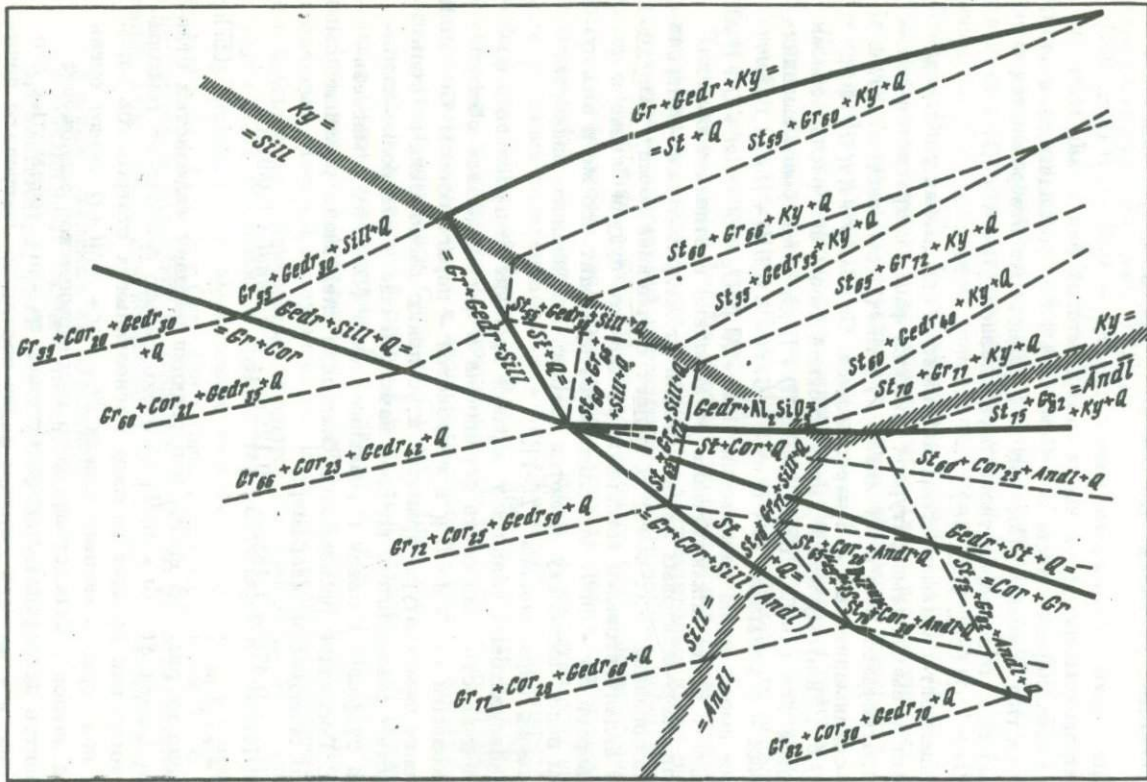


$$\Delta V = +7,5 \text{ см}^3. \quad (57)$$

Однако на рис. 38 видно, что реакции распада железистых ставролитов (линии $St + Gr + Andl + Q$) очень сильно зависят от температуры, тогда как реакции распада магнезиальных ставролитов зависят от нее гораздо меньше (линии $St + Cor + Andl + Q$ имеют очень пологий наклон). Вследствие этого эндотермическое разложение ставролитов происходит преимущественно за счет железистых его разновидностей, и у верхней границы фации последние ставролиты должны иметь гораздо более магнезиальный состав, чем в равновесиях с мусковитом. Их разложение представляет собой высокотемпературную границу всей ставролитовой фации:



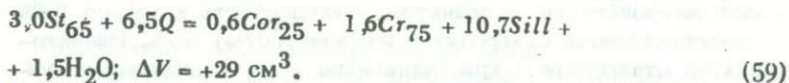
P₃



← Температура

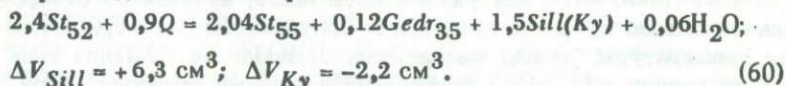
H₂O

Данная реакция, как реакции типа (57), имеет положительный объемный эффект. Это значит, что повышение давления в пределах андалузит-силлиманитовых комплексов благоприятствует длительной устойчивости магнезиальных ставролитов, и пограничное равновесие (58) с ростом глубинности смещается в сторону повышенных температур и магнезиальных составов минералов. При этом оно переходит в поле стабильности силлиманита, и в наиболее глубинных частях андалузит-силлиманитовых комплексов обычен парагенезис $St + Sill$. Реакция его разложения может иметь следующий вид:

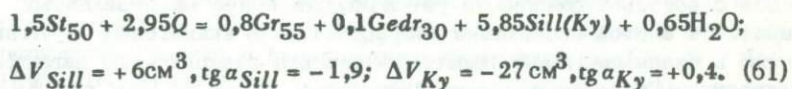


В кианит-силлиманитовых комплексах устойчивость магнезиальных ставролитов ограничена жедрит-кианитовым или жедрит-силлиманитовым парагенезисом (см. рис. 36, б). Поэтому высокотемпературный распад последних ставролитов происходит согласно реакции $St + Q = Gr + Gedr + Ky(Sill)$, а не на $Gr + Cor + And(Sill)$, как при меньших давлениях. В зависимости от того, с силлиманитом или кианитом ассоциирует ставролит, влияние давления на его стабильность совершенно различно.

Эндотермический распад магнезиальных ставролитов вблизи высокотемпературной границы ставролитовой фации в глубинных условиях происходит согласно реакции:



Обратные знаки объемных эффектов означают, что повышение давления в силлиманитовых парагенезисах увеличивает стабильность магнезиальных ставролитов, а в кианитовых — уменьшает. Поэтому и пограничное равновесие $St + Q = Gr + Gedr + Sill(Ky)$ с ростом давления сдвигается в силлиманитовых породах в область магнезиальных составов и более высоких температур, а в кианитовых породах — в сторону более низких температур и немного более железистых составов. Очевидно (см. рис. 38), что наиболее магнезиальные ставролиты должны разлагаться при давлении и температуре, отвечающих пересечению линий $St + Q = Gr + Gedr + Sill(Ky)$ и $Sill : Ky$:



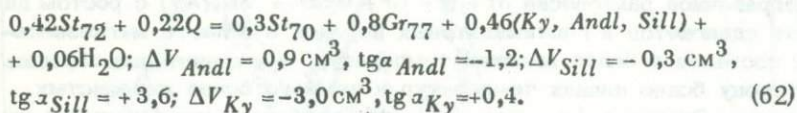
При давлениях, больших, чем в этой точке, стабильность ставролита в кианитовых сланцах резко уменьшается (на диаграмме

Рис. 38. Диаграмма $P_s - \mu_{H_2O}$ для равновесий в недосыщенных калием породах высокотемпературной части ставролитовой фации

$P - \mu_{H_2O}$ равновесие $St + Q = Gr + Gedr + Ky$ смещается в низкотемпературную область), и он полностью исчезает до появления силлиманита.

Минеральный парагенезис, отвечающий такой переломной точке, обнаружен А. Хитанен [180] среди метапелитовых сланцев вблизи Орофино, в районе батолита Айдахо. В исследованном ею образце ассоциируют: кианит, жедрит ($F_{Gedr} = 30,2\%$), гранат ($F_{Gr} = 54\%$, содержание пирропа — $42,7\%$), кварц, олигоклаз № 20 и призматический силлиманит. Кроме того, внутри жедрита и граната встречаются мелкие реликтовые зерна ставролита; согласно диаграмме корреляции железистости, с гранатом, железистость которого 54% , должен сосуществовать ставролит с железистостью 50% . Реликтовый характер ставролита и кристаллизация в одном образце кианита и силлиманита не оставляют сомнений, что данный парагенезис отвечает пересечению равновесий $Ky \cdot Sill$ и $St + Q = Gr + Gedr + Ky(Sill)$. Из диаграммы на рис. 38 следует, что в таком парагенезисе должны быть самые магнизиальные ставролиты и гранаты. Действительно, ставролит с железистостью 50% — наиболее магнизиальный из известных в природе, и, по-видимому, еще более магнизиальные разности с железистостью менее $45-50\%$ в естественных условиях не возникают.

На диаграмме (см. рис. 38) положение линий равной железистости позволяет наглядно выявить своеобразное влияние давления на стабильность относительно железистых ставролитов в парагенезисе $St + Gr + Ky$ (*Andl, Sill*). Как указывалось выше, начиная со ставролит-хлоритоидной субфации происходит постепенный, по мере повышения температуры, распад железистых ставролитов [реакции типа (36)] на гранат + Al_2SiO_5 + более магнизиальный ставролит. При температурах, близких к температуре тройной точки $Ky + Andl + Sill$, распад ставролитов с железистостью, например, 72% протекает следующим образом:



Перемена знака объемного эффекта для реакций с кианитом и андалузитом свидетельствует о том, что внутри андалузитовых комплексов с ростом глубинности устойчивость более магнизиальных ставролитов в этой ассоциации возрастает, а в кианитовых — уменьшается; в силлиманитовых парагенезисах эта реакция мало зависит от давления. Соответственно на диаграмме $P - \mu_{H_2O}$ (см. рис. 38) меняется наклон линии равной железистости $St_{70} + Gr_{77} + Andl$ ($Ky, Sill$).

В кианит-силлиманитовых комплексах поле ставролитовой фации наиболее широко в умеренных по глубинности условиях ($P_s = 4-6,5$ кбар). Именно для таких давлений характерен наиболее широкий интервал составов ставролита. По-видимому, этим условиям от-

вечает образование ставролит-кианитовых жедрититов Ороfino [180]. Дальнейшее увеличение глубинности внутри кианит-силлиманитовых комплексов ограничивает стабильность ставролита, особенно в кианит-жедрит-ставролитовых сланцах, что приводит к заметному сужению поля всей ставролитовой фации; теоретически на еще больших глубинах должно произойти полное его выклинивание. Однако на современном эрозионном срезе неизвестны такие глубинные комплексы, где ставролит с кварцем полностью неустойчив в среднетемпературных условиях.

Ассоциации недосыщенных калием пород ставролитовой фации как индикаторы глубинности

Парагенезисы недосыщенных калием ставролитовых пород значительно яснее определяют условия давления, чем ассоциации мусковит-содержащих сланцев. В средней части ставролитовой фации, как было показано, критическим для кианит-силлиманитовых комплексов является парагенезис $St + Cum \pm Chl + Q$, а для андалузит-силлиманитовых — $Cor + Cum \pm Chl(Gedr + Q)$. Однако еще более наглядно эти различия проявлены в высокотемпературной части фации: так, на рис. 39 для сравнения приведены фазовые диаграммы шуерецких жедрититов и ставролитовых пород пояса Кетри; температура в обоих случаях близка к верхней границе фации, но условия давления сильно отличаются, что приводит и к принципиальной смене равновесий.

Критическим для *кианит-силлиманитовых комплексов* глубинности является парагенезис $Ky(Sill) + Gedr + Q$, а характерной породой — кианитовые жедрититы. Из диаграммы на рис. 35 следует, что в наиболее глубинных частях этих комплексов ($P_s > 6$ кбар) высокотемпературное разложение ставролитов происходит в поле стабильности кианита. Наилучшим примером ассоциаций высоких давлений является Шуерецкое месторождение кианит-гранатовых жедрититов, входящее в состав беломорского комплекса Карелии [18, 22, 85, 269]. В типичном для месторождения парагенезисе $Ky + Gedr + Gr$ (см. рис. 39, I) встречается ставролит, но сравнительная редкость и узкий интервал его составов указывают, что шуерецкие равновесия отвечают температурам верхней границы ставролитовой фации. В моновариантном парагенезисе, отвечающем реакции $St + Q = Gr + Gedr + Ky + H_2O$, минералы, по данным В.В. Федькина [85], имеют железистость $St_{63} + Gr_{69} + Gedr_{38} (+Ky + Bi + Q)$. Пределы колебания железистости граната в дивариантных парагенезисах $Gr + St + Bi + Q$, $Gr + Gedr + Bi + Q$ — 64–69%, а ставролита — 58–63%, причем последний содержит повышенное (0,80–1,25 вес.%), а иногда чрезвычайно высокое (3,05 вес.%) количество ZnO [85, обр. Ф-13]. Стабильность кордиерита неясна из-за отсутствия крайне магnezиальных пород; если он и устойчив, то должен иметь железистость не выше 5–8%, и его парагенезис со ставролитом или гранатом невозможен.

В менее глубинных частях кианит-силлиманитовых комплексов ($P_s = 4–6$ кбар) ставролит распадается в поле устойчивости силлиманита или у линии инверсии $Ky \rightarrow Sill$, т.е. возникает парагенезис

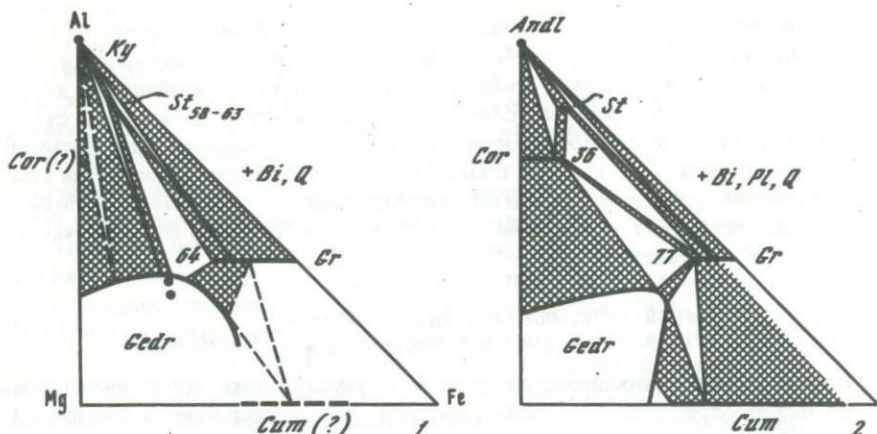


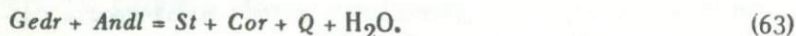
Рис. 39. Парагенезисы недосыщенных калием пород высокотемпературной части ставролитовой фации в разных условиях глубинности

1 — кианит-ставролитовые жедрититы Шуерецкого месторождения в Карелии, $P_s > 6$ кбар [18, 22, 85, 269]; 2 — ставролит-кордиерит-гранатовые сланцы пояса Кетри, $P_s < 3$ кбар [207]. Цифры — железистость минералов по данным химических анализов

$St + Sill + Gedr + Q$. Таким пониженным, по сравнению с беломорской серией, давлениям отвечает метаморфизм упомянутых выше кианит-силлиманит-гранатовых жедрититов Орофино [180], где реакция распада ставролита, как это и следует из диаграммы на рис. 38, проходит при участии наиболее магниезальных минералов (железистость ставролита 50%, граната — 55%).

Типичным для андалузит-силлиманитовых комплексов является парагенезис $St + Cor + Q$, почти полностью вытесняющий более глубинную ассоциацию $Al_2SiO_5 + Gedr$. Критериями давления в этих комплексах являются, во-первых, взаимоотношения ставролита с андалузитом и силлиманитом и, во-вторых, возможность или невозможность образования парагенезисов жедрита со ставролитом и андалузитом.

Признаком максимальной для андалузит-силлиманитовых комплексов глубинности ($P_s = 3,5-3,8$ кбар согласно рис. 35) является стабильность парагенезиса $Gedr + Andl$, который у высокотемпературной границы фации сменяется обычной ассоциацией $St + Cor + Q$. Подобное сочетание в едином ореоле парагенезисов $Andl + Gedr$ и $St + Cor$ наблюдалось Э. Фрозе [154] на сульфидном месторождении Коронейшн; в рудовмещающих породах обнаруживаются тонкие кордиеритовые каймы между андалузитом и жедритом, образующиеся при распаде более низкотемпературного парагенезиса $Andl + Gedr$ в связи с реакцией:



Одновременно в этих же породах ставролит сосуществует с жедритом.

При несколько меньших давлениях ($P_s = 3-3,5$ кбар) жедрит-андалузитовая ассоциация не образуется совершенно, нацело заменяясь парагенезисом $St + Cor$. В то же время продолжает сохраняться парагенезис $St + Gedr$, который лишь у высокотемпературной границы ставролитовой фации распадается на $Gr + Cor$ (см. рис. 35):



Однако ассоциации $Gedr + Andl$, $St + Gedr$ из-за узкого температурного интервала их стабильности встречаются весьма редко, и поэтому наиболее обычным признаком повышенной глубинности ($P_s = 3-3,8$ кбар) андалузит-силлиманитовых комплексов является сосуществование ставролита с силлиманитом. Примером может служить раннепротерозойский метаморфический комплекс северо-восточной части Кодара [45], равновесия в котором показаны на рис. 40.

В средней части ставролитовой фации в андалузитовых сланцах встречаются парагенезисы $St + Cor$, $St + Gedr$, причем железистость ставролита меняется широко (отсутствуют лишь высокожелезистые разновидности; см. рис. 40, 1). Затем ставролит с жедритом делаются неустойчивыми, образуется парагенезис $Cor + Gr$ (см. рис. 40, 2), а андалузит замещается призматическим силлиманитом (см. рис. 40, 3). Стабильность ставролита заметно сужается, и ставролитсодержащие породы становятся очень редкими, переслаиваясь с биотит-гранат-силлиманитовыми и кордиерит-биотит-силлиманитовыми сланцами без ставролита. При повышении температуры наблюдается интенсивное окружение и замещение ставролита кордиеритовыми каймами.

Два анализа последних, наиболее высокотемпературных ставролитов из моновариантных парагенезисов $St + Sill + Gr + Cor + Bi + Pl + Q$ дали значения их железистости 68,4-69% (см. рис. 40, 4). Следовательно, на данном уровне глубинности в безмусковитовых метapelитах распадается весьма магнезиальные ставролиты. Их сменяет парагенезис $Gr + Sill + Cor$ (см. рис. 40, 5).

Другой пример глубинных ассоциаций - толща переслаивающихся силлиманит-кордиерит-гранатовых и кордиерит-жедрит-гранатовых сланцев района Мэнтаведж [196], в которых ставролит сохраняется в виде включений среди зерен кордиерита и плагиоклаза.

При уменьшении давления ($P_s < 3$ кбар) пограничное равновесие $St + Q = Gr + Cor + Al_2SiO_5$ быстро смещается в сторону более низких температур, и в этих условиях ставролит целиком распадается в поле андалузита (см. рис. 35). Вместе с этим становится полностью невозможным появление парагенезиса $St + Gedr$. Примером такого малоглубинного ставролитсодержащего комплекса являются породы района Кетри [207], ассоциации которого показаны на рис. 39, 2. В этих породах парагенезис $Gr + Cor$ возникает сразу же после распада ставролит-хлоритовой ассоциации, и потому ставролит-жедритовый парагенезис не образуется. Сравнение данных равновесий с шугрецкими жедрититами (см. рис. 39, 1) показывает, что снижение дав-

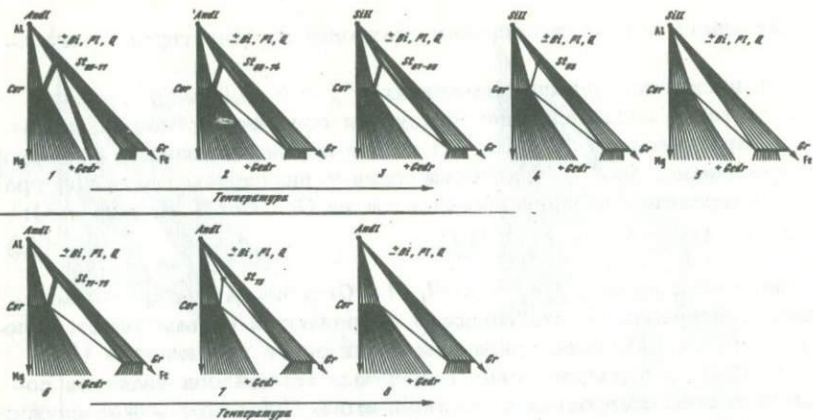


Рис. 40. Изменение парагенезисов недосыщенных калием глиноземистых пород высокотемпературной части ставролитовой фации в андалузит-силлиманитовых ореолах Кодаро-Удоканской зоны

1-5 - в северо-восточной части хребта Кодар ($P_s = 3-3,8$ кбар); 6-8 - в районе гольцов Бурпала ($P_s < 3$ кбар). Пояснения в тексте

ления способствует образованию вместо кианита с жедритом менее плотных ассоциаций $St + Cor$, $Gr + Cor$, повышает предельную железистость граната ($F = 77\%$) и жедрита ($F = 59\%$); в шурешках породах $F_{Gr} = 64\%$, $F_{Gedr} = 38\%$. В то же время максимальные содержания Al_2O_3 в жедритах близки: 13,3-15,4 вес.% в породах Кетри и 13,6-17,4% в кианитовых жедрититах, что определяется, по-видимому, только температурой.

Другим примером метаморфической зональности при $P_s < 3$ кбар является восточный фланг Удоканского прогиба [32]. В этом районе ставролит в недосыщенных калием породах ассоциирует с андалузитом, кордиеритом и гранатом (см. рис. 40, 6). Наряду с равновесными отношениями между ставролитом и кордиеритом, при повышении температуры все более широко развиваются тонкие кордиеритовые каемки вокруг резорбированных зерен ставролита, теряющих идиоморфизм и приобретающих явный реликтовый характер. Этот процесс связан с распадом наиболее магнезиальных ставролитов благодаря реакциям типа (57). Последними исчезают ставролиты с железистостью около 73% (см. рис. 40, 7). Таким образом, в менее глубинных условиях реакция $St + Q = Gr + Al_2SiO_5 + Cor + H_2O$ проходит при участии андалузита и при более железистом составе минералов, что соответствует диаграмме на рис. 38. После распада ставролита в этом районе выделяется широкая зона с парагенезисом $Andl + Cor + Gr + Q$ (см. рис. 40, 8). Совершенно аналогичная последовательность закартирована Х.Цвартом [280] в Пиренеях, где послеставролитовая зона была названа им "андалузит-кордиеритовой".

Таким образом, по мере падения давления последовательно вы-

клиниваются поля устойчивости парагенезисов $Gedr + Al_2SiO_5, St + Gedr$, появляются ассоциации $St + Cor, Gr + Cor$, и расширяется их стабильность, понижается предельная магнезиальность граната, и быстро увеличиваются железистость кордиерита и число его парагенезисов.

Реакционные структуры, связанные с прогрессивным разложением ставролита

Хотя ставролит относится к минералам, "изограды исчезновения" которых хорошо фиксируются в зональных ореолах, структуры его непосредственного распада наблюдаются в шлифах сравнительно редко. При этом реакционные каймы никогда не представлены целиком агрегатом новообразованных фаз, а сложены двумя, еще чаще — одним минералом, обычно кордиеритом, силикатом глинозема или гранатом.

Это связано с различиями в скорости диффузии Mg, Fe, Al и Si в твердофазовых реакциях и спецификой возникновения центров кристаллизации новых минералов. Например, образующийся за счет распада ставролита гранат чаще всего не дает самостоятельных зерен, а нарастает в виде каймы иного состава на уже имеющиеся в породе зерна более раннего граната. Подобным образом силикаты глинозема — неперенные продукты распада ставролита — стремятся обрастать присутствующие вблизи кристаллы андалузита, кианита или силлиманита, что приводит к их укрупнению. В результате этого реакционная кайма представлена либо минералами, "затравки" которых в виде уже сформировавшихся ранее кристаллов находились ближе всего к распадающемуся зерну ставролита, либо минералами с высоким содержанием глинозема. Последнее связано с тем, что при общих равных условиях скорость диффузии глинозема меньше, чем Mg, Fe и Si . Это благоприятствует образованию на месте ставролита минерала максимальной глиноземистости (кордиерит, кианит, андалузит). Формирующиеся одновременно другие продукты распада ставролита (биотит, гранат, жедрит) могут при этом кристаллизоваться на значительном удалении от места непосредственной реакции. Поэтому наблюдающиеся в шлифах мономинеральные каймы, например кордиерита или андалузита вокруг ставролита (или небольшие реликты ставролита внутри кордиерита или андалузита), не должны формально интерпретироваться как замещение типа ставролит \rightarrow кордиерит и ставролит \rightarrow андалузит. Они являются частью комплексной реакции, поскольку в тех же образцах при уменьшении количества ставролита всегда наблюдается формирование вместо него полного альтернативного парагенезиса, например: кордиерит + андалузит (силлиманит) + гранат, или силлиманит + гранат + биотит, или кианит + жедрит + гранат и др.

Типы реакционных структур вокруг ставролита отличаются в кварцсодержащих и бескварцевых ассоциациях. Влияние минерального состава пород на возникающие парагенезисы отражено на диаграммах (Mg, Fe) — $Al - Si$ (рис. 41).

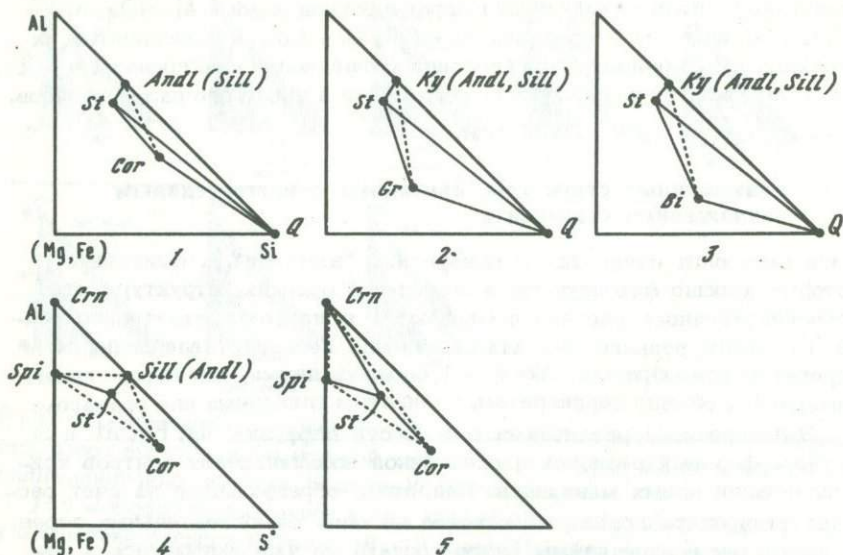


Рис. 41. Влияние минерального состава на строение реакционных структур, возникающих при высокотемпературном разложении ставролита в кварцсодержащих (1-3) и бескварцевых (4-5) породах

Каймы вокруг ставролита при избытке кварца: 1 - кордиеритовые и андалузитовые (силлиманитовые), 2 - гранатовые и кyanитовые (андалузитовые, силлиманитовые), 3 - биотит-силлиманитовые; каймы вокруг ставролита в отсутствие кварца: 4 - кордиерит-шпинелевые и кордиерит-шпинель-силлиманитовые, 5 - кордиерит-шпинель-корундовые

Одним из характернейших видов кайм являются мономинеральные кордиеритовые каемки вокруг ставролита, обычно наблюдаемые в комплексах андалузит-силлиманитового типа глубинности. Например, в породах удоканской серии, у высокотемпературной границы ставролитовой зоны, подобные каймы, разъедающие и замещающие ставролит, возникают в андалузит-кордиерит-ставролит-кварцевых сланцах [32, рис. 76]; после полного распада ставролита вместо него появляется более высокотемпературный парагенезис $Cor + Gr + Andl + Q$. В этих же породах, но значительно реже встречались реликтовые включения ставролита в андалузите. На диаграмме рис. 41, 1 видно, что образование парагенезиса $Cor + Andl(Sill)$ за счет ставролита с кварцем отражает прогрессивные реакции типа (57), вследствие которых стабильность ставролита сужается, а кордиерита - расширяется. Непосредственно на месте ставролита возникает либо кордиерит, либо андалузит и очень редко - оба минерала вместе.

Довольно часто в пределах ставролитовой фации отмечаются мономинеральные гранатовые каймы вокруг ставролита [204] или реликты ставролита внутри зерен граната в кyanит(андалузит)-гранат-

ставролит-кварцевых сланцах. В пурпольской свите Патомского нагорья ставролит в верхах кианит-биотит-ставролитовой субфации встречается преимущественно в виде мелких реликтов внутри крупных (до 3 см) кристаллов граната. Одновременно подобные включения наблюдались и внутри кианита. Образование граната и кианита за счет парагенезиса $St + Q$ (см. рис. 41, 2) связано с прогрессивными реакциями типа (36), при которых железистые ставролиты вытесняются парагенезисом $Gr + Ky$. На месте ставролита возникает обычно одна фаза — или гранат, или кианит, тогда как другая кристаллизуется на некотором удалении. В других регионах, в зависимости от глубинности и температуры, вместо кианита образуется андалузит или силлиманит.

Более редки биотитовые (иногда совместно с силикатом глинозема) псевдоморфозы по ставролиту [204]. Чисто метаморфическая природа замещения ставролита биотитом нуждается в доказательствах, так как реакция может быть связана с привнесением калия при мигматизации или диафторезе. Однако участие в псевдоморфозах также и силлиманита (или другого силиката глинозема) свидетельствует о прогрессивных реакциях типа (44), при которых магнезиальные ставролиты с кварцем и мусковитом при повышении температуры замещаются парагенезисом $Bi + Al_2SiO_5$ (см. рис. 41, 3).

В добавление к гранату, кордиериту, силикату глинозема и биотиту в составе всех указанных реакционных структур может участвовать цинксодержащая шпинель (ганит), образующаяся при разложении цинковых ставролитов. В отличие от железо-магнезиальных шпинелей ганиты устойчивы с кварцем.

В недосыщенных кремнеземом сланцах, а также в кварцсодержащих породах, но в некотором удалении от зерен кварца в составе кайм появляются герцининовая шпинель и корунд.

Для андалузит-силлиманитовых комплексов наиболее типичны кордиерит-шпинелевые, шпинель-силлиманитовые, реже мономинеральные шпинелевые каймы вокруг ставролита. Они характеризуют условия вблизи высокотемпературной границы ставролитовой фации. В результате прогрессивного распада ставролита впервые появляется парагенезис $Sill(Andl) + Cor + Spi$ (см. рис. 41, 4), который при дальнейшем росте температуры расширяет свою стабильность.

В более глубоких кианит-силлиманитовых комплексах магнезиальный ставролит может замещаться кордиерит-корундовыми и кордиерит-шпинель-корундовыми каймами, как это наблюдается в жедрит-кордиеритовых сланцах Нью-Хэмпшира [244]. При этом основная часть каймы сложена кордиеритом, а шпинель и корунд присутствуют в виде небольших включений. Парагенезис $Cor + Cm + Spi$ имеет меньший молярный объем, чем $Cor + Spi + Sill$, и поэтому возникает при более глубоких реакциях высокотемпературного разложения ставролита (см. рис. 41, 5).

ТАЛЬК-КИАНИТОВАЯ ФАЦИЯ

Парагенезис талька с кианитом, которой возникает за счет высокотемпературного разложения магнезиальных хлоритов, характеризует очень высокие давления, превышающие, по-видимому, 7–7,5 кбар. Об этом свидетельствуют не только экспериментальные данные [252], но и прямое изучение ассоциаций тальк-кианитовых сланцев и вмещающих их пород. Так, они совершенно отсутствуют во всех обычных зональных ореолах кианит-силлиманитового типа, поскольку большинство таких ореолов возникло при $P_s = 4-7$ кбар, что недостаточно для кристаллизации этой минеральной пары. В то же время признаками крайне высоких давлений при образовании парагенезиса $Ta + Ky + Q$ являются: устойчивость в нем пироп-альмандиновых гранатов с железистостью до 51% [237]; сосуществование тальк-кианитовых пород с кианитовыми жедрититами (при крайне магнезиальном составе жедрита) и стабильность в них сапфирина совместно с кианитом и магнезиальным кордиеритом [203]; превращение тальк-кианитовых сланцев при повышении температуры в кианит-энстатитовые породы [273]; постоянная приуроченность их к эклогитсодержащим комплексам. Кроме того, парагенезис $Ta + Ky$ значительно более плотный, чем альтернативные ассоциации $Chl_{Mg} + Q$, $Ged_{Mg} + Q$ или Cor и, следовательно, должен с ростом давления целиком или частично их вытеснять.

Несмотря на редкость находок талька с кианитом, выяснилось, что эта ассоциация стабильна в весьма широком температурном интервале. Так, впервые парагенезис $Ta + Ky + Q$ появляется среди пород, где еще широко развиты магнезиальные и среднежелезистые хлориты, жедрит довольно редок, а в насыщенных калием метapelлитах устойчив мусковит-фенгит [237, 273]. Исчезает этот парагенезис уже в высокотемпературных условиях, когда в боковых породах становятся устойчивыми кордиерит, силлиманит и энстатит [203].

Поэтому представляется возможным выделение особой тальк-кианитовой фации, которая является глубинным аналогом части ставролитовой, всей биотит-мусковитовой и большей части силлиманит (кианит)-биотит-ортоклазовой фации (см. рис. 35 и 42). Критический для тальк-кианитовой фации парагенезис устойчив лишь в не-

досыщенных калием породах, поскольку мусковит-фенгит и калишпат в присутствии талька нестабильны (между ними происходит реакция с образованием биотита).

Дополнительная особенность тальк-кианитовой фации — стабильность в ней одного из наиболее редких метаморфических минералов — йодерита. Он встречается лишь в одном районе — Маутиа-Хилл (Танзания) в парагенезисах $Yd + Ky + Q$, $Yd + Ta + Q$ [217, 218]. Его формула $(Mg, Fe)_4Al_{10}Si_7O_{31}(OH)_4$; железистость двух анализированных образцов — 17,1 и 19,4%. При распаде таких йодеритов должен образоваться парагенезис $Ta + Ky + Gr$ или $Ta + Ky + Gedr$. На основании экспериментального и топологического изучения стабильности магнезиального йодерита с кварцем [252] выяснилось, что он устойчив в очень узком поле температур и давлений, которое по глубинности занимает место между обычными ("хлорит-кианитовыми") и тальк-кианитовыми комплексами. В этой промежуточной по давлению области устойчивы совместно йодерит + тальк + кианит + кварц, но при повышении P_s йодерит полностью вытесняется тальком с кианитом. Узость $P-T$ поля йодерита и редкие выходы на современном эрозионном срезе глубинных среднетемпературных комплексов объясняют уникальность его находок.

При определении границ и общего положения тальк-кианитовой фации на $P-T$ диаграмме важное значение имеет ее соотношение со ставролитовой фацией. До последнего времени этот вопрос оставался совершенно неясным, поскольку среди тальк-кианитовых или вмещающих их пород ставролит не встречался. Однако недавно Н.Г. Удовкина (устное сообщение) обнаружила среди протерозойских эклогитсодержащих толщ Казахстана (район оз. Желтау): тальк-кианит-гранатовые сланцы, содержащие резорбированные реликты ставролита, хлорита и, возможно, хлоритоида. Очевидно, стабильный парагенезис $Ta + Ky + Gr \pm Q$ в этих породах образовался за счет распада более низкотемпературной ассоциации, содержащей ставролит и хлорит. Явным признаком прогрессивного характера возникновения тальк-кианит-гранатового парагенезиса в казахстанских породах является зональность граната: его железистость резко снижается от центра зерна (81%) к краю (65%); в этом же направлении содержание MnO падает от 5,6 до 0,43 вес.%. Ставролит и хлорит в виде изъеденных мелких зерен сохраняются лишь внутри граната или талька. Очевидно, имели место две сближенные эндотермические реакции: $St + Q = Gr + Chl + Ky + H_2O$, а затем $Chl + Q = Ta + Ky + Gr + H_2O$. В результате ставролит разложился почти целиком, а хлорит — частично, поскольку реликты ставролита в этих породах гораздо более редки, чем хлорита. Таким образом, эти чрезвычайно важные наблюдения Н.Г. Удовкиной доказывают, что ставролит стабилен при тех же давлениях, что и $Ta + Ky + Q$, но при более низкой температуре. Следовательно, при $P_s > 7,5-8$ кбар тальк-кианитовая фация более высокотемпературная, чем ставролитовая, причем их границы скорее всего пересекаются (рис. 42). Что касается стабильности хлоритоида, то его ассоциация с кианитом, тальком

и хлоритом известна в аллалинитах – эклогитизированных габброидах из Швейцарии [136]. Однако эти равновесия бескварцевые и не могут быть прямо использованы для интерпретации кварцсодержащих парагенезисов.

На схематической P - T диаграмме для недосыщенных калием метapelитов (см. рис. 35) в соответствии с экспериментальными данными В. Шрейера и Ф. Сейферта [252], природными наблюдениями и топологическими особенностями всей диаграммы нанесены поля устойчивости парагенезисов $Yd_0 + Q$, $Ta_0 + Ky + Q$ и тальк-кианитовые парагенезисы с участием минералов переменной железистости. Более развернуто эти равновесия показаны на рис. 42; для детализации некоторых узлов температурная ось на диаграмме неравномерно деформирована, и потому температурная градуировка не нанесена. Как следует из диаграммы, поле тальк-кианитовой фации впервые появляется при давлении 8 кбар и при его повышении резко расширяется. Низкотемпературная граница – реакция $Chl_0 + Q = Ky + Ta_0 + H_2O$ (или $Yd_0 + Q = Ky + Ta_0 + H_2O$); высокотемпературная – реакция с участием железо-магнезиальных минералов: $Ky + Ta + Q = Yd + Cor + H_2O$, $Ky + Ta + Q = Cor + Chl + H_2O$, $Ky + Ta + Q = Cor + Gedr + H_2O$. Таким образом, ее низкотемпературная граница пересекается с границей ставролитовой фации, а высокотемпературная – заходит глубоко в поле кианит(силлиманит)-биотит-ортоклазовой фации (см. также рис. 50). Однако поле сосуществования ставролита и талька с кианитом, по-видимому, невелико.

Сопоставление ранних ассоциаций тальк-кианитовой фации с другими равновесиями показывает, что мусковит-фенгит стабилен во всей низкотемпературной части фации. Например, в Западной Тасмании [237] тальк-кианит-гранатовые сланцы (как и в Казахстане) переслаиваются с мусковитсодержащими породами. Стабильность в тасманийских сланцах кианита с безмарганцовистым гранатом, железистость которого меняется от 86 до 51%, исключает стабильность в них ставролита. В то же время на еще более низких ступенях данной фации в Замбии [273] был встречен парагенезис $Ky + Ab + Q$, указывающий на неустойчивость парагонита. Следовательно, можно считать, что низкотемпературная часть тальк-кианитовой фации заключена примерно между линиями разложения парагонита и мусковита с кварцем.

На рис. 42 можно более детально рассмотреть некоторые равновесия в тальк-кианитовой фации. Выявленное, как указывалось выше,

←

Рис. 42. Фрагмент P - T диаграммы для недосыщенных калием пород (см. рис. 35) с полем стабильности тальк-кианитовой фации (толстая линия с пунктиром). Температурная ось неравномерно деформирована – см. текст. Арабские цифры в сечении I-I отвечают парагенетическим диаграммам на рис. 43, а в сечении II-II – диаграммам на рис. 44

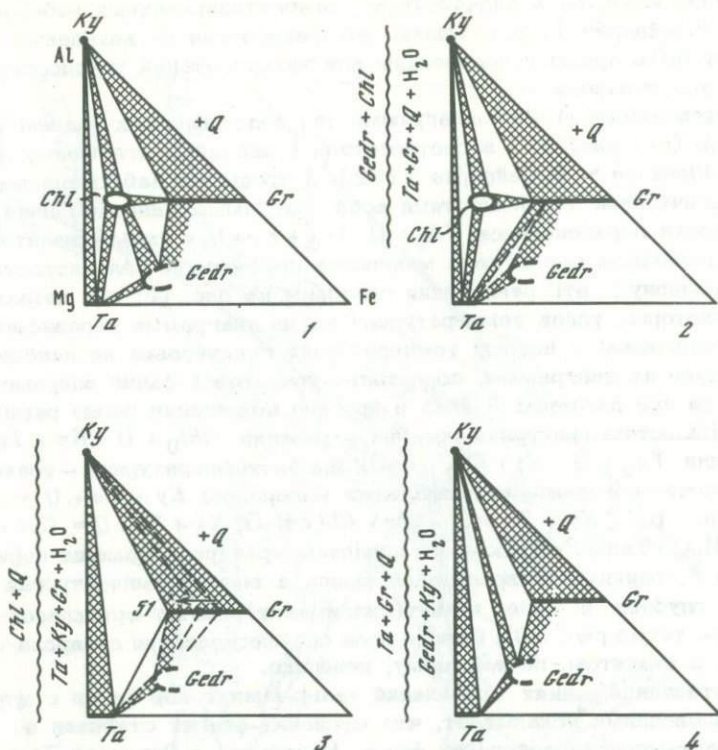


Рис. 43. Изменение парагенезисов низкотемпературной части тальк-кианитовой фации с ростом температуры (сечение 1-1 на рис. 42)

Ступени равновесия: 1-2 - гранат-хлоритовая; 3 - тальк-кианит-гранатовая; 4 - тальк-кианит-жедритовая. Цифры - железистость минералов по данным микросондовых анализов

сосуществование парагенезисов $Ta + Ky + Q$, $Chl + Ky + Q$, $Gr + Ta + Ky + Q$ и вероятная стабильность вместе с ними среднежелезистых жедритов показывают, что температурные ступени в низкотемпературной части фации определяются равновесиями в пучке $[Ta + Gr + Gedr + Chl + Ky + Q]$. Через моновариантную линию $Gr + Chl + Q = Gedr + Ky$ (см. рис. 35) этот узел связан со ставролитовыми равновесиями у наиболее глубинного предела устойчивости ставролитовой фации [85]. В сечении 1-1 показана смена ассоциаций в низкотемпературной половине тальк-кианитовой фации (рис. 43).

После распада сначала чисто магниевых хлоритов ($Chl_0 + Q = Ky + Ta_0$), а затем и последних ставролитов образуются парагенезисы $Ta + Ky + Q$, $Ta + Chl + Q$, $Gr + Chl + Ky + Q$ (см. рис. 43, 1-2). Этой начальной ступени соответствуют тальк-кианитовые сланцы из Замбии [273], в которых определяющей является ассоциация $Ta + Ky + Chl + Q$. Очевидно, одновременное присутствие парагенезисов $Ta +$

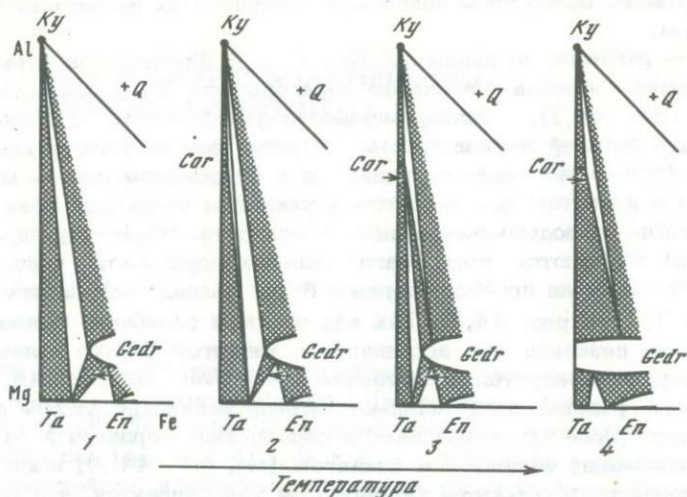


Рис. 44. Изменение парагенезисов у высокотемпературной границы тальк-кианитовой фации (1-2) с ростом температуры и переход к силлиманит-жедритовой ступени биотит-силлиманит-ортоклазово-й фации (3-4) в районе месторождения Сар-е-Санг [203]. Стрелками показано смещение составов минералов с ростом температуры

+ Ky + Q, Chl + Ky + Q возможно лишь при разнице в железистости сосуществующих тальков и хлоритов: несомненно, хлорит более железистый, чем тальк. Последующий полный распад хлоритов означает переход к следующей ступени, с критическим парагенезисом Ky + Ta + Gr + Q (см. рис. 43,3). Такая ассоциация детально исследована в составе эклогит-сланцевой формации Западной Тасмании [237]. В ней присутствуют тальк с железистостью 7% и резко зональный гранат с ничтожной примесью марганца, железистость которого в центре зерна 86%, в середине - 75%, а на краю - 51%. В этом же направлении падает содержание кальция. Подобная зональность и крайне магниезильный состав краевой части граната указывают на прогрессивный характер метаморфизма и его чрезвычайно большую глубинность. Дальнейшее повышение температуры должно привести к появлению, наряду с тальк-кианитовым, парагенезиса Gedr + Ky, обычного для более высоких ступеней этой фации (см. рис. 43, 4).

Высокотемпературные парагенезисы тальк-кианитовой фации с очень показательными реакционными структурами изучены Х. Кульке и В. Шрейером [203] в районе лазуритового месторождения Сар-е-Санг в Афганистане. Смену этих парагенезисов можно проследить в сечении II-II на рис. 42. Эти авторы связывают описываемые ими реакции с падением давления. Однако положительный наклон всех соответствующих реакций линий равновесий на P-T диаграмме и аналогия с процессами кордиеритизации в менее глубинных комп-

лексах с равным основанием позволяют объяснить их возрастанием температуры.

Наиболее ранними, по данным Х. Кульке и В. Шрейера, на этом месторождении являются стабильные парагенезисы $Ky + Ta \pm Q, Gedr + Ky \pm Q$ (рис. 44, 1). Одновременная их устойчивость объясняется гораздо большей железистостью жедрита, чем сосуществующего талька. Однако они редко сохраняются в неизменном виде — между тальком и кианитом или жедритом и кианитом возникают реакционные каймы из водяно-прозрачного кордиерита. Поскольку первыми всегда образуются чисто магниевые кордиериты, ясно, что по мере развития процесса первым будет распасться парагенезис $Ta + Ky$ (см. рис. 44, 2). Так как пределы колебания железистости талька невелики, его ассоциация с кианитом быстро делается неустойчивой, и образуется парагенезис $Cor + Gedr$ (см. рис. 44, 3). Это является границей всей тальк-кианитовой фации при данном давлении. Только после этого начинается образование кордиерита за счет реакции между жедритом и кианитом (см. рис. 44, 4); железистость кордиерита с ростом температуры увеличивается, что сужает устойчивость ассоциации $Gedr + Ky$. В то же время, как показывает положение линий смещенного равновесия на диаграмме (см. рис. 42), предельная магниевость жедрита в парагенезисе $Gedr + Ta + Cor$ увеличивается, и, наконец, возникают чисто магниевые жедриты (см. рис. 44, 4). Образуется обычная для высокотемпературных недосыщенных калием пород любой глубинности ассоциация кордиерита с жедритом. Одновременно возникает псевдоморфозы силлиманита по кианиту, и в результате всех преобразований в метаморфическом комплексе Сар-е-Санг появляется парагенезис $Cor + Gedr + Sill + Q$. По-видимому, все ступени равновесия отвечают узкому промежутку температур, поскольку все типы реакционных структур встречаются совместно. Общий высокотемпературный характер процесса подтверждается присутствием в боковых породах энстатита, а в кальцифирах — флогопита и форстерита. Позднее В. Шрейер и К. Абрахам [250] в этих же породах обнаружили кордиерит-сапфириновые и кордиерит-корундовые каймы между жедритом и кианитом в бескварцевых породах. Сравнительный анализ таких недосыщенных кремнеземом ассоциаций также показывает, что их возникновение возможно лишь при $P_s = 8-9$ кбар.

Широкий температурный интервал существования парагенезиса талька с кианитом и возникновение его лишь в условиях большой глубинности дают основание выделять его в качестве самостоятельной фации. Тальк-кианитовую фацию, следовательно, можно рассматривать в качестве более низкотемпературного эквивалента гиперстен-силлиманитовой фации, которая, как до сих пор казалось, не имеет специфического фациального аналога в области умеренных температур и столь же высоких давлений. Таким образом, тальк-кианитовая фация позволяет заполнить этот пробел в подразделении метаморфических комплексов.

ФАЦИЯ БИОТИТ-МУСКОВИТОВЫХ ГНЕЙСОВ И РОГОВИКОВ

Фация биотит-мусковитовых гнейсов занимает температурный интервал между ставролитовой фацией (пограничная реакция $St + Mu + Q = Bi + Gr + Al_2SiO_5 + H_2O$) и линией окончательного разложения мусковита (см. рис. 6 и 45). При $P_s < 1,5$ кбар (в роговиках) ставролит неустойчив, и низкотемпературной границей фации является реакция $Chl + Gr + Mu = Bi + Andl + Q + H_2O$. Биотит-мусковитовая фация — это область существования двуслюдяных и гранат-двуслюдяных гнейсов, силлиманит-биотит-мусковитовых и кианит-биотит-мусковитовых сланцев с гранатом, а также андалузит-кордиерит-биотит-мусковитовых и андалузит-гранат-двуслюдяных роговиков. Наиболее широко температурное поле этой фации в контактовых ореолах; в условиях промежуточных давлений ($P_s = 3-6$ кбар) оно сильно сужается, а при $P_s > 6$ кбар — вновь расширяется.

В отличие, например, от ставролитовой или биотит-силлиманит-ортоклазовой для данной фации трудно сформулировать наименование, которое полностью отражало бы ее критический парагенезис и в то же время было действительно для любых давлений. Дело в том, что в составе критического парагенезиса $Bi + Al_2SiO_5 + Mu + Q$ устойчивы в зависимости от глубинности разные полиморфы Al_2SiO_5 (рис. 45) и введение одного из них в общее название фации (например, "биотит-силлиманит-мусковитовая") было бы неправильным¹. Поэтому для определяемого температурного интервала, в отступление от парагенетического принципа, предлагается обобщающий, подходящий для любых давлений термин "фация биотит-мусковитовых гнейсов и роговиков"; в то же время тип устойчивого силиката глинозема можно использовать в названии субфаций.

Основное температурное подразделение данной фации, выдерживающееся при всех давлениях, связано с различиями в парагенезисах мусковита с полевыми шпатами и силикатом глинозема. В низ-

¹ Можно было бы использовать громоздкий термин "силлиманит(кианит, андалузит)-биотит-мусковитовая фация". Однако даже это, казалось бы, выдержанное в парагенетическом отношении название неудовлетворительно, так как отражает равновесия лишь в низкотемпературной части фации; в ее верхах вместе с мусковитом и силикатом глинозема стабилен также калишпат.

тит-мусковитовая и силлиманит(кианит, андалузит)-биотит-мусковит-ортоклазовая¹.

Присутствие того или иного полиморфа Al_2SiO_5 является хорошим показателем давления. Согласно диаграмме на рис. 45, при $P_s > 6,5$ кбар в биотит-мусковитовой фации устойчив только кианит, в интервале 5,5–6,5 кбар – кианит и силлиманит, от 3 до 5,5 кбар – только силлиманит, от 2 до 3 кбар – андалузит и силлиманит, а при $P_s < 2$ кбар – только андалузит.

Важнейшей тенденцией, прослеживающейся от нижней до верхней границы данной фации, является нарастающее сужение составов устойчивых мусковитов. Уже в низкотемпературной субфации мусковиты содержат не более 25–35% феррифенгитовой молекулы, причем на каждой ступени состав мусковита четко определяется парагенезисом. Например, в силлиманит-биотит-мусковитовой субфации западного Мэйна [148] в наиболее фенгитовом парагенезисе $Mu + Bi + Ort + Pl + Q$ (рис. 46, 1) содержание феррифенгитовой молекулы в мусковите не превышает 26%, тогда как в менее фенгитовом парагенезисе $Mu + Bi + Sill + Pl + Q$ (без *Ort*) в этой же субфации оно колеблется от 12 до 25%. В силлиманит- и андалузит-биотит-мусковитовых роговиках ореола Лихтенберг [229] фенгитовость белых слюд не более 28%; в мусковит-биотит-кианит-плаггиоклазовых сланцах Глен-Клова [132] она составляет 35% (данный парагенезис отобран на границе со ставролитовой фацией).

В сторону высокотемпературной субфации предельная фенгитовость мусковитов снижается, и у ее верхней границы сохраняются лишь чистые мусковиты с ничтожной примесью Mg и Fe (см. рис. 46, 2). Их разложение на $Sill + Ort$ является верхним пределом стабильности мусковита с кварцем.

Однако главное значение для разделения фаций имеют натриевость мусковитов и их взаимоотношения с силикатами глинозема, калишпатом и плаггиоклазом. Наиболее детально такие равновесия были изучены Ч. Гидотти [148, 164, 165] на примере нескольких метаморфических ореолов северо-западного Мэйна. Все они относятся к глубинным разновидностям андалузит-силлиманитовых комплексов, близких по условиям давления к тройной точке; по мнению Ч. Гидотти, величина P_s для исследованных им ореолов отвечает в среднем 4 кбар (см. рис. 45, сечение II-II).

В породах биотит-мусковит-гнейсовой фации Мэйна единственным силикатом глинозема является силлиманит. Мусковитсодержащие парагенезисы этой фации показаны на рис. 48, 1. Главные из них –

¹ Изучение первичных, равновесных с мусковитом калишпатов из силлиманит-мусковит-калишпатовой зоны метаморфизма в северо-западном Мэйне [167] показало, что все они являются ортоклазами. Поэтому здесь и далее для калишпатов биотит-мусковитовой фации применяется обобщающий термин "ортоклазы", хотя в более низкотемпературной ее половине они могут быть представлены и микроклинами.

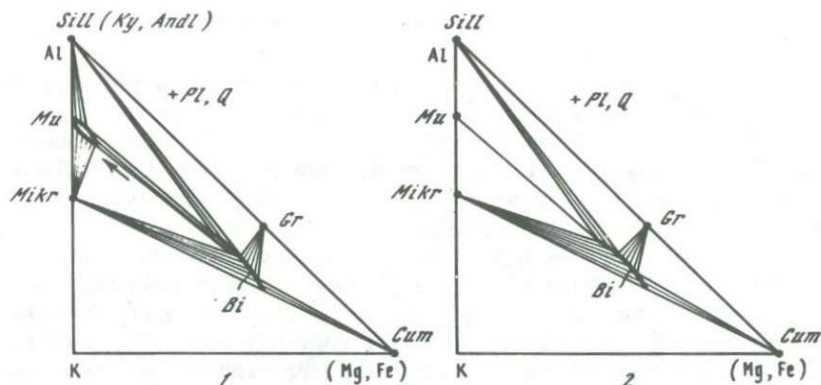


Рис. 46. Фазовые равновесия и изменение степени фенгитовости мусковитов в биотит-мусковитовой фации с ростом температуры
 Субфации: 1 - силлиманит (кианит, андалузит)-биотит-мусковитовая; 2 - силлиманит (кианит, андалузит)-биотит-мусковит-ортоклазовая

$Bi + Sill + Gr + Mu + Pl + Q$, $Bi + Gr + Mu + Pl + Q$, $Bi + Sill + Mu + Pl + Q$, $Bi + Sill + Cor + Mu + Pl + Q$ ¹. Эти парагенезисы (при участии различных полиморфов Al_2SiO_5) типичны для данной фации вообще; при изменении глубинности меняется только железистость темноцветных во всех ассоциациях.

На рис. 47 показаны значения натриевости (a_K) и фенгитовости (a_{Al}^{VI}) мусковитов из пород северо-западного Мэйна в парагенезисах, где натриевость слюд максимальна. Диаграмма показывает, что в трех смежных ореолах с переходом от ставролит-хлоритовой к силлиманит-биотит-ставролитовой (см. рис. 47, А), от силлиманит-биотит-ставролитовой к силлиманит-биотит-мусковитовой (см. рис. 47, Б) и от силлиманит-биотит-мусковитовой к силлиманит-биотит-мусковит-ортоклазовой субфациям (см. рис. 47, В) предельная натриевость мусковитов последовательно снижается: от 26% в ставролит-хлоритовой до 7-8% в наиболее высокотемпературной силлиманит-биотит-мусковит-ортоклазовой субфации. Сопутствующая этому смена равновесий изображена на серии диаграмм $Ort - Ab - Al_2SiO_5$ (рис. 48, 2-5).

¹ Первоначально Ч. Гидотти [148, 164], отмечая частое присутствие кордиерита, предполагал, что он не равновесен с остальными минералами, являясь реликтом более ранней фазы метаморфизма. Позднее он пересмотрел эту точку зрения, включив кордиерит как равновесный минерал в парагенезисы ставролитовой и более высокотемпературной фаций [166].

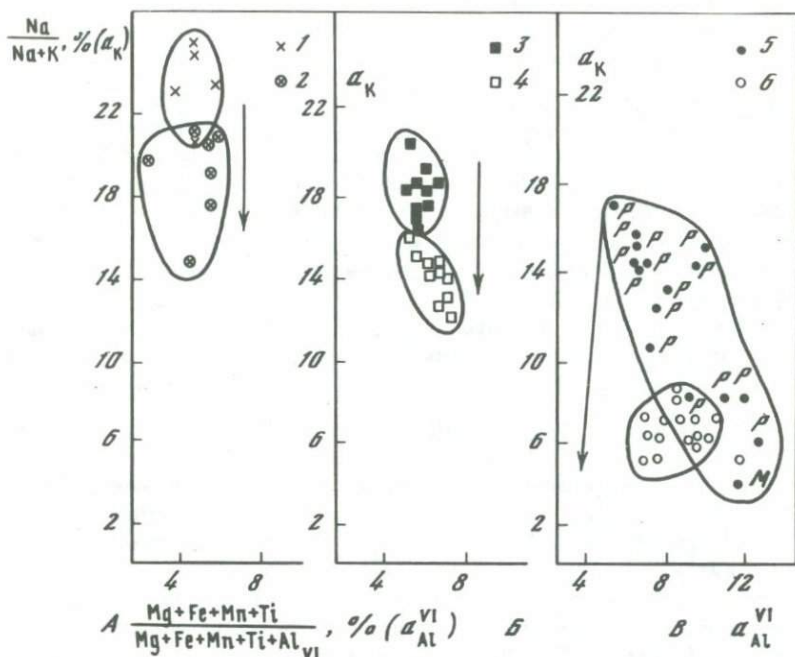


Рис. 47. Изменения натриевости и фенгитовости мусковитов с температурой в условиях верхней части ставролитовой и биотит-мусковит-гнейсовой фаций северо-западного Мэйна

А – район Рэнджели, ставролитовая фация [165]: 1 – ставролит-хлоритовая субфация, парагенезис $St + Chl + Mu + Bi + Gr + Pl + Q$, 2 – переходная и силлиманит-биотит-ставролитовая субфации, парагенезис $St + Bi + Sill + Mu + Gr + Pl + Q$; Б – район Qквоссок [164]: 3 – силлиманит-ставролитовая зона, парагенезис $St + Bi + Sill + Mu + Gr + Pl + Q$, 4 – биотит-силлиманит-мусковитовая зона без ставролита, парагенезис $Bi + Mu + Sill + Gr + Pl + Q$; В – район Брайан Понд, биотит-мусковит-гнейсовая фация [142]: 5 – силлиманит-биотит-мусковитовая зона, парагенезисы $Bi + Mu + Sill \pm Gr + Pl + Q (P)$, $Bi + Mu \pm Gr + Pl + Ort + Q(M)$, 6 – силлиманит-биотит-мусковит-ортоклазовая зона, парагенезис $Bi + Mu + Sill \pm Gr + Pl + Ort + Q$. Стрелками показано направление изменения состава слюд от низкотемпературных к более высокотемпературным зонам

В условиях низких ступеней силлиманит-биотит-мусковитовой субфации (сразу после исчезновения последних ставролитов) максимальная натриевость мусковитов в парагенезисе $Sill + Mu + Ab + Q$ составляет 16–18% (см. рис. 48, 2). При повышении температуры она постепенно падает до 7–8% вследствие реакций типа:

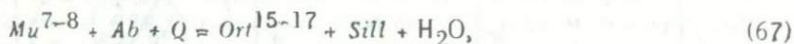


Одновременно, как и во всех предыдущих фациях, в парагенезисе $Mu + Ort + Ab + Q$ идет обратный процесс возрастания натриевости мусковитов и ортоклазов:



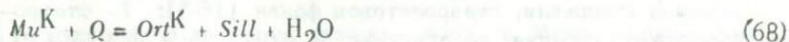
Помимо общего изменения равновесий, эти две совместные реакции могут приводить к возникновению зональности плагиоклазов. Реакция (65), идущая с выделением альбита, должна способствовать появлению нормальной зональности плагиоклазов (с более кислой оторочкой), а реакция (66) – обратной зональности (с основной внешней каймой).

Подобное изменение состава мусковитов с ростом температуры приводит к тому, что при натриевости мусковитов 7–8%, а ортоклазов – 15–17% происходит реакция:



в результате которой вместо парагенезиса $Mu + Ab$ возникает ассоциация $Sill + Ort$ (см. рис. 48, 3). Эта реакция, называемая Б. Эвансом и Ч. Гидотти [148] "силлиманит–ортоклазовой изоградой", является границей между силлиманит-биотит-мусковитовой и силлиманит-биотит-мусковит-ортоклазовой субфациями. В пределах последней натриевость мусковитов не превышает 7%, продолжая и далее понижаться (см. рис. 48, 4). При этом в парагенезисе $Mu + Sill + Ort + Q$ устойчивы плагиоклазы, содержащие не менее 18% An , тогда как альбит здесь невозможен.

Распад последних, чисто калиевых мусковитов:



является высокотемпературной границей всей биотит–мусковитовой фации (см. рис. 48, 5).

В принципиальном виде смена мусковитовых равновесий при любых давлениях происходит так же, как и в метapelитах северо-западного Мэйна. Поэтому подразделение биотит–мусковитовой фации на две субфации сохраняется как для регионально–метаморфических, так и для роговиковых ореолов. Однако ширина температурного поля фации, как и некоторые ассоциации внутри нее, заметно различаются. Рассмотрим подробнее влияние глубинности на соотношения температурных ступеней.

При $P_s > 6,5$ кбар единственным силикатом глинозема во всей фации является кианит, который после распада мусковитов образует парагенезис с калишпатом. Примером может служить беломорский комплекс Карелии [5,91]. В условиях характерной для этого комплекса высокой глубинности (см. рис. 45, сечение 1–1) температурное поле граната в парагенезисе $Gr + Bi + Ky + Mu + Mikr + Pl_{28} + Q$ составляет 81% [5]. В самой низкотемпературной части фации в безмусковитовых (кианит–жедритовых) породах частично сохраняется

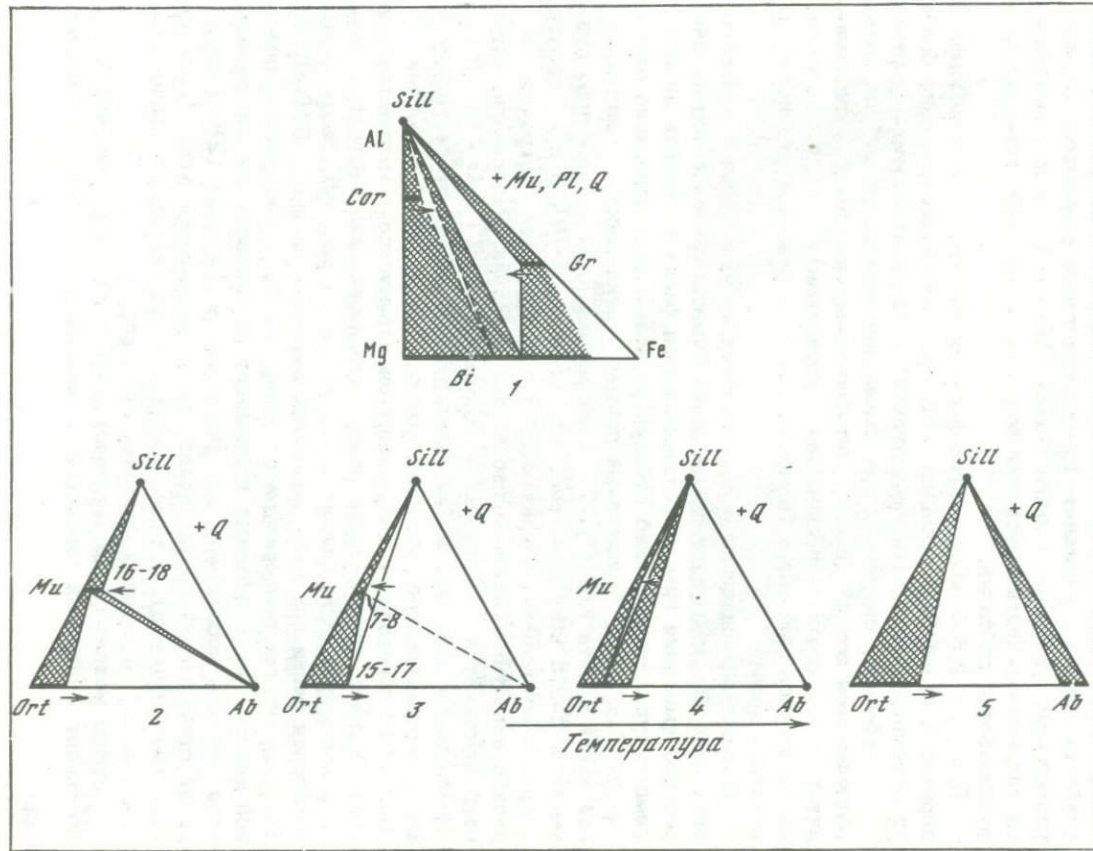


Рис. 48. Равновесия в биотит-мусковит-гнейсовой фации северо-западного Мэйна [142, 164, 165] (сечение //—// на рис. 45)

1 - ассоциации темноцветных в присутствии мусковита; 2-5 - ассоциации мусковита с полевыми шпатами и силикатом глинозема: 2 - начало силлиманит-биотит-мусковитовой субфации, 3 - граница силлиманит-биотит-мусковитовой и силлиманит-биотит-мусковит-ортоклазовой субфаций ("силлиманит-ортоклазовая изограда"), 4 - начало силлиманит-биотит-мусковит-ортоклазовой субфации, 5 - ассоциации после окончательного распада мусковита. Стрелками показано направление изменения состава минералов с ростом температуры

ставролит [85], а в высокотемпературной части, по-видимому, устойчив магнезиальный кордиерит. При подобных высоких давлениях вся фация разделяется на кианит-биотит-мусковитовую и кианит-биотит-мусковит-ортоклазовую субфации.

При $P_s = 5,5-6,5$ кбар внутри поля биотит-мусковит-гнейсовой фации происходит полиморфный переход $Ky \rightarrow Sill$ (см. рис. 45). К подобной зональности относится большинство ореолов собственно барровианского типа, в которых "зона кианита" (кианит-биотит-мусковитовая субфация) при повышении температуры сменяется "зоной силлиманита" (силлиманит-биотит-мусковитовой и силлиманит-биотит-мусковит-ортоклазовой субфациями).

При $P_s = 3-5,5$ кбар во всей биотит-мусковит-гнейсовой фации стабилен только силлиманит. Примерами таких комплексов служат упомянутые зональные ореолы Мэйна [164-166]; в них выделяются силлиманит-биотит-мусковитовая и силлиманит-биотит-мусковит-ортоклазовая субфации.

При $P_s = 2,5-3$ кбар внутри фации осуществляется полиморфный переход $Andl \rightarrow Sill$. В условиях этих промежуточных давлений более низкотемпературная "зона андалузита" (андалузит-биотит-мусковитовая субфация) сменяется при повышении температуры "силлиманит-мусковитовой зоной" (силлиманит-биотит-мусковитовой и силлиманит-биотит-мусковит-ортоклазовой субфациями). Типичные примеры таких ореолов описаны в Пиренеях [280] и в восточной части Удоканского хребта [32].

В андалузит-силлиманитовых комплексах еще менее глубинного типа поле биотит-мусковитовой фации заметно расширяется за счет резкого смещения границы ставролитовой фации в область низких температур. Одновременно становится возможным появление ассоциации $Andl + Ort$. Характерный пример - зональность в центральной части хребта Кодар [37], оцениваемая нами по давлению примерно в 2-2,5 кбар (см. рис. 45, сечение III-III). В этом ореоле хлорит с мусковитом сохраняются и после распада ставролита, в начале андалузит-биотит-мусковитовой субфации. Разложение натриевых мусковитов и образование ассоциации $Andl + Mikr + Mu + Q$ дают возможность выделить хорошо картируемую андалузит-биотит-мусковит-микроклиновую субфацию, которая далее (после инверсии $Andl \rightarrow Sill$) переходит в силлиманит-биотит-мусковит-микроклиновую зону. В обеих зонах широко развит кордиерит, железистость которого достигает 36%. Согласно диаграмме на рис. 45, биотит-мусковитовая фация при этих давлениях занимает интервал 510-600°C. Большая ширина температурного интервала биотит-мусковит-гнейсовой фации в малоглубинных комплексах со ставролитом подтверждается многими исследованиями. Например, в Пиренеях [280] этой фации отвечают обширная "андалузит-кордиеритовая зона" (сменяющая ставролитовую), а также большая часть "кордиерит-силлиманитовой зоны", в которых стабилен мусковит.

Однако максимальной величины поле биотит-мусковитовой фации достигает в обычных роговиковых ореолах ($P_s < 1$ кбар), в которых

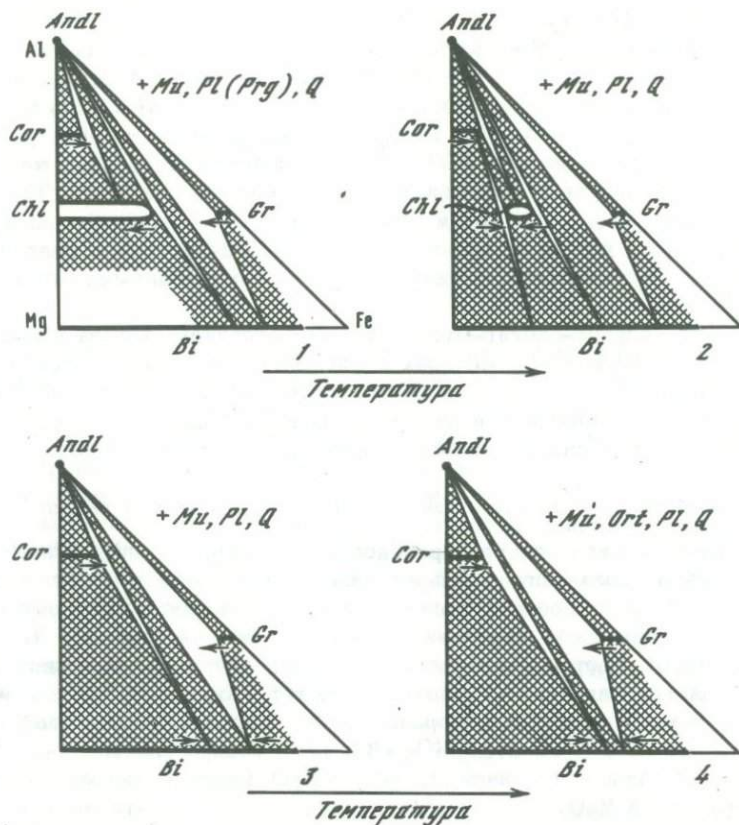


Рис. 49. Изменение равновесий мусковитсодержащих пород внутри биотит-мусковитовой фации с ростом температуры в роговиковых ореолах без ставролита ($P_s \approx 1$ кбар, сечение IV-IV на рис. 45)

1-3 - андалузит-мусковитовая субфация (1-2 - нижняя, 3 - верхняя ступени); 4 - андалузит-биотит-мусковит-ортоклазовая субфация. Стрелками показано изменение железистости минералов с ростом температуры

ставролитовая фация полностью выпадает (см. рис. 45, сечение IV-IV). При этом, несмотря на сдвиг линий всех равновесий в сторону низких температур, интервал от нижней до верхней границы фации составляет, согласно рис. 45, 120°C (от 440 до 560°C). Парагенезис $Bi + Andl + Mu + Q$ возникает при $P_s < 1,5$ кбар за счет альмандин-хлоритовой ассоциации, и во всей низкотемпературной половине биотит-мусковитовой фации сохраняется хлорит (рис. 49, 1-2), распадающийся затем на андалузит + кордиерит + биотит. До самой верхней границы фации из силикатов глинозема устойчив лишь андалузит; железистость кордиерита достигает 42-50%, а граната-

не ниже 90% (см. рис. 49, 3-4). Например, в роговиках вокруг лихтенбергских гранитов [229, 230] железистость кордиерита в парагенезисе $Bi + Andl + Cor + Mu + Pl + Q$ составляет 45%, а граната (весьма богатого марганцем) в парагенезисе $Bi + Andl + Gr + Mu + Pl + Q$ — 90-91%. Под влиянием температуры интервал устойчивости парагенезиса $Bi + Andl + Mu + Q$ сужается, тогда как железистость кордиерита и магнизиальность граната возрастают. Таким образом, высокотемпературная половина биотит-мусковит-роговиковой фации (где уже неустойчив хлорит) подразделяется на андалузит-биотит-мусковитовую и андалузит-биотит-мусковит-ортоклазовую субфации.

Зона "андалузит-биотит-мусковитовых роговиков" характерна для внешних или средних частей всех сколько-нибудь развитых контактовых ореолов [74, 115, 228, 229, 259, 260, 271, 276]; вблизи интрузий мусковит исчезает, и эта зона сменяется андалузит-биотит-ортоклазовой или силлиманит-кордиерит-гранат-ортоклазовой.

Парагенезисы, запрещенные в биотит-мусковитовой фации

Устойчивость критического парагенезиса $Al_2SiO_5 + Bi + Mu + Q$ делает невозможной ассоциацию пироп-альмандинового граната с кордиеритом и мусковитом во всей фации. Однако в малоглубинных комплексах, где стабильность кордиерита очень широка, парагенезис $Gr + Cor + Mu (\pm Bi) + Q$ встречается, но только при участии богатых марганцем (и иногда кальцием) гранатов (см. табл. 6; рис. 33,3). Например, в метаморфических породах плато Абакума [199] в гранатах из парагенезисов $Gr + Cor + Al_2SiO_5 + Bi + Mu + Q$ содержание MnO — 3,1-10,9 вес.% при содержании 2,2-4,4% MgO (лишь в одном образце — 9,9 вес.% MgO).

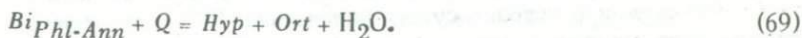
СИЛЛИМАНИТ(КИАНИТ)-БИОТИТ-ОРТОКЛАЗОВАЯ
ФАЦИЯ

Силлиманит-биотит-ортоклазовая фация впервые выделена Д.С. Коржинским [30] при анализе парагенезисов архейских гранулитов Прибайкалья. К низкотемпературной части данной фации в этом же районе относится и андалузит-биотит-ортоклазовая ступень, ассоциации которой, как показал Д.С. Коржинский, наложены на гранулиты под влиянием протерозойского метаморфизма.

Низкотемпературной границей силлиманит(кианит)-биотит-ортоклазовой фации (рис. 50) является реакция разложения последних мусковитов $Mu^{K+Q} = Ort^{K+Al_2SiO_5} + H_2O$; высокотемпературной — возникновение ассоциаций либо $Gr + Cor + Ort$, либо $Hyр + Sill + Q$ (при $P_s > 7,5$ кбар). При уменьшении давления до 1 кбар поле данной фации практически выклинивается, причем в наименее глубокой ее части (в роговиках) силлиманит обычно вытесняется андалузитом. При повышении давления температурный интервал фации, напротив, резко расширяется, и в ассоциации с калишпатом при этом возможен не только силлиманит, но и кианит.

Силлиманит-биотит-ортоклазовая фация очень широко распространена как в зональных ореолах, так и в региональных метаморфических комплексах. Большая ее часть справедливо отождествляется с амфиболитовой фацией [13]; однако несомненно, что в глубинных условиях ее температурное поле значительно шире, поскольку к ней можно отнести и многие типичные гранулиты, например на Алданском щите [57].

Критический парагенезис фации — $Bi + Al_2SiO_5 + Ort + Q$ (рис. 51) при участии либо граната, либо кордиерита. Хорошей границей, отделяющей "амфиболитовую" часть данной фации от "гранулитовой", служит реакция распада наименее глиноземистых флогопит-аннитовых биотитов на $Hyр + Ort$, т.е. появление парагенезиса метаморфических чарнокитов:



В низкотемпературной части силлиманит-биотит-ортоклазовой фации, непосредственно после исчезновения мусковита, устойчивость биотитов очень широка. Как показывают химические анализы, их состав по глиноземистости меняется от флогопит-аннитового ряда до разностей, близких к истонит-сидерофиллитам (см. рис. 51, 1), а железистость почти не ограничена. Поэтому гиперстен в присутст-

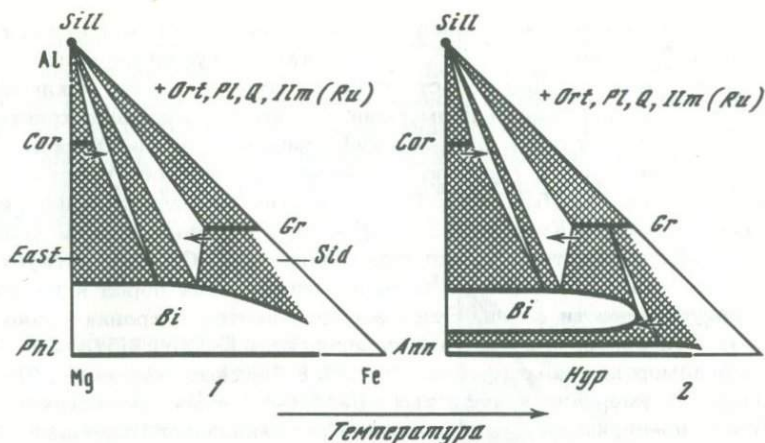


Рис. 51. Изменение равновесий внутри силлиманит-биотит-ортоклазовой фации с ростом температуры при P_s 5 кбар

1 - биотит-ортоклазовая субфация (показаны также границы истонит-сидерофиллитовой и флогопит-аннитовой серий после вычета из них молекулы избыточного ортоклаза); 2 - биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовая субфация. Стрелками показано направление изменения составов минералов с ростом температуры

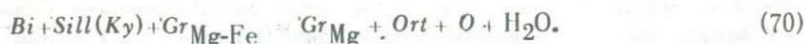
настоящей гранулитовой фации. Одновременно наиболее железистые биотиты распадаются на $Gr + Hyp + Ort$ (см. рис. 51, 2).

Поэтому низкотемпературную часть силлиманит-биотит-ортоклазовой фации, где устойчивы биотиты широко меняющегося состава, можно назвать биотит-ортоклазовой (см. рис. 51, 1), а высокотемпературную часть - биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовой субфациями (см. рис. 51, 2). Последняя выделяется лишь при $P_s > 5$ кбар, так как при меньших давлениях поле силлиманит-биотит-ортоклазовой фации резко сокращается именно за счет ее высокотемпературной части.

Влияние температуры и давления на главные парагенезисы силлиманит(кианит)-биотит-ортоклазовой фации детально рассмотрено А.А. Маракушевым [57]. Эти закономерности сводятся к следующему. С ростом температуры на любом уровне глубинности повышаются железистость кордиерита в парагенезисе $Bi + Cor + Al_2SiO_5 + Ort + Q$ и магнезиальность граната в парагенезисе $Bi + Gr + Al_2SiO_5 + Ort + Q$, что способствует постепенному сужению устойчивости критической ассоциации $Bi + Al_2SiO_5 + Ort + Q$ в сторону высокотемпературной границы (см. рис. 51). При уменьшении давления предельная железистость минералов во всех дивариантных ассоциациях возрастает. Например, в беломорском комплексе ($P_s > 7,5$ кбар) в парагенезисе $Bi + Ky + Gr + Ort + Q$ железистость граната 61% [5], тогда как в контактовых роговиках Сьерра-Невады ($P_s = 1$ кбар) в эквивалентном парагенезисе $Bi + Andl(Sill) + Gr + Ort + Q$ [115] гранат имеет железистость 88%.

Наиболее широко поле кианит (силлиманит)–биотит–ортоклазовой фации при $P_s > 7$ кбар (см. рис. 50). В таких глубинных условиях в ее низкотемпературной области с калишпатом устойчив исключительно кианит. Типичными примерами кианит–ортоклазовых кристаллосланцев могут служить беломорский комплекс [5], ваханская серия на Памире [20] и гранулиты Саксонии и Чешского кристаллического массива [215, 248]. Для всех этих комплексов наиболее типична ассоциация $Ky + Ort + Gr + Bi + Q$, в недосыщенных калием породах стабилен гиперстен; однако парагенезис $Hyp + Ort$ отсутствует, что определенно указывает на принадлежность этих пород к низкотемпературной части фации. Этим же объясняется и сравнительно высокая железистость граната в парагенезисе $Ky + Gr + Bi + Ort + Q$: 61% в беломорском комплексе и 63–65% в Чешском массиве [215]. Кордиерит в умеренно железистых кристаллосланцах отсутствует, он стабилен, по-видимому, лишь в крайне магнезиальных породах¹.

При повышении температуры в глубинных комплексах кианит замещается силлиманитом, магнезиальность граната возрастает, а за счет малоглиноземистых биотитов появляется парагенезис $Hyp + Ort$. Признаки таких прогрессивных реакций нередко обнаруживаются в шлифах. Например, в ваханской серии и в чешских гранулитах имеются частичные псевдоморфозы силлиманита по кианиту; в Чешском массиве, кроме того, наблюдаются гранатовые каймы между кианитом и биотитом [215, фиг. 13]. Последние реакционные структуры чрезвычайно редки, они отражают важнейшие эндотермические реакции, характерные для всей кианит (силлиманит)–биотит–ортоклазовой фации:



В результате подобного рода реакций предельная магнезиальность граната от низов к верхам фации сильно возрастает. Наибольший эффект это должно иметь в глубинных условиях ($P_s > 7,5$ кбар), где температурный интервал фации очень велик. Так, при $P_s = 8-9$ кбар у высокотемпературной границы силлиманит–биотит–ортоклазовой фации с гиперстен–силлиманитовой железистость граната в парагенезисе $Gr + Sill + Bi + Ort + Q$ может уменьшаться до 35–45%.

¹ Упомянутый первоначально И.А. Зотовым [20] в составе ваханской серии парагенезис $Gr_{79} + Cor_{40} + Ky + Ort + Q$, казалось бы, нарушающий эту закономерность, является, как выяснилось впоследствии, наложенным, поскольку он обнаружен в контактовой зоне более молодых массивов гранодиоритов. Собственно "ваханские" условия метаморфизма отражает парагенезис $Ky + Ged_{3,5} + Cor_{0,2} + Q$ [21]; чисто магнезиальный состав кордиерита в этой важной кристаллической ассоциации, наряду с присутствием в боковых породах парагенезиса $Ky + Ort$, свидетельствует об особо большой глубинности метаморфизма. Кроме того, стабильность таких ассоциаций полностью исключает образование железистых кордиеритов (Cor_{40}) в ассоциации с гранатом во всем близком температурном интервале.

Хотя непосредственные переходы кианит-биотит-ортоклазовых пород в гиперстен-силлиманитовые в пределах единого ореола пока нигде не наблюдались, есть все основания полагать, что они идентичны по глубинности и что именно кианит-ортоклазовые комплексы (типа беломорского или гранулитов Молданубикума) являются низкотемпературными изобарическими аналогами гиперстен-силлиманитовой фации.

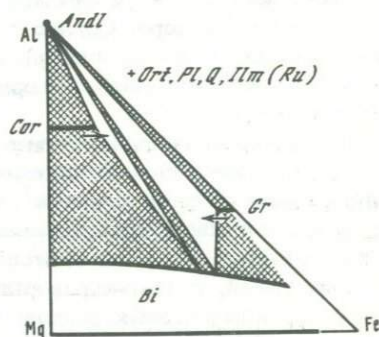


Рис. 52. Равновесия андалузит-биотит-ортоклазовой фации в роговиках ($P_s = 1$ кбар). Стрелками показано направление изменения составов минералов с ростом температуры

Начиная с $P_s < 6,5$ кбар в составе силлиманит-биотит-ортоклазовой фации из силикатов глинозема стабилен только силлиманит. К данной фации относятся большинство высокотемпературных безмусковитовых пород из зональных метаморфических ореолов, а на древних щитах — биотит-силлиманит-гранатовые и биотит-силлиманит-кордиеритовые гранулиты. При этом температурное поле фации становится уже, и при $P_s < 5$ кбар биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовая ("гранулитовая") субфация полностью выпадает (см. рис. 50), так что вся фация представлена исключительно низкотемпературной биотит-ортоклазовой ("амфиболитовой") субфацией. Внутри нее, в сторону верхней границы фации магнезиальность граната также нарастает, но его железистость не ниже 60–70%.

В комплексах андалузит-силлиманитового типа глубинности ($P_s = 2-3,5$ кбар) температурный интервал фации составляет, согласно рис. 50, лишь 60–90°C. В роговиковых ореолах ($P_s < 1,5$ кбар) вместо силлиманита появляется андалузит; в этих условиях поле андалузит-биотит-ортоклазовой фации предельно сужается, и между исчезновением мусковита и образованием парагенезиса $Gr + Cor + Ort$ температурный разрыв будет минимальным.

Железистость кордиерита в роговиках даже в низкотемпературной части андалузит-биотит-ортоклазовой фации достигает 45–50%, и поэтому он становится самым типичным минералом метапелитов. Железистость граната не ниже 89–90%. При таких составах кордиерита и граната область устойчивости парагенезиса $Bi + Andl + Ort + Q$ (рис. 52) почти нивелируется. Следовательно, в роговиках не только резко сужается температурное поле фации, но и уменьшается стабильность ее критического парагенезиса.

Реакционные структуры с участием кордиерита
в силлиманит(кианит)-биотит-ортоклазовой фации

Важнейшими реакциями смещенного равновесия внутри данной фации являются реакции нарастания магнезиальности граната ($Gr_{Fe} + Sill + Bi = Gr_{Mg-Fe} + Ort + Q + H_2O$) и железистости кордиерита ($Cor_{Mg} + Sill + Bi = Cor_{Mg-Fe} + Ort + H_2O$). Первая из них чрезвычайно редко выражена морфологически, но выявляется при микроскопическом исследовании гранатов, часто обнаруживающих более магнезиальную внешнюю кайму и железистое ядро. Однако признаки второй реакции обычны в шлифах, особенно в малоглубинных ореолах: они способствуют возникновению кордиеритовых и кордиерит-шпинелевых кайм между биотитом и силлиманитом.

Исследование различных типов кордиеритовых кайм показывает, что они обычно отражают прогрессивные реакции, свойственные лишь данной температурной ступени¹. Поэтому, например, в калишпатсодержащих метapelитах силлиманит-биотит-ортоклазовой фации полностью отсутствуют кордиеритовые каймы вокруг граната, обычные для следующей, гранат-кордиерит-ортоклазовой фации. Внутреннее строение кордиеритовых оторочек полностью определяется количественными соотношениями и скоростями диффузии наиболее инертных компонентов — Al, Si и (Mg, Fe) [88]; так, существенны наличие или отсутствие вблизи реагирующих минералов кварца, кремнекислотность прилегающих полевых шпатов и др. Все эти зависимости хорошо видны на диаграммах Al — (Mg, Fe) — Si (рис. 53). Поскольку каждой температурной ступени отвечает определенный состав биотита и кордиерита (изменяющийся с температурой), объединение Mg и Fe при их построении совершенно не искажает картину процесса.

Рассмотрим обычную для данной фации реакцию биотита с силлиманитом. Как следует из диаграммы на рис. 53, 1, в случае присутствия кварца вблизи контакта биотита с силлиманитом между ними возникает мономинеральная кордиеритовая кайма (реакция $Bi + Sill + Q = Cor + Ort + H_2O$); если кварц непосредственно в месте реакции отсутствует, образуется кордиерит-шпинелевая кайма (реакция $Bi + Sill = Cor + Spi + Ort + H_2O$). Последний тип структур встречается и в кварцсодержащих метapelитах, но на некотором удалении от зерен кварца; при этом мельчайшие зерна шпинели бронированы внутри кордиерита. Как следует из рис. 53, 1 и приведенных реакций, последние изохимичны в отношении всех петрогенных компонентов; выделение H_2O характеризует прогрессивную направленность реакции. Калий вследствие высокой подвижности относительно (Mg, Fe), Al и Si в составе кайм обычно не фиксируется, а осаждается на некотором удалении — в виде антипертитов замещения в плагиоклазе или самостоятельных зерен.

Нередко вокруг биотит-силлиманитовых сростков в стыках с калишпатом образуется двойная кайма: внутренняя часть кордиерито-

¹ Особенности поведения кордиерита при изменении температуры детально обсуждаются в главе VIII.

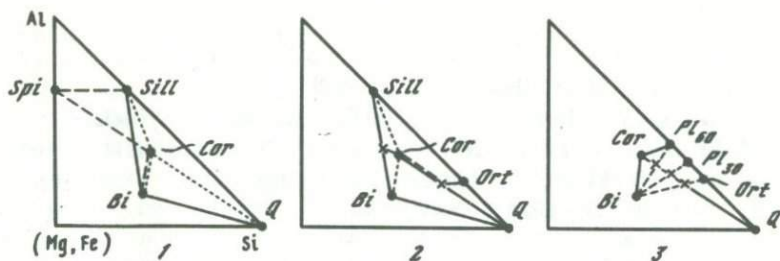


Рис. 53. Зависимость состава кордиеритсодержащих реакционных кайм в биотит-силлиманит-ортоклазовой фации от соотношений реагирующих минералов

1 – кордиеритовые и кордиерит-шпинелевые каймы между биотитом и силлиманитом; 2 – двойная кордиеритовая и кордиерит-кварцевая каймы между биотитом с силлиманитом и полевым шпатом; 3 – кордиерит-кварцевые каймы в контакте биотита с полевым шпатом. Крестиками показаны составы двуминеральных частей реакционных зон

вая, внешняя (вблизи калишпата) – кордиерит-кварцевая [32, рис. 44]. На рис. 53,2 видно, что такая двойная кайма ($Bi + Sill \rightarrow Cor + Cor + Q \rightarrow Ort$) связана с плавным повышением μ_{SiO_2} от биотита с силлиманитом в сторону калишпата.

Появление всех подобных типов реакционных структур между биотитом и силлиманитом означает уменьшение стабильности критического парагенезиса $Bi + Sill$ в сторону высокотемпературной границы фации.

Помимо реакционных структур между биотитом и силлиманитом, часто наблюдаются кордиерит-кварцевые симплектиты по биотиту в его контактах с полевыми шпатами, иногда в форме частичных псевдоморфоз по чешуйкам слюды [17, рис. 53 и 54; 32, рис. 45]. Реакция, отражающая это замещение: $Bi_{Mg-Fe} + Ort(Pl) = Bi_{Fe} + Cor + Q + (K, Na)_2O + H_2O$, является эндотермической и сопровождается выносом щелочей, которые, как и в случае биотит-силлиманитовой реакции, вероятно, перемещаются здесь же, во вмещающих породах. Наибольшее количество вростков кварца в кордиерите возникает у контакта с ортоклазом (наиболее кремнекислотным полевым шпатом), наименьшее – у контакта с плагиоклазом повышенной основности (см. рис. 53,3). Несомненно, эта прогрессивная реакция связана с началом общей для всей фации тенденции ограничения устойчивости биотита и его вытеснения безводными минералами.

**АССОЦИАЦИИ НЕДОСЫЩЕННЫХ КАЛИЕМ ПОРОД
БИОТИТ-МУСКОВИТ-ГНЕЙСОВОЙ,
СИЛЛИМАНИТ(КИАНИТ)-БИОТИТ-ОРТОКЛАЗОВОЙ
И ГРАНАТ-КОРДИЕРИТ-ОРТОКЛАЗОВОЙ ФАЦИЙ
ДО ПОЯВЛЕНИЯ ПАРАГЕНЕЗИСА $Hyp+Ort$
(„АМФИБОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ“)**

Равновесия в недосыщенных калием породах сильно отличаются от обычных метапелитов. При отсутствии мусковита и калишпата устойчивы куммингтонит и жедрит, в то же время гиперстен и парагенезис $Gr+Cor$ появляются при значительно более низких температурах, чем в калишпатсодержащих ассоциациях.

**Ранние парагенезисы гиперстена
и проблема нижней границы гранулитовой фации**

За последнее время сделаны детальные наблюдения, касающиеся ранних реакций образования гиперстена. До сих пор широко распространено мнение, что устойчивость этого минерала [4] или некоторых его парагенезисов, например $Hyp+Cor+Gr+Q$ [12], является признаком гранулитовой фации. Однако изучение недосыщенных калием пород показало, что гиперстен, в целом типичный минерал гранулитовой фации, впервые образуется в кварцсодержащих породах еще в условиях биотит-мусковит-гнейсовой фации. Затем, задолго до возникновения критической гранулитовой ассоциации $Hyp+Ort$, он в широком температурном интервале образует ряд меняющихся парагенезисов с куммингтонитом и жедритом, т.е. стабилен практически во всей амфиболитовой фации [8, 57, 64, 88].

Данные парагенетического анализа показывают, что первые ортопироксены возникают исключительно в недосыщенных калием эвлизитах и железистых кварцитах. До появления гиперстена в ставролитовой и низах биотит-мусковитовой фации в наиболее обычных магнетитсодержащих разновидностях этих пород стабильны грюнериты с гранатом, а также парагенезисы $Cum + 'Gedr + 'Gr + Q$, $'Gedr + 'Gr + Q$ (рис. 54,1). Изоградная реакция, согласно природным наблюдениям и экспериментальным данным [86], начинается с разложения наиболее железистых грюнеритов, вместо которых образуются пироксены типа ферросилитов (см. рис. 54,2):



Поскольку в сосуществующих парах гиперстен более железистый, чем куммингтонит [8, 57], возникающий в результате реакций типа (71) характерный эвлизитовый парагенезис $Hyp+Cum+Gr+Q$ с ростом

температуры быстро сдвигается в магнезиальную область (см. рис. 54,3). Этот ранний температурный интервал устойчивости гиперстена можно назвать *гиперстен-куммингтонит-гранатовая ступень*.

Изучение метapelитов этой ступени, вмещающих феррогиперстен-куммингтонитовые кварциты, обычно показывает, что по температуре они относятся к средним или низким частям биотит-мусковит-гнейсовой фации. Например, в протерозое северной части Удоканской зоны (комплекс андалузит-силлиманитового типа глубинности) мусковит-биотитовые сланцы переслаиваются с гиперстен-куммингтонит-гранатовыми железистыми кварцитами, в которых железис-

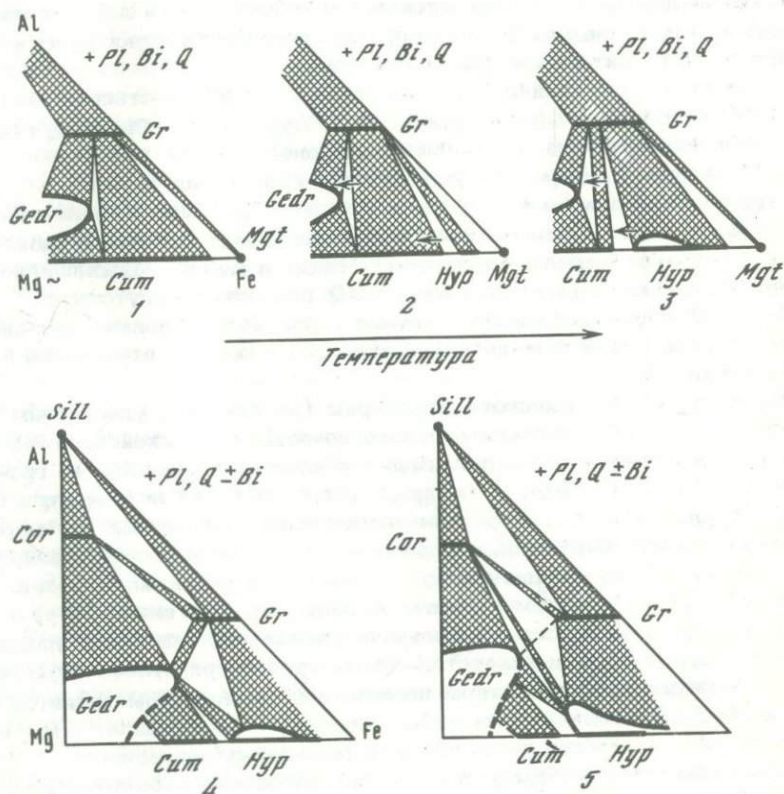


Рис. 54. Равновесия гиперстена в недосыщенных калием породах до гиперстен-ортоклазовой изограды

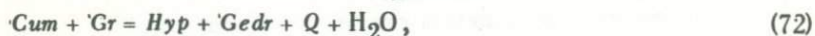
1-3 - появление и расширение стабильности гиперстена в магнетитсодержащих железистых кварцитах Удоканской зоны при сравнительно высокой фугитивности кислорода (гиперстен-куммингтонит-гранатовая ступень, стрелками показано направление изменения составов минералов с ростом температуры); 4 - гиперстен-жедрит-гранатовая ступень; 5 - гиперстен-жедрит-кордиеритовая ступень, на примере высокотемпературных ассоциаций района Киурувеси [247]

тость гиперстена достигает 60%, а сосуществующего марганцовистого граната — 80% [8]. Точно такие же ассоциации встречены на южном фланге развития удоканской серии, внутри силлиманит-биотит-мусковит-ортоклазовой и силлиманит-биотит-ортоклазовой зон [32]. В недосыщенных калием породах этих зон устойчивы (в переслаивании с силлиманит-мусковит-биотитовыми сланцами): $Hyp_{60} + Gr_{85} + Cum + Q$, $Gedr + Cum + Gr + Q$, $Cor + Gr_{74} + Gedr_{42} + Q$, $Cor + Gr_{80} + Sill + Q$; ма-логлиноземистые удоканские ассоциации показаны на рис. 54, 3. В гиперстене из парагенезиса $Hyp_{60} + Gr_{83} + Cum + Bi + Pl + Q$ содержится 1,7 вес.% Al_2O_3 . Очень близкие ассоциации развиты в железистой формации Вабуш в Квебеке [126], в которой наряду с гиперстенсодержащими породами обычны мусковитовые кварциты и двуслюдяные гнейсы. Судя по находкам кианита, формация Вабуш относится к комплексам кианит-силлиманитового типа.

Удоканские ассоциации, где гиперстен с железистостью не менее 58–60% стабилен только в парагенезисе $Hyp + Cum + Gr + Bi + Pl + Q$, типичны для начальной, самой низкотемпературной области устойчивости этого минерала (гиперстен-куммингтонит-гранатовая ступень). Его ассоциация с жедритом и кордиеритом в этих условиях невозможна (см. рис. 54, 3). Кроме железистых кварцитов, гиперстен в удоканском комплексе изредка встречается также в эндербитовых плагиогнейсах; однако парагенезис $Hyp + Ort + Q$ полностью отсутствует. Вмещающие породы основного состава — роговообманковые, диопсидроговообманковые и куммингтонит-роговообманковые амфиболиты без гиперстена.

Несколько более высокотемпературны (но близки к удоканским) породы иманского и иннокентьевского комплексов Ханкайского массива [64], относящиеся к силлиманит-биотит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой фациям. Гиперстен в них встречается в недосыщенных калием гиперстен-куммингтонит-гранатовых и гиперстен-фаялитовых эвлизитах, которые перемежаются или переслаиваются с куммингтонит-гранатовыми, жедрит-кордиеритовыми и жедрит-куммингтонит-гранатовыми кристаллосланцами; парагенезис $Hyp + Ort + Q$ отсутствует. Такие ассоциации указывают, как и для удоканской серии, на условия гиперстен-куммингтонит-гранатовой ступени. Однако важным свидетельством повышенной температуры является устойчивость гиперстена в основных породах — бескальциевых гиперстен-диопсид-роговообманково-плагиоклазовых эндербитах.

С ростом температуры устойчивость гиперстена расширяется, а куммингтонита и жедрита — сужается за счет распада наиболее железистых амфиболов. Это приводит к следующим реакциям, увеличивающим число парагенезисов гиперстена:



Первая реакция, согласно природным наблюдениям, определенно происходит до появления гиперстена с ортоклазом, а вторая — по температуре близка реакции $Bi_{Phl-Ann} + Q = Hyp + Ort + H_2O$, но скорее всего

(при низких и умеренных давлениях) ей предшествует (см. рис. 50). Соответственно этим реакциям после гиперстен-куммингтонит-гранатовой можно выделять две последующие, более высокотемпературные ступени: гиперстен-жедрит-гранатовую (см. рис. 54,4) и гиперстен-жедрит-кордиеритовую (см. рис. 54,5 и рис. 56,2), в условиях которых число парагенезисов гиперстена и интервал его железистости значительно увеличиваются.

Примером высокотемпературных гиперстен-жедрит-куммингтонитовых ассоциаций служат породы района Киурувеси в Финляндии [247]. В недосыщенных калием кристаллосланцах встречены $Hyp + Cor + Gedr + Pl + Q$, $Hyp + Cum + Pl + Q$ (без Gr), а также моновариантный, отвечающий реакции типа (73) парагенезис $Hyp_{45-47} + Gedr_{40-42} + Cor_{21-24} + Gr_{68} + Pl + Q$ (при участии пироп-альмандинового граната почти без примеси Mn и $Ca - Alm_{65} Pr_{31} Spes_1 Gros_3$; см. рис. 54,5). Показателем более высоких, чем в удоканской серии, температур служит то, что куммингтонит хотя и стабилен, но уже не с гранатом; кордиерит появляется в ассоциации с гиперстеном, содержащим 6,6 вес.% Al_2O_3 ; предельная железистость жедрита снижается до 45%. Во вмещающих кордиеритовых и гиперстеновых гнейсах иногда отмечается микропертит; но из описания не вполне ясно, устойчив ли непосредственно гиперстен с калишпатом.

К более глубинным, но сходным по температуре условиям относятся ассоциации китойской свиты в Восточном Саяне [88]. Для нее характерна гиперстенсодержащая ассоциация $Hyp + Cor + Gedr + Q$, а в более богатых кальцием породах — $Hyp + Cum + Gr + Hrb + Pl + Q$. Среди основных пород встречаются как амфиболиты, так и двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы. Судя по ряду признаков, в частности по перекрытию железистости стабильных куммингтонитов (Cum_{30-63}) и гиперстенов (Hyp_{28-80}), в китойской свите существует температурный градиент, при котором низкотемпературная ассоциация $Cum + Gr$ вытесняется более высокотемпературными $Hyp + Gr + Q$, $Hyp + Cor + Q$ (см. рис. 56). Однако ни в кислых, ни в основных породах не обнаруживается парагенезис $Hyp + Ort$.

Все рассмотренные выше комплексы относятся к типу низкой и умеренной глубинности ($P_s < 4$ кбар). "Низкотемпературные" парагенезисы гиперстена и реакции, связанные с его появлением при больших давлениях (в формациях кианитовых и силлиманитовых жедритов), практически не изучены; имеются лишь отдельные описания магнезиальных жедрит-энстатит-кианитовых пород (см. следующий раздел), характерных для самой высокотемпературной части кианит (силлиманит)-биотит-ортоклазовой фации.

Однако из анализа пород умеренной глубинности ясно, что существует большой температурный разрыв между кристаллизацией гиперстена как такового и образованием гранулитового парагенезиса $Hyp + Ort$. В этом промежутке первые, крайне железистые гиперстены образуются исключительно в ассоциации с куммингтонитом и гранатом (см. рис. 54,1-4). Очевидно, изограда феррогиперстена проходит еще внутри биотит-мусковит-гнейсовой фации (см. рис. 50),

поскольку к моменту исчезновения мусковита (например, в удоканской серии или в породах Ханкайского массива) гиперстен становится уже обычным минералом в эвлизитах и эндербитах (его железистость уменьшается до 60%; рис. 54,4). Далее с ростом температуры магнезиальность гиперстенов увеличивается, а предельная железистость бескальциевых амфиболов убывает; вследствие этого гиперстен появляется в ассоциации сначала с жедритом, а потом с кордиеритом (см. рис. 54,5). Подобные породы (например, в китойской свите или в докембрии Ханкайского массива) переслаиваются как с куммингтонит-роговообманковыми или обычными амфиболитами, так и с двупироксен-амфиболовыми кристаллосланцами, но при явном преобладании первых. Отсутствие при этом парагенезиса $Hur + Ort$ указывает на их принадлежность к биотит-ортоклазовой ("амфиболитовой") субфации силлиманит-биотит-ортоклазовой (при $P_s > 4$ кбар) или гранат-кордиерит-ортоклазовой (при $P_s < 4$ кбар) фации (см. рис. 50). Поскольку в этих породах вместе с гиперстеном устойчивы куммингтонит и жедрит, можно сделать вывод, что *ни стабильность гиперстена в ассоциации с кварцем и плагиоклазом, ни парагенезис $Hur + Di + Pl + Q$ не могут сами по себе указывать на условия гранулитовой фации.* Лишь образование ассоциации $Hur + Ort$, очень близкое по температуре к верхнему пределу стабильности бескальциевых амфиболов, является надежным признаком этой фации. Как известно, только в типичных гранулитовых комплексах встречаются гиперстен-ортоклазовые кристаллосланцы и чарнокиты, а жедрит и куммингтонит отсутствуют.

Разнообразие парагенезисов гиперстена в бедных калием и глиноземом породах при $P_s < 4$ кбар дает хорошие возможности для весьма детального температурного расчленения силлиманит-биотит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой фаций. Граница наиболее высокотемпературной гиперстен-жедрит-кордиеритовой ступени близка к границе биотит-ортоклазовой и гиперстен-гранат-ортоклазовой субфаций (см. рис. 50), выделяемых по ассоциациям ортоклазосодержащих метapelитов.

Парагенезисы высокоглиноземистых бедных калием пород

Основным равновесием в малокалиевых породах, разделяющим комплексы умеренной и сравнительно большой глубинности, является реакция:



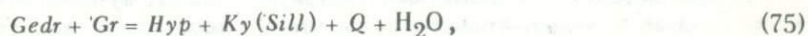
Согласно P - T диаграмме (см. рис. 35 и 50), при $P_s < 4$ кбар в биотит-мусковитовой и в силлиманит-биотит-ортоклазовой фациях в недосыщенных калием породах устойчив парагенезис $'Gr + Cor$, при $P_s = 6,5-9,0$ кбар = $'Gedr + Ky(Sill)$, а в промежуточных условиях стабильны оба парагенезиса, причем с ростом температуры жедрит с силлиманитом вытесняются гранатом с кордиеритом.

При $P_s > 8-9$ кбар проходит линия другого важного равновесия, отделяющего область кианит-биотит-ортоклазовой фации от тальк-кианитовой: $Ky + Ta + Q = Cor + Gedr + H_2O$. Ассоциации последней (в ее высокотемпературной части) были рассмотрены выше (см. рис. 44) на примере тальк-кианитовых жедрититов района Сар-е-Санг [203]. Они интересны еще и в том отношении, что доказывают стабильность чисто магнезиальных кордиеритов на границе тальк-кианитовой и кианит (силлиманит)-биотит-ортоклазовой фаций.

Наиболее глубинными в кианит-биотит-ортоклазовой фации ($P_s = 8-9$ кбар), согласно диаграмме на рис. 50, должны быть породы с парагенезисами $Ky + Gedr$, $Ky + Hup$, $Sill + Hup + Gedr$. К ним относятся, например, жедрит-бронзит-кордиерит-силлиманит-кианитовые кристаллосланцы из Замбии [273], в которых наблюдаются непосредственные контакты (в шлифе) кианита с ортопироксеном при одновременной устойчивости жедрита и кордиерита. По-видимому, справедливо предположение С. Врана и М. Барра [273] о том, что эти породы — высокотемпературный аналог тальк-кианитовых сланцев, встреченных в прилегающем районе. Близкие по глубинности образования — гранулиты Южной Родезии [137] с парагенезисом $Cor_{0,2} + Hup_{3,2} + Sill + Q$ и признаками псевдоморфоз $Sill$ по более раннему кианиту, а также кианит-кордиеритовые жедрититы ваханской серии со столь же магнезиальным парагенезисом $Ky + Gedr_{3,5} + Cor_{0,2} + Q$. Как видно из $P-T$ диаграммы (см. рис. 50), чем выше температура, тем более высоким давлениям отвечает образование парагенезиса $Ky + Gedr$. Поскольку высокотемпературный характер гранулитов Замбии и Родезии, а также ваханской серии подтверждается стабильностью в них энстатитов с кварцем, величина общего давления при их метаморфизме оценивается в 8-9 кбар.

Важным парагенетическим наблюдением служит выявление устойчивости кордиерита (в самостоятельных зернах или каймах) среди всех без исключения указанных выше комплексов несмотря на их очень большую глубинность. Железистость этого минерала не превышает 3-5%; следовательно, $P-T$ условия метаморфизма близки к линии реакции образования чисто магнезиальных кордиеритов. Предельная железистость граната в парагенезисе $Ky + Gedr + Gr + Q$ при $P_s = 8-9$ кбар неизвестна, но, по-видимому, приближается к 45-50%.

Влияние температуры на ассоциации недосыщенных калием пород наиболее высоко ступеней кианит (силлиманит)-биотит-ортоклазовой фации при $P_s = 7,5-9$ кбар показано на рис. 55, 1-2. В более "низкотемпературных" условиях обычны кианитовые и графитовые жедрититы, а гиперстен устойчив лишь в малоглиноземистых породах (см. рис. 55, 1) (ваханская серия). Эта ступень может быть названа *кианит-жедрит-гранатовой*. С ростом температуры устойчивость жедрита (за счет железистых разностей) уменьшается, вследствие чего происходят две реакции: сначала



затем



При этом возникает парагенезис $Hup + Ky(Sill)$ при устойчивости крайне магнезиальных жердитов (см. рис. 55,2) (гранулиты Замбии); эту высокотемпературную ступень можно именовать *кианит(силлиманит)-гиперстеновой*. Содержание глинозема в гиперстенах достигает 5,7 вес.% [137], что ниже, чем в ортопироксенах собственно гиперстен-силлиманитовой фации. Ассоциация граната с кордиеритом при $P_s > 7$ кбар в данной фации не образуется.

При давлении ниже 7,5 кбар кианит в жердититах вытесняется силлиманитом, железистость Cor увеличивается, а предельная магнезиальность граната снижается. При $P_s = 4-6$ кбар в изобарических ореолах становится возможным переход с ростом температуры жердит-силлиманитовых сланцев в гранат-кордиеритовые в связи с реакцией $'Gedr + Sill + Q = Gr + Cor + H_2O$ (см. рис. 50).

Подобная смена температурных ступеней и соответствующие им реакционные структуры наблюдаются в серии Гренвилл из района Фиштэйл [205, 206]. В недосыщенных калием сланцах встречаются как устойчивые сростания силлиманита с жердитом, так и альтернативный им парагенезис $'Gr + Cor$. Парагенезисы более ранней силлиманит-жердитовой ступени, сохраняющиеся в реликтах, показаны на рис. 55,3; в этом случае сростки $'Gedr + Sill$ присутствуют только в породах с $'Gr$. В кордиеритовых сланцах без $'Gr$ всегда наблюдается реакционное образование кордиерита между $'Gedr$ и $'Sill$, вплоть до полного замещения силлиманита. Переход к гранат-кордиеритовой ступени происходит преимущественно из-за нарастания железистости кордиерита и связанного с этим сужения и разрыва парагенезиса $'Gedr + Sill$. Новообразованные ассоциации, согласно приведенным анализам [206], показаны на рис. 55,4. Расширение устойчивости Cor уже внутри этой ступени приводит к образованию реакционных кордиеритовых кайм между $'Gr$ и $'Sill$. Поэтому в парагенезисе $'Gr + Cor + Sill + Q$ железистость $'Gr - 66\%$, а в парагенезисе $'Gr + Cor + Gedr + Q - 63\%$. Этот разрыв должен возрастать с ростом температуры. Ассоциации из района Фиштэйл соответствуют сравнительно низкотемпературной части силлиманит-биотит-ортоклазово-фации, на что указывают спорадические находки реликтов ставролита внутри кристаллов граната. С другой стороны, в бедных глиноземом породах, вмещающих кордиерит-жердит-силлиманит-гранатовые сланцы, устойчивы гиперстен и куммингтонит в парагенезисе $Hup + Cum + 'Gr + Hrb + Pl + Q$.

При $P_s < 4$ кбар в высокотемпературных малокалиевых породах андалузит-силлиманитовых комплексов глубинности стабилен только парагенезис $'Gr + Cor$, проходящий через всю силлиманит-биотит-ортоклазовую фацию, а силлиманитовые жердититы не возникают. Поскольку при низких давлениях пограничная реакция $Bi + Sill + Q = Gr + Cor + Ort$ сильно смещается в низкотемпературную область, куммингтонит-гиперстеновые и жердит-гранат-кордиеритовые ассоциации заходят

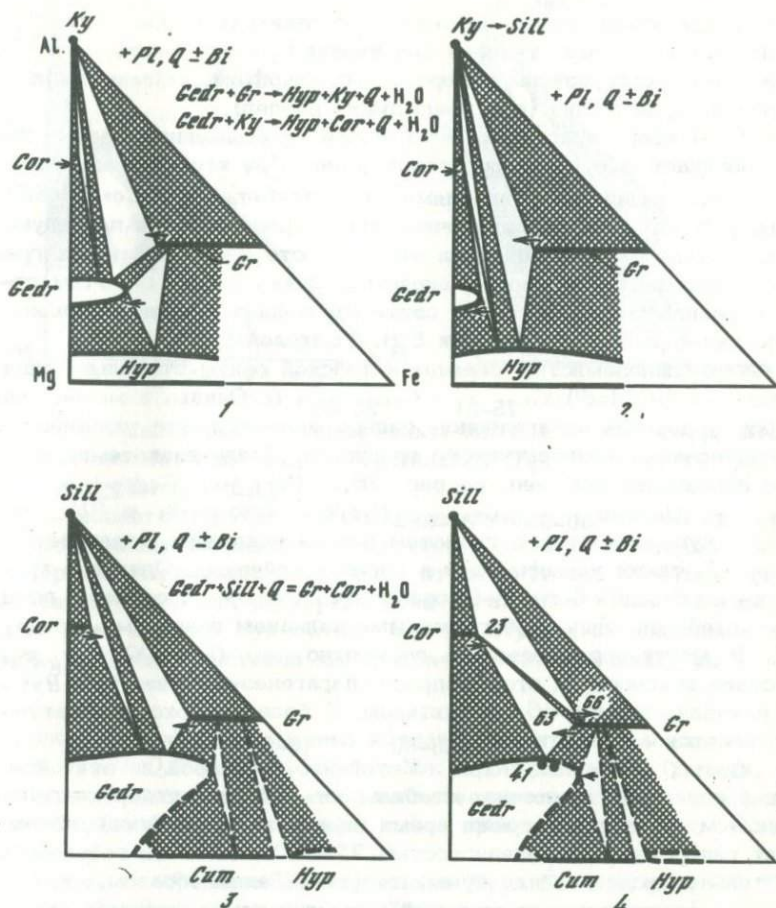


Рис. 55. Равновесия в недосыщенных калием породах силлиманит (кианит)-биотит-ортоклазовой фации при высоких и умеренных давлениях

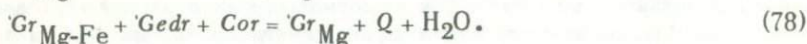
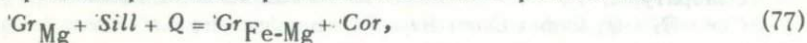
1-2 - $P_s = 7,5-9$ кбар: 1 - кванит-жедрит-гранатовая (низкотемпературная), 2 - кванит (силлиманит)-гиперстеновая (высокотемпературная) ступени; 3-4 - $P_s = 4-6$ кбар, ассоциации серии Гренвилл из района Фиштэйл [206]: 3 - силлиманит-жедритовая (низкотемпературная), 4 - гранат-кордиеритовая (высокотемпературная) ступени. Стрелками показано изменение составов минералов с ростом температуры. Точки - составы жедритов из парагенезисов $Gedr + Gr + Cor + Bi + Q$, $Gedr + Cor + Bi + Q$ по данным химических анализов

глубоко в гранат-кордиерит-ортоклазовую фацию (см. рис. 50). Выделение температурных ступеней при низких P_s в этом интервале возможно по парагенезисам гиперстена с жедритом, куммингтонитом, гранатом и кордиеритом (см. предыдущий раздел).

При $P_s < 4$ кбар парагенезис $Gr + Cor + Q$ в недосыщенных калием породах возникает еще в ставролитовой фации. При этом железистость граната, ограниченная ассоциациями $Gr + Gedr + Cor + Q$, $Gr + Cor + Al_2SiO_5 + Q$ (см. рис. 39), меняется в очень узких пределах. При последующем росте температуры интервал железистости сосуществующих гранатов и кордиеритов сильно расширяется. Очень типичны в этом отношении равновесия в китойской свите Восточного Саяна, детально исследованные В.В. Хлестовым и Е.Н. Ушаковой [88].

В высокоглиноземистых сланцах китойской свиты стабильна одна ассоциация — $Sill(Andl) + Gr_{75-81} + Cor_{25-43} + Q$. Однако в менее глиноземистых породах парагенезисы сильно меняются, что указывает на существование температурного градиента. Более низкотемпературные ассоциации показаны на рис. 56, 1: $Gr_{58-73} + Gedr_{22-45} + Cor_{15-25} + Q$, $Cum_{30-64} + Gr_{60-86} + Hup + Q$ (часто с Bi и Pl). Стабильность куммингтонита с гранатом должна исключать парагенезис $Hup + Gedr + Q$, также упоминаемый в числе устойчивых. Однако в гранатах из ассоциации $Cum + Gr + Q$ содержится 9–15%grossуляра; если же Cum стабилен лишь с обогащенными кальцием гранатами, тогда $Hup + Gedr$ могут сосуществовать совместно с $Cum + Gr_{Ca-Mg-Fe}$. Вследствие неясности в этом вопросе, парагенезисы $Cum + Gr$ и $Hup + Gedr$ показаны на рис. 56, 1 пунктиром. К более высокотемпературным относятся ассоциации $Hup_{28-30} + Cor_{18-19} + Gedr_{22-24} + Q$, $Hup_{22} + Gedr + Q$ (см. рис. 56, 2). Устойчивость первой из этих ассоциаций полностью исключает стабильность жедрита с пирроп-альмандиновым гранатом; в то же время появление в кварцсодержащих породах гиперстенов с железистостью 22–80% возможно только при окончательном исчезновении куммингтонита. Таким образом, в китойской свите фиксируются по меньшей мере две температурные ступени.

Одно из важных наблюдений, сделанных В.В. Хлестовым и Е.Н. Ушаковой [88], — установление огромного интервала железистости граната в парагенезисе $Gr + Cor + Q$ — от 58 до 81% (см. рис. 56). Это и является характерной особенностью гранат-кордиеритовой пары в высокотемпературных породах рассматриваемых фаций. Такой большой разрыв в железистости граната между парагенезисами $Gr + Cor + Sill + Q$ и $Gr + Cor + Gedr + Q$ мог возникнуть лишь в том случае, если с ростом температуры после исчезновения ставролитов действовали две разнонаправленные реакции смещенного равновесия:



Реакция (77), выражающаяся в образовании кордиеритовых кайм между Gr и $Sill$ и широко проявленная в китойских сланцах, долж-

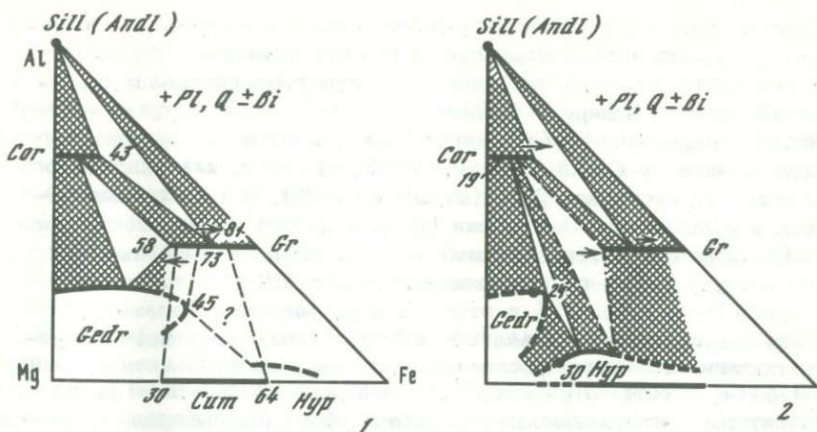
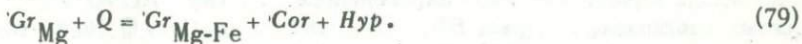


Рис. 56. Равновесия в недосыщенных калием кордиерит-гранатовых породах относительно низкой глубинности ($P_s < 4$ кбар) на примере китойской свиты [88]

1 – низкотемпературная (гиперстен-куммингтонит-гранатовая или гиперстен-жедрит-гранатовая) ступень; 2 – высокотемпературная (гиперстен-жедрит-кордиеритовая) ступень (точки – составы анализированного жедрита из парагенезиса $Gedr + Cor + Bi + Q$ и гиперстена из парагенезиса $Hup + Gedr + Bi + Q$). Стрелками показано направление изменения составов минералов с ростом температуры

на способствовать повышению железистости граната в парагенезисе $Gr + Cor + Sill + Q$. Реакция (78), также эндотермическая, должна, напротив, приводить к повышению магнезиальности граната в парагенезисе $Gr + Cor + Gedr + Q$; в шлифах такие превращения обычно не выражены.

Однако с образованием ассоциации $Hup + Cor$ (см. рис. 56,2) вместо $Gr + Gedr$ реакции типа (78) прекращаются, рост магнезиальности граната приостанавливается, и должно начаться его частичное разложение с возникновением кордиерит-гиперстеновых кайм вокруг граната:



Подобные реакции в китойской серии не фиксируются, но вполне обычны для других, аналогичных по глубинности комплексов. Зато широко распространены многочисленные иные реакционные структуры, относящиеся, как убедительно показано В.В. Хлестовым и Е.Н. Ушаковой, к прогрессивному этапу и образованные при повышении температуры. Некоторые из них связаны с реакциями, ограничивающими стабильность магнезиальных гранатов, например кордиерит-жедритовые каймы между Gr и Bi , гиперстен-плаггиоклазовые каймы вокруг Gr в основных кристаллосланцах и др.

Таким образом, характерной особенностью малоглубинных высокотемпературных пород, выраженной во всех известных комплексах, является расширение при повышении температуры интервала железистости граната в паре с кордиеритом — повышение его магнезиальности в парагенезисе $Gr+Cor+Gedr+Q$ и повышение железистости в парагенезисе $Gr+Cor+Sill+Q$. В китойской свите, как указывалось, этот интервал достигает 23% (от 58 до 81%). В высокотемпературных породах удоканской серии [32] разрыв в железистости граната (по дополнительным данным) — 11%: от 70 в парагенезисе $Gr+Cor+Gedr$ до 81% в парагенезисе $Gr+Cor+Sill+Q$; в иманском комплексе [64, табл. 28] в этих же парагенезисах железистость граната соответственно равна 65 и 76%. Однако тенденция расширения составов гранатов прослеживается лишь до появления ассоциации $Hyp+Cor$ вместо $Gr+Gedr$. После этого при дальнейшем росте температуры магнезиальность граната в обоих пограничных парагенезисах ($Gr+Cor+Hyp+Q$, $Gr+Cor+Sill+Q$) понижается, и разрыв между крайними по железистости гранатами уменьшается.

Парагенетические особенности недосыщенных калием гранат-кордиеритовых пород (см. рис. 56) повторяются при любых давлениях ниже 4 кбар, вплоть до роговиков. Различие лишь в том, что при уменьшении глубинности железистость минералов во всех критических ассоциациях становится намного выше [57].

Общие закономерности изменения парагенезисов недосыщенных калием пород до гиперстен-ортоклазовой изограды

Начиная с биотит-мусковит-гнейсовой фации происходит кардинальное изменение парагенезисов недосыщенных калием пород. Оно связано с уменьшением, по мере роста температуры, стабильности бескальциевых амфиболов и увеличением устойчивости гиперстена. Первыми исчезают грюнериты, вытесняемые ферригиперстеном. Далее распадаются куммингтониты и наиболее железистые жедриты, тогда как магнезиальность гиперстена нарастает (см. рис. 53). Это приводит к исчезновению обычных для предшествующих ступеней ассоциаций сначала куммингтонита, а затем жедрита с гранатом и к образованию вместо них либо парагенезиса $Hyp+Ky(Sill)+Q$ (при высоких давлениях, см. рис. 55, 1-2), либо $Hyp+Cor+Q$ (при низких давлениях, см. рис. 56). Хотя соотношения жедрита и куммингтонита в магнезиальной области не изучены, имеющиеся данные указывают, что безглиноземистые амфиболы (купфериты и антофиллиты) исчезают при повышении температуры значительно раньше жедритов, замещаясь энстатитом. Поэтому распад последних магнезиальных жедритов происходит в условиях любых давлений согласно реакции $Gedr_{Mg} = Hyp_{Mg} + Cor + Q + H_2O$, которая близка или совпадает с образованием критической гранулитовой ассоциации $Hyp+Ort+Q$ в богатых калием породах.

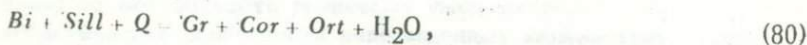
Одновременно с сокращением устойчивости жедритов и куммингтонитов расширяется стабильность парагенезиса $Gr+Cor+Q$ как в

магнезиальную, так и в железистую области. Это расширение связано с действием прогрессивных, но разнонаправленных реакций типа (77) и (78). В результате разрыв в железистости граната в парагенезисах $Gr+Cor+Sill+Q$, $Gr+Cor+Gedr+Q$ из одного и того же комплекса становится настолько большим (см., например, рис. 56), что может создаться впечатление о принадлежности гранат-кордиерит-силлиманитовых и гранат-кордиерит-жедритовых пород к разным фациям глубинности. Это показывает, что корректное использование гранат-кордиеритовой пары для выделения фаций глубинности возможно лишь при учете полного парагенезиса, в котором эта пара находится.

Таким образом, в недосыщенных калием породах в интервале от биотит-мусковитовой до гранат-кордиерит-ортоклазовой фации происходит ряд важных преобразований, изучение которых дает возможность очень дробного подразделения этих фаций по температуре и давлению в "догранулитовой" их части.

ГРАНАТ-КОРДИЕРИТ-ОРТОКЛАЗОВАЯ ФАЦИЯ ПРИ $P_5 < 7-7,5$ КБАР

Гранат-кордиерит-ортоклазовая фация выделена Д.С. Коржинским [30] в качестве одной из наиболее высоких ступеней гранулитового метаморфизма. Д.С. Коржинский показал, что ее низкотемпературной границей служит реакция:



и впервые описал многочисленные реакционные структуры с участием кордиерита, переходные от биотит-силлиманитовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации. Как выяснилось теперь, указанная реакция является ее границей лишь до давлений не выше 7-7,5 кбар. В более глубоких условиях гранат-кордиерит-ортоклазовая фация сменяет не биотит-силлиманит-ортоклазовую, а гиперстен-силлиманитовую фацию, и переходные реакции там иные.

Детальное подразделение гранат-кордиерит-ортоклазовой фации сделано А.А. Маракушевым [57]; особенно важны проведенный им анализ влияния давления на стабильность граната с кордиеритом и выделение на этой основе минералогических фаций глубинности. Петрологический опыт, накопленный после работ А.А. Маракушева, целиком подтвердил обоснованность и надежность критериев, использованных им для такого подразделения. Исследования различных по давлению комплексов показали, что при уменьшении глубинности все моно- и дивариантные равновесия в бедных СаО породах смещаются в железистую область, а предельная железистость граната и кордиерита в однотипных ассоциациях сильно увеличивается. Следовательно, чем ниже давление, тем шире интервал железистости и стабильность кордиерита и тем более ограничена устойчивость граната. Применение указанных критериев, а впоследствии и геотермобарометров Л.Л. Перчука [67, 68] привело к тому, что глубинность метаморфизма, определяемая по составу минералов в гранат-кордиеритовых и близких к ним равновесиях, стала такой же важной характеристикой гранулитовых и субгранулитовых комплексов, как и температурная фация.

Однако несомненные доказательства расширения устойчивости кордиерита при понижении давления способствовали также развитию односторонних представлений о том, что любые реакции кордиеритизации, проявленные в высокотемпературных формациях, связаны исклю-

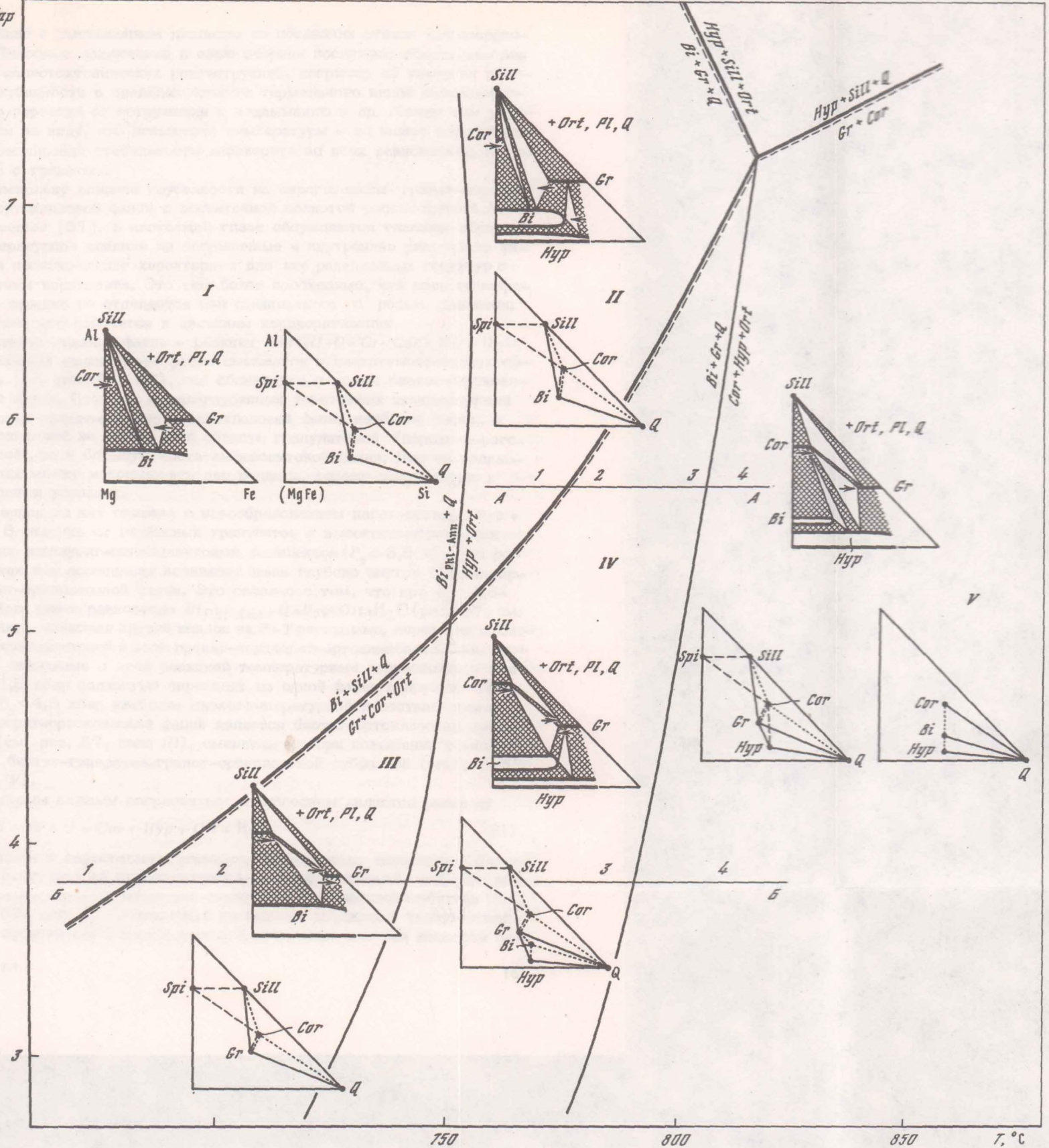


Рис. 57. Приближенная P - T диаграмма для насыщенных калием пород гранат-кордиерит-ортоклазовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой фаций при $P_s < 7$ кбар

Поля субфаций, общих для обеих фаций (I-IV): I, III - биотит-ортоклазовая, II, IV - биотит-гиперстен-ортоклазовая; V - поле кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации гранат-кордиерит-ортоклазовой фации. На треугольных диаграммах показаны обобщенные фазовые равновесия и типы реакционных структур, характерных для субфации (пояснения в тексте). Сечение А-А и арабские цифры соответствуют парагенетическим диаграммам на рис. 65, сечение Б-Б - диаграммам на рис. 66

чительно с уменьшением давления на последних этапах метаморфизма. Подобные заключения в свою очередь послужили основанием для ряда палеотектонических реконструкций, например об инверсии режима глубинности в пределах единого термального цикла метаморфизма, о переходе от погружения к воздыманию и др. Между тем упускается из виду, что повышение температуры — не менее важный фактор расширения стабильности кордиерита во всех равновесиях, в том числе с гранатом.

Поскольку влияние глубинности на парагенезисы гранат—кордиерит—ортоклазовой фации с достаточной полнотой рассмотрено А.А. Маракушевым [57], в настоящей главе обсуждаются главным образом температурное влияние на пограничные и внутренние равновесия фации и происхождение характерных для нее реакционных структур с участием кордиерита. Это тем более необходимо, что роль температуры нередко не отделяется или смешивается с ролью давления; особенно это относится к явлениям кордиеритизации.

Нижняя граница фации — реакция $Bi + Sill + Q = Gr + Cor + Ort + H_2O$; при падении давления она резко смещается в низкотемпературную область (см. рис. 6 и 57), где сближается с полем биотит—мусковитовой фации. Поэтому в малоглубинных комплексах температурный интервал гранат—кордиерит—ортоклазовой фации наиболее широк, и она занимает не только всю область гранулитовой (пироксен—роговиковой), но и большую часть амфиболитовой фации. Для ее подразделения можно использовать две реакции, хорошо проявленные в природных условиях.

Первая из них связана с новообразованием парагенезиса $Hyp + Ort$. В отличие от глубинных гранулитов в высокотемпературных частях андалузит—силлиманитовых комплексов ($P_s < 3,5$ кбар) и роговиках эта ассоциация возникает лишь глубоко внутри гранат—кордиерит—ортоклазовой фации. Это связано с тем, что при $P_s < 4,5$ —5 кбар линия равновесия $Bi_{phl} - Ann + Q = Hyp + Ort + H_2O$ (рис. 57, см. вклейку), имеющая крутой наклон на P — T диаграмме, переходит из биотитсиллиманитовой в поле гранат—кордиерит—ортоклазовой фации. Поэтому связанные с этой реакцией температурные подразделения при $P_s < 4,5$ кбар полностью переходят из одной фации в другую. Так, при $P_s < 4,5$ кбар наиболее низкотемпературной в составе гранат—кордиерит—ортоклазовой фации является биотит—ортоклазовая субфация (см. рис. 57, поле III), сменяющаяся при повышении температуры биотит—гиперстен—гранат—ортоклазовой субфацией (см. рис. 57, поле IV).

Вторым важным пограничным равновесием является реакция:



связанная с нарастающим распадом относительно железистых биотитов. Благодаря ей осуществляется переход к третьей, наиболее высокотемпературной кордиерит—гиперстен—ортоклазовой субфации (см. рис. 57, поле V), отвечающей наивысшим ступеням гранулитовой или пироксен—роговиковой фации. Критическим для нее является па-

парагенезис гиперстен+кордиерит+ортоклаз. Важно подчеркнуть присутствие в этом парагенезисе ортоклаза, поскольку ассоциация $Cor+Hyr+Q$ без калишпата возникает при гораздо более низких температурах, еще в области стабильности куммингтонита и жедрита (см. рис. 54).

Чтобы выявить основные тенденции изменения парагенезисов внутри фации, необходимо рассмотреть поведение кордиерита в высокотемпературных условиях, поскольку его соотношения с другими минералами, особенно с гранатом, определяют лицо гранат-кордиерит-ортоклазовой фации.

ПРИРОДНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСТОЙЧИВОСТИ ГРАНАТА И КОРДИЕРИТА ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Термальная устойчивость кордиерита в малоглубинных метаморфических комплексах

Зависимость стабильности кордиерита от давления хорошо известна: чем ниже P_s , тем шире его устойчивость и разнообразнее число парагенезисов. Относительно влияния температуры за последнее время возникли некоторые расхождения во мнениях, связанные с различной петрологической оценкой роли воды в кордиеритах. Обычно кордиерит рассматривается в качестве безводного минерала, что хорошо подтверждается его приуроченностью к наиболее высокотемпературным субфациям. Однако химические анализы природных кордиеритов и их экспериментальный синтез в присутствии водного флюида показывают, что этот минерал всегда содержит некоторое количество H_2O [209, 253]. Если не учитывать явно литинизированные разности, то колебания в содержании H_2O составляют от 0,4 до 2 вес. % [51]. Однако в кордиерит вода входит не в гидроксильной форме (группа OH^-), а в виде молекул H_2O , занимающих пустоты в крупных каналах его рыхлой структуры. Поэтому формула кордиерита записывается в таком виде: $(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18} \cdot nH_2O$ (аналогично цеолитам). Такая вода не входит в кристаллическую решетку, и поэтому присутствие или отсутствие H_2O не меняет структуру кордиерита и не отражается на его стабильности в качестве самостоятельной фазы. Это принципиально отличает его от всех без исключения средне- и высокотемпературных силикатов, у которых гидроксильная вода занимает место непосредственно в кристаллической решетке, и ее удаление (дегидратация) приводит к полному разрушению самих минералов. Подобная форма нахождения H_2O в кордиерите, независимость его структуры от количества или наличия не связанной в решетке воды не позволяют считать его водным минералом в обычном смысле. Кристаллизационная H_2O в кордиерите может поэтому рассматриваться всего лишь как своеобразная форма "захоронения" флюида, присутствующего в момент метаморфизма в полых каналах его решетки. Такая вода не должна учитываться при

расчете реакций распада или новообразования кордиерита, хотя ее абсолютное содержание, возможно, связано с величиной P_{H_2O} при метаморфизме.

Тем не менее постоянное наличие H_2O в составе кордиеритов из разных фаций дало основание некоторым исследователям рассматривать его в качестве водусодержащего минерала [49]. С учетом воды в кордиерите некоторые важные метаморфические реакции, считающиеся типично прогрессивными (например, $Gedr + Ky + Q = Cor + H_2O$), приобретают при расчете обратное значение, превращаясь в регрессивные реакции гидратации ($Gedr + Ky + Q + H_2O = Cor \cdot nH_2O$).

В этом случае петрологические наблюдения имеют большое значение. Анализ природных парагенезисов кордиерита, особенно зависимости его устойчивости от температуры, дает возможность установить, соответствует ли его поведение представлениям о нем как о водном силикате. Чтобы наиболее явно проследить роль температуры (исключив влияние давления), следует обратиться к роговиковым ореолам, изобаричность которых наиболее очевидна, поскольку их ширина обычно измеряется первыми сотнями (а иногда и десятками) метров.

Изучение роговиков метапелитового состава показывает, что с приближением к контакту интрузии устойчивость кордиерита явно расширяется [57, 75]. Если в мусковит-роговиковой фации (по классификации В.В. Ревердатто) кордиерит не является распространенным минералом и встречается лишь в относительно магнезиальных породах, то в амфибол-, а затем в пироксен-роговиковой фациях его железистость намного возрастает, и он становится доминирующим темноцветным в бедных кальцием метапелитах. Увеличение его стабильности сопровождается последовательным исчезновением таких водных минералов, как хлорит, мусковит, антофиллит-жедрит, и ограничением устойчивости биотита. В пироксен-роговиковой фации кордиерит ассоциирует или образует симплектиты с типичными высокотемпературными минералами — гиперстеном, шпинелью, фаялитом, силиманитом (или муллитом). Несмотря на высокие температуры кордиериты из этих ассоциаций содержат обычное (а иногда даже повышенное) количество H_2O . Например, кордиериты из высших ступеней пироксен-роговиковой фации (в ассоциациях с гранатом, гиперстеном, шпинелью, биотитом и ортоклазом) содержат H_2O (в вес. %): из ореола вокруг гранитов Лохнагар [133] — 1,31–1,97, из ореола гранодиоритов Сьерра-Невады [115] — 1,62, из роговиков вокруг габброидов Белкевли [262] — 1,85%.

Рассмотрим несколько конкретных ореолов, в которых изменение состава кордиеритов изучено от одной зоны к другой. Роговиковый ореол вокруг Харловского габбрового массива [74] состоит из трех зон. Кордиерит с биотитом появляются еще во внешней зоне (более 300 м от контакта). В средней зоне (300–100 м от контакта) устойчив парагенезис $Bi + Cor + Andl + Mu + Q$; с приближением к контакту исчезает Mu , появляется Ort , и в 10 м от контакта вместо андалузита образуется $Sill$ (в отсутствие кварца — также и Sp).

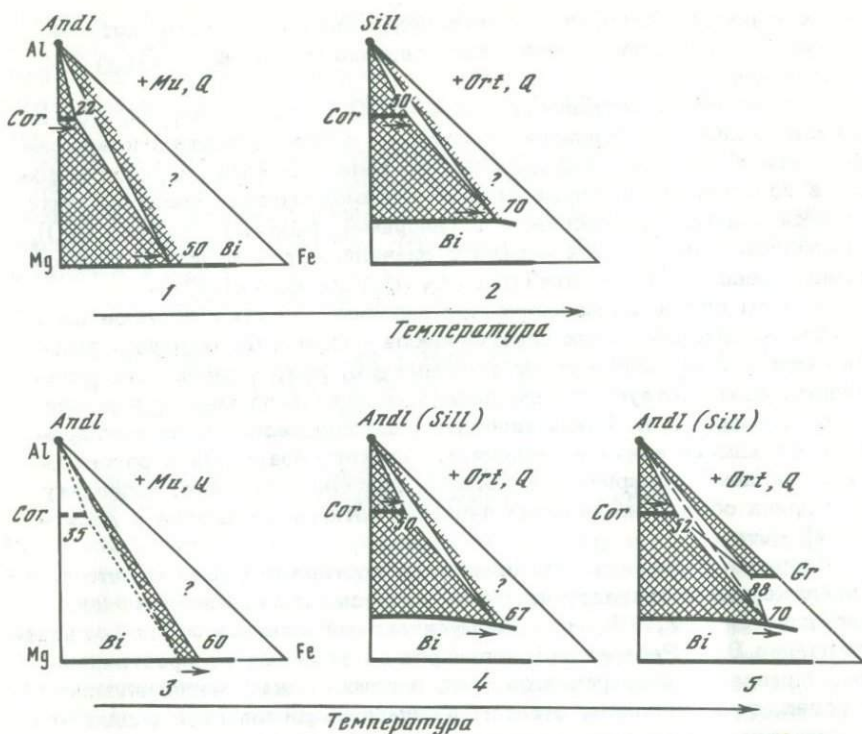


Рис. 58. Изменение равновесий по мере повышения температуры в двух роговиковых ореолах (с приближением к интрузивному контакту)

1-2- роговики вокруг Харловского габбрового массива [74] на расстоянии от контакта: 1- более 300 м, 2- менее 10 м; 3-5 - роговики вокруг гранодиоритов Сьерра-Невады [115], зоны: 3 - внешняя, 4 - промежуточная, 5 - непосредственно у контакта. Пояснения в тексте

В этом же направлении происходит постепенное нарастание железистости кордиерита и биотита в парагенезисе с силикатом глинозема; от $Cor_{22} + Bi_{50} + Andl + Mu + Q$ в начале средней зоны (рис. 58, 1) до $Cor_{50} + Bi_{70} + Sill + Ort + Q$ в 10 м от контакта (см. рис. 58, 2). Таким образом, при повышении температуры стабильность кордиерита резко расширяется, и парагенезисы $Cor + Mu$, а затем $Cor + Ort$ вытесняют ассоциацию $Andl(Sill) + Bi$, сдвигая ее в область крайне железистых составов.

Аналогичная смена равновесий наблюдается в роговиках вокруг гранодиоритов в Сьерра-Неваде [115]. Во внешней части ореола в парагенезисе $Bi_{60} + Andl + Mu + Q$ кордиерит отсутствует, но, возможно, он стабилен в более магнезиальных породах, при $F_{Bi} < 60\%$. Согласно

корреляции, это дает максимальную железистость кордиерита во внешнем ореоле не свыше 35% (см. рис. 58, 3). Ближе к гранодиоритам, после распада мусковита на силлиманит с ортоклазом, железистость биотита в парагенезисе $Bi + Al_2SiO_5 + Q$ повышается до 67%, причем в этой ассоциации появляется *Cor* с железистостью 50% (см. рис. 58, 4). Непосредственно в контакте с интрузиями возрастание железистости *Cor* и *Bi*, а также магнезиальности граната приводит к сужению, а затем и разрыву ассоциации $Bi + Sill(Andl)$ с образованием вместо нее парагенезиса $Cor_{52} + Bi_{70} + Gr_{88} + Andl + Ort + Q$ (см. рис. 58, 5). Следовательно, при повышении температуры и переходе от андалузит-биотит-мусковитовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой зоне железистость *Cor* в роговиках Сьерра-Невады возрастает от 35 до 52%, что приводит к замещению парагенезиса $Bi + Al_2SiO_5$ кордиеритом.

Это изменение равновесий возникает вследствие одной из главных эндотермических реакций смешенного равновесия, проявленной в биотит-силлиманит-ортоклазовой фации:



Ее экспериментальное изучение [184] подтвердило вывод о том, что ассоциация $Cor + Ort$ вытесняет парагенезис $Bi + Sill + Q$ в равной мере как с ростом температуры, так и с падением давления. В приложении к зональным роговикам таким фактором становится, несомненно, температура.

Весьма близкие данные получены при исследовании роговикового ореола вокруг лихтенбергских гранитов [229, 230]. В его пределах выделяются три зоны. Для внешней зоны В (200–400 м от контакта) критическим является парагенезис $Bi + Andl + Cor + Mu + Q$ с биотитом, железистость которого 56–61% (рис. 59, 1). Анализы *Cor* из этой зоны отсутствуют, но, согласно корреляции, его железистость не должна быть выше 40%. В зоне С (150–200 м от контакта) появляется *Sill* в ассоциации с *Ort*, и после полного распада *Mu* впервые образуется парагенезис $Gr + Cor + Andl(Sill) + Pl \pm Ort + Q$, в котором средняя железистость *Cor* = 45, *Gr* = 90, а *Bi* = 62–66% (см. рис. 59, 2). Далее в глубь гранат-кордиерит-ортоклазовой зоны (менее 150 м от контакта) железистость *Cor* в среднем достигает 52, граната — повышается до 92, а биотита — до 69% (см. рис. 59, 3). Таким образом, в работе М. Окруша [230] впервые было рассмотрено изменение составов граната и кордиерита не только в андалузит-биотит-ортоклазовой, но и внутри гранат-кордиерит-ортоклазовой зоны (в сторону гранитного контакта). Как показано на гранат-кордиеритовом сечен и диаграммы Mg-Fe-Al (см. рис. 59, 4), в глубь этой зоны (т.е. при повышении температуры) продолжается, как и в предыдущих зонах, нарастание железистости кордиерита, что связано с частичным разложением магнезиального граната из парагенезиса с силлиманитом: одновременно за счет этих реакций происходит возрастание железистости остающихся гранатов

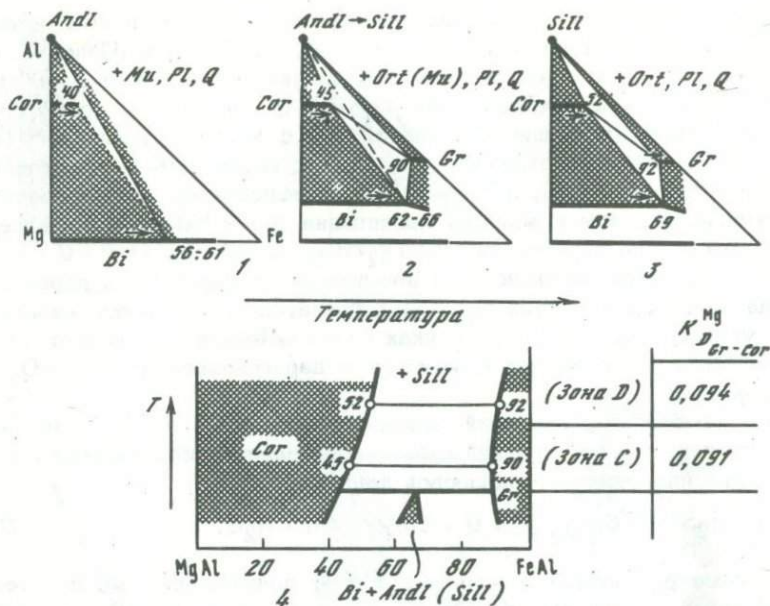


Рис. 59. Изменение равновесий по мере роста температуры (1-3) в роговиковом ореоле вокруг Лихтенбергского гранитного массива [229, 230]

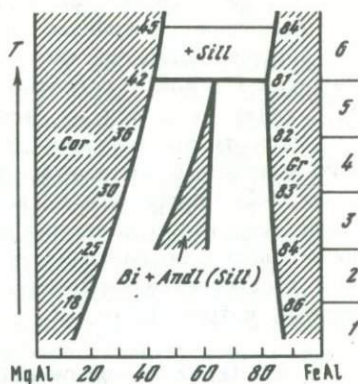
1 - зона В (200-400 м от контакта), 2 - зона С (150-200 м от контакта), 3 - зона D (менее 150 м от контакта). В гранат-кордиеритовом сечении диаграммы Al-Mg-Fe (4) показано изменение железистости сосуществующих гранатов и кордиеритов в парагенезисе $Gr + Cor + Sill + Ort + Q$ с температурой по данным микрозондовых анализов

в парагенезисе $Gr + Cor + Sill + Q$. Смена сосуществующей более ранней пары $Gr_{90} + Cor_{45}(Sill, Q)$ на $Gr_{92} + Cor_{52}(Sill, Q)$ сопровождается возрастанием $K_{D(Gr-Cor)}^{Mg}$, что подтверждает рост температуры [67].

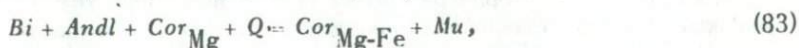
Очень сходны с изложенными результаты, полученные нами при изучении регионального метаморфического ореола в хребте Кодар [37]. Глубинность его образования оценивается в 2-2,5 кбар, а условия метаморфизма от низко- к высокотемпературным зонам, согласно петрологическим и общегеологическим критериям, являются изобарическими. Как показывает анализ парагенезисов, с ростом температуры последовательно возрастает железистость Cor - от 18% в ставролит-хлоритовой до 42% у границы sillimanит-биотит-микроклиновой и гранат-кордиерит-микроклиновой зон (рис. 60). В этом же направлении повышается (но крайне незначительно) предельная магниальность граната. Это способствует сужению, а затем выклиниванию интервала устойчивости парагенезиса $Bi + Al_2SiO_5$. На-

Рис. 60. Изменение предельной железистости кордиеритов и гранатов с температурой в регионально-метаморфическом ореоле центральной части хребта Кодар (пояснения в тексте)

Температурные зоны: 1 – ставролит-хлоритовая, 2 – андалузит-биотит-ставролитовая, 3 – андалузит-биотит-мусковитовая (без ставролита), 4 – андалузит-биотит-мусковит-микроклиновая, 5 – силлиманит-биотит-мусковит-микроклиновая, 6 – гранат-кордиерит-микроклиновая



р. тание от зоны к зоне железистости кордиерита связано: в мусковитосодержащих породах – с реакциями типа ¹:



а в более высокотемпературных породах с калишпатом – с реакциями типа (82).

В результате этих реакций появляются кордиеритовые каемки сначала вокруг андалузита, а затем также вокруг силлиманита, отделяющие их от чешуек биотита. С ростом температуры такие каемки образуются чаще, а железистость кордиерита в них становится выше.

В глубь гранат-кордиерит-ортоклазовой зоны железистость кордиерита продолжает повышаться, достигая 45%. Его стабильность расширяется в основном за счет граната, вокруг которого (в контактах с силлиманитом) почти повсеместно формируются кордиеритовые и кордиерит-шпинелевые каемки. При этом железистость замещаемого граната в краевой реакционной зоне повышается до 84% [42]. Это связано с реакциями типа (77): $Gr_{Fe-Mg} + Sill + Q = Gr_{Fe} + Cor$ и синхронными с ними реакциями:



Таким образом, поведение кордиерита и граната внутри гранат-кордиерит-ортоклазовой зоны совершенно аналогично в кодарском и ликтенбергском ореолах.

¹ В отличие от реакций типа (82), эндотермический характер данных реакций экспериментально не подтвержден. Согласно имеющимся данным по магниезиальным смесям [116, 255], наклон линий $Bi_0 + Andl + Q = Cor_0 + Mu$ отрицательный, т.е. при повышении температуры кордиерит в парагенезисе с мусковитом должен распадаться на биотит+андалузит, а не наоборот. Такое расхождение экспериментальных и природных результатов обсуждается ниже.

Очевидно, что повышение температуры является решающим фактором расширения устойчивости природных кордиеритов в изобарических условиях. Это означает, что при контактовом метаморфизме кордиерит, содержащий согласно химическим анализам, 1,3–2,0 вес. % H_2O , ведет себя тем не менее как типичный безводный минерал, стабильность которого достигает максимума вблизи непосредственного контакта с интрузией, приводя к вытеснению более низкотемпературных парагенезисов, как водосодержащих, так и безводных. Такие результаты получены при изучении роговиков любой глубинности, вплоть до санидинитовой фации, где, например, отмечается рост ксенобластов кордиерита за счет реакции между муллитом, магнетитом и тримитом [95].

Критерии прогрессивного характера новообразования кордиерита в регионально-метаморфических комплексах

Изучение пород, образовавшихся в условиях регионального метаморфизма, показывает, что кордиерит ведет себя в них точно так же, как и в контактовых роговиковых ореолах. Так, его стабильность всегда возрастает в сторону высокотемпературных зон, сопровождаясь возникновением целого ряда келифитовых кайм и общим увеличением количества кордиерита в породе. При отсутствии видимой зональности (например, в гранулитах) о повышении температуры можно судить по разнообразным реакциям разложения биотита, синхронным с кордиеритизацией, причем кордиерит очень часто является одним из продуктов его распада.

Весьма типично для зональных комплексов поведение кордиерита в региональных андалузит-силлиманитовых ореолах удоканской серии [32, 45], относящихся к более глубинным типам (P_s – до 4 кбар), чем Кодарский ореол. В них независимо от того, являются ли они изобарическими или нет, быстро увеличивается стабильность кордиерита от ставролитовой к гранат-кордиерит-микроклиновой зоне, сопровождаясь такими прогрессивными реакциями, как исчезновение хлорита, мусковита, ставролита, куммингтонита, появление гиперстена, инверсия $Andl \rightarrow Sill$ и др. От одной зоны к другой предельная железистость кордиерита возрастает, что наиболее ярко выражено в образовании реакционных кордиеритовых кайм, специфических для каждой метаморфической зоны и каждого типа пород. Выявлены следующие их разновидности.

1. Ставролитовая зона: в насыщенных K_2O сланцах – кордиеритовые каймы между андалузитом и биотитом, в недосыщенных – тонкие кордиеритовые каемки вокруг ставролита, в верхах зоны превращающиеся в полные псевдоморфозы по нему.

2. Андалузит (силлиманит)-биотит-мусковитовая и силлиманит-биотит-микроклиноватая зоны: в насыщенных K_2O метапелитах – по-прежнему лишь кордиеритовые каймы между силикатом глинозема и биотитом; в недосыщенных K_2O сланцах (где сразу после распада ставролита возникает парагенезис $Al_2SiO_5 + Gr + Cor + Q$) впервые появ-

ляются кордиеритовые каймы между андалузитом (силлиманитом) и гранатом.

3. Гранат-кордиерит-микроклиноватая зона: у ее нижней границы парагенезис $Bi+Sill$ становится окончательно неустойчив, и практически во всех шлифах Bi и $Sill$ разделены кордиеритовыми каймами; в то же время кордиеритовые и кордиерит-шпинелевые каймы между Gr и $Sill$ появляются и в присутствии микроклина, причем в глубь этой зоны интенсивность развития этих структур возрастает.

От ставролитовой до гранат-кордиерит-микроклиновой зоны максимальная железистость кордиерита увеличивается от 25–30 до 42–45%. Именно это расширение его устойчивости в железистую область приводит к замещению ставролита, к сужению, затем вытеснению им парагенезиса $Bi+Al_2SiO_5$ и, наконец, к нарастающему разложению парагенезиса $Gr+Sill$, начиная с ассоциаций с наиболее магнезиальными гранатами.

Показательна, например, эволюция кордиеритовых кайм между биотитом и силлиманитом (андалузитом) в удоканских породах, отражающая ход двух прогрессивных метаморфических реакций типа (82) и (83), связанных с повышением железистости кордиерита. В ставролитовой зоне, где его железистость не выше 25–30%, эти каймы встречаются в относительно магнезиальных породах и потому редки. В андалузит-биотит-мусковитовой и силлиманит-биотит-ортоклазовой зонах железистость кордиерита за счет этих реакций возрастает до 35–40%, и каймы образуются уже в обычных среднежелезистых метапелитах, встречаясь поэтому намного чаще. У границы силлиманит-биотит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой зон железистость кордиерита увеличивается до 40–45%, что предельно сужает стабильность ассоциации $Bi+Sill$, и кордиеритовые каймы между ними развиты повсеместно. Именно в этих пограничных условиях данный тип кайм достигает наибольшего морфологического разнообразия: от тонких эмбриональных (в относительно железистых породах) до глубоко разросшихся (в более магнезиальных породах), где кордиерит, превращаясь в амбовидные зерна размером до 1 см, содержит едва видимые остатки силлиманитовых призм. Интересно отметить, что кордиерит, возникающий за счет этих реакций, почти всегда образуется на месте (или вокруг) силиката глинозема, а не биотита, что связано с малой подвижностью глинозема при обменных реакциях.

За последнее время прогрессивная реакция типа (82): $Bi + Al_2SiO_5 + Cor_{Mg-Fe} + Q = Cor_{Fe} + Ort + H_2O$ хорошо изучена в самых разных по давлению ореолах, а возникающие в ходе ее кордиеритовые каймы, отделяющие силлиманит (кианит) от биотита, часто демонстрируются на фотографиях шлифов [32, 37, 119, 213]. Очень детально, например, прослежен переход от биотит-силлиманит-калишпатовой к кордиерит-калишпатовой зоне в южной части Богемского массива [119]. Этот переход сопровождается постепенным разложением парагенезиса сравнительно магнезиальных биотитов с силлиманитом с образованием между ними кордиеритовых каемок, при-

чем парагенезис $Bi+Cor+Sill$ с нарастанием степени метаморфизма смещается в железистую область. От низкой к высокой ступени кордиерит-ортоклазовой зоны состав этой ассоциации меняется от $Cor_{49}+Bi_{62}+Sill+Ort+Q$ до $Cor_{57}+Bi_{72}+Sill+Ort+Q$, т.е. устойчивость кордиерита с ортоклазом нарастает, а биотита — снижается.

Аналогичные наблюдения получены при изучении андалузит-силлиманитовых ореолов других регионов. Для интерпретации структур замещения в ореолах этого типа важнейшее значение имеет совпадение инверсии $Andl \rightarrow Sill$, линия которой имеет отрицательный наклон на $P-T$ диаграмме, с реакциями кордиеритизации (линии с положительным наклоном). Такое сочетание реакций с противоположными наклонами линий на $P-T$ диаграмме, как легко убедиться (см. рис. 6), возможно только в случае повышения температуры, причем в условиях либо изобарических, либо с небольшим снижением P_s . Таким образом, обычное для малоглубинных комплексов совпадение кордиеритизации с замещением андалузита силлиманитом доказывает прогрессивный характер процесса, а также полную невозможность его связи с регрессивным этапом (падением температуры и заметным снижением давления, в результате чего началось бы обратное замещение силлиманита андалузитом).

В кианит-силлиманитовых комплексах кордиерит очень редок, и из реакционных кайм отмечают главным образом кордиеритовые оторочки между жедритом и кианитом. Изучение сопутствующих преобразований также фиксирует те или иные признаки их прогрессивного характера. В одних случаях это явления одновременного с кордиеритизацией разложения ставролита и замещение кианита силлиманитом [244], в других — образование вместе с кордиеритом сапфирина в симплектитовых прорастаниях [21], в третьих — кристаллизация в этих же или боковых породах энстатита [203, 273]. Прямые экспериментальные доказательства эндотермического характера самой реакции $Gedr+Ky+Q=Cor+H_2O$ получены в работе Т.Грина и Р. Вернона [161].

Кордиеритсодержащие реакционные каймы типичны и для тех высокотемпературных комплексов, в которых термальный градиент выражен очень слабо или почти незаметен, например для формаций гранулитов. В этом случае обычно неясно, с изменением какого параметра — P_s или T — связано их образование. Обычно такие реакции связывают с уменьшением общего давления в завершающую фазу метаморфизма. Данный вывод основан исключительно на том, что соответствующие реакции имеют большой положительный объемный эффект, поскольку объем новообразованных ассоциаций с кордиеритом обычно выше объема исходных парагенезисов. Однако использование в качестве критерия лишь величины ΔV реакции в принципе совершенно недостаточно для суждений об изменении давления. Это связано с тем, что во всех реакциях с положительным наклоном линий на $P-T$ диаграмме больший мольный объем всегда имеет высокотемпературный парагенезис. Поэтому увеличение ΔV в равной степени может указывать как на падение P_s , так и на рост T . К реакциям

с положительным наклоном относятся все реакции дегидратации (в том числе при участии кордиерита) и большая часть твердофазовых реакций без выделения или поглощения воды. В данном случае важно отметить, что в отличие от ряда других (см. рис. 3 и 6) реакции дегидратации с кордиеритом не меняют, как правило, положительный наклон даже при большой разнице между P_s и P_{H_2O} .

Поэтому увеличение объемного эффекта реакций кордиеритизации не может однозначно указывать, какой параметр — давление или температура — изменился в ходе процесса. В связи с этим решающее значение приобретает тщательное изучение сопряженных с келифитизацией природных реакций, протекающих в тех же породах, но более определенно связанных с каким-либо одним фактором. Особенно важны реакции при участии биотита — единственного водного минерала в высокотемпературных метapelитах. Увеличение или уменьшение его стабильности (реакции гидратации — дегидратации) представляет собой наиболее явное указание на изменение температуры, т.е. на прогрессивный или регрессивный ход процесса.

Характерным примером является образование типичных для гранулитов кордиеритсодержащих келифитовых кайм вокруг граната, поскольку связанные с этим реакции имеют большой положительный объемный эффект. Как показывает изучение пород, возникновение кордиерит-кварцевых, кордиерит-шпинелевых, кордиерит-гиперстеновых и кордиерит-сапфириновых кайм вокруг граната в подавляющем большинстве случаев сопровождается недвусмысленными явлениями разложения биотита как такового или ограничением числа его парагенезисов, например распадом парагенезиса биотит+силлиманит или биотит+гранат¹. Например, в архейских гранулитах юга Алданского щита, Становой зоны и Чарской глыбы кордиеритовые оторочки вокруг граната развиты повсеместно. Наряду с ними в этих же породах [32] встречаются кордиерит-кварцевые и кордиерит-шпинелевые симплектиты или амбовидные зерна водяно-прозрачного кордиерита, частично или полностью отделяющие силлиманит от биотита и образовавшиеся в результате реакции между ними. Поэтому в южноалданских гранулитах редки неизмененные тесные срастания силлиманита с пластинками биотита, характерные для более низкотемпературной силлиманит-биотит-ортоклазовой фации северо-западной части щита. Наблюдается также замещение индивидуальных зерен биотита кордиерит-кварцевыми симплектитам, иногда в форме неполных псевдоморфов, повторяющих контуры замещаемого биотита [17, с. 164 —

¹ Эти и последующие наблюдения относятся к зональным или неясно зональным комплексам моноциклического типа, в которых важнейшую роль играет градиент температуры. В случае наложения на них более позднего, оторванного по времени метаморфического цикла явно пониженной глубинности кордиеритизация, безусловно, будет связана с падением давления. Наилучшим примером подобного рода является орговокивание высокотемпературных сланцев серии Далредизн в контактовом ореоле гранитов Лохнагар [133].

165]. В ряде случаев фиксируется непосредственное срастание первоначально изолированных кайм вокруг биотита и вокруг граната в единсе лалчатое зерно кордиерита с вростками шпинели или кварца.

Очень показательными структурами прогрессивного этапа являются, например, встреченные в гранулитах о-ва Цейлон [170] кордиерит-гиперстен-ортоклазовые и кордиерит-магнетит-ортоклазовые симплектиты, образующиеся в стыках биотита с гранатом, с одно-временным замещением обоих минералов. В этом случае распад парагенезиса биотит+гранат+кварц (реакция $Bi + Gr + Q = Cor + Hyp (Mgt) + Ort + H_2O$) знаменует переход к самой высокотемпературной кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации, что сопровождается ограничением устойчивости и разложением биотита.

В условиях кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации встречаются, кроме указанных, тонкие гиперстеновые и кордиерит-гиперстеновые каймы, окружающие чешуйки биотита, совершенно идентичные подобным же оторочкам вокруг граната. Кордиерит-гиперстеновые симплектиты относятся к сравнительно редкому типу структур, поскольку в более низкотемпературных условиях они не возникают, а кордиерит-гиперстен-ортоклазовая субфация представлена не во всех гранулитовых комплексах.

Наглядным примером келифитизации граната в региональных комплексах субгранулитового типа служит китайская свита. Как убедительно показано В.В. Хлестовым и Е.Н. Ушаковой [88], кордиеритизация имеет прогрессивный характер. В высокоглиноземистых породах свиты встречаются мономинеральные кордиеритовые каймы между *Gr* и *Sill* в присутствии кварца и кордиерит-шпинелевые каймы между *Gr* и *Sill* в бескварцевых породах. Одновременно с этими реакциями без участия H_2O наблюдается образование между биотитом и силлиманитом кордиеритовых, кордиерит-кварцевых и кордиерит-калшпатовых кайм, а также ряда других структур в более основных породах. Эти реакции идут с выделением H_2O , что, наряду с замещением андалузита силлиманитом, доказывает повышение температуры во время каймообразования.

Таким образом, изучение метапелитов гранат-кордиерит-ортоклазовой фации из регионально-метаморфических комплексов показывает, что частичное замещение граната кордиеритом обычно сопровождается уменьшением устойчивости или непосредственным разложением биотита. С другой стороны, присутствие в составе келифитов вростков шпинели, гиперстена и салфирина является прямым свидетельством высокотемпературного характера этих структур.

Следовательно, кордиеритизация в моноциклических регионально-метаморфических формациях и роговиках имеет одинаково прогрессивную направленность. Различается лишь представительность тех или иных реакционных структур с кордиеритом: келифитовые каймы вокруг граната в роговиках наблюдаются реже, чем в гранулитах, потому что стабильность граната при низких давлениях ограничена.

В то же время в малоглубинных ореолах обычны кордиеритовые каймы между силлиманитом (андалузитом) и биотитом, поскольку парагенезис $Bi + Al_2SiO_5 + Cor$ наиболее распространен в метапелитовых роговиках, но сравнительно редок в глубинных гранулитах.

*Взаимоотношения минералов в природных
гранат-кордиеритовых ассоциациях
при повышении температуры*

Парагенетические исследования роговиков, регионально-метаморфических ореолов и гранулитов обнаруживают одну общую тенденцию поведения минералов в парагенезисе $Gr + Cor$. Она выражается в том, что внутри гранат-кордиерит-ортоклазовой фации при повышении температуры стабильность кордиерита, как и на предыдущих ступенях, продолжает увеличиваться, а граната — начинает уменьшаться. Вследствие этого их взаимно равновесные отношения, обычные при возникновении этой пары, с ростом температуры все более заменяются реакционными. Эти соотношения всегда одинаковы, независимо от глубинности метаморфизма, и выражаются в обрастании и замещении граната либо кордиеритом, либо кордиерит-кварцевыми, кордиерит-шпинелевыми, кордиерит-гиперстеновыми и кордиерит-сапфириновыми келифитовыми каймами. В то же время среди комплексов любой глубинности никогда не наблюдаются обратные реакции — возникновения гранатовых оторочек вокруг кордиерита или в его контактах с другими фазами, что могло бы указывать на увеличение устойчивости граната в пределах данной фации. Эти закономерности в той или иной мере подтверждаются в ряде экспериментальных исследований, однако результаты эти нередко противоречивы.

**Экспериментальные и расчетные данные
о стабильности граната и кордиерита
при высоких температурах**

Устойчивость кордиеритов при избытке H_2O . В ранней работе В. Шрейера [249] показано, что все реакции образования магнезиального кордиерита в присутствии H_2O : $Al_2SiO_5 + Chl_0 + Q = Cor_0$; $Yd_0 + Chl_0 + Q = Cor_0$; $Yd_0 + Ta_0 + Q = Cor_0$; $Gedr_0(Hyp) + Ky + Q = Cor_0$ — имеют положительный наклон на P - T диаграмме, т.е. могут быть связаны как с падением давления, так и с ростом температуры. Аналогичный наклон имеет линия важного равновесия $Bi + Sill + Q = Cor + Ort + H_2O$ [184], отражающего тенденцию вытеснения парагенезиса $Bi + Sill$ кордиеритом при прогрессивном метаморфизме.

Наряду с подобными экспериментальными доказательствами эндотермического характера кордиеритизации высказывалось (в предположительной форме) и обратное мнение [227] о том, что присутствие H_2O , в сравнении с "сухими" опытами, может расширять стабильность кордиерита. Поэтому особое значение имеет работа Т. Грина и Р. Вернона [161] по изучению реакции $Gedr + Ky + Q = Cor$ в вод-

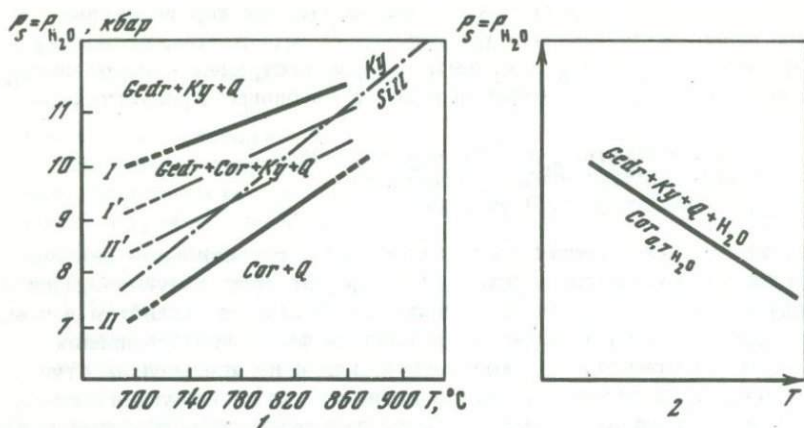


Рис. 61. Положение линий равновесия $Gedr + Ky + Q = Cor$
 1 - экспериментальные данные, при $P_s = P_{H_2O}$ [161]; I, II - границы устойчивости довариантного поля $Gedr + Cor + Ky + Q$, I', II' - те же границы согласно термодинамическим расчетам [210]; 2 - принципиальное положение линии этого же равновесия при учете кристаллизационной воды, входящей в состав кордиерита

ных условиях. Эта реакция (моделирующая образование кордиеритовых кайм между жедритом и кианитом в природных метапелитах) показательна потому, что приобретает противоположное значение в зависимости от того, считать кордиерит водным или безводным минералом. Если учитывать воду в кордиерите (принимая средний состав по известным химическим анализам $= Cor \cdot 0,7 H_2O$), то его образование будет представлять собой регрессивную реакцию гидратации: $Gedr + Ky + Q + H_2O = Cor \cdot 0,7 H_2O$ с отрицательным наклоном линии на $P-T$ диаграмме (рис. 61, 2). Если же кордиерит является безводным минералом (молекулярная вода не учитывается), реакция превращается в прогрессивный процесс дегидратации: $Gedr + Ky + Q = Cor + H_2O$, и ее линия приобретает положительный наклон. Как показывают результаты Т. Грина и Р. Вернона, линия этой реакции (растянутая на значительный интервал P и T) имеет довольно крутой положительный наклон на $P-T$ диаграмме (см. рис. 61, 1, линии I, II); следовательно, это типичная прогрессивная реакция дегидратации. Термодинамический расчет данного равновесия, с учетом его зависимости от глиноземистости жедрита [210], дает более узкие границы довариантного поля устойчивости промежуточной ассоциации $Gedr + Cor + Ky + Q$. Поэтому линии расчетных пограничных реакций (см. рис. 61, линии I', II') должны быть более сближены, чем это показано по данным эксперимента, однако общий наклон этих линий сохраняется.

Т. Грин и Р. Вернон, наряду с условиями $P_s = P_{H_2O}$, провели опыты также при $P_{H_2O} < P_s$. В этом случае поле устойчивости кордиерита расширяется, что возможно только для безводного минерала (по-

нижение $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ при $P_s, T = \text{const}$ сдвигает любую реакцию в сторону образования безводной или менее водной фазы). Таким образом, в работе [161] впервые получены прямые экспериментальные доказательства того, что при избыточном водном флюиде кордиерит ведет себя как безводный минерал.

Стабильность крайних членов серии пироп-альмандин. На рис. 62, 1 нанесены кривые высокотемпературного разложения пироба с кварцем [173] и альмандин [200]. Они показывают, что в изобарических условиях пироп распадается значительно раньше, при температурах на 100–200°C ниже, чем альмандин. Следовательно, при максимально высоких температурах пироп-альмандиновые гранаты становятся неустойчивыми; их эндотермическое разложение начинается с магниезильных разностей, заканчиваясь чисто железистыми.

Стабильность пироп-альмандиновых гранатов промежуточной железистости. Впервые система пироп – альмандин – H_2O изучена Х.Йодером и Г. Чиннером [277]. Они показали (см. рис. 62, 3), что при $P_s = P_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$ кбар предельная магниезильность граната с момента его появления возрастает при повышении температуры от чистого альмандин до граната состава $Pr_{60}Alm_{40}$ (точная линия на рис. 53, 2). Однако дальнейший рост температуры имеет обратный эффект – его магниезильность начинает вновь снижаться. При этом наиболее магниезильный гранат постепенно разлагается на кордиерит + гиперстен + шпинель + более железистый гранат (сплошная линия на рис. 62, 3); последним на феррокордиерит + гиперстен + шпинель распадается чистый альмандин.

Аналогичные в принципе результаты получены Л.Хсю и С.Барнемом [192] для давлений $P_s = P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар (фаялит-магнетит-кварцевый буфер). В условиях этого давления предельная магниезильность граната также первоначально возрастает при повышении температуры (см. рис. 62, 2) вплоть до состава $Pr_{20}Alm_{80}$ ($F_{Gr} = 80-82\%$) при $T = 640^\circ\text{C}$. Однако при дальнейшем увеличении температуры его магниезильность, достигнув максимума, вновь снижается за счет распада граната на кордиерит + шпинель + оливин. Последними при $T = 740-750^\circ\text{C}$ сохраняются лишь крайне железистые гранаты, близкие к альмандину. Особенно важно отметить, что в условиях избытка H_2O одним из главных продуктов высокотемпературного распада граната является кордиерит. Это (как и в экспериментах Х.Йодера и Г.Чиннера) также служит доказательством "безводного поведения" этого минерала.

Результаты работ Х.Йодера и Г.Чиннера, а также Л.Хсю и С.Барнема совпадают с природными наблюдениями, изложенными выше; в частности это относится к явлениям келифитизации граната.

Иные заключения были выведены Б.Хенсеном и Д.Грином [174, 176] при экспериментальном исследовании малоглиноземистых гранат-кордиеритовых равновесий в сухих условиях; по их данным, в ассоциации $Cor + Hup = Gr + Q$ с ростом температуры одновременно увеличиваются железистость кордиерита и магниезильность граната,

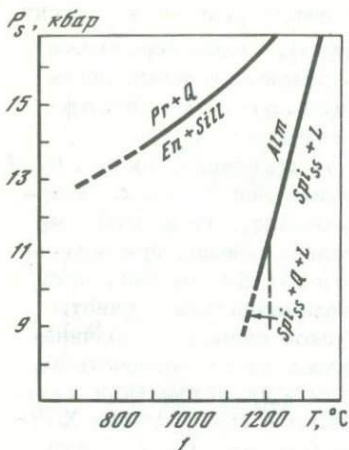
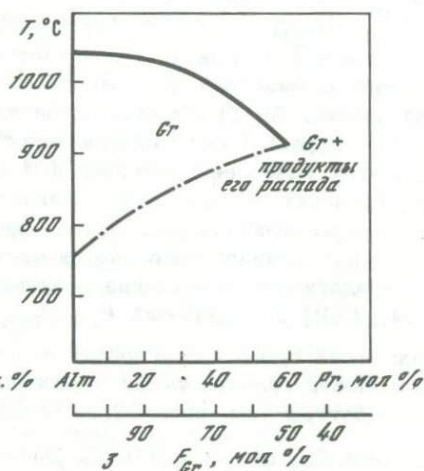
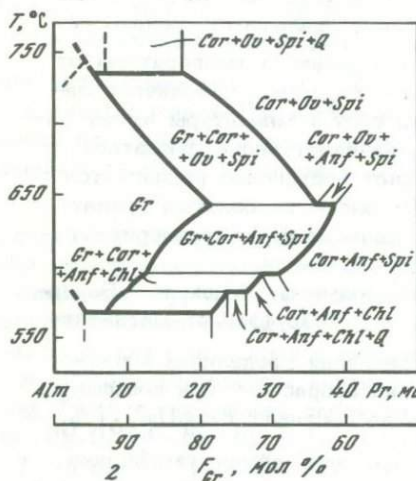


Рис. 62. Экспериментальные P - T диаграммы реакций разложения пироп-альмандиновых гранатов

1 - реакции распада пироба с кварцем [173] и альмандина [200] в сухих условиях; 2-3 - экспериментальные T - X диаграммы равновесий в системе альмандин - пироп - H_2O (показаны лишь поля устойчивости граната с продуктами его распада): 2 - при $P_s = P_{H_2O} = 2$ кбар [192], 3 - при $P_s = P_{H_2O} = 10$ кбар [277]



Равновесие $Gr + Cor + Sill + Q$. Расчетные и экспериментальные данные по устойчивости этого парагенезиса наиболее противоречивы. Изучение реакции $Alm + Sill + Q = Cor_{100}$ с участием чисто железистых фаз дает отрицательный наклон ее линии на P - T диаграмме [187, 242, 274]¹. Аналогичное положение, по Б.Хенсену и

¹ Согласно диаграмме А.Вейсброда [274], чистый железистый кордиерит (Cor_{100}) устойчив при температурах $575-800^\circ C$ и $P_s = P_{H_2O} = 3,1-3,8$ кбар. По мнению А.Вейсброда, при $T < 675^\circ C$ данная равновесная кривая метастабильна. По-видимому, она метастабильна на всем изученном отрезке, так как в природных комплексах при $T = 675-800^\circ C$ и $P_s > 3$ кбар железистый кордиерит, безусловно, неустойчив: вместо него образуются альмандин с силлиманитом или герцинит с кварцем.

Д.Грину [174, 175], имеют линии реакций с минералами переменной железистости, причем в смешанном равновесии $Cor = Gr + Sill + Q$ рост температуры, согласно этим данным, должен приводить к сопряженному повышению магнезиальности граната и кордиерита. Однако в экспериментальной работе К.Карри [140] отрицательный наклон был получен только для линии реакции со сравнительно железистыми составами минералов, тогда как при участии магнезиальных фаз наклон линии аналогичной реакции положительный. Сравнивая позднее эти результаты с данными Б.Хенсена и Д.Грина, К.Карри [141] констатировал, что термодинамический обсчет их данных противоречит положению линии равновесия $Cor = Gr + Sill + Q$, показанному на диаграммах. Согласно расчетам И.Хатчина и др. [193], линии равновесий с участием как чисто железистых, так и магнезиальных минералов¹ имеют положительный наклон на $P-T$ диаграмме. Таким образом, результаты экспериментов и расчетов устойчивости парагенезиса $Gr + Cor + Sill + Q$ дают взаимоисключающие результаты.

На рис. 63 показаны принципиально различные варианты положения линий чисто магнезиальных и чисто железистых пограничных равновесий $Gr + Sill + Q = Cor$ и реакций с участием минералов промежуточной железистости (точечные линии). В случае отрицательного наклона линий [173, 179, 187, 242, 274] в любом изобарическом сечении (см. рис. 63, 1, 1-1) кордиериты оказываются более низкотемпературной фазой, чем парагенезис $Gr + Sill + Q$, причем с ростом T первыми исчезают железистые, а последними — магнезиальные кордиериты. При положительном наклоне этих линий [193] кордиерит с ростом температуры замещает парагенезис $Gr + Sill + Q$, при этом в процессе замещения железистость кордиерита возрастает (см. рис. 63, 2).

Сопоставление экспериментальных и расчетных данных по стабильности граната и кордиерита с природными наблюдениями

При сравнении результатов тех экспериментов и расчетов, по которым имеются расхождения, видно, что петрологические следствия из них часто имеют противоположный характер. Учитывая разнообразные объективные осложнения, возникающие в ходе экспериментов и затрудняющие выявление истинных равновесий, решающим или во всяком случае важным проверочным критерием их может служить соответствие или несоответствие природным наблюдениям.

Рассмотрим некоторые реакции, относительно которых имеются явные противоречия между экспериментальными и расчетными данными и природными наблюдениями. К ним относятся равновесия $Bi + Al_2SiO_5 + Q = Cor + Mu$, $Gr + Sill + Q = Cor$, $Gr + Q = Cor + Hyp$.

¹ В действительности равновесие $Pr + Sill + Q = Cor_0$ метастабильно, так как области устойчивости пиропы и Mg-кордиерита разделены полем энстатита с силлиманитом.

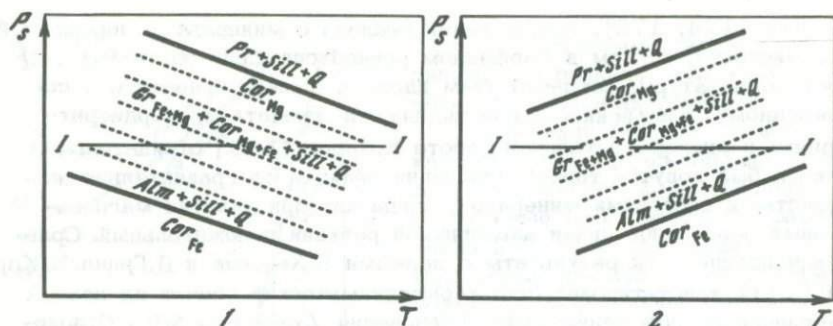


Рис. 63. Принципиальное положение линий равновесий $Gr + Sill + Q = Cor$ при различной железистости минералов
 1 – по экспериментальным данным [174, 176, 187, 142, 274];
 2 – согласно термодинамическим расчетам [193] и данным парагенетического анализа природных метapelитов; I-I – изобарические сечения

Равновесие $Bi + Al_2SiO_5 + Q = Cor + Mu$. Эта реакция, хорошо проявленная в зональных ореолах андалузит-силлиманитового типа и имеющая там отчетливо прогрессивный характер, экспериментально изучена только для магниезальных составов [116, 255]. Согласно этим данным, линия реакции $Bi_0 + Al_2SiO_5 + Q = Cor_0 + Mu$ имеет на $P_s - T$ диаграмме отрицательный наклон, т.е. при повышении температуры кордиерит в мусковитсодержащих породах должен разлагаться на $Bi + Al_2SiO_5$. Поскольку в природных ореолах всегда проявлена обратная тенденция – образование кордиерита за счет биотита с андалузитом с ростом температуры, налицо расхождение экспериментальных и природных данных.

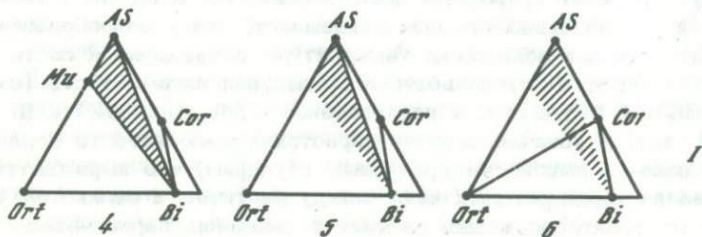
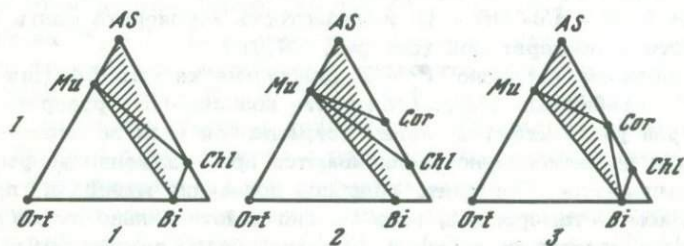
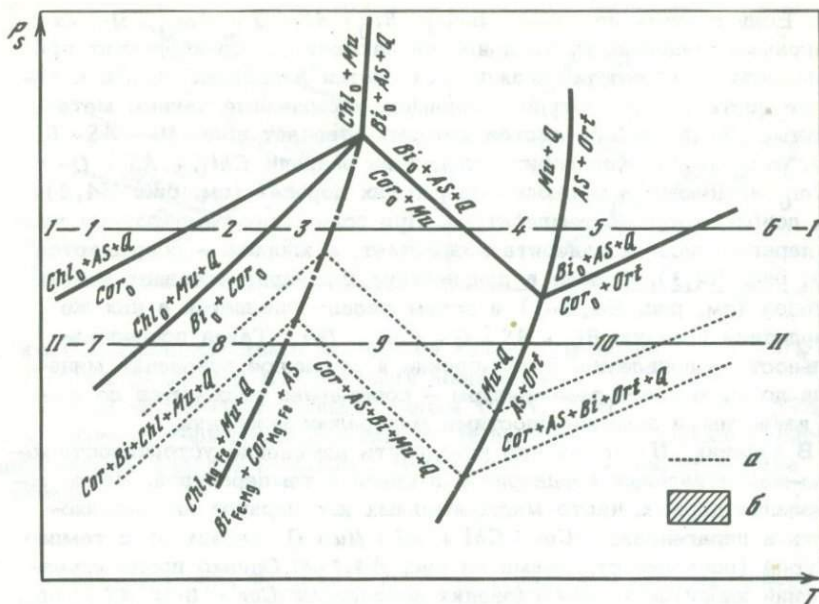
При построении петрогенетической сетки для метapelитовых пород в работах А. Томпсона [264] и М. Холдэвеем и С. Ли [187] равновесие $Bi + Al_2SiO_5 + Q = Cor + Mu$ с отрицательным наклоном линии было введено в общую $P_s - T$ диаграмму. Анализ этой диаграммы позволяет сопоставить вытекающие из нее следствия с природными соотношениями. На рис. 64 показан упрощенный вариант такой диаграммы, построенной М. Холдэвеем и С. Ли [187, рис. 1], с некоторыми топологическими уточнениями и без реакций со ставролитом. Влияние температуры на равновесия с кордиеритом можно видеть в изобарических сечениях I-I и II-II. Ступеням равновесия на $P_s - T$ диаграмме (арабские цифры) соответствуют парагенетические диаграммы, расположенные ниже. Силкат глинозема обозначается общим символом AS.

В сечении I-I прослежено поведение чисто магниезального кордиерита с момента его появления за счет хлорита с андалузитом (кианитом) вплоть до образования парагенезиса $Cor + Ort$, отвечающего условиям силлиманит(кианит)-биотит-ортоклазовой фа-

ции. Если считать положение линии $Bi_0 + AS + Q = Cor_0 + Mu$ на диаграмме правильным, то придется заключить, что кордиерит при повышении температуры дважды появляется в породах одного и того же состава. Рассмотрим, например, насыщенные калием метapelиты, общий валовой состав которых отвечает полку $Mu - AS - Bi$ (см. рис. 64,6). Кордиерит вследствие реакции $Chl_0 + AS + Q = Cor_0$ возникает в мусковитсодержащих породах (см. рис. 64,2) при довольно низкой температуре. При повышении температуры число парагенезисов кордиерита возрастает, а хлорита — сокращается (см. рис. 64,3). Однако в дальнейшем кордиерит исчезает в этих породах (см. рис. 64,4-5) и затем вновь появляется в них же вследствие реакции $Bi_0 + AS + Q = Cor_0 + Ort$. Такая последовательность — появление, исчезновение и вторичное появление минерала по мере роста температуры — совершенно расходитсся со всеми известными закономерностями минералообразования.

В сечении II-II можно установить изменение устойчивости железо-магнезиальных кордиеритов в связи с температурой. После образования первых, чисто магнезиальных кордиеритов их железистость в парагенезисе $Cor + Chl + AS + Mu + Q$ нарастает с температурой (показано стрелками на рис. 64,7-8). Однако после исчезновения хлоритов и возникновения ассоциации $Cor + Bi + AS + Mu + Q$ эта направленность должна сменяться обратной — снижением железистости кордиерита (см. рис. 64,9), которая продолжается вплоть до полного распада мусковита. После этого в новой ассоциации $Cor + Bi + AS + Ort + Q$ железистость кордиерита опять начинает расти с температурой (см. рис. 64,10).

Таким образом, согласно $P_{15} - T$ диаграмме на рис. 64 (при $P_{15} = const$) стабильность и железистость возникшего кордиерита с температурой увеличиваются, затем сокращаются (или он полностью исчезает), а далее повторно увеличиваются при неизменно возрастающей температуре. Объяснить подобное поведение минерала при прогрессивном метаморфизме, если бы оно действительно имело место, не представляется возможным. Однако гораздо важнее то, что указанные следствия из диаграммы, построенной с учетом отрицательного наклона линии равновесия $Bi + Al_2SiO_5 + Q = Cor + Mu$, полностью противоречат природным наблюдениям. Изучение всех контактовых и региональных ореолов показывает, что у новообразованного кордиерита при повышении температуры непрерывно и постепенно увеличиваются устойчивость и предельная железистость (см. рис. 58-60). В частности, в парагенезисе $Cor + And(Sill) + Bi + Mu + Q$ всегда устанавливается нарастание железистости кордиерита от низко- к высокотемпературным ступеням, что выражается в образовании кордиеритовых кайм между биотитом и силикатом глинозема в мусковитсодержащих сланцах и смещении парагенезиса $Cor + Bi + Al_2SiO_5 + Mu + Q$ в железистую область. Между тем, согласно диаграмме на рис. 64, с ростом температуры должен происходить обратный процесс — распад наиболее железистых кордиеритов и их замещение биотит-андалузитовыми сростками. Ни в од-



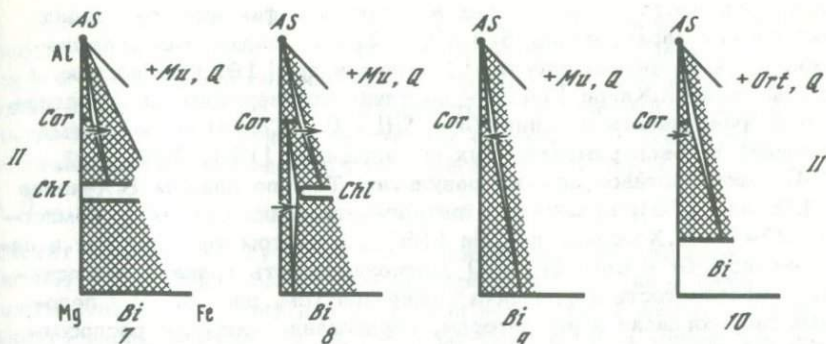


Рис. 64. Упрощенная $P_s - T$ диаграмма равновесий кордиерита с мусковитом и ортоклазом по данным М. Холдзвее и С. Ли [187], построенная с учетом отрицательного наклона линии равновесия $Bi + Al_2SiO_5 + Q = Cor + Mu$

Арабским цифрам (1 - 10) в изобарических сечениях I-I и II - II отвечают парагенетические диаграммы А - К - F (1-6) и Mg - Fe - Al - К (7 = 10); а - линии смещенных равновесий с участием железомagneзиальных фаз; б - на диаграммах А - К - F поле насыщенных калием метapelитов, в которых кордиерит по мере роста температуры появляется впервые (2-3), затем исчезает (4-5) и появляется вновь (6)

ном из известных ореолов андалузит-силлиманитового или более глубинного типа подобные прогрессивные реакции не отмечались.

Проведенный анализ показывает, что расхождение экспериментальных и природных данных по устойчивости парагенезиса $Bi + Cor + Al_2SiO_5 + Mu + Q$ ставит под сомнение выводы об отрицательном наклоне линий равновесия $Bi + Al_2SiO_5 + Q = Cor + Mu$ [116, 255]. Построенные при этом допущении $P_s - T$ диаграммы не отражают закономерностей природного метаморфизма метapelитов. Поэтому в настоящей работе для линий равновесия $Bi_0 + Al_2SiO_5 + Q = Cor + Mu$ и соответствующих ему железомagneзиальных равновесий типа (83) приняты положительные наклоны линий (см. рис. 31 и 45).

Равновесие $Gr + Sill + Q = Cor$. С данной реакцией связано образование кордиеритовых кайм между гранатом и силлиманитом, описанных в ряде работ [32, 42, 88, 213]. Появление и последующее распространение таких структур внутри зональных ореолов, несомненно, доказывает их прогрессивный характер. Возникая еще в пределах андалузит(силлиманит)-биотит-мусковитовой субфации, эти каймы с переходом к наиболее высокотемпературной гранат-кордиерит-ортоклазовой фации пользуются все большим развитием, причем железистость кордиерита в равновесии $Gr + Cor + Sill + Q$ неуклонно возрастает, а магниальность граната - снижается. Па-

параллельно, часто в одних и тех же образцах, фиксируется распад биотита или парагенезиса $Bi + Sill$ [213]. Однако, как указывалось, лишь расчетная работа И.Хатчина и др. [193] полностью, а исследования К.Карри [141] – частично подтверждают прогрессивную направленность реакции $Gr + Sill + Q = Cor$. В то же время большинство экспериментальных исследований [174, 187, 242, 274] дают противоположный результат. Так, по данным Б.Хенсена и Д.Грина [176], принятым в петрогенетических схемах А.Томпсона [264] и М.Холдэея и С.Ли [187], с ростом температуры в парагенезисе $Gr + Cor + Sill + Q$ магнезиальность граната возрастает, а железистость кордиерита снижается (см. рис. 63,1). Следовательно, согласно этим авторам, образование наиболее распространенных в метapelитах кордиеритовых кайм между гранатом и силлиманитом (реакции $Gr_{Mg} + Sill + Q = Gr_{Mg-Fe} + Cor$) становится невозможным при увеличении температуры. Вместо этого на прогрессивном этапе должны возникать гранат–силлиманит–кварцевые оторочки вокруг кордиерита (реакции $Cor_{Mg-Fe} = Cor_{Mg} + Sill + Gr + Q$) с его видимым разложением и уменьшением общего количества кордиерита в породе. Полное отсутствие во всех прогрессивно-зональных комплексах таких структур и, следовательно, кардинальное несоответствие подобных выводов природным наблюдениям совершенно очевидны.

Равновесие $Gr + Q = Cor + Hup$. Выше указывалось на противоречивые результаты экспериментального изучения этой реакции, полученные, с одной стороны, Л.Хсю и С.Барнэмом [192] и Х.Йодером и Г.Чиннером [277], с другой – Б.Хенсеном и Д.Грином [176]. Согласно первым, магнезиальный гранат при повышении температуры должен распадаться на $Cor + Hup \pm Spi$ (см. рис. 62, 2–3), что будет приводить к образованию кордиерит–гиперстеновых кайм вокруг граната. Согласно вторым, магнезиальный гранат с ростом температуры вытесняет парагенезис $Cor + Hup$, вследствие чего в контактах кордиерита и гиперстена должны возникать гранатовые каймы. В высокотемпературных гранулитах, а также зональных ореолах и роговиках кордиерит–гиперстеновые каймы, замещающие гранат, встречаются довольно часто, тогда как гранатовые каймы между кордиеритом и гиперстеном совершенно неизвестны. Следовательно, выводы Б.Хенсена и Д.Грина [176] противоречат природным соотношениям.

Изучение гранулитовых комплексов, особенно сутамской фации глубинности, всегда показывает (см. фото, рис. 75–78 на вклейке между стр. 192–193), что образование кордиерит–гиперстеновых келифитов вокруг граната сопровождается хорошо выраженными в шлифах явлениями замещения биотита такими же кордиерит–гиперстеновыми или гиперстеновыми каймами [43, 170]. Поэтому прогрессивный характер этих структур вряд ли может вызвать сомнения. В связи с этим представляется интерес детальное исследование реакций разложения граната в контактах ореол аноктозитового комплекса Нэйн [112, 113].

В этих работах Дж.Берг показал, что по мере разрастания кордиерит-гиперстеновых келифитов железистость замещаемого граната в краевой реакционной зоне по сравнению с центральной частью увеличивается, так же как и железистость кордиерита от внешней части каймы к внутренней (в сторону граната). Следовательно, это типичная реакция смещенного равновесия типа (79): $Gr_{Mg-Fe} + Q = Gr_{Fe} + Cor + Hур$. Поскольку в исследованных роговиках биотит полностью отсутствует, наблюдения над его стабильностью не могут служить независимым критерием той или иной направленности реакций. Поэтому для этой цели использован расчет коэффициента распределения Mg и Fe в различных парах минералов, в частности в паре $Gr-Cor$. Обнаружено, что его значение увеличивается от внешней части каймы к контакту с гранатом, что, по мнению Дж.Берга, указывает на снижение как давления, так и температуры по мере роста каймы¹.

Однако использование только этого критерия для определения внешних факторов равновесия сталкивается с рядом затруднений. Если составы сосуществующих гранатов и кордиеритов в момент приостановки роста каймы определяются сравнительно легко по микроскопическим замерам в контактной зоне, то оценить, каковы были эти составы в начале образования каймы чрезвычайно трудно. Это связано с тем, что внутрикристаллическая диффузия в кордиерите, как отмечает Дж.Берг, проходит намного интенсивнее, чем в гранате, и состав кордиерита по кайме в целом выравнивается гораздо полнее, чем в гранате, магнезиальное ядро которого хорошо отражает его первичный (докелифитовый) состав.

Например, для исследованного обр. 2-893 [113, с. 416] приняты следующие значения магнезиальностей (соответственно для граната и кордиерита): в начале келифитизации $X_{Mg} = 0,197$ и $0,564$, в момент остановки процесса - $0,155$ и $0,545$. Это отвечает изменению парной железистости минералов от $Gr_{80,3} + Cor_{43,6}$ до $Gr_{84,5} + Cor_{45,5}$, а K_D - от $5,26$ до $6,55$. Между тем на профилях изменения состава кордиерита на фиг. 6 из статьи Дж.Берга [113, с. 416] видно, что в наиболее удаленной от контакта с гранатом части каймы значения X_{Mg} в Cor достигают $0,580$ (в работе Дж.Берга принято $0,564$), а вблизи граната - $0,535$ (принято $0,545$). Между тем выбор этих величин важен потому, что изменение значений X_{Mg} всего на $0,01$ (для кордиерита из внешней части каймы - в сторону увеличения, из внутренней - в сторону уменьшения, для граната - наоборот) приводит к тому, что

¹В работе Дж.Берга [113] для K_D употребляется выражение

$$\frac{X_{Cor}(1 - X_{Gr})}{X_{Gr}(1 - X_{Cor})}$$

обратное тому, которое применяется Л.Л. Перчуком [67], и поэтому с падением температуры величина K_D , по Дж.Бергу, должна возрастать, а не уменьшаться.

соотношение K_D меняется на обратное. Поэтому если мы возьмем на кордиеритовом профиле не усредненные (0,564 и 0,545), а реальные максимальные и минимальные значения X_{Mg} (0,574 и 0,535), а для граната — 0,187 и 0,165, то значения K_D для начала и конца келифитизации будут не 5,26 и 6,55, а 5,85 и 5,82. Таким образом, тенденция становится обратной, что должно указывать не на снижение, а на повышение температуры. Следовательно, объективные затруднения, возникающие при определении первоначальных составов реагирующих минералов заставляют с осторожностью относиться к выводам о направленности процессов каймообразования только по значениям K_D .

Интерпретация Дж. Бергом кордиерит-гиперстеновых кайм по гранату как диафоритических вызывает также ряд других возражений. Например, кажется непонятным полное отсутствие регрессивной биотитизации, если температура в ходе разрастания кайм, по оценке Дж. Берга, падает от 800–900 до 650–700°C. Кроме того, обнаруженный в этих же роговиках исключительно редкий высоко температурный минерал осумилит [1.14] не несет никаких признаков регрессивного распада на $Cor + Hup + Ort$, хотя вероятность его разложения при снижении температуры гораздо более реальна, чем для граната.

Приведенные возражения, по нашему мнению, допускают возможность противоположной интерпретации генезиса кордиерит-гиперстеновых келифитов, чем это сделано в рассмотренных статьях [1.12, 1.13], — за счет повышения температуры при падении или постоянстве давления. В пользу этого свидетельствует также полная аналогия химизма и морфологического выражения келифитизации в роговиках анортозитов Нэйн с такими же процессами в биотитсодержащих гранулитах, где обычно обнаруживаются явления синхронного распада биотита. Основания для такой трактовки дают также упомянутые выше экспериментальные работы [192, 277], за исключением данных Б. Хенсена и Д. Грина [176].

Рассмотренные в настоящем разделе примеры показывают, что петрологические критерии, разработанные при изучении метаморфических комплексов, могут использоваться для независимого контроля экспериментальных исследований. Построение общих и частных петрогенетических схем не должно основываться, как это часто делается, исключительно на экспериментальных или расчетных результатах, а требует их безусловной увязки с природными наблюдениями.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ СУБФАЦИИ ГРАНАТ-КОРДИЕРИТ-ОРТОКЛАЗОВОЙ ФАЦИИ И ХАРАКТЕРНЫЕ ДЛЯ НИХ РЕАКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

Обзор экспериментальных данных и природных наблюдений по стабильности гранит-кордиеритовых и близких к ним ассоциаций дает возможность проследить влияние температуры на главные равновесия внутри фации.

Сопоставление насыщенных калием метapelитов гранат-кордиерит-ортоклазовой фации в условиях разных давлений устанавливает прямую зависимость ее температурного подразделения от глубинности. При P_s от 0,5 до 4,5–5 кбар температурное поле фации наиболее широко, и в ней выделяются три субфации: *биотит-ортоклазовая*, *биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовая* и *кордиерит-гиперстен-ортоклазовая* (соответственно поля III – V на рис. 57). При повышении давления происходит постепенное выклинивание полей относительно низкотемпературных субфаций: так, при $P_s > 4,5$ кбар выклинивается поле биотит-ортоклазовой (III), а при $P_s > 7,5$ кбар – биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовой (IV) субфаций. Поэтому в наиболее глубоких гранулитовых комплексах (типа сутамского) гранат-кордиерит-ортоклазовая фация отвечает максимально высоким температурам, и все ее поле представлено исключительно кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфацией.

В относительно глубоких условиях ($P_s = 4,5–7,5$ кбар), которым соответствует метаморфизм большинства архейских щитов, парагенезис $Hur + Ort$ образуется еще в биотит-силлиманит-ортоклазовой фации. Последовательность температурных ступеней при этих давлениях выглядит следующим образом (см. рис. 57, сечение A – A и рис. 65). Биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовая субфация биотит-силлиманит-ортоклазовой фации (см. рис. 65, 1) сменяется одноименной субфацией гранат-кордиерит-ортоклазовой фации (см. рис. 65, 2), внутри которой при повышении температуры стабильность парагенезиса $Gr + Cor + Ort$ возрастает, а предельная железистость биотита уменьшается (см. рис. 65, 3). Эта тенденция способствует далее разрыву парагенезиса $Bi + Gr + Q$ и переходу к кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации (см. рис. 65, 4). В условиях последней заметно снижается устойчивость биотита, а также граната за счет его магнезиальных разностей, тогда как устойчивость кордиерита во всех парагенезисах увеличивается.

Иная последовательность субфаций наблюдается при низких и умеренных давлениях ($P_s = 0,5–4,5$ кбар), отвечающих роговикам или высокотемпературным зонам андалузит-силлиманитовых комплексов. Основное отличие – появление широкого поля биотит-ортоклазовой субфации и смещение всех границ в сторону пониженных температур (см. рис. 6 и 57). При этом в любом изобарическом сечении (см., например, рис. 57, сечение B – B) биотит-ортоклазовая субфация биотит-силлиманит-ортоклазовой фации (рис. 66, 1) с ростом температуры сменяется одноименной субфацией гранат-кордиерит-ортоклазовой фации (см. рис. 66, 2), занимающей наиболее широкий интервал при $P_s = 0,5–1$ кбар. Лишь затем, после появления парагенезиса $Hur + Ort$, осуществляется переход к биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовой (см. рис. 66, 3) и кордиерит-гиперстен-ортоклазовой (см. рис. 66, 4) субфациям. Парагенезисы двух последних отличаются от глубоких аналогов (см. рис. 65, 2–4) только гораздо более высокой железистостью минералов.

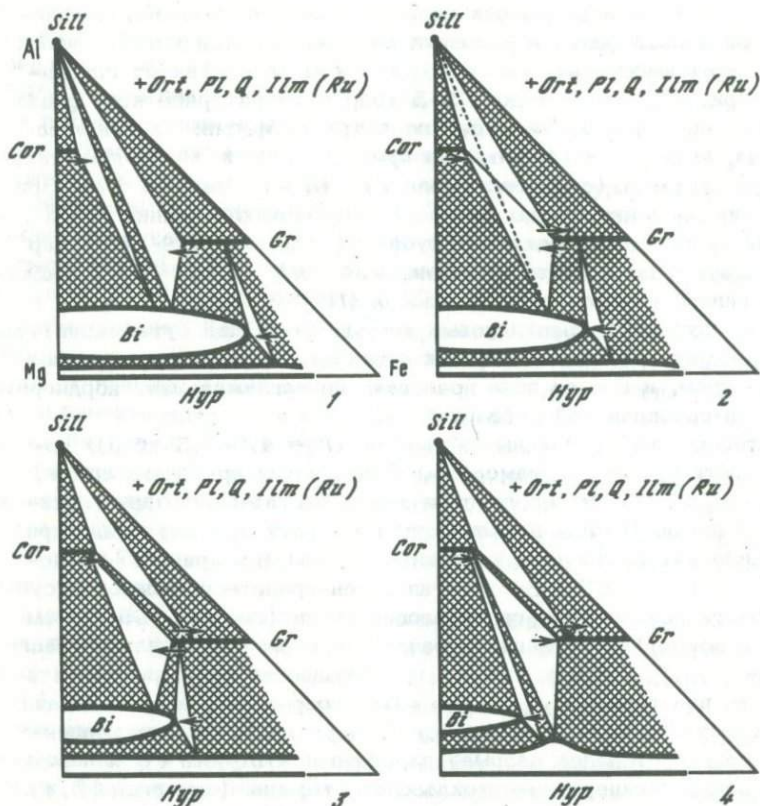


Рис. 65. Влияние температуры на изменение парагенезисов насыщенных калием пород с переходом от высокотемпературной части биотит-силлиманит-ортоклазовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации при $P_s = 4,5-7,5$ кбар (см. рис. 57, сечение А-А)

1 - биотит-силлиманит-ортоклазовая фация (биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовая субфация); 2-4 - гранат-кордиерит-ортоклазовая фация: 2-3 - биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовая субфация (2 - низкотемпературная, 3 - высокотемпературная ступени), 4 - кордиерит-гиперстен-ортоклазовая субфация. Стрелками показано смещение составов минералов с ростом температуры

Интересно отметить, что при давлениях несколько ниже невариантной точки $[Bi + Gr + Cor + Sill + Hyp + Ort + Q]$, т.е. при $P \sim 6,5-7$ кбар (см. рис. 57), линии равновесий $Bi + Sill + Q = Gr + Cor + Ort$, $Bi + Gr + Q = Cor + Hyp + Ort$ сходятся настолько близко, что температурный разрыв между биотит-силлиманит-ортоклазовой фацией (поле II) и кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфацией гранат-кордиерит-ортоклазовой фации (поле V) становится минимальным. Вследствие этого, учитывая зависимость ука-

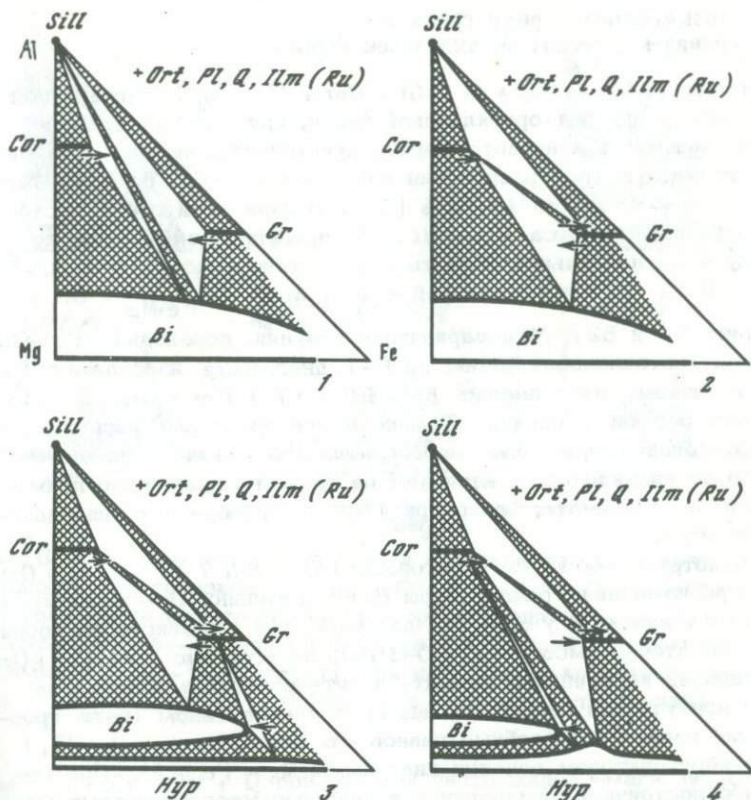


Рис. 66. Влияние температуры на изменение парагенезисов насыщенных калием пород с переходом от биотит-силлиманит-ортоклазовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации при $P_s = 1-4,5$ кбар (см. рис. 57, сечение Б-Б)

1 - биотит-силлиманит-ортоклазовая фация (биотит-ортоклазовая субфация); 2-4 - гранат-кордиерит-ортоклазовая фация, субфации: 2 - биотит-ортоклазовая, 3 - биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовая, 4 - кордиерит-гиперстен-ортоклазовая. Стрелками показано смещение составов минералов с ростом температуры

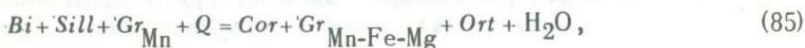
занных реакций от примеси Ti и Mn и кинетических факторов, при $P_s = 6,5-7,5$ кбар в переслаивающихся гранулитах становится возможным сосуществование парагенезисов $Bi + Sill + Ort + Q$, $Gr + Cor + Ort + Q$, $Cor + Hup + Ort + Q$, что кажется нарушением фациального принципа. Однако, как следует из диаграммы на рис. 57, это вероятно лишь для давлений, близких к нонвариантной точке, и невозможно в менее глубоких условиях, где поле гранат-кордиерит-ортоклазовой фации резко расширяется в низкотемпературную область.

Низкотемпературная граница гранат-кордиерит-ортоклазовой фации

Линия реакции $Bi + Sill + Q = Gr + Cor + Ort + H_2O$, пограничной для гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, при падении давления сильно смещается в низкотемпературную область, причем железистость граната в этом равновесии повышается от 55 до 85-90%, а кордиерита — от 20 до 45-50% [57]. Вблизи этой границы стабильность парагенезиса $Bi + Sill + Q$ предельно снижается, поскольку в магнезиальной области его вытесняет ассоциация $Bi + Sill + Cor + Ort + Q$, а в железистой — $Bi + Sill + Gr_{Fe-Mg} + Ort + Q$ (см. рис. 51 и 52). Моновариантная реакция, переходная к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, на $P-T$ диаграмме изображается линией, и поэтому парагенезис $Bi + Sill + Gr + Cor + Ort + Q$ должен быть редким в природе. Тем не менее он весьма распространен в высокотемпературных метapelитах различных регионов. Это связано со значительным влиянием на данный парагенезис примеси Са и Mn в гранате, благодаря чему он приобретает дивариантный характер.

Рассмотрим эволюцию парагенезиса $Bi + Sill + Gr + Cor + Ort + Q$ при изменении температуры более детально. По-видимому, в комплексах низких и умеренных давлений, где железистость кордиерита достаточно высока (до 30-35%), парагенезис $Gr + Cor + Ort + Q$ стабилен во всей силлиманит-биотит-ортоклазовой фации, но только при участии сильно обогащенных спессартином (реже гроссуляром) гранатов. Подобные равновесия показаны на рис. 67, 1 в гранат-кордиеритовом сечении диаграммы Mg — Fe — Al. При какой-либо постоянной температуре в наиболее марганцовистых метapelитах устойчивы $Gr + Cor + Ort + Q$, в метapelитах средней марганцовистости — $Bi + Sill + Gr + Cor + Ort + Q$, а в обедненных марганцем породах — либо $Bi + Gr + Sill + Ort + Q$ без кордиерита, либо $Bi + Cor + Sill + Ort + Q$ без граната.

Рост температуры приводит к тому, что кордиерит начинает ассоциировать со все менее марганцовистыми гранатами и примесь спессартина в гранатах из парагенезиса $Bi + Sill + Gr + Cor + Ort + Q$ снижается (см. рис. 67, 2). Это связано с серией прогрессивных реакций типа:



в результате которых кордиерит впервые возникает в биотит-гранат-силлиманитовых сланцах пониженной марганцовистости, в которых он до сих пор не был устойчив. Подобные процессы выражаются в появлении кордиеритовых кайм между биотитом и силлиманитом и в нарастании на спессартиновые гранаты внешней железомagneзиальной оторочки с пониженным содержанием Mn (обычная прогрессивная зональность). Непрерывный ряд реакций типа (85) захватывает широкий температурный интервал, завершаясь в верхах силлиманит-биотит-ортоклазовой фации образованием ассоциа-

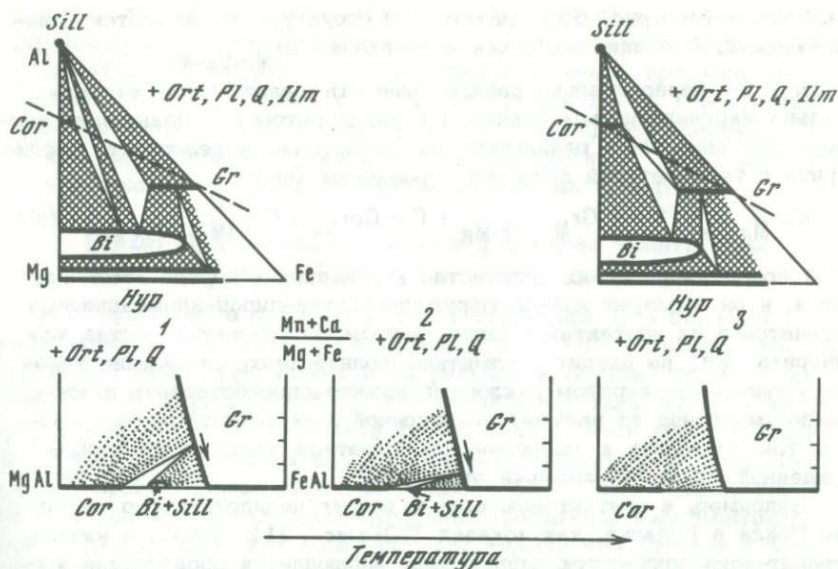
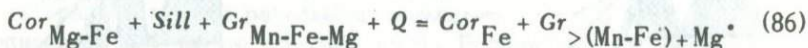


Рис. 67. Влияние марганцовистости и кальциевости граната на стабильность парагенезиса $Bi + Sill + Gr + Cor + Ort + Q$ в высокотемпературной части биотит-силлиманит-ортоклазовой (1-2) и в начале гранат-кордиерит-ортоклазовой (3) фаций. Каждой треугольной диаграмме $Al-Mg-Fe$ (вверху) отвечает гранат-кордиеритовое сечение с точкой (Mn, Ca) , отнесенной в бесконечность (внизу)

ция $Cor + Gr + Ort + Q$ при участии чисто железо-магнезиальных гранатов (см. рис. 67,3), что и является истинной границей гранат-кордиерит-ортоклазовой фации. Таким образом, в реальных породах полный переход от силлиманит-биотит-ортоклазовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации происходит постепенно, и теоретическая реакция $Bi + Sill + Q = Gr_{Mg-Fe} + Cor + Ort + H_2O$ лишь завершает серию более сложных преобразований. Природные метapelиты всегда содержат то или иное количество Mn и Ca , и их изучение показывает, что длительное сосуществование ассоциаций $Bi + Sill, Gr + Cor + Ort$ в переслаивающихся породах на протяжении заметного перепада температур является не исключением, а правилом. Это затрудняет установление истинной границы гранат-кордиерит-ортоклазовой фации; по-видимому, бесспорным признаком перехода к ней следует считать появление в парагенезисе $Cor + Gr + Ort + Q$ гранатов с содержанием спессартина и гроссуляра не выше 1-3%.

С приближением границы силлиманит-биотит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой фаций главные типы реакционных структур - кордиеритовые, кордиерит-кварцевые и кордиерит-шпинелевые каймы между биотитом и силлиманитом, а также биотитом и пла-

гиоклазом (см. рис. 53). Однако эти структуры не являются единственными. В возникших ранее ассоциациях $Gr_{Mn-Fe-Mg} + Cor + Sill + Ort + Q$ первоначально равновесные отношения между относительно марганцовистым гранатом и кордиеритом при повышении температуры сменяются реакционными. Нарастание железистости кордиерита с температурой приводит к реакциям типа:



При подобных реакциях количество кордиерита в породе увеличивается, и он образует каймы вокруг спессартин-пироп-альмандиновых гранатов в их контактах с силлиманитом. Поскольку в состав кордиерита Mn не входит в заметных количествах, замещение такого граната кордиеритом неизбежно должно способствовать накоплению марганца во внешней реакционной зоне замещаемого граната, т.е. приводить к возникновению обратной зональности с обогащенной Mn и Fe внешней оторочкой.

Например, в контактовом ореоле вокруг перидотитового массива Ронда в Испании, как показал Т.Люмис [212, 213], в начале гранат-кордиерит-ортоклазовой зоны наблюдается образование кордиерит-шпинелевых кайм между гранатом и силлиманитом (кианитом). Во внешней реакционной зоне зерен граната шириной около 100 мкм (в контактах с кордиеритом) железистость граната повышается от 68 до 79%, а содержание MnO возрастает от 0,5 до 1,1 вес.% [213, табл. 1]. Одновременно в тех же породах кордиерит-шпинелевые каймы образуются между биотитом и силлиманитом (кианитом), что приводит местами к почти полному разложению биотита, хорошо наблюдаемому в шлифах. Это явно указывает на повышение температуры как на главную причину обеих реакций¹.

Таким образом, при прогрессивной келифитизации сравнительно марганцовистых гранатов в последних может возникать зональность, приводящая к обогащению внешней зоны марганцем и железом. Такой результат парадоксальным образом сходен с тем, что наблюдается при диафорезе гранатов. Ретроградное замещение граната

¹ Т.Люмис [213] объясняет образование данных структур в основном снижением давления с приближением к контакту перидотитов (за счет взброса при их внедрении). Однако если давление в этом направлении и снижалось (серьезная аргументация этого не приведена), то несомненно значительное повышение температуры в сторону контакта, поскольку гранат-кордиерит-ортоклазовая зона — наиболее высокотемпературная и проявлена непосредственно у границы с перидотитами. В целом в этом ореоле мощностью 5 км фиксируются изограды биотита, андалузита, граната, ставролита, кианита и силлиманита [212]. Кордиерит-шпинелевые каймы возникают на переходе от силлиманит(кианит)-биотит-ортоклазовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой зоне.

хлоритом также часто сопровождается обогащением их краевой зоны марганцем и резким снижением содержания в ней магния [101]. Следовательно, два диаметрально противоположных процесса замещения граната: с одной стороны, его регрессивная хлоритизация, с другой — прогрессивная кордиеритизация (с одновременными признаками высокотемпературного разложения биотита), могут приводить к сходным тенденциям изменения состава граната.

Биотит-ортоклазовая субфация и влияние температуры на ее парагенезисы

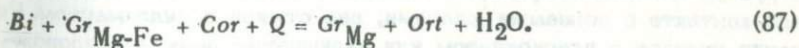
Данная субфация, в условиях которой стабильны $Gr + Cor + Ort + Q$, но полностью отсутствует парагенезис $Hyp + Ort$ (см. рис. 66, 2), возникает лишь при низких и умеренных давлениях, при $P_s < 4-4,5$ кбар (см. рис. 6 и 57). Это самая низкотемпературная часть гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, всегда четко выделяющаяся в региональных комплексах андалузит-силлиманитового типа. Пожалуй, прогрессивное развитие большинства из них завершается именно биотит-ортоклазовой субфацией гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, тогда как более высокие термальные ступени в этих комплексах представлены реже.

Например, во всех ореолах среди удоканской серии, давление при метаморфизме которой меняется от 2 до 3,5 кбар [32, 37], ассоциации гранат-кордиерит-микроклиновой зоны по температуре нигде не выходят за пределы данной субфации. В бедных кальцием калишпатсодержащих удоканских метапелитах устойчивы $Gr_{85} + Cor_{43} + Sill + Q$, $Gr_{79} + Cor_{40} + Bi + Q$. Железистость биотита достигает 75-80%, а его глиноземистость меняется от флогопит-аниитов до истонит-сидерофиллитов (рис. 68, 1). Это исключает появление парагенезиса $Hyp + Ort$, хотя в недосыщенных K_2O плагиогнейсах и эвлизитах той же субфации гиперстен обычен (см. рис. 54). Сходные с удоканскими парагенезисы низкотемпературной части гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, выделяемой нами в качестве биотит-ортоклазовой субфации, описаны в Ханкайском массиве [64], Ладожской формации [2, 66], китайской свите [88] и многих других комплексах андалузит-силлиманитового типа.

При повышении температуры внутри биотит-ортоклазовой субфации происходят следующие изменения равновесий (показаны стрелками на рис. 58, 1).

1. Нарастает железистость кордиерита и граната в парагенезисе $Gr + Cor + Sill + Q$ благодаря эндотермическим реакциям типа (77): $Gr_{Mg} + Sill + Q = Gr_{Mg-Fe} + Cor$ и типа (84): $Cor_{Mg-Fe} + Gr + Sill + Q = Cor_{Fe}$.

2. Нарастает магниальность граната в парагенезисе $Gr + Cor + Bi + Ort + Q$ — следствие прогрессивных реакций типа:



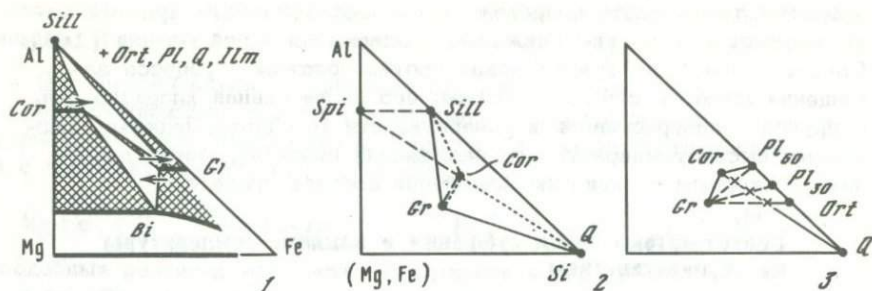
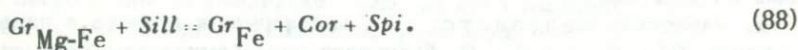


Рис. 68. Бiotит-ортоклазовая субфация гранат-кордиерит-ортоклазовой фации

1 – равновесия в насыщенных калием породах (стрелками показано смещение составов минералов с ростом температуры); 2-3 – зависимость состава кордиеритсодержащих кайм в данной субфации от совокупности реагирующих минералов: 2 – кордиеритовые и кордиерит-шпинелевые каймы между гранатом и силлиманитом, 3 – кордиерит-кварцевые каймы между гранатом и полевым шпатом

Благодаря одновременному действию реакций смешенного равновесия типа (77) и (87) разрыв в железистости граната в парагенезисах $Gr + Cor + Bi + Ort + Q$, $Gr + Cor + Sill + Ort + Q$, отсутствующий в начале субфации, возрастает в ее высокотемпературной части. Например, в удоканской серии (высокие ступени биотит-ортоклазовой субфации) железистость граната в упомянутых парагенезисах соответственно 79 и 85% [32], в иманском комплексе Ханкайского массива – 72 и 77% [57].

Для биотит-ортоклазовой фации весьма характерны два типа реакционных структур прогрессивного типа – кордиеритовые и кордиерит-шпинелевые каймы между гранатом и силлиманитом. Мономинеральные кордиеритовые каймы возникают в контакте граната и силлиманита (реакция $Gr + Sill + Q = Cor$) при наличии рядом кварца (см. рис. 68, 2); если он отсутствует, формируется кордиерит-шпинелевая кайма (реакция $Gr + Sill = Cor + Spi$). Эти же преобразования можно выразить в виде реакций смешенного равновесия: типа (77) – $Gr_{Mg-Fe} + Sill + Q = Gr_{Fe} + Cor$ и



Они показывают, что при разрастании кордиеритовых кайм в контакте с силлиманитом железистость замещаемого граната должна в краевой зоне повышаться, что подтверждается при микросондовом исследовании [42].

Другим, также весьма распространенным типом реакционных структур являются кордиерит-кварцевые каймы вокруг граната в его контакте с полевыми шпатами, вне стыков с силлиманитом. Реакция граната с плагиоклазом или калишпатом должна сопровож-



Рис. 75. Замещение биотита, находящегося в окружении кварца, каймой из мелких зерен гиперстена. В этом же образце широко развиты кордиерит-гиперстеновые каймы вокруг граната (см. рис. 81)



Рис. 76. Замещение биотита, находящегося в окружении кварца, каймой гиперстена с небольшой примесью кордиерита



Рис. 77. Гиперстеновая реакционная каемка вокруг биотита в его контактах с плагиоклазом. В правой части шлифа – эмбриональная кордиерит-гиперстеновая кайма вокруг граната

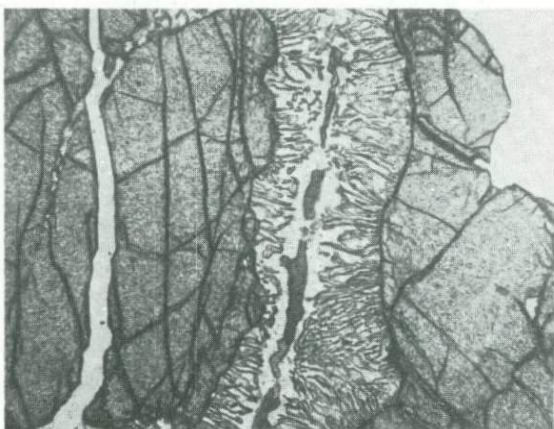


Рис. 78. Замещение чешуйки биотита (заключенной в гранате) кордиерит-гиперстеновым симплектитом в конечной стадии процесса замещения

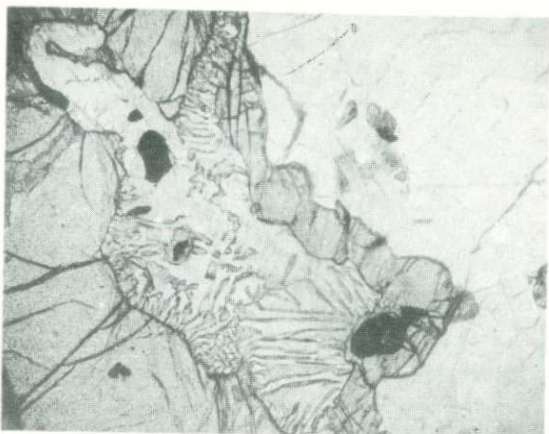
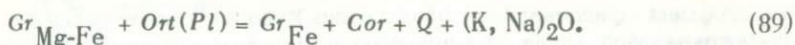


Рис. 81. Кордиерит-гиперстеновая симплектитовая оторочка вокруг граната в контакте с кварцем. Кайма имеет двойное строение: внешняя (со стороны кварца) - чисто гиперстеновая зона, внутренняя (в сторону граната) - кордиерит-гиперстеновая. В этом же образце развиты гиперстеновые каймы вокруг биотита (см. рис. 75)

даться выносом щелочей и повышением железистости остающейся части зерна замещаемого граната [90]:



При этом в контактах с калишпатом или олигоклазом количество вростков кварца в кордиерите больше, чем при взаимодействии с плагиоклазом повышенной основности (см. рис. 68, 3).

Эта реакция не изохимична в отношении щелочей, режим которых может влиять на ее ход. Однако, как и в остальных случаях, все признаки (включая и факт расширения стабильности кордиерита) указывают на прогрессивный характер процесса. Например, в удоканской серии кварц-кордиеритовые каймы между гранатом и полевым шпатом встречаются в породах, содержащих псевдоморфозы силлиманита по андалузиту, а также кордиеритовые каймы между гранатом и силлиманитом и биотитом и силлиманитом (последние — реликты пограничной реакции $Bi + Sill + Q = Gr + Cor + H_2O$). В архее Северо-Восточного Зябайкаля возникновение кордиерит-кварцевых кайм синхронно с явлениями эклогитизации (новообразования граната) в основных гранулитах [92], что полностью исключает трактовку кордиерит-кварцевых симплектитов как результат снижения давления.

Несмотря на вынос щелочей реакция типа (89) может быть также отнесена к чисто метаморфическим. По-видимому, как и в реакции биотита с силлиманитом, миграция щелочей ограничена, и они осаждаются в прилегающих участках, взаимодействуя с силлиманитом или образуя обычные для таких пород пертиты или антипертиты замещения.

подавляющее большинство реакционных структур, характерных для биотит-ортоклазовой субфации, связано с началом ограничения стабильности магнезиальных гранатов (но лишь в высокоглиноземистых парагенезисах) и увеличением стабильности кордиерита. Однако разнообразие таких структур еще невелико, например в калишпатсодержащих породах отсутствуют кордиерит-гиперстенные и кордиерит-сапфириновые каймы, обычные для более высоких ступеней гранат-кордиерит-ортоклазовой фации.

Снижение давления способствует значительному повышению железистости минералов во всех парагенезисах биотит-ортоклазовой субфации. Например, в роговиках железистость граната в ассоциации $Gr + Cor + Al_2SiO_5 + Ort + Q$ обычно 90–95%, а кордиерита — 50–55%. В то же время в них силикат глинозема чаще представлен андалузитом, чем силлиманитом. Это связано с тем, что при $P_s < 1-1,5$ кбар линии равновесий $Bi + Sill + Q = Gr + Cor + Ort + H_2O$, $Andl \rightarrow Sill$ пересекаются (см. рис. 6). Гранат-кордиерит-андалузит-ортоклазовые роговики — типичные породы тех частей контактовых ореолов, где еще отсутствует парагенезис $Hyp + Crt + Q$ [75].

Биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовая субфация и влияние температуры на ее парагенезисы

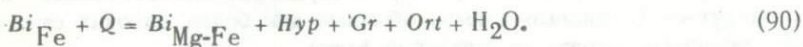
Эта субфация представляет собой среднюю часть гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, проявленную в широком интервале давлений — от 0,5 до 7,5 кбар (см. рис. 6 и 57), т.е. от роговиков до гранулитовых комплексов сравнительно глубинного типа. При $P_s < 7,5$ кбар с появлением ассоциации $Hyp + Sill + Ort + Q$ поле биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовой субфации в составе гранат-кордиерит-ортоклазовой фации (см. рис. 57, поле IV) выклинивается, целиком переходя в область биотит-силлиманит-ортоклазовой фации (см. рис. 57, поле II).

Рассматриваемая субфация наиболее характерна для гранулитовой алданской фации глубинности [57], а также для высокотемпературных зон некоторых комплексов андалузит-силлиманитового типа. Примером может служить Ладожская формация, в ореоле которой соответствующая зона является максимальной температурной ступенью — "гиперстеновая зона" (см. [2,66]). В то же время эта субфация (как и вся гранат-кордиерит-ортоклазовая фация) отсутствует в зональных ореолах кианит-силлиманитового типа, где метаморфизм не превышает обычно низких или средних ступеней биотит-силлиманит-ортоклазовой фации.

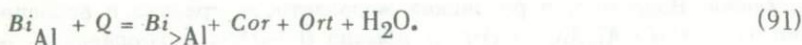
Критическим для субфации является парагенезис $Bi + Hyp + Gr + Ort + Q$ (рис. 69, I). Его образование возможно лишь при распаде наиболее железистых биотитов (см. рис. 65, 2-3 и рис. 66, 3). При этом, как показывают многочисленные анализы, пределы глиноземистости слюд сужаются, и они приближаются к разностям, промежуточным между истонит-сидерофиллитовой и флогопит-аннитовой сериями [32, 58].

При повышении температуры внутри биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовой субфации идут следующие реакции смещенного равновесия (см. рис. 69, I).

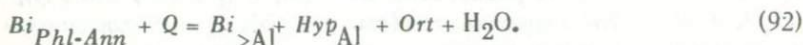
1. Уменьшается предельная железистость биотита в парагенезисе $Bi + Hyp + Gr + Ort + Q$:



2. Снижается глиноземистость биотитов в парагенезисе с кордиеритом:



3. Исчезают наименее глиноземистые биотиты и возрастает содержание Al в гиперстене в парагенезисе $Bi + Hyp + Q$:



4. Продолжает, как и внутри биотит-ортоклазовой субфации, нарастать железистость кордиерита и граната в парагенезисе $Gr + Cor + Sill + Ort + Q$ — реакции типа (77) и (84), и одновременно уве-

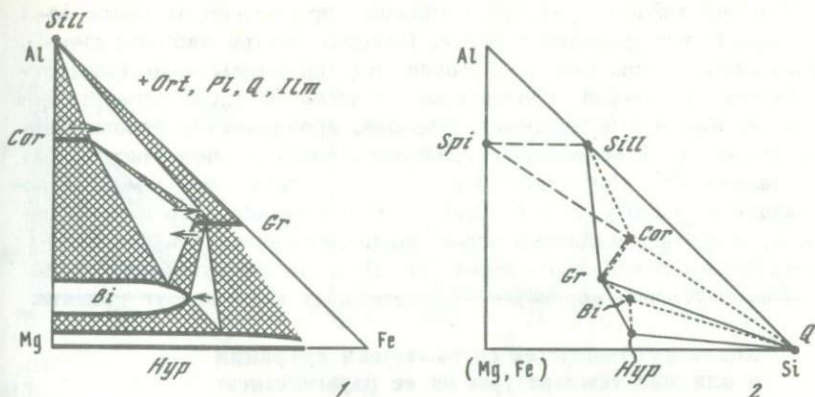


Рис. 69. Бiotит-гиперстен-гранат-ортоклазовая субфация гранат-кордиерит-ортоклазовой фации

1 - равновесия в насыщенных калием породах (стрелками показано смещение составов минералов с ростом температуры); 2 - зависимость состава некоторых реакционных структур в данной субфации от совокупности реагирующих минералов. Пояснения в тексте

личивается магнезиальность граната в парагенезисе $Gr + Cor + Bi + Ort + Q$ - реакции типа (87).

Поэтому при любых давлениях на высоких ступенях биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовой субфации, в сравнении с начальными ступенями, сильно понижена предельная железистость биотита, а разрыв в железистости граната в парагенезисах $Gr + Cor + Sill + Ort + Q$, $Gr + Cor + Bi + Ort + Q$ еще больше расширяется (сравн. рис. 65,2 и рис. 65,3).

Из реакционных структур для данной субфации характерны, как и для биотит-ортоклазовой, кордиеритовые и кордиерит-шпинелевые каймы между гранатом и sillиманитом (см. рис. 69,2) и кордиерит-кварцевые симплектиты вокруг граната и биотита в их контактах с плагиоклазом. Новыми являются гиперстеновые (иногда при участии граната) каймы вокруг наиболее железистых биотитов в контактах с кварцем. Они отражают реакции типа (91), которые в более общем виде можно записать:



Из рис. 69,2 следует, что они изохимичны в отношении Al, (Mg, Fe), Si. Калишпат, как обычно при распаде биотита, непосредственно в каймах не участвует, а образует антипертиты в прилегающих плагиоклазах или рассеянные в породе отдельные зерна. Внешне подобные структуры не так эффектны, как кордиеритовые келифиты, обычно они выражаются в частичном (реже полном) окружении чешуек биотита гиперстеном в виде тонких каемок с параллельным новообразованием вблизи амбовидных небольших зерен граната.

Реакции типа (90)-(93) - типичное проявление процесса нарастающей дегидратации биотита. Поэтому внутри биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовой субфации заметно уменьшение количества биотита в породах и увеличение содержания в них гиперстена и граната. Как и в предыдущей субфации, продолжается ограничение стабильности магнезиальных гранатов в высокоглиноземистом парагенезисе $Gr + Cor + Ort + Sill + Q$, но в менее глиноземистой ассоциации $Gr + Cor + Bi + Ort + Q$ его магнезиальность и устойчивость, напротив, медленно возрастают. Невозможность возникновения парагенезиса $Cor + Hup + Ort + Q$ в данной субфации объясняет и отсутствие кордиерит-гиперстеновых кайм вокруг граната.

Кордиерит-гиперстен-ортоклазовая субфация и влияние температуры на ее парагенезисы

Данная субфация представляет собой наивысшую ступень гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, которая проявляется в условиях любых давлений (см. рис. 57, поле V). Наиболее характерна она для гранулитов высской глубинности (алданская и сутаумская фации), тогда как в менее глубинных комплексах и ореолах андалузит-силлиманитового типа метаморфизм почти никогда не достигает такой высокой ступени. В роговиках кордиерит-гиперстен-ортоклазовая субфация возникает лишь в непосредственном контакте с интрузивами повышенной основности (от гранодиоритов до габбро).

Переход к данной субфации происходит вследствие разложения относительно железистых биотитов и связанного с этим распада ассоциации $Bi + Gr + Q$ (+*Ilm* или *Ru*) (см. рис. 65, 4 и рис. 66, 4). После появления критического для субфации парагенезиса $Cor + Hup + Ort + Q$ биотит, как правило, почти не встречается в стыках с гранатом и кварцем, сохраняясь лишь в безгранатовых кордиерит-гиперстеновых породах или внутри граната в виде реликтов, бронированных от соприкосновения с кварцем. Однако в бескварцевых гранулитах и роговиках парагенезис $Bi + Gr$ сохраняется до значительно более высоких температур.

Разложение парагенезиса $Bi + Gr + Q$ означает, что реакция типа (87): $Bi + Gr_{Mg-Fe} + Cor + Q = Gr_{Mg} + Ort + H_2O$ и связанное с ней нарастание магнезиальности граната в парагенезисе $Gr + Cor + Bi + Ort + Q$ становятся невозможными. Вместо этого возникает парагенезис $Gr + Cor + Hup + Ort + Q$ (рис. 70) с первоначально равновесными отношениями минералов, которые при дальнейшем повышении температуры быстро сменяются реакционными. Изучение шлифов показывает, что такими реакционными структурами в этой субфации являются исключительно кордиерит-гиперстеновые симплектиты, замещающие гранат, но отнюдь не гранатовые каймы между кордиеритом и гиперстеном. При этом железистость граната в краевой зоне возрастает, так же как кордиерита и гиперстена [43]. Следовательно, рост температуры смещает парагенезис $Hup + Cor +$

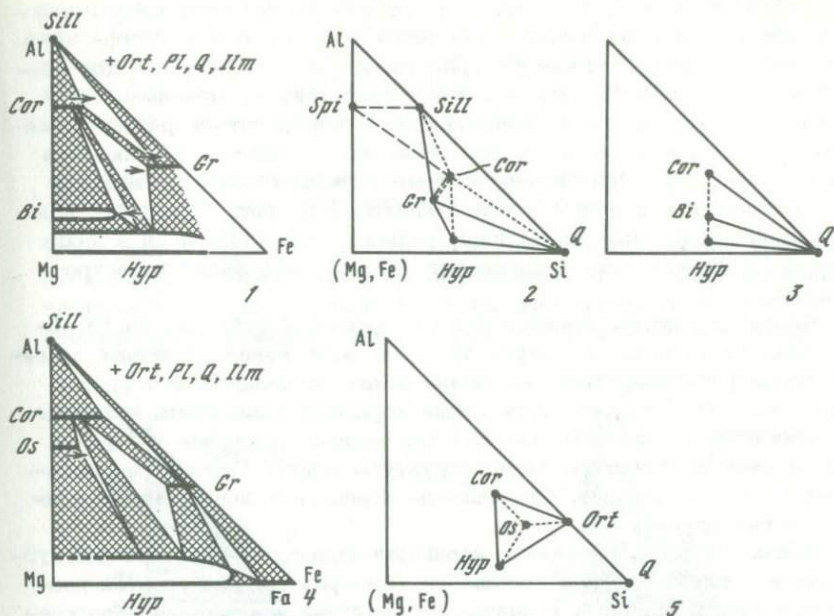
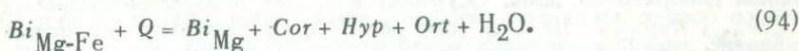


Рис. 70. Кордиерит-гиперстен-ортоклазовая субфация гранат-кордиерит-ортоклазовой фации

1 - равновесия в насыщенных калием породах (стрелками показано смещение составов минералов с ростом температуры); 2-3 - зависимость состава кордиеритсодержащих кайм в данной субфации от совокупности реагирующих минералов: 2 - кордиеритовые и кордиерит-шпинелевые каймы между гранатом и силлиманитом и кордиерит-гиперстеновые каймы в контактах граната с кварцем, 3 - кордиерит-гиперстеновые каймы вокруг биотита; 4 - равновесия в роговиках осумилитовой ступени на примере контактовых пород вокруг анортозитов комплекса Нэйн [114]; 5 - предполагаемые реакционные структуры между кордиеритом, гиперстеном и калишпатом на осумилитовой ступени

+ 'Gr(Ort, Q) в железистую область (см. рис. 70, 1), что связано с прогрессивными реакциями типа (79): $'Gr_{Mg} + Q = 'Gr_{Mg-Fe} + Cor + Hyp$.

Другая важная реакция смещенного равновесия в данной субфации - продолжающееся снижение железистости биотита в парагенезисе $Bi + Cor + Hyp + Ort + Q$:



Параллельно с этим еще более сужаются пределы глиноземистости биотита, и нарастает содержание Al в гиперстене, т.е. происходят реакции (91) и (92).

Следовательно, в кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации достигается максимума разнообразие типов кордиеритовых келифитовых структур, в частности вокруг граната. Наряду с обычными для предыдущих субфаций кордиеритовыми и кордиерит-шпинелевыми каймами между гранатом и силлиманитом и кордиерит-кварцевыми каймами между гранатом и плагиоклазом здесь впервые возникают и развиваются кордиерит-гиперстеновые келифиты вокруг граната в его контактах с кварцем и плагиоклазом (см. рис. 70, 2). Эти каймы являются прямым следствием реакций типа (79) и ни в каких других субфациях гранат-кордиерит-ортоклазовой фации не встречаются.

Биотит в кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации часто обнаруживает видимые в шлифах признаки разложения. Наиболее обычны кордиерит-гиперстеновые каймы вокруг отдельных его чешуек (см. рис. 70, 3); встречаются также кордиерит-кварцевые келифиты (в контактах с полевым шпатом) или мономинеральные гиперстеновые каемки. Зачастую такие структуры вокруг биотита присутствуют в тех же породах, где развиты кордиерит-гиперстеновые каймы по гранату.

Таким образом, начиная с кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации и в глубь нее при повышении температуры усиливается разложение магнезиальных гранатов во всех без исключения парагенезисах (см. рис. 30, 1) — с силлиманитом, кордиеритом и гиперстеном. Это указывает на общее сокращение его стабильности при максимальных температурах метаморфизма и вытеснение его кордиерит-гиперстеновой ассоциацией. В гипабиссальных роговиках к кордиерит-гиперстеновым добавляются также кордиерит-фаялитовые каймы. Повышение температуры способствует также нарастающему распаду биотитов на кордиерит+гиперстен+ортоклаз (см. рис. 70, 1), в результате чего сохраняются лишь самые магнезиальные его разновидности.

До недавних пор считалось, что магнезиальные биотиты сохраняют стабильность даже в самых высокотемпературных гранулитовых комплексах и роговиках. Однако при изучении контактовых роговиков вокруг анортозитов комплекса Нэйн на Лабрадоре [112] выяснилось, что биотит в них полностью неустойчив (сохраняются лишь небольшие чешуйки бариевого биотита). Давление при образовании этих роговиков оценивается в 3,7–6,6 кбар. Другая важная особенность данных пород, также связанная с их высокотемпературностью, — устойчивость осумилита [114], редкого минерала состава $K(Mg, Fe)_2(Al, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+})_3(Si, Al)_{12}O_{30}$, который ранее обнаруживался лишь в кислых эффузивах и роговиках вблизи долеритовых даек. Осумилит встречен в парагенезисе $Os_{23} + Cor_{23} + Hup_{59} + Ort + Q$ (см. рис. 70, 4); поэтому высшая ступень кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации может быть названа *осумилитовой*. Образование осумилита связано с реакцией $Cor + Hup + Ort + Q = Os$ (см. рис. 70, 5), причем рост температуры

должен способствовать повышению железистости осумилита и постепенному вытеснению им парагенезиса $Cor + Hyp + Ort$. Не исключено, что осумилит может быть встречен не только в роговиках вокруг основных пород, но и среди наиболее высокотемпературных гранулитов не слишком большой глубинности¹.

Некоторые факторы, осложняющие равновесия в гранат-кордиерит-ортоклазовой фации

В породах гранат-кордиерит-ортоклазовой фации нередко наблюдается сосуществование ряда альтернативных ассоциаций. Особенно часто это происходит, если $P - T$ условия близки к линиям моновариантных равновесий. Так, у низкотемпературной границы фации

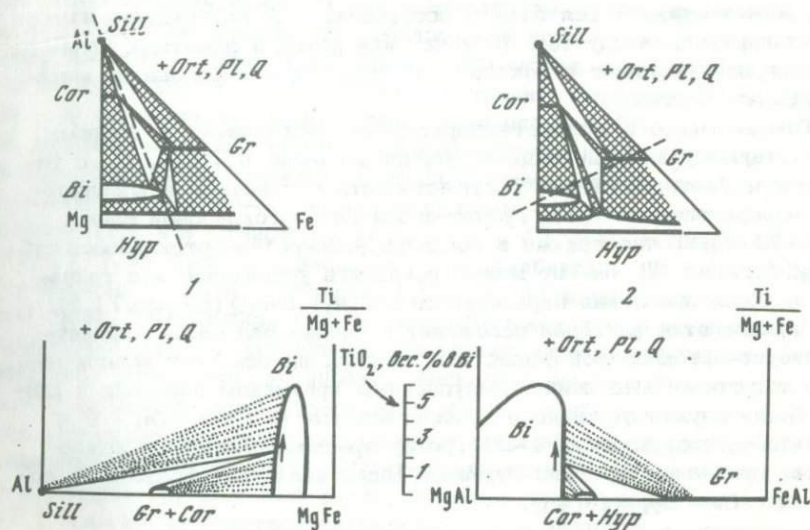


Рис. 71. Влияние титанистости биотита на стабильность парагенезиса $Bi + Sill$ в гранат-кордиерит-ортоклазовой фации (1) и парагенезиса $Bi + Gr + Q$ в кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации (2) для гранулитов, не содержащих ильменит или рутил. Линиям сечений, показанных на треугольных диаграммах $Al - Mg - Fe$ пунктиром (вверху), отвечают диаграммы с точкой Ti , отнесенной в бесконечность (внизу)

¹ Когда настоящая работа была в наборе, появилось первое сообщение об обнаружении осумилита среди гранулитов Земли Эндерби в Антарктиде в парагенезисах $Os + Sill + Gr + Spi + Q$ и $Os + Gr + Saph + Hyp + Cor + Spi + Q$ (E. S. Grew. Trans. Amer. Geoph. Union, 1978, 59, p. 1216).

нередко сосуществуют $Bi + Sill + Q$ и $Gr + Cor + Ort$; у границы кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации — $Bi + Gr + Q$ и $Cor + Hyp + Ort + Q$. По-видимому, здесь играют роль кинетические факторы, особенно заметные при тесном сближении линий нескольких равновесий, как, например, вблизи неинвариантной точки [$Bi + Gr + Cor + Hyp + Sill + Ort + Q$] (см. рис. 6 и 57).

Однако большое значение имеет влияние таких компонентов, как Ti в биотите и Mn и Ca в гранате [13]. Например, из-за примеси Mn (и Ca) сильно расширяется температурный интервал пограничной реакции $Bi + Sill + Q = Gr + Cor + Ort + H_2O$ (см. рис. 67). Высокое содержание TiO_2 в гранулитовых биотитах (достигающее 5–6 вес.%) также заметно расширяет его парагенезисы, которые необходимо в этом случае рассматривать в системе $K - Mg - Fe - Al - Ti$. Однако влияние Ti в биотите, как следует из правила фаз, может сказываться лишь в ассоциациях, не содержащих ильменит и рутил; между тем ильменит или рутил в заметных количествах присутствуют в большинстве гранулитов и роговиков метapelитового состава.

Тем не менее в высокотемпературных метapelитах, в которых отсутствуют указанные акцессории, парагенезис $Bi + Sill + Q$ с титанистым биотитом может сосуществовать с гранатом и кордиеритом в определенной части гранат-кордиерит-ортоклазовой фации (рис. 71, 1). Точно так же в кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации богатый Ti биотит может сохранять устойчивость с гранатом и после появления парагенезиса $Cor + Hyp + Ort + Q$ (см. рис. 71, 2).

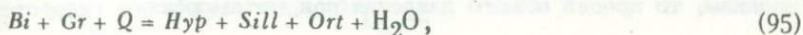
Влияние этих факторов осложняет изучение равновесий гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, что, однако, не означает полной невозможности ее выделения. Безусловным признаком перехода к данной фации служит устойчивость парагенезиса $Gr + Cor + Ort + Q$ с гранатами, содержащими 1–2% гроссуляр-спессартинового компонента; признаком высоких ступеней фации является образование ассоциации $Cor + Hyp + Ort + Q$.

ГИПЕРСТЕН-СИЛЛИМАНИТОВАЯ ФАЦИЯ И ЕЕ СООТНОШЕНИЯ С ГРАНАТ-КОРДИЕРИТ-ОРТОКЛАЗОВОЙ ФАЦИЕЙ ПРИ $P_s > 7,5$ КБАР

Появление парагенезиса $Hyp + Sill + Ort + Q$ служит важным критерием особо высоких давлений при гранулитовом метаморфизме [57, 61, 87]. Изучение условий его образования позволило А.А. Маракушеву выделить "сутамскую" фацию глубинности, в которой парагенезис $Hyp + Sill + Ort + Q$ начинает вытеснять ассоциацию $Gr + Cor + Ort + Q$ (с гранатом, железистость которого до 50%). До недавнего времени находки гиперстен-силлиманитовых пород были единичными. Однако за последние годы обнаружены значительные участки развития гиперстен-силлиманитовой фации - на юго-востоке Алданского щита и в Становой зоне [24, 25, 43, 61], в Енисейском крае [77], на Кольском п-ове [47], на Анабарском щите [55, 72], в Антарктиде [73], на Лабрадоре [223, 224] и среди других выходов архея. Выяснилось, что условия образования гиперстен-силлиманитовых пород неоднородны по давлению и температуре; их парагенезисы позволяют установить несколько температурных ступеней и несколько типов (уровней) глубинности. Большое отличие гиперстен-силлиманитовых ассоциаций и связывающих их внутренних равновесий от парагенезисов биотит-силлиманит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой фаций, довольно значительный интервал $P-T$ условий их кристаллизации и огромное значение в качестве индикатора давления дают основания для выделения самостоятельной гиперстен-силлиманитовой фации.

ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ФАЦИИ

На рис. 72 представлена приближенная $P-T$ диаграмма равновесий гиперстен-силлиманитовой фации для кварцсодержащих пород с избыточным ортоклазом. Критическим для всей фации является парагенезис $Hyp + Sill + Ort + Q$. Судя по экспериментальным данным Р.Ньютона [227], расчетным, топологическим и некоторым природным соотношениям, ее поле впервые появляется при $P_s \sim 7,5$ кбар и при дальнейшем росте давления быстро расширяется. Низкотемпературная граница фации, как показано А.А. Маракушевым, - реакция:



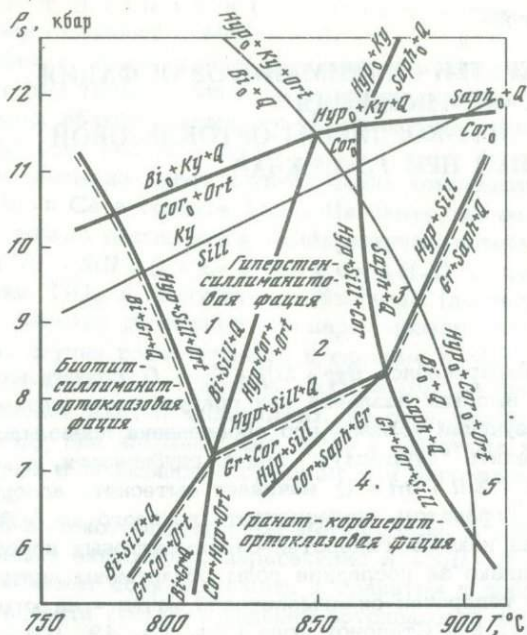


Рис. 72. Приближенная $P_s - T$ диаграмма равновесий в насыщенных K_2O породах гиперстен-силлиманитовой фацции и ее границы с биотит-силлиманит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой фацциями

Субфацции гиперстен-силлиманитовой фацции: 1 - биотит-силлиманит-гиперстеновая, 2 - кордиерит-гиперстен-ортоклазовая, 3 - сапфирин-кварцевая; субфацции гранат-кордиерит-ортоклазовой фацции: 4 - кордиерит-гиперстен-ортоклазовая, 5 - сапфирин-кварцевая

отделяющая ее от биотит-силлиманит-ортоклазовой фацции. Высокотемпературная граница при сравнительно "низких" давлениях - реакция:



а при более высоких - реакция:



В некоторых работах наклон линии равновесия (96) принимается отрицательным; однако, как будет показано далее, петрологические наблюдения, экспериментальные и расчетные данные указывают на ее положительный наклон.

Таким образом, при $P_s > 7,5$ кбар гиперстен-силлиманитовая фацция занимает по температуре положение, промежуточное между биотит-силлиманит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой фацциями. Если показанные на рис. 72 температурные оценки справедливы, то предел общего давления при метаморфизме гиперстен-

силлиманитовой фации ни в одном комплексе не превышал 10–11 кбар, поскольку в ней неизвестен кианит и всегда присутствует кордиерит, предельная железистость которого 5–17%. Биотит (с железистостью до 10–20%) с кварцем также стабильны во всех известных гиперстен–силлиманитовых комплексах.

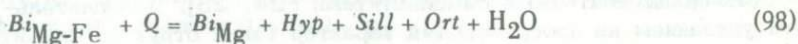
Для данной фации характерно сочетание особо высоких давлений и температур. Поэтому железистость граната в бедных СаО кварц-содержащих породах снижается до 35% (обычно 40–50%), содержание Al_2O_3 в гиперстенах достигает 10 вес.%, обычным минералом становится сапфирин, иногда в парагенезисе с кварцем.

Гиперстен–силлиманитовая фация, согласно природным парагенезисам, подразделяется на три температурные субфации: *биотит-силлиманит-гиперстеновую*, *кордиерит-гиперстен-ортоклазовую*, *сапфирин-кварцевую* (см. рис. 72, поля 1–3 соответственно).

Биотит-силлиманит-гиперстеновая субфация

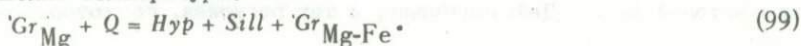
Это самая ранняя ступень гиперстен–силлиманитовой фации (см. рис. 72, 1), непосредственно сменяющая с ростом температуры биотит–силлиманит–ортоклазовую фацию в результате реакции типа (95). Распад сравнительно железистых биотитов из ассоциации с Gr приводит к появлению парагенезиса $Hyp + Sill + Ort + Q$, но в более магнезиальных породах, наряду с ним, сохраняется парагенезис $Bi + Sill + Q$ (рис. 73). Поэтому критической для субфации являющейся ассоциацией $Bi + Hyp + Sill + Ort + Q$.

Повышение температуры внутри биотит–силлиманит–гиперстеновой субфации приводит к дальнейшему снижению железистости биотита вследствие реакции:



и к расширению стабильности парагенезиса $Hyp + Sill$ в магнезиальную область. В то же время устойчивость кордиерита, железистость которого у нижней границы фации не превышает 5–10%, медленно увеличивается – реакции типа (82): $Bi + Sill + Cor_{Mg} + Q = Cor_{Mg-Fe} + Ort + Q$.

Для метаморфических комплексов, образовавшихся при $P_s > 7,5$ кбар, переход к гиперстен–силлиманитовой фации является рубежом, после которого принципиально меняется стабильность гранатов пиропальмандинового ряда. Начиная с ее низкотемпературной границы, прекращается нарастание магнезиальности граната при повышении температуры, которое в пределах этой фации, биотит–силлиманит–ортоклазовой фации было связано с прогрессивными реакциями типа (70): $Bi + Sill(Ky) + Gr_{Mg-Fe} = Gr_{Mg} + Q + Ort + H_2O$. После образования парагенезиса $Hyp + Sill + Gr + Q$ проявляется обратная тенденция – разложение наиболее магнезиальных гранатов на $Hyp + Sill$ при повышении температуры:



Эндотермический характер этой реакции хорошо доказан экспериментально: согласно Б.Хенсену и Э.Эссену [173], линия магнезиального равновесия $Pr_0 + Q = Hup_0 + Sill$ имеет положительный наклон на $P - T$ диаграмме (см. рис. 62). Следовательно, такое же положение имеют линии реакций с участием железо-магнезиальных фаз, и при $P_s = \text{const}$ повышение температуры будет способствовать замещению граната гиперстеном и силлиманитом, начиная с магнезиальных составов.

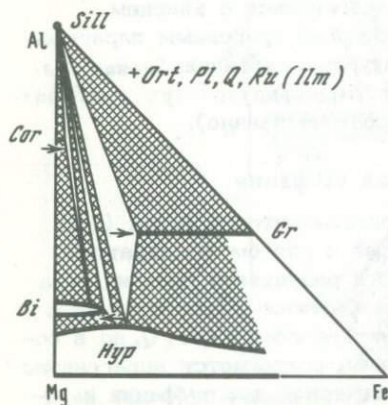


Рис. 73. Парагенезисы ортоклазо-держащих пород биотит-силлиманит-гиперстеновой субфации. Стрелками показано направление смещения составов минералов с ростом температуры

В природных комплексах, например в сугамском и чогарском, следствием реакций типа (99) является неоднократно наблюдаемое в шлифах замещение наиболее богатых пиромом гранатов гиперстен-силлиманитовыми симплектитами [24, 25]. Дополнительным указанием на прогрессивный характер таких структур служит то, что они обычно сопряжены с частичным замещением биотита гиперстеном. Специальное микрозондовое исследование гиперстен-силлиманитовых оторочек вокруг граната показало [43], что железистость граната в реакционной зоне возрастает, как это и следует из реакции (99). Так, изученный с этой целью кристалл имеет гомогенное магнезиальное ядро ($F_{Gr} = 46\%$) и очень узкую краевую часть, где железистость граната повышается до 48,5%; новообразованный гиперстен из замещающих гиперстен-силлиманитовых сростков содержит 7,8 вес.% Al_2O_3 . Появление и разрастание структур такого рода означает расширение стабильности ассоциации $Hyp + Sill$ в железистую область за счет сокращения устойчивости магнезиальных гранатов.

Подобное кардинальное изменение поведения граната при изменении температуры, начиная с гиперстен-силлиманитовой фации, означает, что в каждом метаморфическом комплексе этого типа наиболее магнезиальные гранаты должны встречаться на непосредственной границе биотит-силлиманит-ортоклазовой и гиперстен-силлиманитовой фаций. Действительно, в тех регионах, по которым име-

ются анализы минералов, минимальная железистость граната среди кварцсодержащих ассоциаций гиперстен-силлиманитовой фации достигается именно в пограничном парагенезисе $Bi + Gr + Hup + Sill + Ort + Q$ (без кордиерита). Например, в гранулитах на юго-западе Кольского п-ова [47] железистость граната в этой ассоциации - 36% (минимальное значение для всех известных до сих пор кварцсодержащих пород), в чогарском комплексе - 42-44% [24], в сута́мском - 46% [43]. Как в чогарском, так и в сута́мском комплексах в последующих более высокотемпературных парагенезисах (например, $Hup + Sill + Cor + Gr + Ort + Q$) предельная железистость граната становится выше - соответственно 46% в чогарском и 49-50% в сута́мском комплексе.

Таким образом, с момента появления парагенезиса $Hup + Sill + Q$ внутри биотит-силлиманит-гиперстеновой субфации происходит расширение его стабильности с ростом температуры: в магниезильную область - за счет биотита; в железистую - за счет граната.

Кордиерит-гиперстен-ортоклазовая субфация

Кордиерит-гиперстен-ортоклазовая субфация (см. рис. 72, поле 2) является при $P_s = 7,5-8,5$ кбар наиболее высокой, а при $P_s > 8,5$ кбар - лишь средней ступенью гиперстен-силлиманитовой фации. Переходной к ней становится реакция:



критическим парагенезисом - $Hup + Cor + Sill + Ort + Q$ (рис. 74, 1). Его образование вызвано тем, что прогрессирующее по мере роста температуры снижение железистости биотита и увеличение железистости кордиерита [встречные реакции типа (82) и (98)] способствуют сужению, а затем распаду характерного для предыдущей субфации парагенезиса $Bi + Sill + Q$.

Определяющими для кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации являются парагенезисы $Cor + Hup + Sill + Ort + Q$, $Gr + Hup + Sill + Ort + Q$, $Bi + Hup + Cor + Ort + Q$ (см. рис. 74, 1). Рассмотрим их эволюцию на примере гранулитов восточной части Сута́мского блока [43].

Породы сута́мского комплекса этого района в подавляющей части относятся к верхним ступеням кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации, и поэтому ассоциация $Bi + Sill + Q$ в них обычно отсутствует. Если оба минерала и встречаются в одной породе, между ними всегда наблюдается отчетливая реакционная кордиеритовая кайма, полностью отделяющая биотит от силлиманита; местами она превращается в лапчатое кордиеритовое зерно, содержащее внутри небольшие остатки силлиманита или биотита. Постоянное присутствие таких кайм указывает на завершение распада парагенезиса $Bi + Sill + Q$, т.е. на прогрессивный переход от ранней, более низкотемпературной биотит-силлиманит-гиперстеновой к кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации.

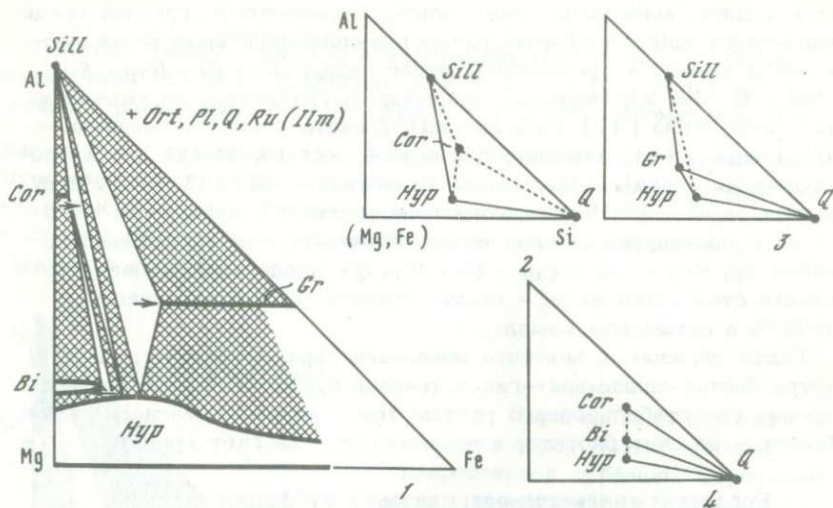
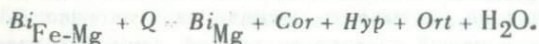


Рис. 74. Кордиерит-гиперстен-ортоклазовая субфация гиперстен-силлиманитовой фации

1 – равновесия в насыщенных калием породах (стрелками показано смещение составов минералов с ростом температуры); 2–4 – зависимость состава реакционных кайм от совокупности реагирующих минералов: 2 – кордиеритовые каймы между гиперстеном и силлиманитом в присутствии кварца, 3 – гиперстен-силлиманитовые каймы вокруг граната в контакте с кварцем, 4 – кордиерит-гиперстеновые каймы вокруг биотита

Первичный (не наложенный) биотит, железистость которого не превышает 30%, довольно редок в сутамских кварцсодержащих гранулитах, встречаясь в заметных количествах лишь в парагенезисе $Bi + Cor + Hyp + Q$. Тем не менее в породах гиперстен-кордиерит-ортоклазовой фации наблюдаются отчетливые признаки дальнейшего разложения или ограничения его устойчивости. Чаще всего отдельные чешуйки биотита с краев замещаются тонкой гиперстеновой или кордиерит-гиперстеновой оторочкой; подобные каймы встречаются в окружении и кварца (рис. 75, 76)¹, и плагиоклаза (рис. 77). Разрастание таких кайм приводит к тому, что от биотита остаются резорбированные, изъеденные реликты внутри кордиерит-гиперстеновых симплектитов (рис. 78). Распад биотита, усиливающийся с приближением высокотемпературной границы субфации, несомненно, имеет прогрессивный характер и связан с реакциями типа (94):



¹ Фото шлифов на рис. 75–78 и 80 – из коллекции Н.Г. Кисляковой по гранулитам восточной части Сутамского блока (рис. 75–78, 81 см. вклейку между стр. 192–193).

Один из самых типичных для сутамского комплекса - парагенезис $Cor + Hup + Sill + Ort + Q$. Для него характерны как равновесные, так и реакционные отношения всех минералов; последние представлены исключительно кордиеритовыми каймами между гиперстеном и sillиманитом. Каймы шириной от 30-50 мм до 1-2 мм при разрастании превращаются в амёбовидные зерна водяно-прозрачного кордиерита, часто с реликтами sillиманита внутри. При этом железистость кордиерита возрастает.

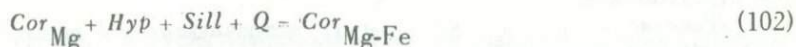
Генетическая интерпретация подобных структур зависит от положения линии равновесия:



на $P-T$ диаграмме. В ранней работе Б.Хенсена и Э.Эссена [173], где данное равновесие изучено приближенно (лишь по трем экспериментальным точкам), высказывается предположение об отрицательном наклоне соответствующей линии. В более поздней работе Б.Хенсена и Д.Грина [175] это равновесие не проверялось, а было целиком заимствовано из упомянутой работы. Однако специальное изучение указанной реакции показало [227], что для безводного кордиерита линия равновесия $Hup_0 + Sill + Q = Cor_0$ имеет положительный наклон +5,5 бар/град. При участии H_2O реакция смещается в сторону более высоких давлений, но из-за появления расплава ее положение можно оценить лишь приблизительно. Термодинамические расчеты, проделанные независимо [68 и 193], однозначно дают крутой положительный наклон этого равновесия.

Как было показано в главе VIII, присутствие кристаллизационной H_2O в кордиерите не меняет его устойчивости, и он ведет себя как безводная фаза и при избытке, и при недостатке флюида. В полной мере это относится и к равновесию $Hup + Sill + Q = Cor$, линия которого должна сохранять положительный наклон в водных условиях.

На рис. 79 приведена принципиальная $P-T$ диаграмма равновесий в системе $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, построенная согласно результатам Р.Ньютона, Л.Л. Перчука и И.Хатчина с соавторами [68, 193, 227]. Положение линии реакции $Hup_0 + Sill(Ky) + Q = Cor_0$ предопределяет такой же наклон линий равновесий при участии железо-магнезиальных фаз. В любом изобарическом сечении первыми (при более низких температурах) возникают сравнительно магнезиальные кордиериты, а затем вследствие реакции:



их железистость повышается. Равновесия типа (102) являются причиной возникновения кордиеритовых кайм между гиперстеном и sillиманитом и приводят к вытеснению кордиеритом магнезиальных гиперстен-sillиманитовых ассоциаций. Как следует из рис. 79, это может быть вызвано либо повышением температуры, либо снижением давления.

и в предыдущей субфации, расширяется за счет магнезиальных гранатов, тогда как в магнезиальной — начинает быстро уменьшаться за счет замещения этого парагенезиса кордиеритом. Связанное с этим образование кордиеритовых кайм между *Hyp* и *Sill* и гиперстен-силлиманитовых симплектитов вокруг *Gr* (в его контактах с кварцем или полевым шпатом) происходит на фоне усиливающегося замещения биотита гиперстеном и кордиеритом. Все три реакции изохимичны в отношении (Mg, Fe), Al и Si (см. рис. 74, 2-4), т.е. имеют чисто метаморфический характер.

Сапфирин-кварцевая субфация

Сапфирин-кварцевая субфация (см. рис. 72, поле 3) в составе гиперстен-силлиманитовой фации выделяется только в комплексах, еще более глубоких, чем сутамский ($P'_{15} > 8,5$ кбар). Переход к этой субфации связан с реакцией:



При меньших давлениях парагенезис *Saph* + *Q* образуется уже внутри гранат-кордиерит-ортоклазовой фации (см. рис. 72, поле 5).

Сапфирин-кварцевая ассоциация до сих пор была встречена лишь в единичных случаях и только среди гранулитов максимальных дав-

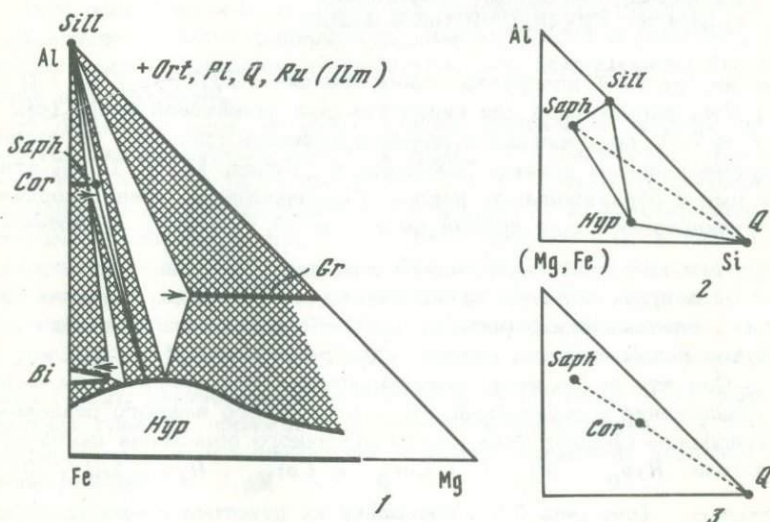


Рис. 80. Сапфирин-кварцевая субфация гиперстен-силлиманитовой фации

1 — равновесия в насыщенных калием породах (стрелками показано смещение составов минералов с ростом температуры); 2-3 — предполагаемые реакционные структуры: 2 — сапфирин-кварцевые каймы между гиперстеном и силлиманитом (с железистым сапфиринном), 3 — кордиеритовые каймы между магнезиальным сапфиринном и кварцем

лений и температур [24, 142, 211, 224]. Парагенезисы данной субфации показаны на рис. 80, 1; наиболее обычен $Saph + Q + Hyp + Sill$, более редок $Saph + Cor + Hyp + Sill + Q$. Во всех известных комплексах, относимых к сапфириин-кварцевой субфации, стабильны магнезиальные биотиты ($F_{Bi} \leq 20\%$) с кварцем.

Из-за редкости находок пород этого типа внутренние равновесия субфации не изучены. По-видимому, рост температуры должен способствовать замещению гиперстена с силлиманитом сапфириин-кварцевыми сростками и повышению железистости сапфирина (см. рис. 80, 1-2). В то же время магнезиальные сапфирины в свою очередь будут замещаться кордиеритом (см. рис. 80, 3) с нарастанием железистости последнего. Соответствующие этим реакциям линии магнезиальных равновесий $Hyp_0 + Sill = Saph_0 + Q$, $Saph_0 + Q = Cor_0$ имеют, по экспериментальным данным [131], положительный наклон на $P-T$ диаграмме. Одновременное действие реакций этого типа является, по-видимому, одной из причин ограниченной стабильности ассоциаций $Saph + Q$ даже в пределах сапфириин-кварцевой фации.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ ГРАНИЦА И ВЛИЯНИЕ ГЛУБИНОСТИ НА КВАРЦОСодержАЩИЕ РАВНОВЕСИЯ ГИПЕРСТЕН-СИЛЛИМАНИТОВОЙ ФАЦИИ

Положение на $P-T$ диаграмме линии реакции (96): $Hyp + Sill + Q = Gr + Cor$, пограничной для гиперстен-силлиманитовой фации (см. рис. 6 и 72), до последнего времени являлось спорным. Согласно экспериментальным данным Б.Хенсена и Д.Грина [175, 176], эта линия имеет отрицательный наклон. Следовательно, гранат-кордиерит-ортоклазовая фация должна быть (при $P_s = const$) низкотемпературным аналогом гиперстен-силлиманитовой фации. Такая трактовка была принята затем во многих петрогенетических схемах. Однако термодинамические расчеты [59, 69] дают, напротив, довольно крутой положительный наклон линии равновесия $Hyp + Sill + Q = Gr + Cor$, что приводит к противоположным петрологическим выводам. Заключение о положительном наклоне этого важного равновесия неизбежно следует также из аналогичного положения линий реакций типа $Hyp_0 + Sill + Q = Cor_0$ и $Cor_{Mg} + Hyp + Sill + Q = Cor_{Mg-Fe}$ (см. рис. 75), поскольку их действие приводит сначала к сужению устойчивости парагенезиса $Hyp + Sill + Q$ с ростом температуры, а затем к распаду его на $Gr + Cor$. Поэтому решающее значение приобретают природные наблюдения, тем более, что процессы замещения гиперстен-силлиманитовых ассоциаций гранат-кордиеритовыми являются самыми обычными в комплексах этого типа.

Анализ парагенезисов наиболее глубоких гранулитов показывает, что природным соотношениям отвечает второй вариант - с положительным наклоном пограничной линии.

Петрологический анализ пограничных равновесий гиперстен-силлиманитовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой фаций на примере сутамского комплекса

В породах восточной части Сутамского блока широко представлены реакционные парагенезисы, переходные от гиперстен-силлиманитовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации [43]. Например, в моновариантной ассоциации $Hyp + Sill + Gr + Cor + Ort + Q$ гиперстен и силлиманит постоянно разделены кордиеритовыми каемками. На начальной стадии их образования гранат, если он присутствует в породе, не несет никаких признаков изменений. Это значит, что парагенезис $Hyp + Sill$ разрушается, а образовавшийся вместо него кордиерит создает устойчивый парагенезис с гранатом. Дальнейшее развитие процесса заключается в разрастании кордиеритовых кайм между Hyp и $Sill$ (с тенденцией полного замещения силлиманита кордиеритом) и в последующем новообразовании кордиерит-гиперстеновых келифитов вокруг граната. Железистость граната при келифитизации повышается, но он никогда не исчезает целиком. Таким образом, на месте парагенезиса $Hyp + Sill (\pm Gr)$ формируется новая ассоциация $Cor + Hyp + Gr$, в которой железистость всех минералов тем выше, чем дальше зашел процесс обрастания граната кордиерит-гиперстеновыми оторочками.

Весь комплекс минералогических изменений при образовании парагенезисов гранат-кордиерит-ортоклазовой фации показывает, что они вызваны повышением температуры. Это доказывается следующими наблюдениями.

1. Ортопироксены из более ранних, стабильных ассоциаций гиперстен-силлиманитовой фации (например, из парагенезиса $Hyp + Sill + Gr + Ort + Q$ или $Hyp + Sill + Cor + Ort + Q$) содержат, согласно микронзондовым анализам, 7,8–7,9 вес.% Al_2O_3 ¹. В моновариантной пограничной ассоциации $Hyp + Sill + Gr + Cor + Ort + Q$, а также в новообразованной ассоциации $Gr + Cor + Hyp + Ort + Q$ (с полностью замещенными или едва видимыми реликтами $Sill$ внутри Cor) глиноземистость гиперстенов неизменно повышена и достигает 9,1–9,6 вес.% Al_2O_3 [43, табл. 1–3]. Согласно экспериментальным данным [102], растворимость Al в гиперстенах до $P_S = 12$ кбар возрастает главным образом при повышении температуры и в гораздо меньшей мере – при повышении давления; понижение давления дает обратный эффект.

¹ Для суждений о максимальном содержании Al в гиперстенах наиболее надежны микронзондовые анализы, поскольку они позволяют избежать многочисленных вростков силлиманита, характерных для гиперстенов из этой фации. При отборке монофракций полностью избавиться от включений силлиманита практически невозможно, что заметно искажает (увеличивает) истинное значение глиноземистости ортопироксенов по данным химических анализов.

2. Замещение граната в контактах с кварцем кордиерит-гиперстеновыми келифитами, как показано на примере менее глубинных гранулитов (см. главу VIII), является типичной прогрессивной реакцией в условиях высоких ступеней гранат-кордиерит-ортоклазовой фации. Однако при микрозондовом изучении таких структур в сутамском комплексе обнаружены некоторые важные дополнительные детали. Так, внутри отдельных кайм по мере их разрастания содержание глинозема в гиперстеновых вростках повышается. Например, в изученной кайме, в ее внешней части (образовавшейся в начале замещения, у контакта с кварцем) количество Al_2O_3 в гиперстене - 4,9 вес.%, а во вростках из внутренней части каймы (на передовом фронте замещения) оно повышается до 7 вес.%. Одновременно железистость кордиерита в том же направлении возрастает от 14 до 16%; железистость замещаемого граната в краевой зоне повышается до 52%, тогда как его ядро сохраняет первичную более низкую железистость - 49,5%. Кордиерит из мономинеральных кордиеритовых кайм между *Hyp* и *Sill* в том же образце (возникший, очевидно, ранее, до начала келифитизации граната) имеет железистость 13%. Если принять, что кордиерит из тонких кайм между *Hyp* и *Sill* и магнезиальное (докелифитовое) ядро граната отражают состав более раннего, моновариантного парагенезиса ($Hyp + Sill + Cor_{13} + Gr_{49} + Q$), то переход от него к новообразованному парагенезису ($Gr_{52} + Cor_{16} + Hyp + Q$) (результат

келифитизации) сопровождается увеличением $K_{D(Gr-Cor)}^{Mg}$ от 0,155 до 0,176. Возрастание $K_{D(Gr-Cor)}^{Mg}$ [67], увеличение глиноземистости

Hyp, как и факт распада магнезиального граната на $Cor + Hyp$, указывают на повышение температуры в ходе келифитизации граната.

3. Во всех шлифах с моновариантной ассоциацией $Hyp + Sill + Gr + Cor + Ort + Q$ ярко выражено замещение биотита кордиерит-гиперстеновыми или чисто гиперстеновыми каемками. В образцах с сильно келифитизированным гранатом (рис. 81, см. вкл. между стр. 192-193) распад биотита проявлен еще более интенсивно, а общее количество его в породе уменьшается. Эта одновременность разрастания двух типов структур нередко подчеркивается (в случае близкого контакта замещаемых минералов) прямым срастанием кордиерит-гиперстеновых кайм вокруг граната и биотита. Следовательно, переход от гиперстен-силлиманитовой к гранат-кордиеритовой фации сопровождается замещением водного минерала - биотита, что служит прямым указанием на увеличение температуры.

Таким образом, детальный анализ реакционных структур в породах сутамского комплекса показал, что смена парагенезисов гиперстен-силлиманитовой фации на ассоциации гранат-кордиерит-ортоклазовой (рис. 82) сопровождается увеличением предельной глиноземистости гиперстенов, повышением K_{D}^{Mg} в паре $Gr + Cor$ и на-

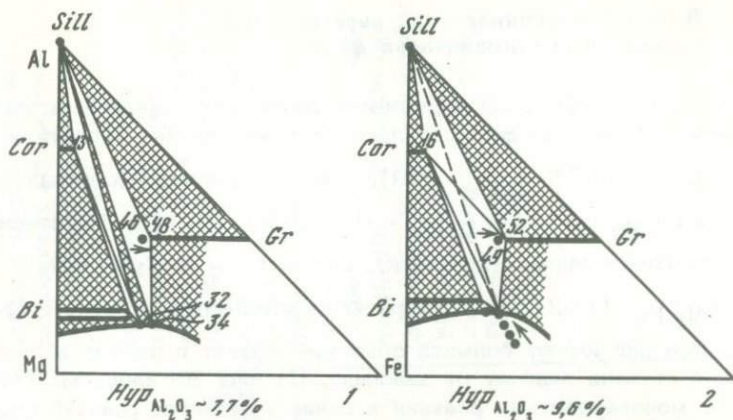


Рис. 82. Изменение равновесий с переходом от гиперстен-силлиманитовой (1) к гранат-кордиерит-ортоклазовой (2) фации в восточной части Сутамского блока, по данным микрозондовых исследований [43]. Стрелками показано смещение составов минералов с ростом температуры

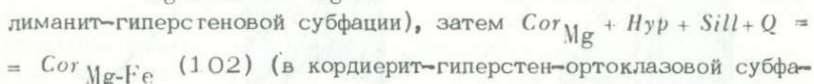
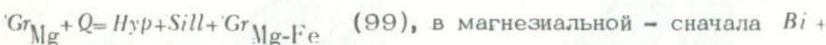
растающим распадом биотита. Параллельно с этим в бескварцевых породах (см. главу X) резко усиливается новообразование сапфирина, который в составе различных кайм возникает и укрупняется не только при распаде парагенезиса $Hyp + Sill + Q$, но и за счет непосредственного замещения им биотита. Каждая из этих реакций (и особенно все они в совокупности) указывает на повышение температуры. В то же время рост глиноземистости гиперстенов, как крупных зерен из основной ткани, так и мелких вrostков внутри кордиеритовых келифитов, исключает снижение давления в ходе этих преобразований.

Очевидно, что такой прогрессивный переход от гиперстен-силлиманитовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации возможен лишь при положительном наклоне линии равновесия $Hyp + Sill + Q = Gr + Cor$ (см. рис. 6, 72, 79). Следовательно, данные анализа парагенезисов совпадают с расчетными [59, 60, 69] и расходятся с экспериментальными результатами [175, 176] изучения этой важной реакции.

В качестве дополнительного замечания можно указать, что обычная стабильность парагенезиса $Bi + Sill + Q$ на начальных ступенях гиперстен-силлиманитовой фации (см. рис. 72, 73) свидетельствует о том, что в области низких температур она граничит с биотит-силлиманит-ортоклазовой, а отнюдь не с гранат-кордиерит-ортоклазовой фацией (как это было бы при отрицательном наклоне линии равновесия $Hyp + Sill + Q = Gr + Cor$).

Влияние глубинности на парагенезисы гиперстен-силлиманитовой фации

Главными реакциями, определяющими внутренние равновесия гиперстен-силлиманитовой фации, являются: в железистой области -



Все они имеют большой объемный эффект и потому в значительной степени зависят от давления. На рис. 83 нанесены пограничные моновариантные реакции и линии указанных реакций смешенного равновесия. Чем больше глубинность, тем более магнезиальным становится состав минералов во всех ассоциациях. Согласно имеющимся данным, железистость граната в парагенезисе $Gr + Hyr + Sill + Ort + Q$ из различных комплексов колеблется, главным образом за счет разницы в давлении, от 35 до 50%, а железистость кордиерита в парагенезисе $Cor + Hyr + Sill + Ort + Q$ - от 5 до 17%. Однако при $P_s = const$ увеличение температуры повышает железистость минералов (в определенных для каждого уровня глубинности пределах). При этом нарастание железистости Cor в парагенезисе $Cor + Hyr + Sill + Ort + Q$ происходит при повышении температуры быстрее, чем разложение магнезиальных гранатов на $Hyr + Sill$, т.е. линии реакций типа (102) больше зависят от температуры, чем линии реакций типа (99). Поэтому по мере приближения к высокотемпературной границе фации устойчивость парагенезиса $Hyr + Sill + Q$, постепенно сдвигающегося в железистую область составов, все более сужается, и при $P_s = 7,5-8,5$ кбар вследствие реакции $Hyr + Sill + Q = Gr + Cor$ он полностью вытесняется гранатом с кордиеритом.

Однако при $P_s > 8,5$ кбар (согласно рис. 83) образование парагенезиса $Saph + Q$ меняет тип высокотемпературной пограничной реакции, и ассоциация $Hyr + Sill$ распадается не на $Gr + Cor$, а на $Gr + Saph + Q$.

Диаграмма на рис. 83 позволяет оценить сравнительные условия образования различных гиперстен-силлиманитовых комплексов. В целом можно выделить два типа глубинности: "сутамский" ($P_s = 7-8,5$ кбар), в котором высокотемпературной границей гиперстен-силлиманитовой фации является реакция $Hyr + Sill + Q = Gr + Cor$, и "лабрадорский" ($P_s = 8,5-10$ кбар), в котором такой границей служит реакция $Hyr + Sill = Gr + Saph + Q$.

К "сутамскому" типу относится большинство метаморфических комплексов с парагенезисом $Hyr + Sill + Q$: в них обычно развиты однотипные кордиеритсодержащие реакционные каймы с новообразованием ассоциации $Gr + Cor + Ort$, но $Saph + Q$ не возникают (юго-

восток Алданского щита, Анабарский массив, Енисейский край, Лаб-ландия, Земля Эндерби в Антарктиде).

Наименее глубинными из них (см. рис. 83, сечение 0-0) являются породы западной части Сутамского блока [25, 61] и Енисейского края [77]. В них железистость граната в пограничном парагенезисе $Hyp + Sill + Gr + Cor + Ort + Q$ около 50%, кордиерита - 17-20%. К более глубинным относятся гранулиты восточной части Сутамского блока [43], где в той же ассоциации железистость граната снижается до 48-49%, а кордиерита - до 13-15% (см. рис. 83, сечение 1-1). Эти отличия в парагенезисах разных частей Сутамского блока невелики; однако ассоциации бескварцевых пород (см. главу X) указывают на перепад глубинности между ними гораздо более определенно.

К комплексам, переходным по давлению между "сутамским" и "лабрадорским" типами, можно отнести чогарский комплекс Восточного Становика [24]. По-видимому, $T-P$ условия в нем близки к конвариантной точке [$Gr + Cor + Hyp + Sill + Saph + Q$] (см. рис. 83, сечение II-II) при довольно значительном температурном градиенте. В нем встречаются парагенезисы $Saph + Q$, $Bi + Sill + Hyp + Ort + Q$ и предположительно $Gr + Saph + Q$, но широко проявленная кордиеритизация приводит к возникновению ассоциации $Cor + Gr + Ort + Q$. Железистость граната в пограничном парагенезисе $Gr + Cor + Hyp + Sill + Q$ чогарского комплекса - около 46%, при сильной кордиеритизации повышается до 54%.

Типичным представителем "лабрадорского" типа глубинности являются гранулиты района Вилсон Лейк, Лабрадор [223, 224], условия метаморфизма которых отражает сечение III-III на рис. 83. В этих породах стабильны $Saph + Q$, $Hyp + Sill + Q$, кордиерит устойчив лишь в магниальном парагенезисе $Cor + Hyp + Sill + Q$, тогда как кордиеритовые каймы между Hyp и $Sill$ и ассоциация $Gr + Cor + Ort + Q$ отсутствуют. "Низкотемпературным" аналогом лабрадорского комплекса могут считаться гранулиты юго-запада Кольского п-ова [47]. Обнаруженный в них парагенезис $Gr_{36} + Hyp_{20} + Bi_{15} + Sill + Ort + Q$ указывает на чрезвычайно высокое давление и в то же время на температурные условия, пограничные между биотит-силлиманит-ортоклазовой и гиперстен-силлиманитовой фациями. Им отвечает (см. рис. 83) сечение IV-IV.

Диаграмма, предложенная на рис. 72 и 83, показывает, что при "сутамских" давлениях в 7,5-8,5 кбар температурный интервал всей гиперстен-силлиманитовой фации очень узок - максимум 810-870°С и с уменьшением давления ее поле полностью выклинивается. Это, видимо, является главной причиной того несколько необычного обстоятельства, что ни в одном из известных комплексов "сутамского" типа гиперстен-силлиманитовые парагенезисы не встречаются в чистом виде, а всегда сопровождаются реакционными структурами с участием кордиерита, алюмогиперстена, сапфирина и шпинели. По-видимому, существование даже небольшого температурного градиента выводит гранулиты за пределы узкой ги-

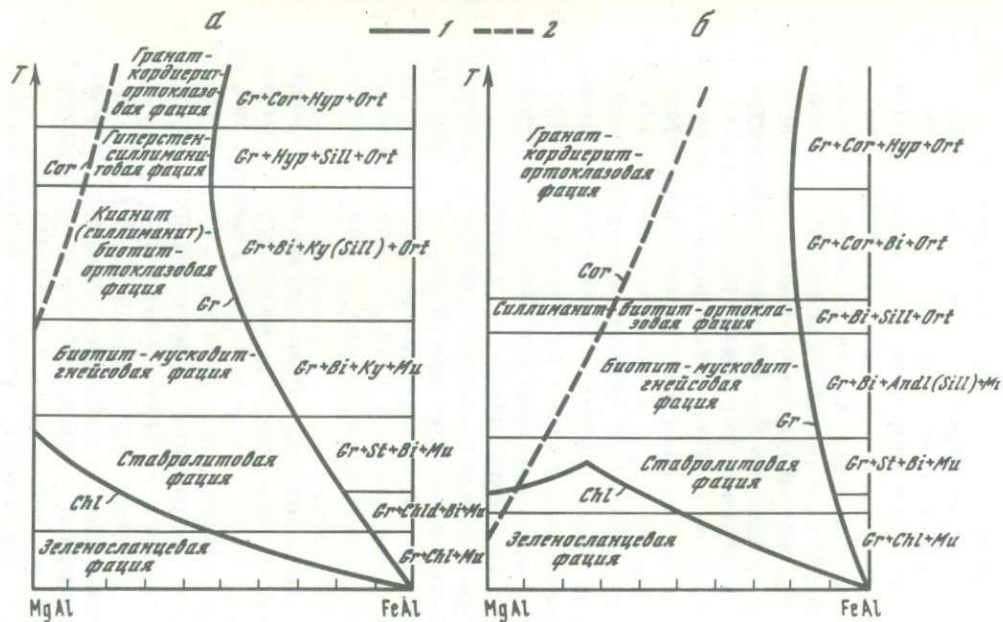


Рис. 84. Изобарические $T-X$ диаграммы для $P_s = 7,5-8$ кбар (а) и $2,5-3,5$ кбар (б),

Линии изменения предельной железистости в насыщенных калием ассоциациях в интервале от зеленосланцевой до гранат-кordиерит-ортokлазoвой фации: 1 - граната и хлорита; 2 - кordиерита

перстен-силлиманитовой фации в поле соседней, гранат-кордиерит-ортоклазовой фации с соответствующей реакционной перестройкой парагенезисов.

Влияние температуры на устойчивость граната и кордиерита при метаморфизме

Результаты изучения парагенезисов граната и кордиерита в условиях различных давлений и температур суммированы на двух изобарических $T-X$ диаграммах, отвечающих низким и высоким давлениям (рис. 84). Увеличение температуры, независимо от глубинности, способствует повышению предельной магнезиальности граната, начиная от чистого алмандина вплоть до значений тем больших, чем выше давление. Этот процесс, связанный с рядом прогрессивных реакций смещенного равновесия, прослеживается через все метаморфические фации, однако в наиболее высокотемпературных условиях он сменяется обратной тенденцией. При $P_s = 0,5-7,5$ кбар нарастание магнезиальности граната приостанавливается на границе гранат-кордиерит-ортоклазовой фации. На ее ранних ступенях снижается магнезиальность граната в парагенезисе $Gr + Cor + Sill + Q$ (увеличиваясь в то же время в парагенезисе $Gr + Cor + Bi + Q$). С переходом к кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации начинается распад магнезиальных гранатов и в парагенезисе $Gr + Cor + Hyp + Ort$ с образованием кордиерит-гиперстеновых, кордиерит-кварцевых, кордиеритовых и кордиерит-шпинелевых келифитов.

При $P_s > 7,5$ кбар обратная тенденция снижения магнезиальности граната при повышении температуры проявляется, начиная с границы гиперстен-силлиманитовой фации, особенно усиливаясь в следующей, гранат-кордиерит-ортоклазовой фации. При этом гранат замещается сначала гиперстен-силлиманитовыми, а затем кордиерит-гиперстеновыми оторочками.

В отличие от граната, устойчивость кордиерита при повышении температуры непрерывно увеличивается. Первые кордиериты имеют чисто магнезиальный состав, причем чем ниже давление, тем ниже и температура его образования. Возрастание температуры способствует неуклонному увеличению его железистости и числа парагенезисов. Данная тенденция не только сохраняется, но и усиливается с переходом к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации. Петрографически это доказывается тем, что во всех без исключения моноклических комплексах при любой глубинности прогрессивный метаморфизм способствует замещению граната кордиеритом в виде различных реакционных кайм, тогда как обратные явления замещения кордиерита гранатом совершенно неизвестны.

На диаграммах рис. 84 нанесены также линии изменения предельной железистости хлорита. При высоких давлениях его железистость непрерывно уменьшается при понижении температуры вплоть до чисто магнезиальных составов. При умеренных давлениях, когда кордиерит появляется раньше, чем исчезает хлорит, последними распадаются хлориты умеренно магнезиального состава.

НЕКОТОРЫЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ РАВНОВЕСИЯ В БЕСКВАРЦЕВЫХ МЕТАПЕЛИТАХ И ИХ ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ГЛУБИННОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ

Бескварцевые метapelиты представляют довольно редкий тип пород, и их парагенезисы более или менее детально изучены лишь в высокотемпературных комплексах. В данном разделе рассмотрены те из них, которые обнаруживают явную зависимость от давления или температуры. Особое значение в этом смысле имеют, как выяснилось, сапфириновые парагенезисы.

Наиболее ранние реакции образования сапфирина и их зависимость от глубинности

Сапфирин — типичный минерал глиноземистых бескварцевых кристаллосланцев (лишь в верхах гранулитовой фации он появляется в кварцсодержащих породах). Изучение его стабильности позволяет выдвинуть дополнительные критерии глубинности и температурного подразделения метapelитов высоких ступеней метаморфизма.

Большинство находок сапфирина первоначально приходилось на гранулиты сутамской, реже алданской фации глубинности, по А.А. Макарушеву. Однако за последнее время область $T-P$ условий, в которых обнаружен сапфирин, расширилась, например он найден в составе ксенолитов наждаков среди ультраосновных и основных интрузий и в высокотемпературной части амфиболитовой фации в ассоциации с кианитом и жедритом.

"Низкотемпературные" парагенезисы сапфирина встречены и изучены среди пород почти чисто магнезиального состава, это упрощает их графическую интерпретацию. На рис. 85 представлена принципиальная $P-T$ диаграмма равновесий этих пород. При ее построении использованы наблюдения над сапфириновыми парагенезисами юго-запада Памира [21], Афганистана [250] и Гренландии [177, 261]; учитывалось, что P_{H_2O} снижается с ростом P_s .

Низкотемпературная граница поля стабильности сапфирина должна иметь отрицательный наклон на $P-T$ диаграмме (см. рис. 85). Это следует из сравнения его устойчивости при различных давлениях. В малоглубинных условиях сапфирин крайне редок, поскольку он образуется там лишь при необычно высоких температурах. Например, он как будто найден в пирометаморфических роговиках са-

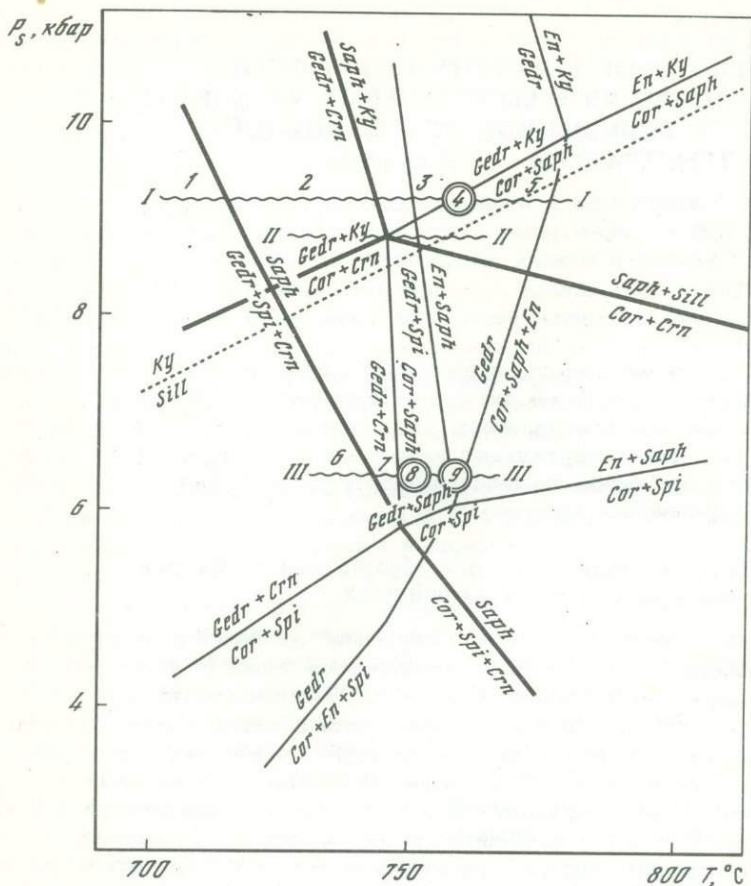


Рис. 85. Приближенная $P_s - T$ диаграмма магнизиальных "низкотемпературных" сапфириновых равновесий в природных метаморфических комплексах

Изобарические сечения отвечают условиям глубинности метаморфизма: I-I - на юго-западе Памира; II-II - на месторождении Сар-е-Санг, Афганистан; III - III - в Западной Гренландии. Цифры соответствуют парагенетическим диаграммам на рис. 86; цифры в кружках - ассоциации, конкретно наблюдавшиеся в каждом комплексе

нидинитовой фации [95]; сапфирин был также синтезирован в условиях атмосферного давления при $T = 1450^\circ\text{C}$ [117]. В обычных роговиках пироксеновой фации ($T = 800-900^\circ\text{C}$) сапфирин до сих пор не встречался. Однако с ростом давления его устойчивость сдвигается в область все более низких температур, и он появляется в ассоциации не только с силлиманитом, но и с кианитом и жедритом вплоть до границы стабильности тальк-кианитового парагенезиса [21, 250].

"Низкотемпературные" сафиринсодержащие ассоциации высоких давлений встречены в кианит-жедритовых породах юго-запада Памира и на лазуритовом месторождении Сар-е-Санг в Афганистане. В обоих случаях сафирин образует реакционные симплектиты между жедритом и кианитом в бескварцевых породах.

Петрологические критерии указывают на чрезвычайно большую глубинность афганского и памирского метаморфических комплексов, т.е. на давления порядка 8-1.0 кбар. Так, месторождение Сар-е-Санг относится к высокотемпературной части тальк-кианитовой фации [203], где устойчивы $Ta + Ky$, $Ky + Gedr$. Однако оба эти парагенезиса характеризуют более раннюю ступень, поскольку кианит почти всегда отделен от талька или жедрита кордиеритовой, кордиерит-корундовой или кордиерит-саффириновой каймой [250]. Согласно микронзондовым анализам, сафирин (а следовательно, и кордиерит) из таких кайм чисто магнезиальный. Одновременное сосуществование в породе как кордиерит-корундовых, так и кордиерит-саффириновых кайм между жедритом и кианитом показывает, что условия их образования на $T-P$ диаграмме (см. рис. 85) близки к конвариантной точке, где сходятся линии реакций $Gedr + Ky = Cor + Crn + H_2O$ и $Gedr + Ky = Cor + Saph + H_2O$ (сечение II-II). Начало распада ассоциации $Ta + Ky$ отвечает более низким температурам, чем кианита с жедритом, и эта реакция на рис. 85 не показана.

Сходные кордиерит-саффириновые каймы между жедритом и кианитом обнаружены в глубинной горанской серии юго-запада Памира [21]. Железистость жедрита 3%, кордиерита - 0,2%, саффирина, согласно корреляционным данным, - 1%. Во вмещающих бескварцевых породах встречается также магнезиальная энстатит-жедрит-саффирин-шпинель-флогопитовая ассоциация с реакционными отношениями - саффирин в ней образуется за счет шпинели с жедритом, и, следовательно, она отвечает моновариантному равновесию $Gedr + Spi - En + Saph + H_2O$. Таким образом, положение памирских ассоциаций на $P-T$ диаграмме определяется точкой 4 в сечении I-I (см. рис. 85) - правее линии реакции $Gedr + Spi = En + Saph + H_2O$ и практически на линии $Gedr + Ky = Cor + Saph + H_2O$.

Причиной образования кордиерит-саффириновых и кордиерит-корундовых кайм между жедритом и кианитом в памирских и афганских породах, если судить по положительному наклону линий соответствующих реакций на $P-T$ диаграмме, может быть либо падение давления, либо повышение температуры. Однако одновременность или близкое совпадение в памирском комплексе реакций $Gedr + Ky = Cor + Saph + H_2O$, $Gedr + Spi - En + Saph + H_2O$ исключает первое предположение. Реакция $Gedr + Spi = En + Saph + H_2O$, в которой кордиерит не участвует, от давления практически не зависит, и наклон ее линии субвертикальный или отрицательный (с учетом разницы P_{H_2O} и P_s). Поэтому парагенезис $En + Saph$, в отличие от $Cor + Saph$, не может возникать при падении давления. При

сочетании указанных двух реакций возможна только вторая интерпретация генезиса кордиерит-сапфириновых (и кордиерит-корундовых) кайм - в связи с ростом температуры. На это же указывает и одновременное замещение кианита силлиманитом в афганском и памирском комплексах, причем псевдоморфный силлиманит, как и кианит, в стыках с жедритом замещается кордиеритом [203].

Рассмотрим теперь общий ход реакций сапфиринизации и их связь с температурой в глубинном изобарическом сечении 1-1 (см. рис. 85), соответствующем условиям памирского метаморфизма.

Судя по устойчивости парагенезиса $Ky + Gedr$ до возникновения кордиерита с сапфирином, а также исходя из обычной стабильности жедрита с корундом в амфиболитовой фации, можно полагать, что до появления сапфирина магнезиальные парагенезисы отвечали диаграмме на рис. 86, 1. Первые сапфирины образуются за счет реакции между жедритом, корундом и шпинелью (см. рис. 86, 2):



которая является низкотемпературной границей поля устойчивости сапфирина. Дальнейший рост температуры способствует расширению стабильности сапфирина как высокотемпературной фазы и сужению устойчивости жедрита. Сначала распадается ассоциация жедрита с корундом (см. рис. 86, 3):



затем жедрит делается неустойчив со шпинелью:



а потом и с кианитом (см. рис. 86, 4):



Наконец, одновременно с инверсией $Ky \rightarrow Sill$ может возникать ассоциация $En + Cor$, а жедрит исчезает в кварцсодержащих породах (см. рис. 86, 5); вскоре после этого он окончательно разлагается, что указывает на переход к типичной гранулитовой фации (см. рис. 85).

Параллельно с уменьшением устойчивости жедрита возрастает число парагенезисов сапфирина. Появившись за счет шпинели, корунда и жедрита, он затем последовательно возникает в ассоциации с кианитом, энстатитом и кордиеритом (см. рис. 86, 2-5). После окончательного разложения жедрита и инверсии $Ky \rightarrow Sill$ сапфирин при $P_s = 8-10$ кбар образует парагенезисы с силлиманитом, корундом, шпинелью, кордиеритом и энстатитом. Все эти ассоциации обычны в гранулитах наиболее высоких давлений - "сутамского" или "лабрадорского" типа.

Иные ассоциации и реакционные структуры наблюдаются в "низкотемпературных" сапфириновых породах умеренных давлений. Ассоциации пород этого типа известны в нескольких районах Западной Гренландии [177, 261]. Анализы показали, что сапфирины из них

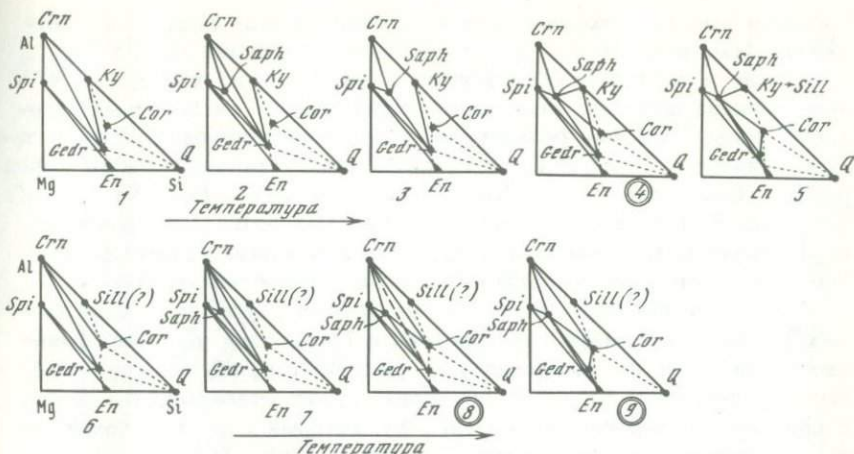


Рис. 86. Последовательность реакций сапфиринообразования с ростом температуры в условиях

1-5 - высоких давлений (см. рис. 85, сечение I-I); 6-9 - более умеренных давлений (см. рис. 5, сечение III-III на рис. 85). Цифры в кружках - конкретно наблюдавшиеся ассоциации в метаморфических комплексах: 4 - Юго-Западного Памира [21], 8-9 - Западной Гренландии [177]. Точечные линии - кварцсодержащие равновесия

имеют почти чисто магниевый состав [117], и, следовательно, все остальные минералы также могут считаться магниевыми.

Главное отличие гренландских пород от памирских и афганских - полная стабильность кордиерита с корундом и вследствие этого невозможность ассоциации $Saph + Al_2SiO_5$. Поэтому ни в одном из многочисленных сапфириновых парагенезисов в этом комплексе не встречены какие-либо полиморфы Al_2SiO_5 , несмотря на высокоглиноземистый состав пород. Сапфирин ассоциирует в них со шпинелью, корундом, кордиеритом, жедритом и энстатитом. Наряду с идиоморфными зернами, он часто образует реакционные каемки вокруг шпинели в бескордиеритовом парагенезисе $En + Spi + Saph$ или вместе с кордиеритом - между жедритом и корундом. Первый тип кайм связан с реакцией $Gedr + Spi = En + Saph + H_2O$, второй - с реакцией $Gedr + Crn = Cor + Saph + H_2O$. Во всех породах отсутствует ассоциация $Cor + Spi$. Следовательно, на P-T диаграмме (см. рис. 85) положение сапфириновых пород Гренландии определяется примерно точками 8 и 9 (см. рис. 86, диаграммы 8 и 9).

Реакции сапфиринообразования в умеренно глубинных условиях можно рассмотреть в сечении III-III на рис. 85. При этих давлениях сапфирин впервые возникает в том же парагенезисе $Spi + Gedr + Crn$ (см. рис. 86, 6-7), но в условиях уже более высоких температур. Затем при распаде ассоциации $Gedr + Crn$ сапфирин по-

является вместе с кордиеритом в сростках между жедритом и корундом (см. рис. 86, 8). Далее неустойчивым будет жедрит со шпинелью, и сапфирин, обрастающий и разъедающий в результате этой реакции шпинель, становится стабильным с энстатитом. Зарисовки шлифа с такими реакционными каймами сапфирина вокруг шпинели приведены Г. Соренсенем [261]. Субвертикальный наклон линий реакций $Gedr + Crn = Cor + Saph + H_2O$, $Gedr + Spi = En + Saph + H_2O$ (см. рис. 85) и их практическая одновременность доказывает, что образование реакционных структур в гренландском метаморфическом комплексе связано исключительно с ростом температуры.

Сопоставление магнезиальных "низкотемпературных" сапфириновых ассоциаций Памира, Афганистана и Гренландии наглядно выявляет влияние на них давления (см. рис. 85). Признаком наиболее высоких давлений ($P_s = 8-10$ кбар) служит стабильность, наряду с сапфирином, парагенезиса $Gedr + Ky$, который с ростом температуры сменяется ассоциациями $Saph + Cor$, $Saph + Sill$. Для более умеренных давлений ($P_s = 6-8$ кбар) характерны устойчивость, вместе с сапфирином, парагенезиса $Cor + Crn$ и полная неустойчивость в этом интервале кианита с жедритом и сапфирина с силлиманитом. Условия средних и низких давлений ($P_s < 6$ кбар) характеризует ассоциация кордиерита со шпинелью при одновременной стабильности $Cor + Crn$. Магнезиальный сапфирин возникает здесь при очень высоких температурах, после исчезновения жедрита, в единственном парагенезисе $Cor + Spi + Crn$; с жедритом, энстатитом и силлиманитом сапфирин неустойчив. Магнезиальные парагенезисы такого типа пока еще не описаны в литературе.

Следовательно, уменьшение глубинности ограничивает устойчивость сапфирина все более высокими температурами; при этом число его парагенезисов уменьшается. Если при $P_s > 8-9$ кбар он стабилен со всеми минералами системы $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (см. рис. 86), то по мере падения давления он исчезает сначала из ассоциаций с силлиманитом (кианитом), а затем - с жедритом и энстатитом.

Обзор природных данных и обобщение их на $P-T$ диаграмме показывают, что стабильность ассоциации $Gedr + Crn$, а затем $Cor + Crn$, $Saph + Crn$ полностью исключает появление парагенезиса $Spi + Al_2SiO_5$ в магнезиальных породах при любых температурах, в отличие от железистых, где этот парагенезис - один из самых обычных.

Влияние глубинности на парагенезисы бескварцевых силлиманит- и сапфиринсодержащих гранулитов при $P_s > 5,5$ кбар

Парагенезисы высокотемпературных бескварцевых бедных CaO кристаллосланцев в значительной степени зависят от глубинности, особенно в области повышенных давлений ($P_s > 5,5$ кбар). Индикаторами давления являются равновесия между гранатом, гиперстеном, кордиеритом, сапфирином, корундом и силлиманитом, отображаемыми в тетраэдре $Mg-Fe-Al-Si$. На их основе можно очень

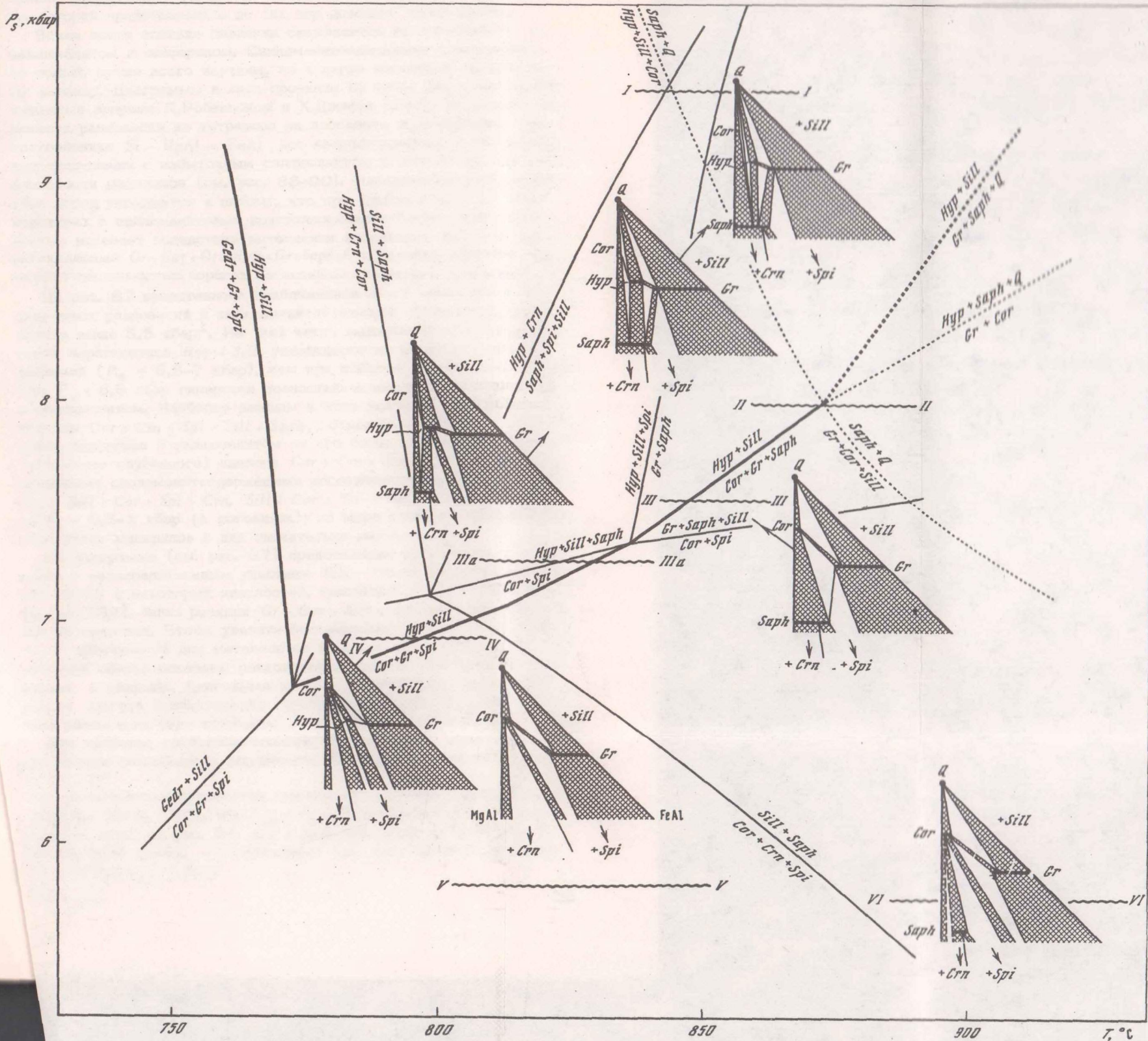


Рис. 87. Приближенная P - T диаграмма равновесий в силлиманитсодержащих недосыщенных K_2O бесцветных кристаллосланцах умеренных и высоких давлений (при $P_s > 5,5$ кбар). Пояснения в тексте

дробно подразделить гиперстен-силлиманитовую фацию, парагенезисы которой представлялись до сих пор довольно однородными.

Яснее всего влияние давления сказывается на ассоциациях с силлиманитом и сапфирином. Силлиманитсодержащие парагенезисы не только лучше всего изучены, но и легко поддаются графическому анализу. Диаграммы в виде проекции из точки силлиманита, примененные впервые П. Робинсоном и Х. Джаффи [244], позволяют перевести равновесия из тетраэдра на плоскость и изобразить на треугольнике $Si - MgAl - FeAl$ все кварцсодержащие и бескварцевые ассоциации с избыточным силлиманитом с полным учетом железистости минералов (см. рис. 88-90). Парагенетический анализ этих пород упрощается и потому, что при наиболее высоких температурах в силлиманитовых кристаллосланцах биотит почти полностью исчезает вследствие вытеснения ассоциации $Bi + Sill$ парагенезисами $Gr + Cor + Ort$, $Hyp + Gr + Saph + Ort$, $Cor + Hyp + Saph + Ort$ (в менее глинистых породах магнезиальные биотиты устойчивы).

На рис. 87 представлена приближенная $P - T$ диаграмма бескварцевых равновесий в силлиманитсодержащих гранулитах при давлении выше 5,5 кбар¹. На ней четко выделяется поле стабильности парагенезиса $Hyp + Sill$, устойчивого до несколько меньших давлений ($P_s = 6,8-7$ кбар), чем при избытке кварца (см. рис. 72). При $P_s < 6,8$ кбар гиперстен полностью исчезает из парагенезиса с силлиманитом. Наиболее важным в этих условиях становится равновесие $Cor + Crn + Spi = Sill + Saph$, отделяющее область устойчивости сапфирина с силлиманитом от его более низкотемпературного (или менее глубинного) аналога $Cor + Crn + Spi$. При $P_s < 5,5$ кбар реальными силлиманитсодержащими ассоциациями без кварца остаются $Sill + Cor + Spi + Crn$, $Sill + Cor + Gr + Spi$, сохраняющиеся до $P_s = 0,5-1$ кбар (в роговиках); по мере снижения давления железистость минералов в них значительно повышается.

На диаграмме (см. рис. 87) представлены лишь главные равновесия с непосредственным участием $Sill$. Из-за редкости ассоциации $Spi + Q$ и некоторых неясностей, связанных с ее образованием (см. с. 234), линия реакции $Gr + Cor + Sill = Spi + Q$ для упрощения не нанесена. Чтобы увязать бескварцевые ассоциации с общей $P - T$ диаграммой для метapelитов (см. рис. 6 и 72), на рис. 87 точечной линией показаны равновесия в области устойчивости сапфирина с кварцем. Диаграмма на рис. 87 позволяет весьма детально оценить сравнительную глубинность и температурные ступени равновесия ряда природных гранулитовых комплексов.

Для наиболее глубинных условий ($P_s \geq 9$ кбар) характерны ограниченная стабильность кордиерита, широкая устойчивость гипер-

¹ На диаграммах и в расчетах принималось, согласно Б. Хенсену и Д. Грину [174, 175], что $F_{Spi} < F_{Gr}$. Однако положение моновариантных линий на рис. 87, как и принципиальные соотношения на диаграммах состав - парагенезис (см. рис. 88-90), не меняются и при $F_{Spi} > F_{Gr}$.

стена с силлиманитом и появление сапфирина с кварцем. Этим признакам отвечает *гранулитовый комплекс Центрального Лабрадора*. В нем в присутствии ортоклаза и плагиоклаза и иногда биотита встречены следующие критические парагенезисы [211, 223, 224]: $Saph + Q$, $Hyp + Sill + Cor + Saph$, $Hyp + Sill + Spi + Saph$, $Hyp + Crm + Spi$, $Spi + Crm + Sill$, $Gr + Saph + Sill + Spi$, $Gr + Saph + Sill + Hyp$ (к сожалению, анализы минералов из этих ассоциаций отсутствуют). Такой набор парагенезисов указывает, что условия метаморфизма лабрадорского комплекса отвечают примерно сечению I-I на рис. 87. Во вмещающих кварцсодержащих породах устойчивы $Bi + Sill + Hyp + Cor + Q$, $Saph + Q$ и отсутствует $Cor + Gr$, что также дает близкие оценки $P-T$ условий (см. рис. 72, сечение III-III).

Хотя все указанные выше бескварцевые ассоциации и близки по температуре, наличие ряда взаимоисключающих парагенезисов указывает на некоторый температурный градиент. К таким альтернативным парагенезисам относятся $Saph + Q$ и $Hyp + Sill + Cor$, $Hyp + Crm$ и $Saph + Spi + Sill$, $Hyp + Spi + Sill$ и $Gr + Saph$. На рис. 88 в силлиманитовой проекции диаграммы $Mg - Fe - Al - Si$ на плоскость $Si - Mg - Fe$ показаны равновесия более ранней (низкотемпературной) и более высокотемпературной ступеней метаморфизма лабрадорского комплекса при избытке силлиманита. На ранней ступени (см. рис. 88,1) устойчивы $Hyp + Sill + Cor + Saph$, $Hyp + Crm + Sill$, $Hyp + Spi + Sill$. Повышение температуры приводит к нарастанию предельной железистости сапфирина и кордиерита, что должно вызвать распад парагенезиса $Hyp + Crm$:



а затем и парагенезиса $Hyp + Sill + Spi$:



Почти одновременно за счет ассоциации $Hyp + Sill + Cor$ образуются $Saph + Q$:



В результате стабильность и число парагенезисов сапфирина возрастают (см. рис. 88,2), а его железистость достигает 25% [211]. На увеличение стабильности кордиерита и особенно сапфирина с переходом ко второй ступени равновесия указывает обнаружение двух реакционных структур: кордиерит-сапфириновых симплектитов (по-видимому, между магнезиальным гиперстеном и силлиманитом) и сапфириновых кайм между гиперстеном и шпинелью без участия кордиерита [реакция типа (109)]. Сочетание реакций (108) и (109), линии которых имеют положительный наклон на $P-T$ диаграмме (см. рис. 87), с реакцией (110), имеющей отрицательный наклон, показывает, что причиной смены парагенезисов может быть только повышение температуры, а не падение давления.

С переходом к формациям менее глубинного типа увеличивается устойчивость (и предельная железистость) кордиерита и, следова-

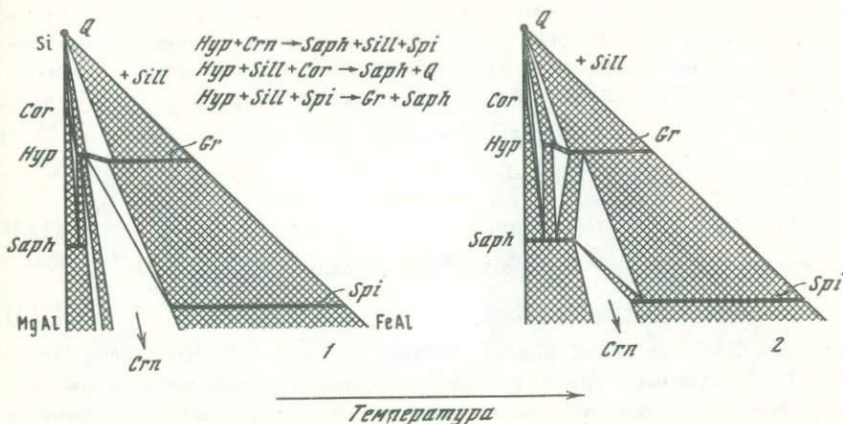


Рис. 88. Парагенезисы силлиманитсодержащих недосыщенных калием кристаллосланцев "низкотемпературной" (1) и высокотемпературной (2) ступеней равновесия в гранулитах центрального Лабрадора [211, 223, 224] и реакции, связанные с переходом от одной ступени к другой

тельно, сужается стабильность парагенезиса $Hyp + Sill$. Таким менее глубинным условиям (см. рис. 87, сечение II-II, $P_s = 8-8,5$ кбар), по-видимому, отвечает метаморфизм *чогарского комплекса в Восточном Становике* [24]. В этих породах встречаются критические ассоциации двух ступеней. Более ранние: $Saph + Q$, $Hyp + Sill + Bi + Q$ и предположительно $Gr + Saph + Q$, в бескварцевых породах - $Gr_{32} + Hyp_{18} + Saph + Sill \pm Bi$. Более поздними являются интенсивные реакции кордиеритизации и сапфиринизации с образованием кордиеритовых и кордиерит-сапфириновых реакционных кайм в контактах Hyp и $Sill$ и вокруг Gr , а также сапфирин-кварцевых сростаний на краях зерен гиперстена. Подобное сочетание парагенезисов показывает, что $P-T$ условия близки к невариантной точке $[Gr + Cor + Hyp + Sill + Saph + Q]$ на рис. 87. Л.П. Карсаков и др. [24] связывают реакционные структуры поздней ступени с уменьшением P_s и T . Однако полная аналогия с процессами в сута́мском комплексе, а также признаки образования сапфирин-кварцевых агрегатов вокруг гиперстена в породах с $Sill$ (линия этой реакции смещенного равновесия: $Hyp_{Mg} + Sill = Hyp_{Mg-Fe} + Saph + Q$ имеет отрицательный наклон на $P-T$ диаграмме) дают возможность, как и для сута́мских гранулитов, объяснить возникновение этих кайм и нового парагенезиса $Gr + Cor + Ort + Q$ повышением температуры.

При давлении ниже 8 кбар (согласно рис. 87) поля устойчивости гиперстена с силлиманитом и сапфирина с кварцем резко расходятся, поэтому появление ассоциации $Saph + Q$ при обычных температурах гранулитовых комплексов маловероятно. Одновременно по-

вышается железистость минералов в парагенезисе $Gr + Saph + Hup + Sill$. Падение давления также быстро сужает температурное поле гиперстен-силлиманитовой фации за счет гранат-кордиерит-ортоклазовой. Пограничными реакциями являются при $P_s \approx 7,5-8$ кбар:



а при $P_s \approx 6,8-7,5$ кбар:



Значение важного рубежа имеет также равновесие:



которое зависит почти исключительно от давления. Его линия на $P-T$ диаграмме отделяет область глубинных гранат-сапфирин-гиперстен-силлиманитовых ассоциаций от менее глубинных кордиерит-шпинелевых, которые образуются вместо граната с сапфиром при $P_s < 7,5$ кбар. При минимальных для гиперстен-силлиманитовой фации давлениях ($P_s = 6,8-7,5$ кбар) и температурах в ней исчезает парагенезис $Saph + Sill$, который вследствие реакции $Sill + Saph = Cor + Spi + Crn$ (см. рис. 87) полностью вытесняется парагенезисом $Cor + Spi + Crn$, стабильным далее вплоть до роговиков.

Следовательно, при $P_s = 6,8-8$ кбар возможны три типа глубинности (см. рис. 87, сечения III, IIIa, IV), различающихся реакциями вблизи высокотемпературной границы: гиперстен-силлиманитовой фации, а также устойчивостью или неустойчивостью при этом парагенезиса $Saph + Sill$. В настоящее время изучены и описаны гиперстен-силлиманитовые комплексы всех указанных типов.

Классическим примером "умеренных" давлений внутри гиперстен-силлиманитовой фации (сечения III и IIIa) является сутамский комплекс, выделенный А.А. Маракушевым [57] в южной части Алданского щита. Его характерные признаки (в отличие от более глубинных условий) — невозможность образования парагенезиса $Saph + Q$ внутри гиперстен-силлиманитовой фации и образование граната с кордиеритом сразу при распаде ассоциации $Hup + Sill$. Сутамский комплекс оказался неоднородным по давлению — его глубинность постепенно уменьшается с востока на запад. Температурные условия отвечают, как правило, границе гиперстен-силлиманитовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой фаций.

Условия метаморфизма восточной части сутамского комплекса (водораздел рек Сутам — Большая Даурка) примерно соответствуют сечению III — III на рис. 87. Для бескварцевых пород характерен парагенезис $Gr + Saph$ при почти полном отсутствии кордиерита со шпинелью в силлиманитсодержащих ассоциациях. На ранней ступени сутамского метаморфизма, отвечающей собственно гиперстен-силлиманитовой фации (рис. 89, I), устойчивы $Hup + Sill + Gr + Saph \pm Bi$, $Cor + Hup + Sill + Saph + Phl$ [43]. Однако эти ассоциации в равновесном виде очень редки — в них интенсивно проявлены на-

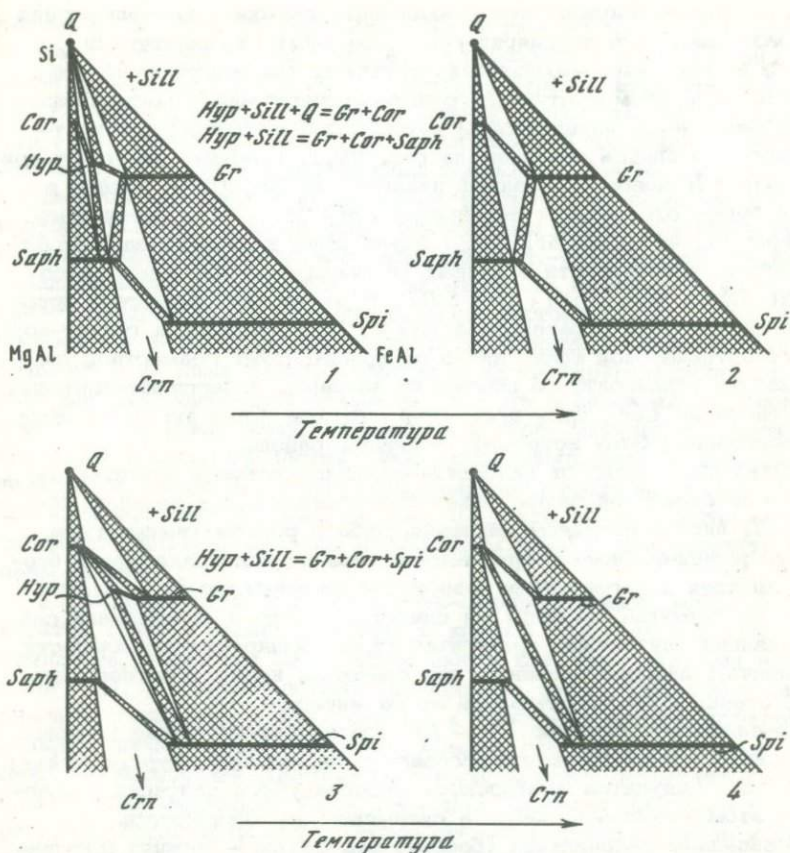


Рис. 89. Равновесия в силлиманитсодержащих недосыщенных калие и кристаллосланцах сутамского комплекса в восточной (1-2) и западной (3-4) частях Сутамского блока [25, 43]

Температурные фации: 1, 3 - гиперстен-силлиманитовая (ранняя), 2, 4 - гранат-кордиерит-ортоклазовая (наложенная на гиперстен-силлиманитовую). Парагенезисы на диаграммах соответствуют: 1-2 - более глубинным условиям метаморфизма (см. рис. 87, сечение III - III), 3-4 - менее глубинным (сечение IIIa - IIIa). Реакции указывают на смену равновесий при переходе от одной ступени к другой

ложенная кордиеритизация и сапфиринизация. Общие тенденции при образовании реакционных кайм сводятся к распаду парагенезисов $Hyp + Sill$ и $Bi + Sill$, келифитизации граната и образованию ассоциации $Gr + Cor + Saph$ с более железистым гранатом, кордиеритом и сапфирином. При этом между гиперстеном (биотитом) и силлиманитом в бескварцевых породах возникают кордиерит-сапфириновые, а вокруг граната - кордиерит-гиперстеновые каймы. В этих же кристаллосланцах вокруг биотита, иногда по всей периферии его че-

шук постоянно наблюдаются реакционные каемки алломогиперстена или разведение его кордиерит-гиперстеновыми симплектитами.

Все выявленные реакционные структуры указывают на переход к более высокотемпературной гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, новообразованные парагенезисы которой для восточной части сутамского комплекса показаны на рис. 89, 2. Наиболее обычен в присутствии *Sill* новообразованный парагенезис $Gr + Cor + Saph$, и в то же время отсутствует ассоциация $Cor + Spi + Sill$. Необходимо подчеркнуть, что $Cor + Spi$ отсутствует лишь в парагенезисах с *Sill* вследствие устойчивости в данных условиях альтернативных ассоциаций $Saph + Sill$, $Saph + Gr + Sill$. В менее глиноземистых породах после распада парагенезиса $Hyp + Sill$ и перехода к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации ничто не препятствует совместной кристаллизации кордиерита со шпинелью, например в бесиллиманитовых парагенезисах $Cor + Spi + Saph + Hyp + Bi$ или $Cor + Spi + Gr + Hyp$; эти ассоциации были встречены в данном районе.

Смена равновесий от гиперстен-силлиманитовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации может быть связана, как следует из рис. 82, либо с падением давления, либо с ростом температуры. Однако разнообразные и ярко выраженные реакции разложения биотита во всех парагенезисах совершенно определенно указывают на рост температуры. Об этом же свидетельствует и интенсивная сапфиринизация сутамских гранулитов (т.е. расширение стабильности сапфирина); падение давления, как известно, имеет обратное влияние, ограничивая устойчивость этого минерала.

По-видимому, сечению III - III соответствуют также условия образования моновариантной ассоциации $Gr_{43} + Cor_{14} + Hyp_{36} + Saph_{25} + Sill$ из гранулитов Анабарского массива [55]; сапфирин с кварцем в этом комплексе, как и в сутамском, не образуются.

В западном направлении (бассейн рек Сутам - Нижняя Джелинда) глубинность сутамского метаморфического комплекса снижается. В кислых гранулитах по-прежнему встречаются гиперстен с силлиманитом [25]; однако в бескварцевых породах исчезает парагенезис $Gr + Saph$, тогда как ассоциация $Cor + Spi$, не характерная для восточного района, здесь очень широко распространена.

Состав всех минералов в однотипных парагенезисах по сравнению с восточным районом более железистый; например железистость граната не ниже 45, обычно около 50%. Все это показывает, что условия метаморфизма в западной части Сутамского блока менее глубинные и отвечают сечению IIIa - IIIa на рис. 87. Как и на востоке, температурные условия соответствуют переходу гиперстен-силлиманитовой фации к гранат-кордиерит-ортоклазовой, на что указывают многочисленные реакционные каймы. Равновесия в высокотемпературной части гиперстен-силлиманитовой фации данного участка показаны на рис. 89, 3; отличия от восточной зоны видны при сравнении с рис. 89, 1.

Реакционные структуры, переходные к гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации, в данном районе также отличаются от встре-

ченных на востоке. В частности, между гиперстеном и силлиманитом в отсутствие кварца чаще всего образуются кордиерит-шпинелевые каймы; нередко и моновариантные парагенезисы $Hyp + Sill + Cor + Spi + Gr + Bi + Ort + Pl$, непосредственно отвечающие реакции $Hyp + Sill = Cor + Gr + Spi$ (112), пограничной для гиперстен-силлиманитовой фации при пониженных давлениях. Все же наряду с кордиерит-шпинелевыми встречаются (видимо, при переходе к восточному участку) и кордиерит-сапфириновые каймы. Типичные новообразованные ассоциации гранат-кордиерит-ортоклазовой фации западной части Сутамского блока отражены на рис. 89, 4. Отличия от парагенезисов этой же фации на востоке (сравн. с рис. 89, 2) выражаются в большей железистости кордиерита и граната (для последнего — не ниже 50%), расширении числа парагенезисов кордиерита при неустойчивости совместно граната с сапфирином. Таким образом, обнаруживаются существенные парагенетические различия восточной и западной частей Сутамского блока, связанные с градиентом давления. В то же время гранулиты восточного фланга более высокотемпературные (см. рис. 87), что, в частности, доказывается необычно широким проявлением именно там структур распада биотита.

К наименее глубинным гиперстен-силлиманитовым комплексам относится канская серия Енисейского кряжа [77]. Как и в сутамском комплексе, в канской серии встречаются как $Hyp + Sill$, так и $Gr + Cor + Ort$, а многочисленные реакционные каймы указывают на переход от гиперстен-силлиманитовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации. Отличительным свойством канских гранулитов является отсутствие ассоциации $Saph + Sill$, вместо которой встречается альтернативная ассоциация $Cor + Crn + Spi$. Согласно диаграмме на рис. 87 (сечение IV-IV), такое сочетание парагенезисов характеризует минимальные для гиперстен-силлиманитовой фации давления ($P_S = 6,8-7,0$ кбар). По данным В.П. Серенко [77], сапфирин вообще не встречен в канской серии. Однако нет оснований говорить о его полной неустойчивости в таком высокотемпературном комплексе; очевидно, он отсутствует лишь в преобладающих в этой серии силлиманитсодержащих кристаллосланцах и должен быть устойчивым в недосыщенных глиноземом породах.

При давлении ниже 6,8-7 кбар поле гиперстен-силлиманитовой фации полностью выклинивается. В этих условиях кварцсодержащие гранулиты подразделяются лишь на две фации — биотит-силлиманит-ортоклазовую и гранат-кордиерит-ортоклазовую. Среди парагенезисов бескварцевых кристаллосланцев с силлиманитом при $P_S < 6,5$ кбар преобладают $Cor + Gr + Spi + Sill$, $Gr + Spi + Sill$, $Cor + Spi + Crn$. Влияние температур наиболее явно сказывается на относительной устойчивости сапфирина с силлиманитом. Равновесие $Cor + Crn + Spi = Sill + Saph$, имеющее на $P-T$ диаграмме отрицательный наклон (см. рис. 87), отделяет более низкотемпературную область, где устойчивы $Cor + Crn + Spi (+Sill)$, от более высокотемпературной, где вместо этой ассоциации стабильны сапфирин с силлиманитом.

Примером относительно низкотемпературных бескварцевых гранулитов умеренных давлений является архейский комплекс центральной части Алданского щита. При избытке $Sill$ в алданском комплексе стабильны $Cor + Spi \pm Bi$, $Cor + Gr + Spi \pm Bi$, $Gr + Spi$ [17, 30, 54]. В бедных CaO породах довольно часто встречается сапфирин; он (в присутствии Bi) образует следующие парагенезисы [30, 89]: $Saph + Cor + Spi$, $Saph + Cor + Hyp + Spi$, $Saph + Cor + Crn$. Однако несмотря на разнообразие его ассоциаций полностью отсутствует, как показали А.И. Чекирда и А.Р. Энтин [89], парагенезис $Saph + Sill$, что связано с устойчивостью вместо него $Cor + Crn + Spi$. Следовательно, положение гранулитов центральной части Алданского щита на $P - T$ диаграмме определяется примерно сечением $V - V$ (см. рис. 87); в этих условиях ($P_s < 6$ кбар) неустойчивы и $Hyp + Sill$, и $Saph + Sill$.

Однако в наиболее высокотемпературных частях умеренно глубинных комплексов образование сапфирина с силлиманитом возможно. Характерным примером могут служить ассоциации ксенолитов высокоглиноземистых сланцев в телах норитов, пироксенитов и перидотитов интрузивного комплекса Кортленд [110]. Регионально метаморфизованные силлиманит-мусковит-ставролит-гранатовые сланцы, оказавшиеся в ксенолитах, подвергаются десиликации и превращаются в шпинель-корундовые наждаки и кордиерит-гранат-силлиманитовые и сапфирин-силлиманитовые "роговики". По-видимому, внедрение базитов и термальная переработка сланцев в ксенолитах происходили близко по времени к основной фазе регионального метаморфизма и в тех же условиях глубинности, о чем свидетельствует железистость минералов в гранат-кордиеритовом парагенезисе из роговиков: $Gr_{61} + Cor_{17} + Bi$. Такой состав отвечает давлениям 5,5-6 кбар (алданская фация глубинности, по А.А. Маракушеву). Парагенезисы ксенолитов зависят от состава вмещающих их интрузий. Если в диоритах еще сохраняется ставролит (в бескварцевом парагенезисе $Spi + Sill + Crn$), то в пироксенитах и перидотитах появляется сапфирин. Главные парагенезисы высокоглиноземистых ксенолитов из ультрабазитов (иногда в присутствии Bi и Pl): $Cor + Gr + Sill$, $Cor + Saph + Sill$, $Spi + Saph + Sill$, $Saph + Crn + Sill$, $Spi + Crn + Sill$, $Saph + Crn + Spi$. Устойчивость сапфирина с силлиманитом и оценка P_s по гранат-кордиеритовой паре в интервале 5,5-6 кбар определяют положение кортлендских "роговиков" на $P - T$ диаграмме в районе сечения $VI - VI$ (см. рис. 87). По глубинности они близки гранулитам центральной части Алданского щита, но их температура ($\sim 900^\circ C$) значительно выше.

При $P_s < 5,5$ кбар линия, ограничивающая стабильность сапфирина с силлиманитом, уходит в область $T > 900^\circ C$, и поэтому при реальных температурах регионального и тем более контактового метаморфизма парагенезис $Saph + Sill$ исчезает. Однако в менее глиноземистых породах (без силлиманита) сапфирин может сохраняться.

При уменьшении давления от 5,5 до 0,5-1 кбар равновесия в бескварцевых, недосыщенных калием высокотемпературных породах

отличаются от парагенезисов в сечении V-V только возрастанием предельной железистости минералов, поскольку все соответствующие смещенные равновесия имеют положительный объемный эффект. На рис. 90 показаны ассоциации силлиманитсодержащих роговиков типичной пироксен-роговиковой фации [75]. Железистость кордиерита достигает 55%, граната в парагенезисе $Cor + 'Gr + Spi + Sill$ — 87–90%. Неустойчивость среднежелезистых шпинелей в парагенезисе $'Spi + Sill$ приводит к тому, что ассоциация $Cor + 'Crn + Spi$ в

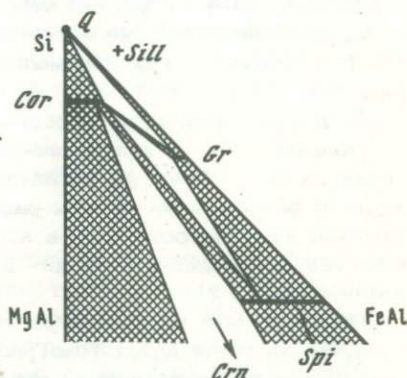


Рис. 90. Равновесия в силлиманитсодержащих недосыщенных калием высокотемпературных роговиках и малоглубинных кристаллосланцах

роговиках, в отличие от гранулитов, чрезвычайно широко распространена. В более глубоких гранулитах в породах такого же петрохимического типа при аналогичных температурах устойчивы в зависимости от давления $Saph + 'Gr + Sill$, $Saph + Cor + Spi + Sill$, $Hyp + 'Sill + Spi + 'Gr$ или $Cor + 'Gr + Spi + Sill$.

Таким образом, ассоциации силлиманитсодержащих высокотемпературных бескварцевых пород, недосыщенных калием, являются хорошим индикатором давления. Особенно детально с их помощью расчленяется по глубинности гиперстен-силлиманитовая фация. Согласно диаграмме на рис. 87, известные комплексы гиперстен-силлиманитового типа подразделяются следующим образом.

1. *Лабрадорский комплекс*, $P_s > 8,5$ кбар (см. рис. 87, сечение I-I). Петрологические критерии высокой глубинности: сосуществование ассоциаций $Hyp + Sill$, $Saph + Q$, очень низкая железистость Cor и полная нестабильность кордиерита с гранатом. Число парагенезисов $Saph$ максимально велико — он в присутствии $Sill$ ассоциирует с Q , $'Cor$, Hyp , $'Gr$, Spi , $'Crn$ (см. рис. 88).

2. *Чогарский комплекс*, $P_s \approx 8$ кбар (см. рис. 87, сечение II-II). Сосуществование ассоциаций $Saph + Q$, $'Gr + Saph + Q$, $Hyp + Sill$, но более высокая железистость Cor . Распад парагенезиса $Hyp + Sill$ с ростом температуры на $'Gr + Cor + Saph + Q$; минимальное значение железистости $'Gr$ в бескварцевых породах — 32%.

3. *Сутажский комплекс восточной части Сутажского блока и Анабарский щит*, $P_s \approx 7,5-8$ кбар (см. рис. 87, сечение III-III). Невозможность сосуществования парагенезиса $Hyp + Sill$ с $Saph + Q$ и

'Gr + Saph + Q, увеличение стабильности 'Cor, распад парагенезиса Hup + Sill с ростом температуры на Cor + 'Gr + Saph без Q. Минимальная железистость 'Gr в бескварцевых породах 40–43% (см. рис. 89, 1–2).

4. *Сутамский комплекс западной части Сутамского блока*, $P_s = 7-7,5$ кбар (см. рис. 87, сечение IIIa – IIIa). В гиперстен–силлиманитовой фации неустойчивы не только Saph + Q, но и 'Saph + 'Gr + Sill, зато широко стабильна ассоциация Cor + 'Spi + Sill. Парагенезис Hup + Sill с ростом температуры распадается на Cor + 'Gr + 'Spi. Максимальная железистость Cor в ассоциации Cor + 'Gr + Hup + Sill достигает 24%, минимальная железистость 'Gr 43–46% (см. рис. 89, 3–4).

5. *Канская серия Енисейского края*, $P_s = 6,8-7,0$ кбар (см. рис. 87, сечение IV – IV). В гиперстен–силлиманитовой фации исчезает ассоциация Saph + Sill, но появляется Cor + Crn + Spi. Парагенезис Hup + Sill с ростом температуры распадается на Cor + 'Gr + Spi. Максимальная железистость 'Cor в ассоциации Cor + 'Gr + Hup + Sill – 30%, минимальная железистость 'Gr в глиноземистых бескварцевых породах – 48%.

При $P_s < 6,8$ кбар поле устойчивости парагенезиса Hup + Sill (без Q) выклинивается (см. рис. 87, сечения V – V, VI – VI). В этих условиях бескварцевые равновесия с силлиманитом становятся довольно однообразными (см. рис. 85), и подразделение по глубинности возможно главным образом по предельной железистости граната и кордиерита (фации глубинности, по А.А. Маракушеву). При $P_s = 5,5-6,5$ кбар вероятно появление парагенезиса Saph + Sill на наиболее высоких температурных ступенях (сечение VI – VI), но при дальнейшем понижении давления эта ассоциация в природных комплексах окончательно исчезает.

Равновесие шпинели с кварцем и соотношения железистости шпинели и граната

В высокотемпературных условиях принципиально возможно образование шпинели с кварцем. Однако наблюдения относительно таких ассоциаций противоречивы. С одной стороны, имеется достаточно упоминаний о появлении шпинели в кварцсодержащих гранулитах [17, 23, 24, 54, 64]. С другой стороны, их детальное изучение показывает, что в большинстве случаев вросстки шпинели либо отделяются от кварца тонкой кордиеритовой каймой, либо заключены внутри зерен плагиоклаза, граната, кордиерита или силлиманита. Например, кордиерит–шпинелевые симплектиты и келифитовые каймы часто возникают между силлиманитом и гранатом (биотитом) в кварцсодержащих породах; заключенная в кордиерите шпинель из таких кайм не контактирует с окружающим кварцем и явно не находится в равновесии с ним.

Однако в ряде работ есть прямые указания на присутствие шпинели в стыках с кварцем. Их химические анализы, к сожалению, от-

сутствуют, и поэтому неясно, относится ли такая шпинель к обычным железо-магнезиальным разностям или в ней имеется примесь ZnO . Цинксодержащие шпинели (ганиты), образующиеся, например, при высокотемпературном разложении цинковых ставролитов, устойчивы с кварцем и в обычных метapelитах, в том числе гранулитах, встречаются довольно широко. Поэтому даже непосредственные контакты этих двух минералов не являются безусловным доказательством стабильности собственно герцинитов с кварцем.

Если железо-магнезиальная шпинель частично все же устойчива с кварцем при высоких температурах, то, согласно Б.Хенсену и Д.Грину [172, 174, 176], в условиях низких и умеренных давлений парагенезис $Spi + Q$ появляется в результате реакции:



а при наиболее высоких давлениях — согласно реакции:



Эти реакции возможны в том случае, если шпинель — более магнезиальная фаза, чем сосуществующий гранат. Такие соотношения составов двух минералов основаны на результатах экспериментов Б. Хенсена и Д. Грина [174], на микросондовых анализах природных пар шпинель+гранат из гранулитов Антарктиды [174, с. 353] и подкрепляются данными по другим регионам [25, 156]. Однако в экспериментальных работах Л.Хсю и С. Барнэма [192] и М.Холдвэя [186] и при анализах некоторых природных пар [92, 112] получены обратные соотношения — шпинель более железистая, чем гранат. Теоретическое исследование ассоциаций, возникающих в том и в другом случае, позволяет оценить вытекающие из этого парагенетические следствия.

На рис. 91 показаны два противоположных варианта равновесий с участием шпинели: при $F_{Spi} > F_{Gr}$ (см. рис. 91, 1-4) и $F_{Spi} < F_{Gr}$ (см. рис. 91, 5-7). В случае $F_{Spi} > F_{Gr}$ первой в ассоциации с кварцем должна возникать чисто железистая шпинель (см. рис. 91, 1) за счет реакции $Alm + Sill = Spi + Q$. С ростом температуры магнезиальность шпинели, как и граната, увеличивается (см. рис. 91, 2-3) и становится максимальной к моменту, когда $Spi + Q$ возникает в ассоциации с кордиеритом (см. рис. 91, 4). Как следует из диаграммы, одновременно с этим парагенезис $Gr + Sill + Q$ должен исчезнуть, а ассоциация $Spi + Q$ — превратиться в наиболее распространенную ассоциацию высокоглиноземистых пород. Несомненно, что этот вариант совершенно не соответствует петрологическим наблюдениям, согласно которым во всех комплексах, где встречены $Spi + Q + Cor$, парагенезис $Gr + Sill + Q$ — один из наиболее характерных, а $Spi + Q$ встречается лишь в единичных образцах.

Если $F_{Spi} < F_{Gr}$, то первой за счет реакции $Gr + Cor + Sill = Spi + Q$ образуется среднежелезистая шпинель (см. рис. 91, 5-6). С ростом температуры ее стабильность несколько расширяется (см.

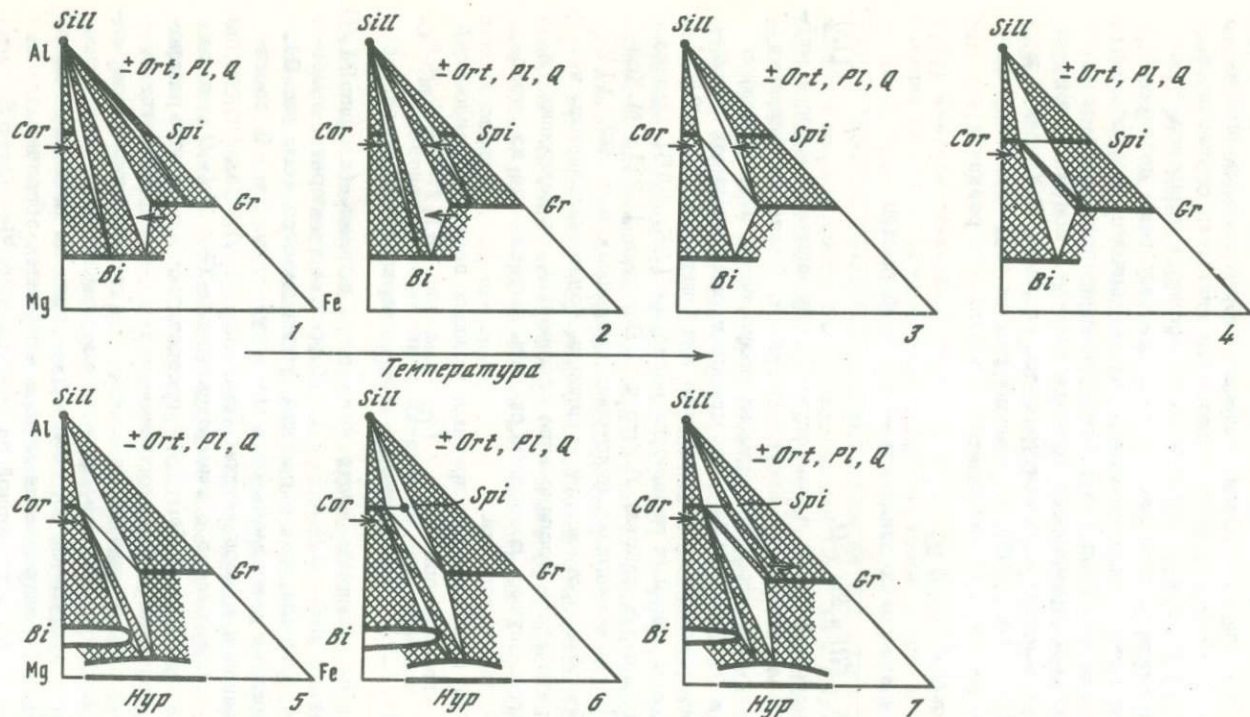


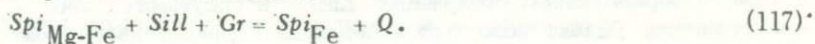
Рис. 91. Влияние температуры на парагенезисы железо-магнезиальной шпинели с кварцем в гранулитовых комплексах (при $P_s = \text{const}$) в случае противоположных соотношений железистости шпинели и граната
 1-4 - $F_{Spi} > F_{Gr}$; 5-7 - $F_{Spi} < F_{Gr}$. Стрелками показано смещение составов минералов с ростом температуры

рис. 91,7), но в целом ассоциация $Spi + Q$ остается довольно редкой (интервал ее составов очень узок). Одновременно полностью устойчив парагенезис $Gr + Sill + Q$ в более железистых породах, а $Cor + Sill + Q$ — в более магнезиальных. Диаграмма на рис. 91,7 хорошо отражает природные равновесия как в гранулитах, так и в высокотемпературных роговиках.

При соотношении $F_{Spi} < F_{Gr}$ фазовые равновесия таковы, что даже при значительном повышении температуры после возникновения парагенезиса $Spi + Q$ поле его составов расширяется очень мало и он остается весьма редким. Это связано с тем, что в ассоциации $Cor + Spi + Q$ (см. рис. 91,7) вследствие нарастания железистости кордиерита при повышении температуры происходит частичное замещение наиболее магнезиальных шпинелей кордиеритом:



В то же время в парагенезисе $Gr + Spi + Sill + Q$ должно идти, напротив, новообразование более железистой шпинели с кварцем за счет граната и силлиманита:



Поэтому с ростом температуры все парагенезисы одновременно сдвигаются в железистую область, но интервал составов шпинели, устойчивой с кварцем, остается узким. Реакции типа (116) могли бы объяснить происхождение часто наблюдающихся тонких кордиеритовых каемок вокруг шпинели в контактах с кварцем. Описаний шпинель-кварцевых кайм между гранатом и силлиманитом, т.е. реакций типа (117), в литературе как будто бы не имеется, но известны обратные случаи регрессивного образования зональных гранат-силлиманитовых кайм между шпинелью и кварцем [24]. Однако для последнего случая возможна и совершенно иная интерпретация, впервые высказанная Д.Фридманом [153] при изучении месторождения шпинель-корундовых наждаков в районе Кортленда. В этих породах, где $Spi + Q$ определенно неустойчивы [110], много секущих кварцевых жил, синхронных с основной фазой метаморфизма. В контактах этих жил со шпинелью всегда образуются реакционные зоны, сложенные, в зависимости от железистости шпинели, или гранатом с силлиманитом, или кордиеритом, или сапфирином (последний с кварцем не соприкасается, отделяясь от него внешней гранат-силлиманитовой или кордиеритовой зоной). Поэтому не исключено, что образование гранат-силлиманитовых кайм между шпинелью и кварцем в чогарских гранулитах [24] может быть связано с привнесением кремнезема при $T = \text{const}$, а не с падением температуры, как предполагается Л.П. Карсаковым с соавторами. В соседнем с чогарским сутамском комплексе, в котором $Spi + Q$ неустойчивы [25, 43], синметаморфическое окварцевание и кварцевые жилы распространены довольно широко.

Таким образом, анализ парагенезисов шпинель-кварцевых пород приводит к следующим заключениям.

1. Если в сосуществующих парах $F_{Spi} > F_{Gr}$, то образование ассоциации железо-магнезиальной шпинели с кварцем вероятно лишь в крайне железистых породах (см. рис. 91, 1-2) без кордиерита. Стабильность широко распространенного парагенезиса $Cor + Spi + Q$ возможна в этом случае только при участии шниксодержащих шпинелей, но не обычных герцинитов, так как в последнем случае пришлось бы допустить полную неустойчивость граната с силлиманитом (см. рис. 91, 4), что не подтверждается наблюдениями ни в одном регионе.

2. Если $F_{Spi} < F_{Gr}$, то парагенезис железо-магнезиальной шпинели с кварцем возможен в наиболее обычных, среднежелезистых породах при участии кордиерита (см. рис. 91, 6-7). Одновременно в железистой области составов целиком сохраняется парагенезис $Gr + Sill$; такой тип равновесий больше соответствует природным соотношениям.

Следовательно, для окончательного выяснения условий устойчивости шпинели с кварцем необходимы как дальнейшие парагенетические наблюдения, так и химические анализы шпинелей (с обязательным определением содержания ZnO) и сосуществующих с ними гранатов. Однако ясно, что ассоциация герцинит+кварц может возникать только в условиях наивысших ступеней гранат-кордиерит-ортоклазовой или гиперстен-силлиманитовой фации. Спорадические находки шпинели с кварцем в более низкотемпературных породах целиком относятся к цинковым разностям, стабильным при избытке SiO_2 . В таких шпинелях, иногда со всех сторон окруженных кварцем (и оптически неотличимых от зеленых герцинитов), содержание ZnO колеблется от 3 до 26 вес. % [156].

Ассоциации высокотемпературных корундовых пород и их связь с глубиной

Сильно недосыщенные SiO_2 кристаллосланцы, содержащие корунд, довольно редки в природе и потому изучены еще недостаточно. Однако имеющиеся данные обнаруживают большую зависимость их ассоциаций от давления.

Признаками наиболее высоких давлений служат отсутствие парагенезиса кордиерита с корундом и стабильность альтернативной ассоциации $Saph + Sill$. Линия соответствующей реакции для магнезиальных составов $- Cor_0 + Crn = Saph_0 + Sill$ имеет, согласно расчетным данным, отрицательный наклон на $T-P$ диаграмме [252; см. также рис. 85 в настоящей работе]. Отрицательный наклон должна иметь и линия аналогичного железо-магнезиального равновесия:



Это хорошо подтверждается природными наблюдениями: в самых глубоких комплексах сапфиринов с кианитом (силлиманитом) появляется при сравнительно низких температурах в присутствии жедрита

и талька [250], а в менее глубоких — только при очень высоких температурах, близких к верхнему пределу стабильности биотита, например в ксенолитах среди норитовых и ультрабазитовых интрузий [110].

Наилучшим примером особо глубоких корундовых парагенезисов является метаморфический комплекс Лабрадора, в котором устойчивы $\text{Hyp} + \text{Sill}$, $\text{Saph} + \text{Q}$ [211, 224]. В нем обнаружены следующие ассоциации с корундом: $\text{Cm} + \text{Saph}$, $\text{Cm} + \text{Hyp}$, $\text{Cm} + \text{Hyp} + \text{Spi}$, $\text{Cm} + \text{Saph} + \text{Sill} + \text{Spi}$. Несмотря на стабильность кордиерита, его ассоциация с корундом отсутствует, тогда как альтернативный парагенезис $\text{Saph} + \text{Sill}$ развит широко. Судя по наличию разнообразных реакционных кайм с участием сапфирина, в этом комплексе выделяются две температурные ступени — ранняя, на которой устойчивы $\text{Hyp} + \text{Cm}$, и более высокотемпературная, когда в результате реакции $\text{Hyp} + \text{Cm} = \text{Saph} + \text{Sill} + \text{Spi}$ образуется ассоциация $\text{Saph} + \text{Sill} + \text{Spi}$ (рис. 92, 1). Присутствие очень плотного парагенезиса $\text{Hyp} + \text{Cm}$ само по себе указывает на очень высокие давления.

В сутамском и чогарском комплексах корундосодержащие породы не встречены; но, по-видимому, и там $\text{Cor} + \text{Cm}$ нестабильны, так как в этих комплексах широко устойчив парагенезис $\text{Saph} + \text{Sill}$.

При уменьшении давления первым в ассоциации с корундом образуется магнетитовый кордиерит, тогда как в более железистых породах может сохраняться сапфирин с силлиманитом (см. рис. 92, 2). Дальнейшее понижение давления способствует образованию менее плотных парагенезисов. При этом предельная железистость сапфирина снижается, а кордиерита — возрастает, и вследствие реакции $\text{Sill} + \text{Saph} = \text{Cor} + \text{Cm} + \text{Spi}$ сапфирин исчезает из ассоциации с силлиманитом, сохраняясь, однако, в парагенезисах с корундом, кордиеритом и шпинелью. Типичным примером подобных комплексов является архей центральной части Алданского щита, относящийся к "алданской" фации глубинности. Среди 12 типов сапфириновых ассоциаций этого района, определяющими являются: $\text{Cm} + \text{Saph} + \text{Cor}$, $\text{Saph} + \text{Cor} + \text{Hyp} + \text{Spi}$ (+ Phl , $\pm \text{Ort}$), однако ассоциация $\text{Saph} + \text{Sill}$ отсутствует [87].

С переходом в область еще более низких давлений (при $T = \text{const}$) интервал устойчивых составов и число парагенезисов сапфирина сокращаются, и, наконец, он исчезает во всех высокоглиноземистых (в том числе корундовых) ассоциациях гранулитовой или пироксен-роговиковой фации малых глубин (см. рис. 92, 4; см. также рис. 85), где вместо сапфирина повсеместно встречается парагенезис $\text{Cor} + \text{Spi} + \text{Cm}$. Вследствие сильного смещения линии пограничной реакции $\text{Saph}_0 = \text{Cor}_0 + \text{Spi}_0 + \text{Cm}$ в область крайне высоких температур кристаллизация сапфирина в роговиках возможна лишь в условиях санидинитовой фации [95].

Таким образом, при понижении давления в парагенезисах с корундом сапфирин вытесняется силлиманит-кордиерит-шпинелевым парагенезисом, при этом увеличивается предельная железистость кордиерита.

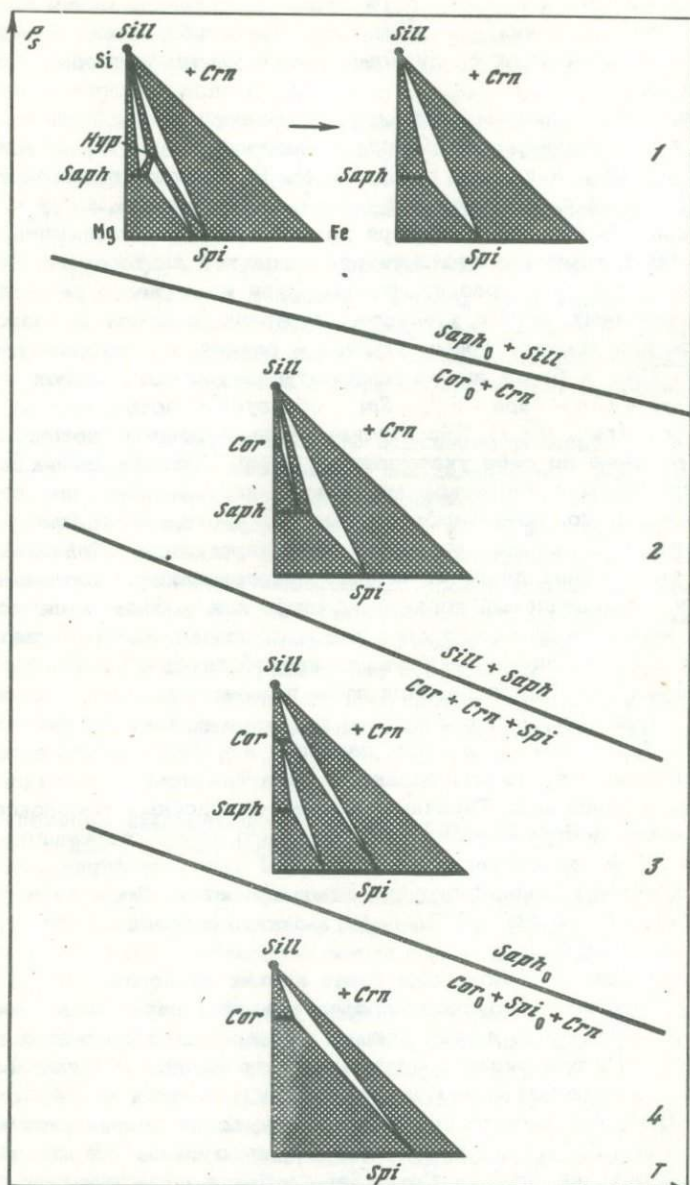
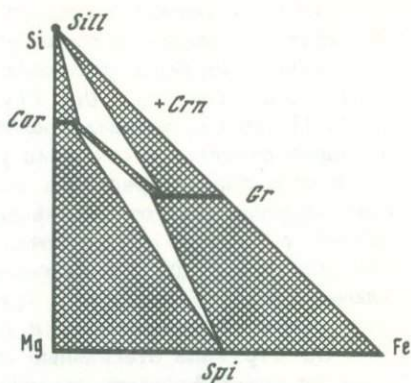


Рис. 92. Схематическая $P_s - T$ диаграмма равновесий в высокотемпературных недосыщенных SiO_2 кристаллосланцах с корундом

Смена ассоциаций от 1 к 4 отражает влияние глубинности и соответствует следующим комплексам: 1 - гранулиты Лабрадора [211, 224], $P_s \approx 9$ кбар; 2 - комплексы переходного типа, $P_s \approx 7-9$ кбар; 3 - гранулиты центральной части Алданского щита [89], $P_s \approx 6$ кбар; 4 - гранулиты малоглубинного типа и низкие ступени пироксен-роговиковой фации

Рис. 93. Диаграмма ассоциаций контактового ореола в Оберпфальце [236], построенная, исходя из предположения о равновесии корунда с железисто-магнезиальным гранатом [256]. В этом случае должна быть неустойчива ассоциация $Spi + Sill$, характерная тем не менее для высокотемпературных роговиков любой глубинности. Стабильность шпинели с силлиманитом указывает на неравновесность парагенезиса $Crn + Gr$ Mg-Fe



Для построения общей схемы бескварцевых равновесий важно выяснить, стабильна ли ассоциация пироп-альмандинового граната и корунда; их стабильность исключала бы устойчивость парагенезиса $Spi + Sill$. В подавляющем большинстве исследованных контактовых ореолов и в глубинных гранулитах ассоциация $Gr + Crn$ не встречалась. Упоминание о подобном парагенезисе имеется лишь в нескольких работах [77, 236], причем либо без анализа граната, либо без доказательства их равновесности (непосредственного стыкования в шпифах). Наиболее детально эта ассоциация изучена в контактовом ореоле вокруг габбрового массива в Оберпфальце [236] и интерпретируется Ф.Зейфертом [256, фиг. 12] как равновесная (рис. 93). В пределах этого ореола мощностью менее 40 м происходит перекристаллизация окружающих регионально-метаморфических гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов в полосчатые роговики, состоящие из лейкосом ($Bi + Pl + Q$) и меланосом ($Bi + Cor + Gr + Crn + Spi + Pl$). В меланосомах обнаружены совместно гранат, кордиерит, корунд и шпинель. Гранат, как показывает химический анализ [236], не относится к чисто железо-магнезиальному ряду и содержит 10,5% спессартин-гроссуляровой составляющей. Следовательно, указанная ассоциация не доказывает стабильность корунда с пироп-альмандиновым гранатом. Однако имеются основания сомневаться вообще в равновесности этой ассоциации. В меланосомах и особенно в зернах заключенного там граната развиты интенсивные коррозионные структуры с образованием внутри и вокруг граната микрозернистого агрегата корунда, шпинели, силлиманита и биотита [236, с. 36-38]. Поэтому гранат, очевидно, является реликтом регионально-метаморфических гнейсов и находится в состоянии замещения его роговиковым парагенезисом $Crn + Spi + Sill$; на это же указывает и его необычно низкая для роговиков железистость - 71%. Глубокая неравновесность ассоциации $Gr + Cor + Spi + Crn$, изображенной на рис. 93, подтверждается тем, что в исследованном обр. 216а [236] с гранатом, железистость кото-

рого 71%, ассоциирует шпинель с железистостью 99%, что не соответствует никаким корреляционным соотношениям этих двух фаз.

Гранат с корундом упоминаются в составе парагенезиса $Cor + Gr + Sill + Spi + Cm + Q + Bi + Pl + Ort$ в гранулитах Енисейского кряжа [77], но без анализа граната. Присутствие совместно корунда и кварца ставит под сомнение равновесность всей этой ассоциации.

Исключительная редкость находок парагенезиса $Cm + Gr$, признаки коррозионных отношений или несоответствия правилу фаз ассоциаций, в которых они встречаются, являются указанием на неравновесность корунда с железо-магнезиальным гранатом (что не исключает его устойчивости с гранатом, обогащенным Mn или Ca)¹. Этот вывод подтверждается и тем, что если бы диаграмма на рис. 93 отражала стабильные отношения между фазами, это означало бы неустойчивость парагенезиса железистой шпинели с силлиманитом, что, безусловно, не соответствует природным наблюдениям. В высокотемпературных породах любых ступеней при давлениях от гранулитов сутамского типа до гипабиссальных роговиков [75] ассоциация $Sp_{Mg-Fe} + Sill$ — одна из самых характерных; в санидинитовой фации она сменяется шпинель-муллитовой ассоциацией. Поэтому при построении общих диаграмм принималось, что парагенезисы $Gr + Cm$, $Gr + Cor + Cm$ нестабильны в природных ассоциациях системы $MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$.

¹ Парагенезис $Gr + Cm$ встречается в корунд-ставролит-роговообманковых сланцах беломорского комплекса [48]. Все гранаты из этой ассоциации содержат ничтожную примесь $Spes$ (0,3–0,8%), но обогащены кальцием (3,36–4,14 вес.% CaO, что соответствует 6,3–9,6% гроссуляровой молекулы).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокая чувствительность метapelитовых равновесий к температуре и давлению при практически полной независимости от режима CO_2 позволила разработать единую и детальную схему температурных фаций и типов глубинности метаморфизма в широком интервале T - P условий, характерных для земной коры: T - от 350 до 900°C, P_s от 1 до 10 кбар. Для подразделения использованы только реально наблюдающиеся природные моновариантные реакции, фиксирующиеся в виде минеральных изоград или границ отдельных зон.

Сопоставление различных по глубинности ореолов показало, что не существует единой для всех давлений последовательности температурных ступеней. Ее невозможно установить даже внутри таких ограниченных по давлению подразделений, как кианит-силлиманитовые или андалузит-силлиманитовые комплексы, контактовые ореолы, гранулитовые формации и др. Это, с одной стороны, позволило выявить субфации, характеризующие строго определенные условия давления (индикаторы глубинности), а с другой - проследить смещение границ ряда фаций с глубиной. Так, при $P_s > 8$ кбар выделяются шесть фаций: зеленосланцевая, ставролитовая, тальк-кианитовая, кианит-биотит-ортоклазовая, гиперстен-силлиманитовая, гранат-кордиерит-ортоклазовая. При $P_s < 8$ кбар устойчивость талька с кианитом и гиперстена с силлиманитом невозможна, и в наиболее изученном интервале 1,5-8 кбар выделяются пять фаций: зеленосланцевая, ставролитовая, биотит-мусковит-гнейсовая, силлиманит-биотит-ортоклазовая, гранат-кордиерит-ортоклазовая. В контактовых ореолах ($P_s < 1,5$ кбар) ставролит становится неустойчив, и роговики подразделяются на четыре фации: зеленосланцевую, биотит-мусковит-роговиковую, андалузит-биотит-ортоклазовую, гранат-кордиерит-ортоклазовую.

Анализ парагенезисов метapelитов позволил выявить фазовые равновесия во всем интервале стабильности таких важных минералов бедных кальцием пород, как хлорит, мусковит, фенгит, биотит, гранат, ставролит, кордиерит, гиперстен и сапфирин, проследить реакции, ограничивающие или расширяющие их устойчивость, и оценить P - T условия их существования.

Установлено, что стабильность хлорита выходит далеко за пределы зеленосланцевой фации. В ставролитовой фации он образует

ряд критических парагенезисов со ставролитом, силлиманитом и кордиеритом, распадаясь лишь у ее верхней границы.

Ряд важных температурных ступеней можно выделить на основе изменения натриевости и степени фенгитовости мусковита, ассоциации которого с парагонитом, плагиоклазом, калишпатом и силикатом глинозема служат надежными показателями температуры.

Биотит с кварцем в природных условиях сохраняют устойчивость вплоть до самых высокотемпературных субфаций, однако железистость биотита; интервал глиноземистости и число парагенезисов при этом сильно уменьшаются. Биотитообразующие реакции при участии хлорита, стильпноелана, фенгита, ставролита и силиката глинозема позволяют детально подразделять зеленосланцевую и ставролитовую фации. В то же время реакции с силлиманитом, гранатом, кордиеритом и гиперстеном, связанные со снижением его стабильности, дают возможность выделять ступени равновесия в высокотемпературной области.

Парагенезисы ставролита с хлоритоидом, хлоритом, биотитом, силикатом глинозема, кордиеритом и жедритом впервые позволили детально разделить на субфации температурную область от 430 до 580°C (при $P_s > 1,5$ кбар). Равновесия этого минерала у верхней границы ставролитовой фации являются важнейшими индикаторами глубинности метаморфизма.

Детализированы зависимости состава граната в различных ассоциациях от P - T условий. Показано, что систематическое повышение магнезиальности граната при повышении температуры, прослеживаемое начиная с зеленосланцевой фации, прекращается на границе с гиперстен-силлиманитовой (при $P_s > 7,5$ кбар) или с гранат-кордиерит-ортоклазовой фацией (при $P_s < 7,5$ кбар). Внутри них тенденция становится противоположной, магнезиальность граната при понижении температуры уменьшается, а сам он начинает замещаться гиперстен-силлиманитовыми или кордиеритсодержащими келифитами.

Поле устойчивости кордиерита при уменьшении глубинности резко смещается в низкотемпературную область, и в роговиках он может возникать уже в зеленосланцевой фации. В то же время при любых давлениях повышение температуры способствует неуклонному увеличению предельной железистости кордиерита, а также числа его парагенезисов. Расширение устойчивости кордиерита при повышении температуры происходит сначала за счет хлорита, биотита, ставролита, жедрита и силиката глинозема, а затем — граната, сопровождаемая возникновением различных келифитовых и венцовых структур. Анализ парагенезисов кордиерита показал, что кристаллизационная вода в его составе не имеет петрологического значения и он должен рассматриваться в качестве безводного минерала.

Устойчивость гиперстена с кварцем резко различается в насыщенных и недосыщенных калием породах. В отсутствие калишпата он появляется уже в биотит-мусковит-гнейсовой фации и затем по мере роста температуры образует серию парагенезисов с кумминг-

тонитом, жедритом, гранатом и кордиеритом при параллельном увеличении его магнезиальности и глиноземистости. Ни его стабильность, ни появление двупироксен-плаггиоклазовых ассоциаций не указывают на условия гранулитовой фации; ее признаком может быть только образование гиперстена с калишпатом за счет флогопит-антитовых биотитов.

Исследование и петрологическая интерпретация реакционных кайм и зональности внутри отдельных зерен минералов (особенно гранатов) приводят к выводу о чрезвычайно широком распространении в моноциклических комплексах структур прогрессивного этапа, связанных с повышением температуры в момент разрастания термальных ореолов. К ним относятся: замещение кианита или андалузита силлиманитом; повышение магнезиальности гранатов в краях зерен (с параллельным снижением содержания MnO , CaO); реакционные каймы граната между хлоритом и кварцем или силикатом глинозема и биотитом; кордиеритовые каемки вокруг ставролита, между жедритом и кианитом и биотитом и силлиманитом; кордиерит-кварцевые, кордиерит-шпинелевые, кордиерит-гиперстеновые, кордиерит-сапфириновые келифиты вокруг граната в его контактах с кварцем, полевым шпатом, силлиманитом, а также между гиперстеном и силлиманитом и др. Почти исключительное преобладание прогрессивных реакций над регрессивными является существенным отличием чисто метаморфических кристаллосланцев от мигматитов и гранитизированных пород, в которых обычно фиксируется серия регрессивных реакций, связанных со щелочной и кислотной стадиями постмагматического процесса.

Помимо давления и температуры, большое влияние на парагенезисы метapelитов оказывает насыщенность их калием, а также примесь MnO , CaO , ZnO . Примесь Zn в ставролитах увеличивает их температурную стабильность. Повышенное содержание MnO (реже CaO) в гранатах меняет корреляцию их железистости с другими минералами; резко расширяет устойчивость многих гранатовых парагенезисов и способствует их появлению в необычных фациальных условиях (например, парагенезиса $Gr + Chl$ — в ставролитовой фации, $Gr + Cor + Ort$ — в биотит-силлиманит-ортоклазовой фации); приводит к возникновению ассоциаций, нестабильных в чисто метapelитовой системе $Mg - Fe - Al - K - Si$, например $Gr + Cor + Mu + Q$.

В условиях недосыщенности метapelитов калием некоторые минералы и парагенезисы устойчивы до температур, значительно более низких или более высоких, чем при избытке мусковита и калишпата. Так, стальномелан в отсутствие мусковита устойчив до середины "зоны граната", парагенезис $Gr + Cor + Q$ в малоглубинных комплексах появляется при температурах на $100^{\circ}C$ ниже, чем в присутствии калишпата; гиперстен в эвлизитах возникает также при температурах на $100-120^{\circ}C$ ниже, чем в ортоклазсодержащих кристаллосланцах. Кроме того, исключительно в недосыщенных K_2O породах образуются жедрит-антофиллит, куммингтонит и такие важные критические парагенезисы, как кордиерит + ставролит, тальк + кианит и др.

Следовательно, любое рассмотрение зависимости состава отдельных минералов или их парагенезисов от внешних условий будет корректным только при полном учете влияния всех порообразующих компонентов.

Обобщение результатов парагенетического изучения метапелитов дало возможность выявить ряд минералогических критериев температуры и глубинности метаморфизма.

На ассоциациях зеленосланцевой фации давление сказывается мало, однако возможно ее детальное температурное подразделение на основании бедных CaO ассоциаций. Так, установлены три последовательные изоградные реакции образования биотита в зависимости от состава пород; детально изучены реакции новообразования хлоритоида, а также кианита (андалузита) за счет пиррофиллита. Три температурные ступени внутри биотитовой субфации, выделенные по ассоциациям в метапелитах и метасаммитах, хорошо увязываются между собой. Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация ("зона граната") выделяется при любых давлениях: во всем ее интервале стабильны альмандин с хлоритом, железистость которых с ростом температуры снижается. Температура изоградной для граната реакции определяется железистостью пород и содержанием в них MnO , CaO .

Ставролитовая фация начинается с ряда сложных реакций, способствующих расширению стабильности ставролита и снижению устойчивости хлоритоида и хлорита (ставролит-хлоритоидная субфация). Снижение давления в пределах этой субфации приводит (при $P_s < < 3$ кбар) к выклиниванию полей парагенезисов $Bi + Chld$, $Bi + St_s$. В следующей, ставролит-хлоритовой субфации достигается максимальная (для каждого значения P_s) магнезиальность ставролита; однако его железистые разновидности начинают постепенно разлагаться на $Gr + Al_2SiO_5$. Переход к третьей, кианит(андалузит, силлиманит)-биотит-ставролитовой субфации связан с первым появлением биотита в ассоциации с силикатом глинозема и сопровождается разложением как магнезиальных, так и железистых ставролитов, а также хлорита. В этой субфации выявлены главные среднетемпературные индикаторы глубинности. К ним относятся: исчезновение ставролита до или после инверсии ($Ky, Andl$) $\rightarrow Sil$; стабильность ряда альтернативных ассоциаций, зависящих от давления, например $Ky + Gedr$ или $St + Cor$, $Gr + Cor$ или $St + Cum$ и др.

В биотит-мусковитовой фации соотношения мусковита, калишпата, плагиоклаза с тем или иным силикатом глинозема позволяют детально разделять ее как по температуре, так и по давлению.

Показателем особо высоких давлений ($P_s > 8$ кбар) при средних температурах служит образование талька с кианитом. Выделение новой тальк-кианитовой фации и меняющиеся равновесия талька, кианита, жедрита, кордиерита и граната внутри нее позволили проследить фазовые изменения в метапелитах с температурой при P_s , превышающих значения давлений в обычных зональных кианит-силлиманитовых комплексах.

Ряд новых критериев выявлен для подразделения силлиманит (кианит)–биотит–ортоклазовой и гранат–кордиерит–ортоклазовой фаций. Их температурное расчленение проводится по равновесиям в мало-глиноземистой области; либо по парагенезисам гиперстена с жедритом, гранатом, кордиеритом и куммингтонитом, либо по степени разложения биотита с кварцем на гранат, гиперстен, кордиерит и ортоклаз. Повышение температуры приводит к снижению устойчивости биотита и граната за счет кордиерита, гиперстена и шпинели; при этом возникает серия реакционных кайм, специфических для каждой субфации. Увеличение глубинности фиксируется по вытеснению парагенезиса $Gr + Cor$ ассоциациями $Ky(Sill) + Gedr$, $Ky(Sill) + Hup$, последовательному сокращению поля гранат–кордиерит–ортоклазовой фации за счет ее низкотемпературных субфаций и возрастанию магнетизальности всех минералов.

Гиперстен–силлиманитовая фация, возникающая при $P_s > 7,5$ кбар, впервые расчленена по давлению и температуре. Рассмотрены изменения стабильности гиперстена, кордиерита, биотита и граната внутри фации при различной глубинности, возникающие между ними реакционные структуры. Природные наблюдения противоречат экспериментальным данным о взаимной устойчивости парагенезисов $Hup + Sill$ и $Gr + Cor$; согласно первым, гранат–кордиерит–ортоклазовая фация является высокотемпературным аналогом гиперстен–силлиманитовой фации, что подтверждается при изучении реакционных кайм, отражающих моновариантный переход от одной фации к другой.

Детальный парагенетический анализ бескварцевых глиноземистых кристаллосланцев дал возможность установить минералогические критерии их глубинности, позволяющие в интервале 6,8–10 кбар выделить в гиперстен–силлиманитовой фации четыре типа глубинности, различающиеся реакциями высокотемпературного разложения парагенезиса $Hup + Sill$ и железистостью темноцветных. Ряд новых индикаторов давления выявлен при парагенетическом анализе сапфириновых равновесий. Реакции сапфиринизации, имеющие прогрессивный характер, как "низкотемпературные" (с жедритом, кианитом и корундом), так и высокотемпературные (с силлиманитом, гиперстеном, гранатом, кордиеритом и шпинелью), могут широко использоваться для выделения фаций глубинности субгранулитовых и гранулитовых пород.

Выделение комплексных минералогических индикаторов температуры и глубинности метаморфизма на основе ассоциаций бедных кальцием пород, широко распространенных во всех тектонических формациях, позволит более эффективно направлять поиски месторождений метаморфогенного типа. Для многих из них доказана локализация в весьма узких $T-P$ условиях. Установление этих параметров, согласно выработанным в данной работе критериям, может в определенной мере быть основой для прогнозирования месторождений, условия возникновения которых отвечают данной термодинамической обстановке.

1. *Белевцев Р.Я.* Метаморфическая зональность Криворожского бассейна. — Геол. ж., 1970, 30, № 4.
2. *Великославянский Д.А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. "Наука", 1972.
3. *Великославянский Д.А., Петров Б.В.* Геология и метаморфизм верхнего докембрия Северо-Байкальского нагорья. — В кн.: Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 10. Геология докембрия. "Недра", 1964.
4. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. "Мир", 1969.
5. *Володичев О.И.* Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. "Наука", 1975.
6. *Гитар Ж.* К вопросу о герцинском региональном метаморфизме палеозоя и докембрия Восточных Пиренеев. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. "Наука", 1970.
7. *Глаголев А.А.* Метаморфизм докембрийских пород КМА. "Наука", 1966.
8. *Глаголев А.А., Кравченко В.М., Киселев Г.Н., Боронович В.А.* Минеральные типы и метаморфизм железистых кварцитов Чаро-Токинского района западной части Алданского щита. — Геол. рудн. месторожд., 1977, № 2.
9. *Глебовицкий В.А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. "Наука", 1973.
10. *Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Савельева Т.Е.* Эволюция метаморфических процессов в Монголо-Охотском поясе. — Тезисы докл. на II Вост.-Сиб. петрограф. совещании. Иркутск, 1974.
11. Гранулитовая фация метаморфизма. "Наука", 1972.
12. *Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С.* и др. Фации метаморфизма. "Недра", 1970.
13. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. "Наука", 1972.
14. *Добрецов Н.Л., Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В.* и др. Метаморфические фации как основа карт метаморфизма и проблемы, с ними связанные. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. II. Новосибирск, 1972.
15. *Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г., Пономарева Л.Г., Поспелова Л.Н.* Статистическое исследование белых слюд глаукофан-сланцевых толщ. — В кн.: Статистические методы в геологии. Новосибирск, "Наука", 1974.
16. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений. "Недра", 1974.
17. *Другова Г.М., Климов И.В., Крылова М.Д.* и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. — Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1959, вып. 8.
18. *Другова Г.М., Никитин Ю.В., Терентьев М.В.* Зональные гранаты Шуерецких месторождений. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1970, 99, вып. 1.
19. *Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И.* Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. "Наука", 1972.

20. *Зотов И.А.* Некоторые особенности магматизма и метаморфизма кристаллического комплекса юго-западного Памира. М., ИГЕМ АН СССР, 1968.
21. *Зотов И.А., Сидоренко А.Г.* О магнезиальном жедрите с юго-западного Памира. — Докл. АН СССР, 1968, 180, № 3.
22. *Игнатъев Н.А.* Амфиболиты, гранатовые жедрититы и слюдиты окрестностей с. Шуерецкого. — Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1934, вып. 6.
23. *Каменев Е.Н.* Состав и условия образования горных пород гранулитовой фации Земли Эндерби. Л., ЛГИ, 1974.
24. *Карсаков Л.П., Шульдинер В.И., Леников А.М.* Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 5.
25. *Кастрыкина В.М.* Петрология сутамского метаморфического комплекса. М., МГУ, 1974.
26. *Кеpezжинскas К.Б.* Неоднородность давления при метаморфизме зонального комплекса Южно-Чуйского хребта. — Докл. АН СССР, 1971, 196, № 1.
27. *Кеpezжинскas К.Б.* Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. "Наука", 1977.
28. *Кеpezжинскas К.Б., Хлестов В.В.* Построение принципиальной P-T диаграммы для среднетемпературных метапелитов. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, 100, вып. 2.
29. *Кицул В.И.* Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. "Наука", 1971.
30. *Коржинский Д.С.* Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллосланцев архея Южного Прибайкалья. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1936, 65, № 2.
31. *Коржинский Д.С.* Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 12.
32. *Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. "Наука", 1967.
33. *Кориковский С.П.* Влияние глубинности на соотношения метаморфических зон в насыщенных K₂O метапелитовых сланцах и роговиках. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. I. "Наука", 1969.
34. *Кориковский С.П.* Границы ставролитовой субфации метаморфизма в области низких давлений. — Докл. АН СССР, 1969, 184, № 1.
35. *Кориковский С.П.* Фазовые равновесия в низкотемпературной части ставролитовой фации в условиях различной глубинности. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 8.
36. *Кориковский С.П.* Влияние глубинности на парагенезисы недосыщенных K₂O высокоглиноземистых метапелитов. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. II. "Наука", 1970.
37. *Кориковский С.П.* Малоуглубинный ставролит-андалузит-силлиманитовый тип регионального метаморфизма в центральной части хребта Кодар. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. "Наука", 1971.
38. *Кориковский С.П.* Изменение состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме. — В кн.: Фазовые равновесия и процессы минералообразования. "Наука", 1973.
39. *Кориковский С.П., Боронизин В.А.* Изограды кианита, хлоритоида и корунда и высокоглиноземистые равновесия в зеленосланцевой фации метаморфизма в Патомском нагорье. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 4.
40. *Кориковский С.П., Боронизин В.А., Лапутина И.П.* Высокотемпературная граница устойчивости стильпномелана на примере кианитового метаморфического комплекса Патомского нагорья. — Докл. АН СССР, 1975, 222, № 5.
41. *Кориковский С.П., Гусева А.И., Федоровский В.С.* Перекристаллизация кианит-хлоритоидных сланцев и изменение состава мусковит-фенгитов в зо-

- нах контактового воздействия нижнепротерозойских гранитоидов Патомского нагорья. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV. "Наука", 1974.
42. *Кориковский С.П., Зуев В.А.* Зональность в пироп-альмандиновых гранатах при возникновении кордиеритовых келифитовых оторочек. — Докл. АН СССР, 1970, 193, № 2.
 43. *Кориковский С.П., Кислякова Н.Г.* Реакционные структуры и фазовые равновесия в гиперстен-силлиманитовых кристаллосланцах сутамского комплекса Алданского щита. — В кн.: Метасоматиты и оруденение. "Наука", 1975.
 44. *Кориковский С.П., Лапутина И.П., Гусева А.И.* Истинная изографа альмандинового граната в докембрийских метапелитах Патомского нагорья и устойчивость гранат-хлоритового парагенезиса в кианитовых комплексах. — Докл. АН СССР, 1973, 211, № 1.
 45. *Кориковский С.П., Телешова Р.Л.* Ставролит в кордиерит-силлиманитовых сланцах удоканской серии и верхняя граница ставролитовой фации в андалузит-силлиманитовых комплексах. — Докл. АН СССР, 1970, 191, № 2.
 46. *Кориковский С.П., Телешова Р.Л.* Ставролит-хлорит-мусковитовая субфация метаморфизма (на примере нижнепротерозойских сланцев хребта Ковдар). — Докл. АН СССР, 1970, 191, № 4.
 47. *Крылова М.Д., Прияткина Л.А.* Гиперстен-силлиманитовая ассоциация в гранулитовом комплексе Порьей губы (ЮЗ Кольского п-ва). — Докл. АН СССР, 1976, 226, № 3.
 48. *Лебедев В.И., Калмыкова Н.А., Нагайцев Ю.В.* Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы беломорского комплекса. — Сов. геология, 1974, № 9.
 49. *Лепезин Г.Г.* Значение воды в кордиеритах при природном минералообразовании. — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 3.
 50. *Лепезин Г.Г.* Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов. "Наука", 1972.
 51. *Лепезин Г.Г., Кузнецова И.К., Алафинов Л.В.* Закономерности поведения воды в кордиеритах при прогрессивном метаморфизме. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. "Наука", 1975.
 52. *Лобач-Жученко С.Б.* Метасоматические амфиболовые породы кварцито-гнейсовой свиты мамской серии. — Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
 53. *Логинов В.П.* Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал). — Тр. ИГН АН СССР, сер. рудн. месторожд., 1951, вып. 134, № 15.
 54. *Луцк Б.Г.* Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. "Наука", 1966.
 55. *Луцк Б.Г., Копанева Л.Н.* Пироп-сапфириновая порода Анабарского массива и условия ее метаморфизма. — Докл. АН СССР, 1968, 179, № 5.
 56. *Макужина А.А.* Метаморфические породы Конкского района. — В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
 57. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. "Наука", 1965.
 58. *Маракушев А.А.* Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 7.
 59. *Маракушев А.А.* Термодинамика метаморфической гидратации минералов. "Наука", 1968.
 60. *Маракушев А.А.* Петрология метаморфических горных пород. Изд-во МГУ, 1973.

61. *Маракушев А.А., Кудрявцев В.А.* Парагенезис гипертена с силлиманитом и его петрологическое значение. — Докл. АН СССР, 1965, 164, № 1.
62. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV. "Наука", 1974.
63. *Милькевич Р.И., Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В.* Метаморфизм и структурная эволюция Усть-Ононских термальных куполов. — Геол. и геофиз., 1975, № 4.
64. *Мишкин М.А.* Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. "Наука", 1969.
65. *Москоченко Н.И.* Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кианит-силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). — В кн.: Метаморфические пояса СССР. "Наука", 1971.
66. *Нагайцев Ю.В.* Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Изд-во ЛГУ, 1974.
67. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. "Наука", 1970.
68. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. "Наука", 1973.
69. *Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. "Недра", 1976.
70. *Попов А.А.* Составы мусковитов и парагонитов, синтезированных при температурах 350–500°C. — Геохимия, 1968, № 2.
71. *Портнов А.М., Жаднова Т.Л.* Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Патомского нагорья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 2.
72. *Рабкин М.И., Вишневицкий А.Н.* Метаморфические фации и субфации Анабарского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. "Наука", 1971.
73. *Равич М.Г., Каменев Е.Н.* Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Гидрометеоздат, 1972.
74. *Реввердатто В.В.* Контактный метаморфизм вблизи Харловского габбрового массива. — Геол. и геофиз., 1967, № 7.
75. *Реввердатто В.В.* Фации контактового метаморфизма. "Недра", 1970.
76. *Семеновко Н.П., Половоко И.И., Жуков Г.В.* и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
77. *Серенко В.П.* Высокотемпературный региональный метаморфизм Ангаро-Канского горста (Енисейский край). Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, 1973.
78. *Танатар-Бараш З.И.* Миннесотаит — контактный минерал Белозерского железорудного района. — Геол. ж., 1965, 25, № 4.
79. *Тернер Ф., Ферзуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
80. *Ужудеев Т.* Строение и условия образования Туркестанского метаморфического комплекса (Южный Тянь-Шань). Фрунзе, 1973.
81. *Усенко Н.С., Щербаков И.Б., Зяц А.П.* Биотиты докембрия. Киев. "Наукова думка", 1972.
82. *Ушакова Е.Н.* Биотиты метаморфических пород. "Наука", 1971.
83. *Файф У., Тернер Ф., Ферзуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.
84. *Федькин В.В.* Анализ парагенезисов ставролита. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. II. "Наука", 1970.
85. *Федькин В.В.* Ставролит. "Наука", 1975.
86. *Фонарев В.И., Корольков Г.Я.* Равновесие ассоциации ортопироксен, кумингтонит, кварц в интервале давлений 1000–5000 кг/см² и при буфере NNO. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 6.
87. *Хлестов В.В.* Гранаты кордиеритсодержащих пород шарыжалгайского комплекса (ЮЗ Прибайкалье). — Докл. АН СССР, 1964, 154, № 4.

88. Хлестов В.В., Ушакова Е.Н. Метаморфизм пород китойской свиты в Восточном Саяне. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Вып. 3. Новосибирск, 1965.
89. Чекирда А.И., Эштин А.Р. Новые данные о сапфириновых ассоциациях Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 3.
90. Шульдинер В.И. Кварц-кордиеритовые симплектиты в архейских породах северо-восточного Забайкалья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 12.
91. Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс северной Карелии и ЮЗ Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1962.
92. Abraham K., Schreyer W. Petrology of a ferruginous hornfels from Rieckensglück, Harz Mountains, Germany. — Contribs Min. and Petr., 1973, 40, N 4.
93. Abraham K., Schreyer W. A talc-phengite assemblage in piemontite schist from Brezovica, Serbia, Yugoslavia. — J. Petr., 1976, 17, N 4.
94. Ackermand D., Karl F., Raase P. Granate mit Zusammensetzungen zwischen Almandin und Grossular aus den westlichen Hohen Tauern, Österreich. — Contribs Min. and Petr., 1972, 37, N 1.
95. Agrell S.O., Langely J.M. The dolerite plug at Tievebullagh, near Cushendall, Co Antrim. — Proc. Roy. Irish Acad., 1958, 59, sec. B, N 7.
96. Albee A.L. Comparison of the chemical analyses of sedimentary and metamorphic rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, 63, N 12, pt 2.
97. Albee A.L. Phase equilibria in three assemblages of kyanite-zone pelitic schists, Lincoln Mountain quadrangle, Central Vermont. — J. Petr., 1965, 6, N 2.
98. Albee A.L. Metamorphic zones in northern Vermont. — In: Studies of Appalachian geology. New York, Intersci. Publ., 1968.
99. Albee A.L. Metamorphism of pelitic schists: reaction relations of chloritoid and staurolite. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83, N 10.
100. Althaus E. Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Säuren. I. — Contribs Min. and Petr., 1966, 13, N 1.
101. Amit O. Retrograde zoning in garnet of Elat-Wadi Magrisk metamorphic rocks. — Lithos, 1976, 9, N 4.
102. Anastasiou P., Seifert F. Solid solubility of Al_2O_3 in enstatite at high temperatures and 1–5 kb water pressure. — Contribs Min. and Petr., 1972, 34, N 4.
103. Anderson P.A.M., Newton R.C., Kleppa O.J. The enthalpy change of the andalusite-sillimanite reaction and the Al_2SiO_5 diagram. — Amer. J. Sci., 1977, 277, N 5.
104. Ashworth J.R. Staurolite at anomalously high grade. — Contribs Min. and Petr., 1975, 53, N 4.
105. Atherton M.P. The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies. — Amer. Min., 1964, 49, N 9–10.
106. Atherton M.P. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium-grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. — Contribs Min. and Petr., 1968, 18, N 4.
107. Atherton M.P., Naggar M.H., Pitcher W.S. Kyanite in some thermal aureoles. — Amer. J. Sci., 1975, 275, N 4.
108. Ayres D.E. Genesis of iron-bearing minerals in banded iron formation, mesobands in the Dales Australia. — Econ. Geol., 1972, 67, N 8.
109. Baltatzis E., Wood B.J. The occurrence of paragonite in chloritoid schists from Stonehaven, Scotland. — Min. Mag., 1977, 41, N 318.
110. Barker F. Reaction between mafic magmas and pelitic schist, Cortland, New York. — Amer. J. Sci., 1964, 262, N 5.
111. Barrow G. On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the south-eastern Highlands of Scotland, and its accompanying metamorphism. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1893, 49, pt 3, N 195.

112. *Berg J.H.* Dry granulite mineral assemblages in the contact aureoles of the Nain complex, Labrador. — *Contribs Min. and Petr.*, 1977, 64, N 1.
113. *Berg J.H.* Regional geobarometry in the contact aureoles of the anorthositic Nain complex, Labrador. — *J. Petr.*, 1977, 18, N 3.
114. *Berg J.H.*, *Wheeler E.P.* Osumilite of deep-seated origin in the contact aureoles of the anorthositic Nain complex, Labrador. — *Amer. Min.*, 1976, 61, N 1-2.
115. *Best M.G.*, *Weiss L.E.* Mineralogical relations in some pelitic hornfelses from the southern Sierra Nevada, California. — *Amer. Min.*, 1964, 49, N 9-10.
116. *Bird G.W.*, *Fawcett J.J.* Stability relations of Mg-chlorite — muscovite and quartz between 5 and 10 kb water pressure. — *J. Petr.*, 1973, 14, N 3.
117. *Bishop F.C.*, *Newton R.C.* The composition of low-pressure synthetic sapphirine. — *J. Geol.*, 1975, 83, N 4.
118. *Blake R.L.* Iron phyllosilicates of the Cuyuna district in Minnesota. — *Amer. Min.*, 1965, 50, N 1-2.
119. *Blümel P.*, *Schreyer W.* Phase relations in pelitic and psammitic gneisses of the sillimanite-potash feldspar and cordierite-potash feldspar zones in the Moldanubicum of the Lam-Bodenmais area, Bavaria. — *J. Petr.*, 1977, 18, N 3.
120. *Brady J.B.* Co-existing actinolite and hornblende from west-central New Hampshire. — *Amer. Min.*, 1974, N 5-6.
121. *Brown E.H.* The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. — *Contribs Min. and Petr.*, 1967, 14, N 4.
122. *Brown E.H.* Some zoned garnets from the greenschist facies. — *Amer. Min.*, 1969, 54, N 11-12.
123. *Brown E.H.* Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies. — *Contribs Min. and Petr.*, 1971, 31, N 4.
124. *Brown E.H.* A petrogenetic grid of reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the greenschist facies. — *J. Petr.*, 1975, 16, N 2.
125. *Butler B.C.M.* Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland. — *J. Petr.*, 1967, 8, N 2.
126. *Butler P.* Mineral compositions and equilibria in the metamorphosed iron formation of the Gagnon region, Quebec, Canada. — *J. Petr.*, 1969, 10, N 1.
127. *Card K.D.* Metamorphism in the Agnew Lake area, Sudbery district, Ontario, Canada. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1964, 75, N 10.
128. *Carmichael D.M.* Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario. — *J. Petr.*, 1970, 11, N 1.
129. *Chakraborty K.R.*, *Sen S.K.* Regional metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Singhbhum, Bihar. — *Contribs Min. and Petr.*, 1967, 16, N 3.
130. *Chatterjee N.D.* Phase equilibria in the Alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Maira Massif, Western Italian Alps. Pt 1. — *Neues Jahrb. Min. Abh.*, 1971, 114, N 2.
131. *Chatterjee N.D.*, *Schreyer W.* The reaction enstatite_{SS} + sillimanite = sapphirine_{SS} + quartz in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂. — *Contribs Min. and Petr.*, 1972, 36, N 1.
132. *Chinner G.A.* Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Clova, Angus. — *J. Petr.*, 1960, 1, N 2.
133. *Chinner G.A.* Almandine in thermal aureoles. — *J. Petr.*, 1963, 3, N 2.
134. *Chinner G.A.* The kyanite isograd in Glen Clova, Angus, Scotland. — *Min. Mag.*, 1965, 34 (Tilley vol.), N 268.
135. *Chinner G.A.* Chloritoid, and isochemical character of Barrow's zones. — *J. Petr.*, 1967, 8, N 2.
136. *Chinner G.A.*, *Dixon J.E.* Some high-pressure parageneses of the Allalin gabbro, Valais, Switzerland. — *J. Petr.*, 1973, 14, N 2.
137. *Chinner G.A.*, *Sweatman T.R.* A former association of enstatite and kyanite. — *Min. Mag.*, 1968, 36, N 284.

138. Cooper A. F., Lovering J. F. Greenschist amphiboles from Haast river, New Zealand. — *Contribs Min. and Petr.*, 1970, 27, N 1.
139. Crawford M. L. Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA, and South Westland, New Zealand. — *Contribs Min. and Petr.*, 1966, 13, N 3.
140. Currie K. L. The reaction cordierite = garnet + sillimanite + 5 quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario. — *Contribs Min. and Petr.*, 1971, 33, N 3.
141. Currie K. L. A note on the calibration of the garnet-cordierite geothermometer and geobarometer. — *Contribs Min. and Petr.*, 1974, 44, N 1.
142. Dallwitz W. B. Co-existing sapphirine and quartz in granulite from Enderby Land, Antarctica. — *Nature*, 1968, 219, N 5153.
143. Dietrich V. Ilvait, Ferroantigorite und Greenalith als Begleiter oxidisch-sulfidischer Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten. — *Schw. Min. und petr. Mitt.*, 1972, 52, H. 1.
144. Eskola P. The mineral facies of rocks. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1920, 6.
145. Eskola P. Die metamorphen Gesteine. — In: *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin, Springer, 1939.
146. Eugster H. P., Albee A. L., Bence A. E., Thompson J. B., Waldbaum D. R. The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. — *J. Petr.*, 1972, 13, N 1.
147. Eugster H. P., Yoder H. S. The join muscovite-paragonite. — *Ann. Rept Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst., Year Book*, 1955, 55.
148. Evans B. W., Guidotti C. V. The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, USA. — *Contribs Min. and Petr.*, 1966, 12, N 1.
149. Foster M. D., Bryant B., Hathaway J. Iron-rich muscovite mica from the Grandfather Mountain area, N. Carolina. — *Amer. Min.*, 1960, 45, N 7-8.
150. Fox J. S. Coexisting chloritoid and staurolite and the staurolite-chlorite isograd from the Agnew Lake area, Ontario, Canada. — *Geol. Mag.*, 1971, 108, N 3.
151. Fox J. S. Three-dimensional isograds from the Lukmanier Pass, Switzerland, and their tectonic significance. — *Geol. Mag.*, 1975, 112, N 6.
152. French B. M. Mineral assemblages in diagenetic and low-grade metamorphic iron-formation. — *Econ. Geol.*, 1973, 68, N 7.
153. Friedman G. M. The spinel-silica reaction succession: a study of incompatible mineral phases. — *J. Geol.*, 1954, 62, N 4.
154. Froese E. Metamorphic rocks from the Coronation mine and surrounding area. — *Pap. Geol. Surv. Canada*, 1968, N 5.
155. Froese E., Gasparrini E. Metamorphic zones in the Snow Lake area, Manitoba. — *Canad. Min.*, 1975, 13, pt 2.
156. Frost R. B. Ferroan gahnite from quartz-biotite-almandine schist, Wind River Mountains, Wyoming. — *Amer. Min.*, 1973, 58, N 9-10.
157. Fyfe W. S., Turner E. J. Reappraisal of the metamorphic facies concept. — *Contribs Min. and Petr.*, 1966, 12, N 4.
158. Ghent E. Temperature, pressure, and mixed-volatile equilibria attending metamorphism of staurolite-kyanite-bearing assemblages, Esplanade Range British Columbia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, 86, N 12.
159. Graham C. M. Metabasic amphiboles of the Scottish Dalradian. — *Contribs Min. and Petr.*, 1974, 47, N 3.
160. Green T. C. High-level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. — *Amer. Min.*, 1963, 48, N 9-10.
161. Green T. H., Vernon R. H. Cordierite breakdown under high-pressure, hydrous conditions. — *Contribs Min. and Petr.*, 1974, 46, N 3.
162. Gruner J. W. The structure and chemical composition of greenalite. — *Amer. Min.*, 1936, 21, N 7.

163. *Guidotti C.V.* On the relative scarcity of paragonite. — *Amer. Min.*, 1968, 53, N 5-6.
164. *Guidotti C.V.* The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc area, Maine. — *J. Petr.*, 1970, 11, N 2.
165. *Guidotti C.V.* Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangeley quadrangle, Maine. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, 85, N 3.
166. *Guidotti C.V., Cheney J.T., Conatore P.D.* Co-existing cordierite + biotite + chlorite from the Rumford quadrangle, Maine. — *Geology*, 1975, N 3.
167. *Guidotti C.V., Herd H.H., Tuttle C.L.* Composition and structural state of K-feldspars from K-feldspar + sillimanite grade rocks in northwestern Maine. — *Amer. Min.*, 1973, 58, p. 705-716.
168. *Guitard G.* Associations minérales, subfaciés et types de métamorphisme dans les micaschistes et les gneiss pelitiques du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). — *Bull. Soc. géol. France*, ser. 7, 1965, 7, N 3.
169. *Haas H., Holdaway M.J.* Equilibria in the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite. — *Amer. J. Sci.*, 1973, 273, N 6.
170. *Hapuarachchi J.A.C.* Cordierite and wollastonite-bearing rocks of southwestern Ceylon. — *Geol. Mag.*, 1968, 105, N 4.
171. *Hashimoto T., Beland R.* Low- to medium-grade metamorphism in silicate iron-formations of the Cape Smith belt, New Quebec. — *Can. J. Earth Sci.*, 1968, 5, N 4, pt 1.
172. *Hensen B.J.* Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. — *Contribs Min. and Petr.*, 1971, 33, N 3.
173. *Hensen B.J., Essene E.J.* Stability of pyrope-quartz in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. — *Contribs Min. and Petr.*, 1971, 30, N 1.
174. *Hensen B.J., Green D.H.* Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I. Compositions with excess aluminosilicate. — *Contribs Min. and Petr.*, 1971, 33, N 4.
175. *Hensen B.J., Green D.H.* Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. II. Compositions without excess aluminosilicate. — *Contribs Min. and Petr.*, 1972, 35, N 4.
176. *Hensen B.J., Green D.H.* Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis of experimental data and geological applications. — *Contribs Min. and Petr.*, 1973, 38, N 2.
177. *Herd R.K., Windley B.F., Ghisler M.* The mode occurrence and petrogenesis of the sapphirine-bearing and associated rocks of West Greenland. — *Rept Geol. Surv. Greenland*, 1969, N 24.
178. *Hietanen A.* Metamorphic and igneous rocks of the Merrimac area, Plumas National Forest, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1951, 62, N 6.
179. *Hietanen A.* Kyanite, andalusite and sillimanite in the schist in Boehl's Butte quadrangle, Idaho. — *Amer. Min.*, 1956, 41, N 1-2.
180. *Hietanen A.* Kyanite-garnet gedritite near Orofino, Idaho. — *Amer. Min.*, 1959, 44, N 5-6.
181. *Hietanen A.* On the facies series in various types of metamorphism. — *J. Geol.*, 1967, 75, N 2.
182. *Hietanen A.* Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite, and biotite in aluminum-rich schist in various metamorphic zones north of the Idaho batholith. — *Amer. J. Sci.*, 1969, 267, N 3.
183. *Höck V.* Co-existing phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria. — *Contribs Min. and Petr.*, 1974, 43, N 4.

184. *Hoffer E.* The reaction sillimanite + biotite + quartz = cordierite + K-feldspar + H₂O and partial melting in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - *Contribs Min. and Petr.*, 1976, 55, N 1.
185. *Holdaway M.J.* Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. - *Amer. J. Sci.*, 1971, 271, N 2.
186. *Holdaway M.J.* Mutual compatibility relations of the Fe⁺²-Mg-Al silicates at 800 C and 3 kb. - *Amer. J. Sci.*, 1976, 276, N 3.
187. *Holdaway M.J., Lee S.M.* Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. - *Contribs Min. and Petr.*, 1977, 63, N 2.
188. *Hollister L.S.* Metastable paragenesis sequence of andalusite, kyanite and sillimanite, Kwoiek area, British Columbia. - *Amer. J. Sci.*, 1969, 267, N 3.
189. *Hollister L.S.* Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia: an end member of the metamorphic process. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, 80, N 12.
190. *Höschek G.* The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. - *Contribs Min. and Petr.*, 1969, 22.
191. *Hsu L.C.* Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. - *J. Petr.*, 1968, 9, N 1.
192. *Hsu L.C., Burnham C.W.* Phase relationships in the system Fe₃Al₂Si₃O₁₂-Mg₃Al₂Si₃O₁₂-H₂O at 2,0 kilobars. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, 80, N 12.
193. *Hutcheon L., Froese E., Gordon T.M.* The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay complex. - *Contribs Min. and Petr.*, 1974, 44, N 1.
194. *Hutton C.O.* Composition of some garnets in low grade schists. - *Trans. Roy. Soc. N.Z.*, 1962, 1.
195. *Iiyama J.T.* Étude des réactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite. - *Bull. Soc. franç. minér. et cristal.*, 1964, 87, N 4.
196. *James R.C., Grieve R.A.F., Pauk L.* The petrology of cordierite-anthophyllite gneisses and associated mafic and pelitic gneisses at Manitouwadge, Ontario. - *Amer. J. Sci.*, 1978, 278, N 1.
197. *Joplin G.A.* Petrological studies in the Ordovician of New South Wales. - *Proc. Linnean Soc. N.S.W.*, 1942, 67, pt 3-4.
198. *Juurinen A.* Composition and properties of staurolites. - *Ann. Sci. Acad. Fennica, ser. A*, 1956, 3, N 47.
199. *Kano H., Kuroda Y.* On the chemistry of co-existing garnet and biotite in pelitic-psammitic metamorphic rocks, Central Abukuma, Japan. - *J. Geol. Soc. Jap.*, 1973, 79, N 9.
200. *Keessmann L., Matthes S., Schreyer W., Seifert F.* Stability of almandine in the system FeO-(Fe₂O₃)-Al₂O₃-SiO₂-(H₂O) at elevated pressures. - *Contribs Min. and Petr.*, 1971, 31, N 2.
201. *Kerrick D.M.* Experimental determination of muscovite + quartz stability with $P_{H_2O} < P_{total}$. - *Amer. J. Sci.*, 1972, 272, N 10.
202. *Kramm U.* Chloritoid stability in manganese rich low-grade metamorphic rocks, Venn-Stavelot Massif, Ardennes. - *Contribs Min. and Petr.*, 1973, 41, N 2.
203. *Kulke H., Schreyer W.* Kyanite-talc schist from Sar e Sang, Afghanistan. - *Earth Planet. and Sci. Lett.*, 1973, 18, N 2.
204. *Kwak T.A.P.* Natural staurolite breakdown reactions at moderate to high pressures. - *Contribs Min. and Petr.*, 1974, 44, N 1.
205. *Lal R.K.* Paragenetic relations of aluminosilicates and gedrite from Fishtail Lake, Ontario, Canada. - *Lithos*, 1969, 2, N 2.

206. *Lal R.K., Moorhouse W.W.* Cordierite-gedrite rocks and associated gneisses of Fishtail Lake, Harcourt Township, Ontario. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1969, 6, N 1.
207. *Lal R.K., Shukla R.S.* Low-pressure regional metamorphism in the northern portion of the Khetri Copper Belt of Rajasthan, India. — *Neues Jahrb. Min. Abh.*, 1975, 124, N 3.
208. *Lambert R.S.Jr.* The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Khoyard districts of Iverness-shire. — *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1959, 63, pt 3.
209. *Leake B.E.* Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites. — *Amer. Min.*, 1960, 45, N 3-4.
210. *Lee S.M., Holdaway M.J.* Cordierite breakdown under high-pressure hydrous conditions. A comment. — *Contribs Min. and Petr.*, 1976, 56, N 3.
211. *Leong K.M., Moore J.M.* Sapphirine-bearing rocks from Wilson Lake, Labrador. — *Canad. Min.*, 1972, 11, pt 4.
212. *Loomis T.P.* Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, 83, N 8.
213. *Loomis T.P.* Irreversible reactions in high-grade metapelitic rocks. — *J. Petr.*, 1976, 17, N 4.
214. *Mason B.* Metamorphism in the Southern Alps of New Zealand. — *Bull. Amer. Mus. Natur. Hist.*, 1962, 123.
215. *Matějovska O.* Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Námest and Oslavou. — *Krystalinikum*, 1967, 5.
216. *Mather J.D.* The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. — *J. Petr.*, 1970, 11, N 2.
217. *McKee D.* Yoderite, a new hydrous magnesium iron aluminosilicate from Mautia Hill, Tanganyika. — *Min. Mag.*, 1959, 32, N 247.
218. *McKee D., Bradshaw N.* A green variety of yoderite. — *Nature*, 1966, 210, N 5041.
219. *McNamara M.* The lower greenschist facies in the Scottish Highlands. — *Geol. fören. Stockholm, förhandl.*, 1965, 87, pt 3, N 522.
220. *Misch P., Rice J.M.* Miscibility of tremolite and hornblende in progressive Skagit metamorphic suite, North Cascades, Washington. — *J. Petr.*, 1975, N 1.
221. *Miyakawa K.* A peculiar porphyroblastic albite schist from Nichinancho, Tottori prefecture, southwest Japan. — *J. Earth. Sci. Nagoya Univ.*, 1964, 12, N 1.
222. *Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts. — *J. Petr.*, 1961, 2, N 3.
223. *Moore J.M., Leong K.M.* Comment on "Sapphirine reactions in deep-seated granulites near Wilson Lake, Central Labrador, Canada". — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, 12, N 3.
224. *Morse S.A., Talley J.H.* Sapphirine reactions in deep-seated granulites near Wilson Lake, Central Labrador, Canada. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, 10, N 3.
225. *Nel L.T.* The geology of the country around Vredefort. — *Mem. Geol. Surv. S. Afr.*, 1927.
226. *Newton R.C.* Kyanite-andalusite equilibrium from 700°C to 800°C. — *Science*, 1966, 153, N 3732.
227. *Newton R.C.* An experimental determination of the high-pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions. — *J. Geol.*, 1972, 80, N 4.
228. *Ōki Y.* Metamorphism in the northern Kiso Range, Japan. — *Jap. J. Geol. and Geogr.*, 1961, 32, N 3-4.
229. *Okrusch M.* Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberpfalz. — *Contribs Min. and Petr.*, 1969, 22, N 4.
230. *Okrusch M.* Garnet-cordierite-biotite equilibria in the Steinach aureole, Bavaria. — *Contribs Min. and Petr.*, 1971, 32, N 1.

231. *Osberg P.H.* An equilibrium model for Buchan-type metamorphic rocks, south-central Maine. – *Amer. Min.*, 1971, 56, N 3-4.
232. *Phinney W.C.* Phase equilibrium in the metamorphic rocks of St. Paul, Nova Scotia. – *J. Petr.*, 1963, 4, N 1.
233. *Pigage L.C.* Metamorphism of the Settler schist, south-west of Yale, British Columbia. – *Canad. J. Earth Sci.*, 1976, 13, N 3.
234. *Pitcher W.S., Read H.H.* Contact metamorphism in related to manner of emplacement of the granites of Donnegal, Ireland. – *J. Geol.*, 1963, 71, N 3.
235. *Plas L., van der.* Petrology of the northern Adula region, Switzerland. – *Leidse geol. meded.*, 1959, 24, 2. Aufl.
236. *Propach G.* Kontaktanatektische Umwandlung eines pelitischen Gneisses in einen Korund-Spinel-Fels. – *Neues Jahrb. Min. Abh.*, 1971, 115, H. 1.
237. *Räheim A., Green D.H.* Talc-garnet-kyanite-quartz schist from an eclogite-bearing terrane, Western Tasmania. – *Contribs Min. and Petr.*, 1974, 43, N 3.
238. *Ramsay C.R.* Controls of biotite zone mineral chemistry in Archaean meta-sediments near Yellowknife, northwest territories, Canada. – *J. Petr.*, 1973, 14, N 3.
239. *Ramsay C.R.* The cordierite isograd in Archaean meta-sediments near Yellowknife, N.W.T., Canada – variations on an experimentally established reaction. – *Contribs Min. and Petr.*, 1974, 46, N 1.
240. *Raumer J.F., von.* Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Granit. – *Contribs Min. and Petr.*, 1969, 21, N 3.
241. *Read H.H.* Metamorphism and migmatization in the Ythan Valley, Aberdeenshire. – *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 1952, 15.
242. *Richardson S.W.* Staurolite stability in part of the system Fe – Al – Si – O – H. – *J. Petr.*, 1968, 9, N 3.
243. *Richardson S.W., Gilbert M.C., Bell P.M.* Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point. – *Amer. J. Sci.*, 1969, 267, N 3.
244. *Robinson P., Jaffe H.W.* Aluminous enclaves in gedrite-cordierite gneiss from southwestern New Hampshire. – *Amer. J. Sci.*, 1969, 267, N 3.
245. *Robinson P., Jaffe W., Klein C., Ross M.* Equilibrium co-existence of three amphiboles. – *Contribs Min. and Petr.*, 1969, 22, N 3.
246. *Rumble D.* Chloritoid-staurolite quartzites from the Moosilauke quadrangle, New Hampshire. – *Ann. Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Year Book*, 1971, 69.
247. *Savolahti A.* On rocks containing garnet, hypersthene, cordierite and gedrite in the Kiuruvesi region, Finland. – *C. r. Soc. géol. Finlande*, 1966, N 38.
248. *Scheumann K.H.* Bemerkungen zur Genese der Gesteines und Mineralfazies der Granulite. – *Geologie*, 1954, 3, N 2.
249. *Schreyer W.A.* A reconnaissance study of the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ at pressures between 10 and 25 kb. – *Ann. Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Year Book*, 1968, 66.
250. *Schreyer W., Abraham K.* Peraluminous sapphirine as a metastable reaction product in kyanite-gedrite-talc schist from Sar e Sang, Afghanistan. – *Min. Mag.*, 1975, 40, N 310.
251. *Schreyer W., Chinner G.A.* Staurolite-quartzite bands in kyanite-quartzite at Big Rock, Rio Arriba County, New Mexico. – *Contribs Min. and Petr.*, 1966, 12, N 3.
252. *Schreyer W., Seifert F.* Compatibility relations of the aluminum silicates in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ and $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ at high pressures. – *Amer. J. Sci.*, 1969, 267, N 3.

253. *Schreyer W., Yoder H.S.* The system Mg-cordierite -H₂O and related rocks. - Neues Jahrb. Min. Abh., 1964, 101, N 3.
254. *Segnit R.E., Kennedy G.C.* Reactions and melting relations in the system muscovite-quartz at high pressures. - Amer. J. Sci., 1961, 259, N 4.
255. *Seifert F.* Low-temperature compatibility relations of cordierite in haploplites of the system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - J. Petr., 1970, 11, N 1.
256. *Seifert F.* Stability of sapphirine: a study of the aluminous part of the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - J. Geol., 1974, 82, N 2.
257. *Seifert F., Schreyer W.* Lower temperature stability limit of Mg cordierite in the range 1-7 kb water pressure: a redetermination. - Contribs Min. and Petr., 1970, 27, N 3.
258. *Seki Y.* On chloritoid rocks in the Kitakami median metamorphic zone, NE Japan. - Sci. Repts Saitama Univ., ser. B, 1954, 1, N 3.
259. *Seki Y.* Petrological study of hornfelses in the central part of the median zone of Kitakami Mountainland, Iwate prefecture. - Sci. Repts Saitama Univ., ser. B, 1957, 2, N 3.
260. *Shimazu M.* Petrological study of the thermally metamorphosed rocks surrounding the Tanohata granite mass, NE Japan. - J. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., 1962, 48, N 5.
261. *Sørensen H.* On sapphirine from West Greenland. - Medd. Grønland, 1955, 137, N 1.
262. *Stewart F.H.* Chemical data on a silica poor argillaceous hornfels and its constituent minerals. - Min. Mag., 1942, 26, N 178.
263. *Stout J.H.* Four co-existing amphiboles from Telemark, Norway. - Amer. Min., 1971, 56, N 1-2.
264. *Thompson A.B.* Mineral reactions in pelitic rocks. Pt I, II. - Amer. J. Sci., 1976, 276, N 4.
265. *Thompson P.H.* Mineral zones and isograds in "impure" calcareous rocks, an alternative means of evaluating metamorphic grade. - Contribs Min. and Petr., 1973, 42, N 1.
266. *Thompson A.B., Lyttle P.T., Thompson J.B.* Minerals reactions and A-Na-K and A-F-M facies types in the Gassetts schist, Vermont. - Amer. J. Sci., 1977, 277, N 9.
267. *Tilley C.E.* A preliminary survey of metamorphic zones in the Southern Highlands Scotland. - Quart. J. Geol. Soc. London, 1925, 81.
268. *Tilley C.E.* Petrographical notes on some chloritoid rocks. - Geol. Mag., 1925, 62, N 7.
269. *Tilley C.E.* Kyanite-gedrite paragenesis. - Geol. Mag., 1939, 76, N 901.
270. *Turner F.J.* Metamorphic petrology. New York, McGraw-Hill Book Co., 1968.
271. *Vallance T.G.* Notes on metamorphic and plutonic rocks and their biotites from the Watenburg district, N.S.W. - Proc. Linnean Soc. N.S.W., 1960, 85.
272. *Velde B.* Si⁺⁴ content on natural phengites. - Contribs Min. and Petr., 1967, 14, N 3.
273. *Vrana S., Barr M.W.C.* Talc-kyanite-quartz schists and other high-pressure assemblages from Zambia. - Min. Mag., 1972, 38, N 299.
274. *Weisbrod A.* Refinements of the equilibrium conditions of the reaction Fe-cordierite = almandine + quartz + sillimanite (+H₂O). - Ann. Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Year Book, 1973, 72.
275. *Wyckoff D.* Metamorphic facies in the Wissahickon schist near Philadelphia. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, 63, N 1.
276. *Yamada H.* On thermally metamorphosed rocks in Senmaya district, Iwate prefecture, Japan. - Bull. Tokyo Inst. Technol., ser. B, 1953, N 3.

277. Yoder H.S., Chinner G.A. Almandine-pyrope-water system at 10 000 bars. — Ann. Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Year Book, 1960, 59.
278. Zen E-an. Metamorphism of lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in West-Central Vermont. — Amer. Min., 1960, 45, N 1-2.
279. Zwart H.J. On the occurrence of chloritoid in the Pyrenees. — Geol. en mijnbouw, 1959, 21, N 4.
280. Zwart H.J. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and their application to the Bosost area. — Geol. Rndsch., 1962, 52, N 1.

Введение	3
Глава I. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ СХЕМА И ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАЦИЙ	8
Сопоставление парагенезисов меташелитов и метабазитов в ка- честве основы для подразделения метаморфических фаций	-
Принципы построения петрогенетической схемы	12
Схема метаморфических фаций бедных кальцием пород, насыщен- ных K_2O	19
Глава II. ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ	24
Добититовая субфация	-
Бититовая субфация	28
Альмандия-хлорит-хлоритовидная субфация	44
Глава III. СТАВРОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ	63
Мусковитсодержащие ассоциации ставролитовой фации	64
Ставролит-хлоритовидная субфация	-
Ставролит-хлоритовая субфация	79
Кианит (силлиманит, андалузит)-биотит-ставролитовая субфация	84
Проблема устойчивости парагенезисов $St + Cor + Mu + Q$ и $Gr +$ $+ Cor + Mu + Q$ в регионально-метаморфических комплексах	93
Состав мусковит-фенгитов и их равновесия в ставролитовой фа- ции	99
Метаморфические аналоги ставролит-хлоритовой и андалузит-био- тит-ставролитовой субфаций в роговиках	102
Недосыщенные калием ассоциации ставролитовой фации	103
Равновесия ставролитовой фации в кианит-силлиманитовом комплек- се Патомского нагорья (пример глубинных ассоциаций)	106
Равновесия на верхних ступенях ставролитовой фации в андалу- зит-силлиманитовом комплексе района Кетри, Индия (пример ма- логлубинных ассоциаций)	109
Влияние давления на парагенезисы недосыщенных калием мета- пелитов высокотемпературной части ставролитовой фации	112
Реакционные структуры, связанные с прогрессивным разложени- ем ставролита	120
Глава IV. ТАЛЬК-КИАНИТОВАЯ ФАЦИЯ	124
Глава V. ФАЦИЯ БИОТИТ-МУСКОВИТОВЫХ ГНЕЙСОВ И РОГОВИКОВ	131
Глава VI. СИЛЛИМАНИТ (КИАНИТ)-БИОТИТ-ОРТОКЛАЗОВАЯ ФАЦИЯ	141

Глава VII. АССОЦИАЦИИ НЕДОСЫЩЕННЫХ КАЛИЕМ ПОРОД БИОТИТ-МУСКОВИТ-ГНЕЙСОВОЙ, СИЛЛИМАНИТ (КИА- НИТ)-БИОТИТ-ОРТОКЛАЗОВОЙ И ГРАНАТ-КОРДИЕРИТ- ОРТОКЛАЗОВОЙ ФАЦИЙ ДО ПОЯВЛЕНИЯ ПАРАГЕНЕЗИСА <i>Hyp + Ort</i> ("АМФИБОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ")	148
Ранние парагенезисы гиперстена и проблема нижней границы гра- нулитовой фации	-
Парагенезисы высокоглиноземистых бедных калием пород.	152
Общие закономерности изменения парагенезисов недосыщенных калием пород до гиперстен-ортоклазовой изограды.	158
Глава VIII. ГРАНАТ-КОРДИЕРИТ-ОРТОКЛАЗОВАЯ ФАЦИЯ ПРИ $P_s < 7-7,5$ КБАР	160
Природные наблюдения и экспериментальные данные об устойчивости граната и кордиерита при высоких температурах.	162
Термальная устойчивость кордиерита в малоглубинных метамор- фических комплексах	-
Критерии прогрессивного характера новообразования кордиерита в регионально-метаморфических комплексах	168
Экспериментальные и расчетные данные о стабильности граната и кордиерита при высоких температурах	173
Сопоставление экспериментальных и расчетных данных по ста- бильности граната и кордиерита с природными наблюдениями	177
Температурные субфации гранат-кордиерит-ортоклазовой фации и ха- рактерные для них реакционные структуры.	184
Низкотемпературная граница гранат-кордиерит-ортоклазовой фа- ции	188
Бiotит-ортоклазовая субфация и влияние температуры на ее па- рагенезисы	191
Бiotит-гиперстен-гранат-ортоклазовая субфация и влияние тем- пературы на ее парагенезисы	194
Кордиерит-гиперстен-ортоклазовая субфация и влияние темпера- туры на ее парагенезисы.	196
Глава IX. ГИПЕРСТЕН-СИЛЛИМАНИТОВАЯ ФАЦИЯ И ЕЕ СООТНО- ШЕНИЯ С ГРАНАТ-КОРДИЕРИТ-ОРТОКЛАЗОВОЙ ФАЦИЕЙ ПРИ $P_s > 7,5$ КБАР	201
Температурное подразделение фации	-
Бiotит-силлиманит-гиперстеновая субфация	203
Кордиерит-гиперстен-ортоклазовая субфация	205
Сапфирин-кварцевая субфация	209
Высокотемпературная граница и влияние глубинности на кварцсодер- жащие равновесия гиперстен-силлиманитовой фации	210
Петрологический анализ пограничных равновесий гиперстен-сил- лиманитовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой фаций на приме- ре сутаамского комплекса	211
Влияние глубинности на парагенезисы гиперстен-силлиманитовой фации	214
Влияние температуры на устойчивость граната и кордиерита при метаморфизме	218

Глава X. НЕКОТОРЫЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ РАВНОВЕСИЯ В БЕСКВАРЦЕВЫХ МЕТАПЕЛИТАХ И ИХ ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ГЛУБИННОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ	210
Наиболее ранние реакции образования сапфирина и их зависи- мость от глубинности	-
Влияние глубинности на парагенезисы бескварцевых силлиманит- и сапфиринсодержащих гранулитов при $P_s > 5,5$ кбар	224
Равновесие шпинели с кварцем и соотношения железистости спи- нели и граната	234
Ассоциации высокотемпературных корундовых пород и их связь с глубиной	238
Заклучение	243
Литература	248

Сергей Петрович К о р и к о в с к и й

ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА МЕТАПЕЛИТОВ

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных
месторождений, петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор

А.М. Лейтес

Редактор издательства

Т.А. Николаева

Художественный редактор

С.А. Литвак

Технический редактор

Л.А. Куликова

ИБ № 7114

Подписано к печати 09.01.79. Т – 02609

Формат 60х90 1/16. Бумага офс. № 1

Усл.печ.л. 16,5+0,5 вкл. Уч.-изд.л. 19,0

Тираж 850 экз. Тип. зак. 814.

Цена 2р. 90к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",

117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 90 к.

2788