

А. Г. ДАВЫДЧЕНКО

**ГРАНИТИЗАЦИЯ,
МАГМАТИЗМ,
РУДО-
ОБРАЗОВАНИЕ**

«НЕДРА»

А.Г. ДАВЫДЧЕНКО

**ГРАНИТИЗАЦИЯ,
МАГМАТИЗМ,
РУДО-
ОБРАЗОВАНИЕ**

4629



МОСКВА „НЕДРА“ 1986



Давыдченко А.Г. Гранитизация, магматизм, рудообразование. — М.: Недра, 1986, 144 с., с ил.

Рассматриваются петрология ультраметаморфических и магматических образований, взаимосвязи гранитизации и магматизма, генезис ряда месторождений нерудных и рудных полезных ископаемых, связанных с процессами гранитизации и магматизма.

Вопросы петрологии и рудообразования освещаются с позиций динамики геохимической подвижности и миграции пороодо- и рудообразующих компонентов при соответствующих процессах, что представляет собой принципиально новый подход к решению проблем глубинного минералообразования.

Для научных работников — геологов, петрологов и геохимиков, изучающих эндогенные месторождения полезных ископаемых.

Ил. 36, список лит. — 48 назв.

Рецензент: *Н.П. Лавров*, чл.-кор. АН СССР (Академия народного хозяйства при Совете Министров СССР)

Задачи по дальнейшему развитию минерально-сырьевой базы народного хозяйства нашей страны, более полному удовлетворению потребностей промышленности необходимым комплексом полезных ископаемых требуют глубокого анализа закономерностей минералообразования и, прежде всего, формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. В связи с низкими кларковыми содержаниями в земной коре большинства металлических компонентов изучение вопросов их мобилизации, миграции и концентрации в глубинных условиях сопряжено со значительными трудностями. Решению этих вопросов способствует изучение закономерностей, динамики подвижности и миграции петрогенных компонентов, поведение которых в глубинных условиях в физико-химическом отношении аналогично поведению рудных компонентов.

Проблемам физико-химической сущности процессов петрогенного и рудного глубинного минералообразования в научной литературе уделяется большое внимание. В нашей стране наиболее широко эти проблемы рассматриваются в работах Д.С. Коржинского, А.А. Маракушева, В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова и др. Несмотря на это, до настоящего времени по многим из них существует большое разнообразие представлений. Особый интерес исследователей вызывают вопросы степени подвижности минеральных компонентов, источника глубинных растворов или флюидов, направления и причин миграции вещества, характера и причин изменения факторов минералообразования и т.п. В настоящее время общепризнана ведущая роль растворов или флюидов в процессах глубинного минералообразования. Однако на происхождение растворов, с участием которых протекает большинство процессов глубинного минералообразования, в том числе и рудообразование, не существует единых взглядов. Часть исследователей почти все эти процессы связывают с восходящими подкоровыми растворами или флюидами. Есть сторонники представлений чисто метаморфогенного происхождения глубинных растворов. Ряд исследователей придерживаются мнения об их седиментационном происхождении. Многие геологи допускают вероятность участия в глубинных процессах всех указанных генетических типов растворов.

В последние годы среди геологов-рудников все большее признание получают представления о метаморфогенном происхождении рудного вещества большинства гидротермально-метасоматических рудных месторождений [2, 8, 9, 27, 40]. Эти представления противостоят господствовавшей до недавнего времени в нашей стране концепции связи гидротермальных растворов с магмой интрузий и с глубинными ювенильными восходящими растворами. Высказывается даже мнение о кризисе магматогенно-гидротермальной концепции рудообразования.

Настоящая работа посвящена результатам изучения поведения главных петрогенных компонентов, эволюции состава пород и их поровых раст-

воров, динамике мобилизации, миграции и осаждения вещества, расшифровке физико-химических условий и причинности процессов минералообразования в зонах гранитизации, мигматизации и корового магмообразования, а также физико-химическим условиям образования месторождений лазурита, флогопита и благородной шпинели. Рассматриваются основные закономерности мобилизации, миграции и концентрации металлических рудных компонентов в глубинных условиях и даются выводы о динамике этих процессов. Данная книга представляет собой продолжение ранее опубликованной работы [28]. В совокупности они охватывают большинство проблем глубинного минералообразования в гранито-гнейсовом слое земной коры.

Работа написана на основании материалов многолетних геолого-съёмочных и тематических исследований автора на Юго-Западном Памире, Юго-Западном Прибайкалье, в Якутии, экспериментального моделирования некоторых процессов глубинного минералообразования с привлечением материалов других исследователей. Сочетание различных методов исследований позволило выдвинуть и обосновать ряд оригинальных представлений о физико-химической сущности процессов глубинного минералообразования, а также определить особенности и последовательность проявления процессов минералообразования при формировании сложного комплекса кристаллических пород Юго-Западного Памира и ряда месторождений неметаллических полезных ископаемых.

Рассмотрение материалов в работе ведется во временной последовательности проявления геологических процессов. Это объясняется тем, что химизм процессов любого глубинного минералообразования во многом определяется предшествующей историей образования пород, поскольку состав и содержание в породах поровых растворов, активно участвующих в реакциях, наследуются со времени предшествующих ступеней минеральных равновесий. Специфика состава исходного порового раствора часто накладывает существенный отпечаток на характер последующего минералообразования в тех или иных породах.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ СИМВОЛОВ

Аб — альбит	Кв — кварц
Алм — алмаз	Ки — кианит
Амф — амфибол	Клг — клиногумит
Ан — анортит	Кор — корунд
Анд — андалузит	Корд — кордиерит
Ант — антофиллит	Кум — куммингтонит
Би — биотит	Кш — калиевый полевой шпат
Гаст — гастингсит	Лаз — лазурит
Гип — гиперстен	Мз — магнезит
Гр — гранат	Мк — микроклин
Ди — диопсид	Мт — магнетит
Дол — доломит	Му — мусковит
Жед — жедрит	Не — нефелин
Ка — кальцит	Ол — оливин

Орт — ортоклаз
Пл — плагиоклаз
Пм — пироксен моноклинный
Пр — пироксен ромбический
Ро — роговая обманка
Сапф — сапфирин
Сил — силлиманит
Та — тальк
Тр — тремолит

Фл — флогопит
Фор — форстерит
Шп — шпинель
Энс — энстатит
Эп — эпидот
(K_2O) и другие минеральные компоненты в круглых скобках — компоненты, осаждающиеся из растворов или выносимые в раствор

ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОЦЕССОВ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

В научной литературе широко распространен термин "ультраметаморфизм", введенный П. Холмквистом для обозначения совокупности наиболее интенсивных региональных процессов метаморфизма, в результате которых горные породы кислого состава снова переходят в состояние магматического расплава в условиях привноса необходимых химических компонентов извне. По мнению И. Седерхольма, при этом привнос извне компонентов не происходит. В настоящее время большинство исследователей под ультраметаморфизмом понимают все процессы гранитизации, мигматизации и анатексиса, ведущие к региональному (независимому от интрузий магматических пород) изменению метаморфических пород с приближением их состава к гранитоидам.

Гранитизированными называют метаморфические породы, в различной степени измененные в сторону состава гранитоидов. Наряду с понятием "гранитизация" для описания процессов преобразования метаморфических пород в гранитоиды, а также в породы другого состава, близкого к составу каких-либо магматогенных пород, широко используется термин "мигматизация". Под мигматитами понимаются гнейсовидные породы, которые макроскопически выглядят как смешанные породы, состоящие из метаморфического, магматического или похожего на последний материала. Однако мигматитами часто называют и гранитизированные породы, не имеющие четко обособленного лейкократового материала (например, мигматиты имбибиции). Следовательно, термин "мигматит" является больше морфологическим, чем генетическим. Однозначная направленность изменения состава пород при мигматизации в сторону состава гранитоидов позволяет рассматривать такую мигматизацию в качестве разновидности более общего процесса гранитизации.

По вопросу физико-химической сущности процессов мигматизации-гранитизации имеется большое разнообразие взглядов. Сторонники магматогенного преобразования метаморфических пород в гранитоиды относят процессы мигматизации-гранитизации к анатексису, а соответствующие породы к анатектитам. Другие исследователи к анатектитам относят только те из них, которые имеют ясно выраженные следы плавления, а остальные мигматизированные гранитизированные породы — к метасоматическим.

Явления мигматизации и гранитизации наблюдаются также в экзо-контактных зонах глубинных гранитоидных массивов. Однако в отличие от региональной мигматизации-гранитизации приконтактные процессы связаны не с региональными процессами глубинного преобразования пород, а с формированием отдельных массивов.

Часть исследователей рассматривают все ультраметаморфические образования как продукты одного какого-либо типа процессов минера-

лообразования: магматического или метасоматического. Наряду с этим многие исследователи считают, что среди ультраметаморфических пород имеются генетические разности. Так, например, по мнению Х. Рида, в зонах ультраметаморфизма могут образовываться магматические и метасоматические граниты. По представлениям Д.С. Коржинского, начальные процессы гранитизации имеют метасоматический характер, формирование же гранитоидных пород однородного состава связывается с последующим магматическим замещением (метамагматическая гранитизация).

Магматическое происхождение встречающихся в подчиненном количестве в зонах ультраметаморфизма образований с ясно выраженными структурами течения, нередко с секущими контактами, с магматическими структурами ни у кого не вызывает сомнений. Дискуссия идет о происхождении различных гранитоидов и переходных к ним пород без следов плавления, имеющих постепенные переходы к нормально метаморфизованным породам и составляющих основную массу образований зон ультраметаморфизма.

Многие исследователи считают, что указанные породы являются продуктом местного (вениты) или более глубинного (артериты) селективного выплавления наиболее низкотемпературной кварц-полевошпатовой эвтектики. Эта гипотеза была сформулирована И. Седерхольмом. Позднее эти представления на основании экспериментальных данных получили дальнейшее развитие в работах Г. Винклера, Г. фон Платена, К. Менерта и др. Против этих представлений свидетельствуют следующие данные:

1) отсутствие остаточных бедных кремнеземом, алюминием и щелочами пород в зонах глубокой и равномерной гранитизации или ниже этих зон, в том числе в зонах гранулитового метаморфизма;

2) отсутствие повсеместного начального образования калиевых гранитоидных пород, начальная ступень гранитизации характеризуется образованием пород плагиоряда; это же относится и к последовательности явлений интрузивного магматизма [12];

3) присутствие в гранитизированных породах кварца нескольких генераций [26]; если учитывать только кварц первой генерации, то состав любых гранитизированных пород не соответствует составу экспериментально установленной эвтектики (Аб:Орт:Кв ~ 9:11:11), а значительно беднее кварцем;

4) наличие метасоматических и гранобластовых структур ультраметаморфических пород без следов плавления.

Постепенные переходы к типичным метаморфическим породам (различные гнейсы) с непрерывным изменением химического и минерального состава; метасоматические структуры; тневые текстуры, по которым прослеживаются некоторые петрографические разновидности пород от неизменных гнейсов до пород гранитоидного облика; сохранение складчатых структур исходных пород; ненарушенность положения в различной степени измененных метаморфических пород, т.е. сохранение первичной стратификации, и ряд других признаков позволяют относить процессы мигматизации-гранитизации к метасоматическим. Метасома-

тические граниты могут претерпевать расплавление и интродуцировать в верхние горизонты земной коры. Плавление является результатом, а не причиной гранитизации. По мнению Б. Кинга, не плавление ведет к образованию пород гранитного состава, а плавятся породы, уже достигшие состава гранитов.

Можно выделить два основных представления о направлении и масштабах миграции минеральных компонентов при гранитизации: 1) глубокий источник гранитофильных компонентов; выносимые при этом из пород гранитофобные компоненты перемещаются впереди фронта гранитизации; 2) местное перераспределение вещества.

Наиболее широко распространены представления, согласно которым процессы ультраметаморфизма обуславливаются воздействием вещества *глубинного происхождения*. Часть исследователей считают, что источником этого вещества при гранитизации являются нижележащие зоны высокотемпературного регионального метаморфизма, где происходят обезвоживание и дегранитизация глубоко погруженных осадочных толщ. Однако породы гранулитовой фации метаморфизма или зоны развития чарнокитов отнюдь не несут признаков существенной дегранитизации. Кроме того, нет удовлетворительного объяснения вероятного механизма такой гранитизации. В связи с этим многие исследователи в качестве источника гранитофильных компонентов рассматривают подкоровые зоны Земли, где предполагается дифференциация вещества мантии. Продукты дегазации мантии поступают в земную кору по ослабленным зонам растяжения или зонам глубинных разломов.

Исследователи, связывающие гранитизацию с привнесом вещества из глубинных зон Земли, допускают два механизма восходящей миграции вещества при гранитизации: диффузии отдельных компонентов и инфильтрации растворов, флюидов.

Согласно первой точке зрения, ионы гранитообразующих элементов — кремния, алюминия и щелочных металлов — как более легкие диффундируют из глубинных зон земной коры или даже мантии в вышележащие толщи пород. Известно, что необходимым условием диффузионного перемещения какого-либо компонента является существование непрерывного односторонне направленного и достаточно значительного градиента его химического потенциала. Между тем, как показывают результаты изучения парагенезисов минералов, образующихся при гранитизации пород, в зонах гранитизации имеют место существенные колебания химических потенциалов щелочей и других компонентов даже на небольших расстояниях. В таких условиях невозможна региональная миграция вещества путем диффузии отдельных компонентов. Кроме того, экспериментальные исследования показывают малые скорости диффузии минеральных компонентов в неподвижной среде поровых растворов [26]. По данным геологических исследований, достоверный диффузионный метасоматоз устанавливается только в локальных участках; образующаяся при этом метасоматическая зональность диффузионного типа измеряется сантиметрами или метрами.

Второй точке зрения о связи процессов гранитизации с восходящими

инфильтрационными водными растворами подкорового происхождения противоречат следующие данные:

- отсутствие зон базификации, сравнимых по масштабу с зонами гранитизации;

- в зонах гранитизации не устанавливаются закономерные повышение кислотности и понижение основности пород сверху вниз и вообще какие-либо признаки глобальной вертикальной инфильтрационно-метасоматической зональности;

- при допущении привноса подкоровыми растворами всего объема, необходимого для гранитизации вещества, слой воды на земном шаре, по данным Н.Л. Добрецова, должен быть в 10–20 раз больше современного;

- в зонах регионального ультраметаморфизма среди явлений мигматизации-гранитизации можно выделить процессы прогрессивного и регрессивного этапов. Первые, как и процессы прогрессивного этапа регионального метаморфизма, происходят в условиях тектонических напряжений сжатия, неблагоприятных для инфильтрации подкоровых растворов, т.е. гранитизация осуществляется не в зонах растяжения и формирования глубинных разломов, а в зонах сжатия; условия же некоторого растяжения (понижения давления) характеризуют регрессивный этап ультраметаморфизма, на котором происходит формирование основной массы магматических гранитоидов;

- парагенетический анализ минералов гранитизированных пород показывает, что процессы минералообразования прогрессивного этапа гранитизации происходят в условиях равенства давлений на твердую и подвижную фазы, при которых невозможна инфильтрация растворов;

- практически полная непроницаемость для инфильтрационных растворов недробленных и без открытых трещин пород препятствует инфильтрации растворов через громадные толщи пород земной коры широким фронтом при любом вероятном в земной коре градиенте давления [28];

- различные гидротермальные рудные месторождения формируются не в прогрессивный, а в регрессивный этап ультраметаморфизма, метаморфизма и магматизма, что свидетельствует о существовании восходящих растворов не на прогрессивном, а на регрессивном этапе;

- в зонах гранитизации не наблюдается явлений экранирования восходящих растворов горизонтами пород с более низкой проницаемостью даже в районах с пологим залеганием пород (например, на Юго-Западном Памире, где в пологозалегающих толщах различные по составу породы, в том числе мраморы, непрерывно прослеживаемые на десятки километров, испытывают гранитизацию с подошвы и кровли в одинаковой мере).

Согласно гипотезе *местного происхождения* вещества, при гранитизации дифференциальное перераспределение вещества наблюдается в локальных участках толщи пород, в результате которого образуются мигматиты, состоящие из двух обособленных частей: пород гранитоидного состава и обедненных гранитофильными компонентами меланократовых пород — “реститов”. Эти представления в принципе подобны гипотезе селективного выплавления и отличаются только тем, что мобилизация ве-

щества объясняется не магматическими, а метасоматическими процессами. Основными аргументами против вероятности гранитизации за счет местной дифференциации вещества являются: во-первых, несбалансированность привноса-выноса компонентов и, прежде всего, дефицит по калию, т.е. содержание калия в неосоме в ряде случаев значительно превышает возможный вынос его из палеосомы; во-вторых, масштабы гранитизации несравнимы со слабо выраженным повышением основности "реститов" или вообще отсутствием последних в зонах гранитизации [12, 13, 26].

Для объяснения баланса вещества при гранитизации наиболее приемлема гипотеза перераспределения вещества в земной коре между зонами нормального метаморфизма и ультраметаморфизма. Так, например, по данным Е. Венка, в Гренландии внешняя низкотемпературная сланцевая зона обогащена алюминием и калием, а внутренняя высокотемпературная зона гнейсов и мигматитов — натрием и кремнием. Общий баланс этих компонентов постоянен для огромных пространств. П. Лаффит считает, что источник натрия при гранитизации следует искать где-то близ поверхности, а не на гипотетических глубинах. Однако слабостью этих и большинства других представлений на природу вещества при гранитизации является отсутствие или недостаточное физико-химическое обоснование динамики, механизма миграции вещества в земной коре.

Среди исследователей не существует также единого мнения на временные соотношения процессов метаморфизма и ультраметаморфизма. Часть исследователей считают, что региональный метаморфизм и ультраметаморфизм всегда разорваны во времени. При этом предполагается, что процессы ультраметаморфизма всегда совершаются в *P-T* условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Гранитизация метаморфических пород гранулитовой фации в этом случае рассматривается в качестве высокотемпературного диафореза. Этот вывод основывается главным образом на факте расширения областей устойчивости некоторых водосодержащих минералов при гранитизации. Однако это не является следствием понижения температуры или привноса воды в систему, а связано с изменением растворимости и химических потенциалов щелочей и кальция на определенных температурных ступенях прогрессивного этапа преобразования пород в условиях вполне подвижного поведения воды.

Представления о более низких *P-T* условиях ультраметаморфизма по сравнению с региональным метаморфизмом отчасти основываются также на результатах изучения особой группы ультраметаморфических образований, формирующихся в регрессивный этап при понижении давления и выделяемых в настоящей работе в группу образований ретроградной мигматизации-гранитизации или ретроградного палингенеза.

Результаты макро- и микроструктурных исследований в зонах регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (К.А. Шуркин, Л.В. Махлаев, Н.И. Коробова, Г.А. Кейльман, А.А. Маракушев, М.С. Дюфур и др.) свидетельствуют об одновременном проявлении процессов прогрессивного этапа регионального метаморфизма, региональной гра-

нитизации и наиболее интенсивных тектонических дифференциальных движений, связанных с напряжениями сжатия и обуславливающих однотипное тектонитовое строение метаморфических и гранитизированных пород. Синтектонический характер процессов регионального метаморфизма и региональной гранитизации указывает на отсутствие между ними существенного перерыва во времени, хотя при этом всегда отчетливо наблюдается наложение процессов гранитизации на процессы нормального метаморфизма. Это привело некоторых исследователей к выводу, что нормальный метаморфизм является первой стадией, а гранитизация — второй, более высокой стадией единого прогрессивного этапа регионального метаморфизма и гранитизации. Имеющиеся геологические материалы дают основание считать эти стадии температурными, т.е. гранитизация представляет собой более высокотемпературную стадию по сравнению с нормальным метаморфизмом. Этот вывод основывается прежде всего на том, что зоны гранитизации всегда располагаются на продолжении прогрессивной метаморфической зональности в ее высокотемпературной части. В зонах региональной гранитизации наряду с гранитизированными породами встречаются реликтовые участки негранитизированных пород (кальцифиры, амфиболиты и т.п.). Изучение закономерностей минералообразования в этих породах и привноса-выноса вещества показывает, что они испытывают процессы, характерные для нормального метаморфизма, причем более высокотемпературного, чем метаморфизм за пределами зон гранитизации.

Данные о более высокотемпературном характере процессов гранитизации прогрессивного этапа по сравнению с нормальным метаморфизмом пород в пределах одной толщи, теснейшая петрологическая и геологическая связь их, наличие непрерывных переходов привели многих геологов к представлению об одновременности регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (Д.С. Коржинский, Г. Рид, Н.Г. Судовиков, Г. фон Платен, А.А. Маракушев, М.С. Дюфур, Л.В. Махлаев, Н.И. Коробова и др.).

Геологические материалы свидетельствуют также о более высоких давлениях в зонах региональной гранитизации по сравнению с давлениями в соседних зонах регионального метаморфизма. В частности, эклогитовая ассоциация минералов характерна для реликтов метаморфических пород зон гранитизации. За пределами этих зон эклогиты практически не встречаются (не считая зон метаморфизма высоких давлений — глаукофановой фации).

Нормальный метаморфизм и гранитизация в настоящей работе рассматриваются в качестве двух последовательных температурных стадий единого прогрессивного этапа регионального преобразования пород в условиях повышающихся температуры и давления.

Вместе с тем в зонах регионального ультраметаморфизма встречаются ультраметаморфические породы с признаками более позднего образования по сравнению с продуктами региональной гранитизации. К ним относятся основная масса жильного комплекса ультраметаморфических пород, крупные массивы магматических гранитоидов с ореолами мигма-

титов, формирующихся на заключительных стадиях или после складкообразовательных процессов в условиях низких $P-T$ значений. Отсутствие четкого разграничения разновозрастных и различного генезиса ультраметаморфических пород обуславливает противоречивость фактических материалов изучения этого сложного комплекса пород разными исследователями и в разных регионах.

В настоящей работе под термином "гранитизация" понимаются процессы глубинного регионального или локального приконтактового преобразования метаморфических пород, направленные в сторону превращения их в породы гранитоидного состава и облика, но не имеющие никаких видимых следов плавления, структурных и текстурных признаков прохождения ими в целом или лейкократовой части магматической стадии.

К анатектитам относятся магматические *in situ* породы с ясно выраженными следами плавления: структурами течения в них или в переходных к ним породах, магматическими структурами, в некоторых случаях с интрузивными контактами. Интрузивные магматические породы, залегающие вне зон одновременной с магмообразованием мигматизации-гранитизации, к анатектитам не относятся и рассматриваются в группе интрузивных магматических пород.

Термин "мигматит" в работе употребляется при описании морфологических разновидностей гранитизированных пород и других по составу, но подобных по генезису пород, также состоящих из метаморфического и новообразованного лейкократового материала (например, щелочная мигматизация в ореоле интрузий ультраосновных пород).

Под "ультраметаморфизмом" понимается совокупность процессов мигматизации, гранитизации и анатексиса в зонах регионального метаморфизма, в экзоконтактных зонах интрузий и в других случаях, когда процессы нормального метаморфизма сменяются процессами мигматизации, гранитизации и анатексиса. Выделяют три генетических типа ультраметаморфических пород.

К первому, наиболее раннему для каждого тектонометаморфического цикла типу относятся породы, развитые в высокотемпературных зонах регионального метаморфизма на продолжении прогрессивной метаморфической зональности и характеризующиеся более высокими $P-T$ условиями формирования по сравнению с породами ближайшей метаморфической зоны, но образовавшиеся одновременно с региональным метаморфизмом — продукты прогрессивного этапа регионального ультраметаморфизма. Среди них преобладают метасоматические гранитизированные породы с подчиненной ролью анатектитов. К данному типу можно отнести большинство ультраметаморфических пород различных регионов.

Второй тип представлен ультраметаморфическими породами ранней стадии регрессивного этапа региональной гранитизации и высокотемпературного регионального метаморфизма. Эти породы выделяются в группу образований ретроградных процессов мигматизации, гранитизации и анатексиса регрессивного этапа регионального ультраметаморфизма и метаморфизма. Условия их образования характеризуются меньшими значениями давления по сравнению с $P-T$ условиями ультраметаморфиз-

ма и метаморфизма прогрессивного этапа. Мигматиты этого типа отличаются большей контрастностью лейкократовой и меланократовой частей и рядом других особенностей. К этому типу относятся, вероятно, и некоторые массивы гранито-гнейсов типа мигматит-плутонов, характеризующиеся после- или позднескладчатым характером образования.

Для указанных двух генетических типов ультраметаморфических пород характерно проявление метасоматической гранитизации перед магмообразованием.

К третьему типу ультраметаморфических образований относятся мигматизированные-гранитизированные породы, развитые в экзоконтакте глубинных интрузий любого состава. Причиной приконтактовой мигматизации-гранитизации являются интрузии магм, формирующиеся в любой этап геологического развития, кроме прогрессивного этапа регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. С интрузиями высокотемпературных ультраосновных магм, характерными для послескладчатого, платформенного этапа геологического развития земной коры, связано плавление вмещающих пород, т.е. приконтактовый анатексис.

В соответствии с последовательностью проявления различных процессов ультраметаморфизма ниже рассматриваются материалы изучения выделенных трех основных генетических типов ультраметаморфических пород.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГРАНИТИЗАЦИЯ, ПРОЯВЛЯЮЩАЯСЯ В НАИБОЛЕЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ЗОНАХ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Анализ литературных материалов показывает, что основная часть гранитизированных пород различных регионов относится к образованиям наиболее высокотемпературных зон регионального метаморфизма. Сюда можно отнести продукты как равномерной региональной гранитизации в архейских толщах, так и гранитизированные породы, развитые в высокотемпературных зонах на продолжении прогрессивной зональности регионального метаморфизма, присущей преимущественно более молодым толщам. Ко вторым можно отнести гранитоиды п-ова Таймыр [25], Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана [45] и Юго-Западного Памира. В последнем регионе явления мигматизации-гранитизации наблюдаются почти во всех фациальных зонах метаморфизма. Причем характер процессов гранитизации в зависимости от фациальных условий проявления существенно различается: в зонах метаморфизма верхов эпидот-амфиболитовой и низов амфиболитовой фации развиты гранитизированные и мигматизированные породы преимущественно плагиоряда; в пределах зон амфиболитовой фации преобладают биотит-калишпатовые ультраметаморфические образования; в зонах метаморфизма верхних ступеней амфиболитовой фации наряду с вышеупомянутыми образованиями широко развиты гастингсит-калишпатовые породы; в зонах наиболее высокотемпературного метаморфизма гранулитовой фации устойчиво образуются чарнокитоподобные породы.

Эти особенности обуславливаются неравномерностью давления в различных зонах регионального метаморфизма и ультраметаморфизма пород района.

Специфика процессов гранитизации в зависимости от степени предшествующего метаморфизма и глубинности, а точнее, от величины давления отмечается многими исследователями. Так, по мнению Н.Г. Судовикова, натровая гранитизация проявляется среди относительно менее метаморфизованных пород, в противоположность этому калиевый метасоматоз чаще проявляется на глубоких уровнях, которые характеризуются развитием сплошной гранитизации и в целом более высокими степенями общего метаморфизма пород.

А.А. Маракушев и И.А. Тарарин показали, что гранат-гиперстеновые гранитоиды (чарнокиты и эндербиты) — это специфические породы глубинных мигматитовых комплексов. Состав граната в них характеризуется сравнительно высоким отношением MgO / FeO .

Архейские граниты и мигматиты Алдана представлены роговообманковыми и гиперстеновыми разновидностями, вблизи контактов с мраморами — диопсидовыми гранитами и сиенитами, а более молодые саяно-становые граниты и мигматиты — бедными калием биотитовыми олигоклазовыми до калишпатовых или роговообманково-плагиоклазовыми разновидностями [14, 15]. Состав мигматитов в становой зоне не зависит от состава исходных пород. Нижнепротерозойские саяно-становые граниты и гранитизация сохраняют свою специфику по простиранию окаймляющего Сибирскую платформу раннепротерозойского орогенического пояса: в Становом хребте, Прибайкалье, Восточном Саяне, Енисейском кряже и на п-ове Таймыр. Архейская гранитизация также сохраняет свой характер во всех выходах пород архея на Сибирской платформе.

Процессы гранитизации существенно различаются на разных уровнях глубинности и в зависимости от $T-P$ условий могут иметь отчетливо щелочной и кислотный характер. Второй типичен для зон амфиболитовой фации метаморфизма, а первый — для зон гранулитовой фации. В верхних этажах зон гранитизации развиты граниты, которые на глубине сменяются более основными породами типа мангеритов [18]. Н.Л. Добрецов и др. [43] указывают на различный состав мигматитов в комплексах дистенсиллиманитового и андалузит-силлиманитового типа метаморфизма.

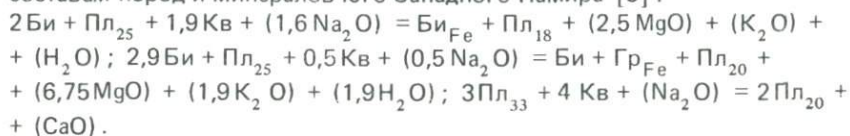
В соответствии с этими закономерностями рассмотрим особенности процессов региональной гранитизации в различных по давлению зонах регионального метаморфизма.

ГРАНИТИЗАЦИЯ С ПРЕДЕЛЬНЫМ ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫМ СОСТАВОМ ПОРОД

Бедные кальцием метаморфические породы верхних ступеней эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма состоят обычно из парагенезиса минералов: Би + Пл + Кв. В породах очень высокой железистости или марганцевистости присутствует гранат, представленный

альмандином, альмандин-спессартином с незначительным содержанием магния. Высокоглиноземистые минералы (силлиманит, кианит, андалузит, кордиерит и др.) в породах всех фаций метаморфизма имеют отчетливые следы образования в регрессивный этап метаморфизма и гранитизации [28] и в реакциях прогрессивного этапа гранитизации не участвуют.

В зоне регионального метаморфизма верхних ступеней эпидот-амфиболитовой фации, переходных к амфиболитовой фации, процессы гранитизации ведут к образованию различных гранитизированных пород и мигматитов плагиоряда. Гранитизация бедных кальцием метаморфических пород в минералогическом отношении выражается главным образом в следующем: в похислении и увеличении количества плагиоклаза, метасоматически замещающего частично биотит; в повышении железистости биотита, в результате чего образуются различные по морфологии гранитизированные породы с более кислым плагиоклазом, более железистым биотитом. В качестве примера можно привести в схематичном виде реакции плагиогранитизации, рассчитанные по конкретным составам пород и минералов Юго-Западного Памира [5]:



Как видно, эти реакции идут с осаждением натрия и выносом из пород кальция, магния, калия, воды.

Породы биотит-плагиоклазовой ступени гранитизации в отдельных районах слагают значительные площади, в основном по периферии зон гранитизации. В их пределах в зависимости от степени гранитизации могут образовываться породы от слабо гранитизированных плагиогнейсов до плагиогранито-гнейсов.

Богатые кальцием метаморфические породы, представленные роговообманковыми гнейсами, амфиболитами (иногда с эпидотом), более устойчивы к процессам гранитизации по сравнению с бедными кальцием породами. Амфиболиты начинают испытывать процессы замещения со стороны контактов тогда, когда вмещающие бедные кальцием метаморфические породы уже в значительной степени гранитизированы. Гранитизация этих пород выражается в следующих процессах метасоматического замещения: $\text{Ро} + \text{Пл}_{\text{ср}} + (\text{K}_2\text{O}) + (\text{Na}_2\text{O}) \rightarrow \text{Би} + \text{Пл}_{\text{кис}} + (\text{CaO}) + (\text{MgO})$; $\text{Пл}_{\text{ср}} + (\text{Na}_2\text{O}) + (\text{SiO}_2) \rightarrow \text{Пл}_{\text{кис}} + (\text{CaO})$.

Железистость биотита повышается. В результате указанных процессов роговообманковые гнейсы и амфиболиты при подчиненном их содержании в толщах пород в пределе замещаются плагиогранито- или гранодиорито-гнейсами, состоящими из четырех минералов: Би + Пл + Кв ± Алм. При преобладающем содержании в гранитизируемой толще пород основного состава полного замещения роговой обманки не происходит и образуются биотит-роговообманковые плагиомигматиты.

Еще устойчивее к процессам гранитизации мраморы, однако в зонах интенсивной гранитизации вмещающих силикатных пород наблюдается

замещение мраморов со стороны контактов: $\text{Ka} \pm \text{Дол} \rightarrow \text{Ди} + \text{Пл} \rightarrow \text{Ро} + \text{Пл} \rightarrow \text{Би}_{\text{Mg}} + \text{Пл}$.

В химическом отношении гранитизация богатых кальцием пород выражается в выносе кальция, в меньшей мере — магния и в привносе натрия, калия, а при гранитизации мраморов — также кремния и алюминия.

ГРАНИТИЗАЦИЯ С КОНЕЧНЫМ ОБРАЗОВАНИЕМ БИОТИТ-КАЛИШПАТОВЫХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ

На Юго-Западном Памире, в Юго-Западном Прибайкалье и других районах проявления ультраметаморфизма гранитизированные породы калишпатового ряда составляют большинство гранитизированных пород. Анализ минеральных парагенезисов встречаемых среди них реликтов негранитизированных и немигматизированных нормально метаморфизованных пород показывает принадлежность последних к амфиболитовой фации.

Бедные кальцием метаморфические породы амфиболитовой фации состоят обычно из следующих минералов: Би + Пл + Кв \pm Гр (с более высокой магниальностью биотита и граната, чем из пород зон метаморфизма, переходных к эпидот-амфиболитовой фации). Начальные процессы гранитизации в пределах этой фации характеризуются, как и в предыдущем случае, образованием более кислого плагиоклаза с замещением первичного плагиоклаза гнейсов. Новообразование плагиоклаза идет и за счет частичного замещения биотита. В результате плагиогранитизации происходит вынос кальция, магния, калия и воды и привнос натрия. Железистость биотита и граната повышается. Биотит нередко содержит включения магнетита и рутила, что указывает на отсутствие выноса из пород FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 при гранитизации или на меньший их вынос, чем вынос магния. Состав минеральных парагенезисов в качественном отношении не изменяется по сравнению с замещаемыми метаморфическими породами. Процессы минералообразования первой ступени гранитизации метapelитов ведут лишь к изменению состава минералов и их количественного содержания в породе с приближением к составу плагиогранито-гнейсов [5].

При гранитизации пород амфиболитовой фации метаморфизма породы плагиосостава не являются конечной ступенью преобразования, а обычно представляют собой промежуточную ступень гранитизации, с усилением которой наблюдается переход их в биотит-калишпатовые породы. Образованию калиевого полевого шпата предшествует дальнейшее повышение железистости пары минералов Би-Гр, т.е. смещение равновесия Би-Гр в более железистую область, что приводит к уменьшению содержания в породах граната за счет замещения его биотитом. Биотит, в свою очередь, корродируется новообразованным плагиоклазом. Это ведет к уменьшению содержания в породе не только граната, но и биотита. Повышается также степень окисления железа.

Образование калиевого полевого шпата всегда отражается в отчетливых следах замещения им плагиоклаза: $\text{Пл} + \text{Кв} + (\text{K}_2\text{O}) \rightarrow \text{Кш} + (\text{Na}_2\text{O}) + (\text{CaO})$.

Эта реакция, как видно, сопровождается привносом калия и выносом натрия и кальция. Поскольку плагиоклаз замещается всегда лишь частично, в результате образуются парагенезисы, содержащие до пяти минералов: Би + Гр + Пл + Кв + Кш, т.е. максимальное число минералов в парагенезисах увеличивается на единицу по сравнению с предыдущей ступенью гранитизации (рис. 1).

В зависимости от интенсивности процессы гранитизации на данной биотит-калишпатовой ступени приводят к образованию различных пород — от слабо гранитизированных гнейсов до пород гранитоидного облика.

По мнению многих исследователей, процессы гранитизации метapelитов амфиболитовой фации ведут к образованию гранитоидных пород, близких по составу к "идеальному" граниту П. Эскола и экспериментально установленной эвтектики (Г. Винклер) с соотношением Аб : Орт : Кв \approx 9 : 11 : 11. В этом случае в состав породы включается весь содержащийся в ней кварц. Однако имеются данные, что в любых гранитизированных породах кварц представлен несколькими генерациями [26]. Если вычесть из состава пород кварц, имеющий признаки позднего образования, то соотношение Аб : Орт : Кв в указанных породах не будет соответствовать составу ни "идеального" гранита П. Эскола, ни экспериментально установленной эвтектики. Образование более позднего кварца в гранитизированных породах происходит в регрессивный этап гранитизации.

Многие исследователи (Д.С. Коржинский, С.П. Кориковский и др.) отмечают локальное развитие в зонах гранитизации амфиболитовой фации нормальной щелочности пород следующего состава: Пл + Кш + Кв + Ро + Би, рассматривая их в качестве образований повышенной щелочности. На Юго-Западном Памире такие породы (нередко с гранатом) довольно часто встречаются даже в верхнепалеозойском рушанском комплексе в районе г. Хорог. Они образуются за счет бедных кальцием пород, но только в экзоконтактных зонах богатых кальцием основных пород, и это, очевидно, связано с привносом из последних в метapelиты кальция. Такое явление Д.С. Коржинский назвал "ореолом отраженной повышенной щелочности". Указанные породы при усилении степени гранитизации в зонах амфиболитовой фации замещаются образованиями нормальной щелочности, т.е. являются неустойчивыми.

Метаморфические породы основного состава амфиболитовой фации метаморфизма, представленные различными роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми гнейсами, амфиболитами, начинают подвергаться гранитизации обычно на стадии уже значительного преобразо-

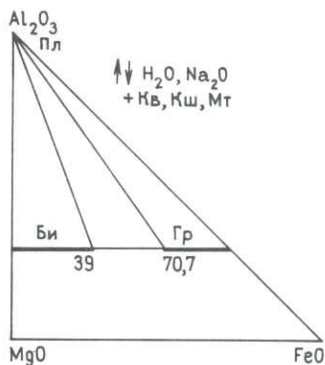


Рис. 1. Диаграмма состав-парагенезис пород биотит-калишпатовой фации гранитизации Юго-Западного Памира (Железистость Би-Гр в породе из долины р. Мац)

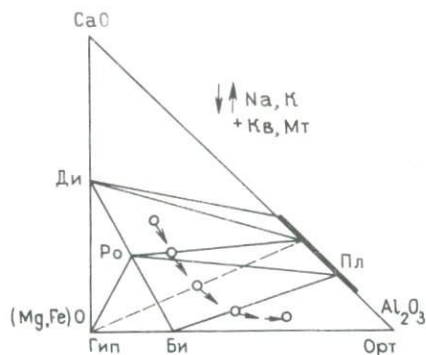


Рис. 2. Последовательность ступеней равновесия при гранитизации основных (богатых CaO) гнейсов станového комплекса. По С.П. Кориковскому [15]

плаггиоклаза (вынос кальция и осаждение натрия). С.П. Кориковский [15] по материалам изучения пород станového комплекса приводит переходную реакцию: $1,23 \text{Ди} + 1,3 \text{Пл}_{50} + (0,08 \text{Na}_2\text{O}) + (0,3 \text{H}_2\text{O}) = 0,3 \text{Ро} + 0,3 \text{Пл}_{33} + 1,39 \text{Кв} + (0,98 \text{CaO})$.

Гранитизация роговообманковых пород ведет к появлению в них биотита (более железистого, чем роговая обманка), поокислению плаггиоклаза: $\text{Ро} + (\text{K}_2\text{O}) \rightarrow \text{Би} + (\text{CaO}) + (\text{Na}_2\text{O}) + (\text{MgO})$; $\text{Пл}_{\text{осн}} + (\text{Na}_2\text{O}) \rightarrow \text{Пл}_{\text{ср}} + (\text{CaO})$.

По данным С.П. Кориковского, переходная реакция имеет вид: $1,3 \text{Ро} + 1,3 \text{Пл}_{40} + (0,65 \text{K}_2\text{O}) = 1,36 \text{Би} + 2,4 \text{Пл}_{30} + 1,645 \text{Кв} + (3,4 \text{CaO}) + (0,01 \text{Na}_2\text{O}) + 1,755 (\text{Mg, Fe})\text{O}$.

По данным изучения пород Юго-Западного Памира [5], $\text{Ро} + 1,18 \text{Пл}_{33} + 0,5 (\text{K}_2\text{O}) = \text{Би} + \text{Пл}_{25} + \text{Кв} + 0,18 (\text{CaO}) + 0,16 (\text{Na}_2\text{O}) + 1,1 (\text{MgO})$.

Эти реакции сопровождаются привносом калия и натрия и выносом кальция, магния и в меньшей степени железа. Устанавливается повышение железистости минералов и степени окисления железа.

Процессы дальнейшей прогрессивной гранитизации в результате интенсивного выноса из пород кальция и привноса щелочей могут привести к полному замещению минеральных парагенезисов с роговой обманкой парагенезисами без нее. Наиболее полный из них, представленный четырьмя основными минералами — Би + Гр + Пл + Кв, определяет следующую биотит-плаггиоклазовую ступень гранитизации пород основного состава. Вынос значительной части кальция приводит к тому, что компонент CaO сохраняется только в виде примеси, входящей в состав плаггиоклаза, основность которого определяется, очевидно, физико-химическими условиями равновесия кристаллического агрегата породы с поровым раствором и исходным содержанием кальция в породе. Эта основность понижается по мере развития процесса. Происходит коррозия

вещающих бедных кальцием пород. Эта гранитизация начинается со стороны контакта с последними. Последовательность минеральных изменений, изображенная на рис. 2, типична для районов гранитизации в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Первая стадия изменения основных богатых кальцием метаморфических диопсидсодержащих пород выражается в замещении пироксена роговой обманкой с выносом части магния, кальция, кремнезема и с привносом натрия, в понижении основности

плаггиоклазом биотита и граната с выделением магнетита, рутила. Железистость пары биотит-гранат повышается в связи с расширением поля устойчивости биотита, содержащего щелочной компонент, за счет поля устойчивости граната; происходит смещение равновесия Би + Гр в сторону граната — более железистого минерала.

Таким образом, процессы гранитизации приводят к изменению состава основных богатых кальцием метаморфических пород до состава, характерного для плаггиомигматитов.

Прослеживание дальнейшей эволюции рассматриваемой группы пород в процессе прогрессивной гранитизации показывает, что изменение их химического и минерального состава в общем подчиняется закономерностям, характерным для процессов гранитизации бедных кальцием пород. Вслед за плаггиоклазовой выделяется последующая биотит-калишпатовая зона. Калиевый полевой шпат замещает частично плаггиоклаз и биотит с привнесением калия и выносом натрия, кальция, магния, железа и воды. Эти процессы (любой интенсивности) не ведут к полному замещению указанных минералов, вследствие чего происходит увеличение числа минералов в парагенезисах. Наиболее полным является пятиминеральный парагенезис: Би + Гр + Пл + Кш + Кв. Он соответствует составу нормальных гранитоидов.

Гранитизация мраморов имеет такую же направленность, что и гранитизация основных пород.

Достижение той или иной ступени минеральных равновесий гранитизации богатых кальцием пород в зонах интенсивного проявления этих процессов преимущественно определяется соотношением в составе гранитизируемой толщи бедных и богатых кальцием пород. При преобладании богатых кальцием пород пределом их гранитизации являются породы биотит-роговообманково-плаггиоклазового, реже биотит-плаггиоклазового состава.

ГРАНИТИЗАЦИЯ С ОБРАЗОВАНИЕМ ГАСТИНГСИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

На Юго-Западном Памире, в основном в верховьях рек Бадом-Дара, Даршай, Романит, в составе хорогской и даршайской свит широко развиты гастингсит-калишпатовые мигматиты и гранитизированные породы. Они образуются за счет биотит-роговообманковых гнейсов, амфиболитов и других богатых кальцием пород, а также за счет метапелитов вблизи богатых кальцием пород. Распространение этих пород не зависит от стратиграфических границ, а контролируется в общем даршайской тектонической зоной со следами наиболее интенсивных движений и повышенных давлений [5, 28]. Встречаемые среди ультраметаморфических пород не затронутые гранитизацией нормально метаморфические породы относятся к образованиям верхних ступеней амфиболитовой фации метаморфизма, переходных к гранулитовой фации. К северу и югу по простиранию свит, сопряженно с понижением температуры метаморфизма и давлений, гастингсит-калишпатовые гранитизированные породы сменяются зонами гранитизации с конечным продуктом в виде биотит-калишпатовых пород нормальной щелочности.

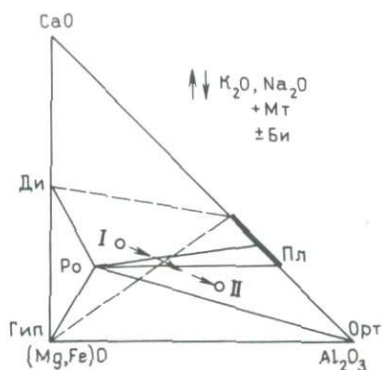


Рис. 3. Последовательность изменения парагенезисов двупироксеновых сланцев (I, II) при архейской гранитизации. По С.П. Кориковскому [15]

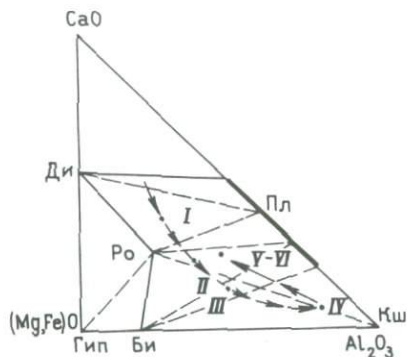


Рис. 4. Последовательность изменения минерального и химического состава основных богатых кальцием пород I → VI при гранитизации в условиях гастингсит-калишпатовой фации (Юго-Западный Памир)

В Юго-Западном Прибайкалье такие породы отмечаются в северной части площади развития хамар-дабанской серии в зоне сочленения с шарыжалгайской серией Алданского щита, т.е. в зоне Главного Восточно-Саянского разлома (Д.С. Коржинский, А.А. Шафеев, С.М. Замараев и др.). Многие исследователи в других регионах устанавливают устойчивое развитие аналогичных пород в условиях глубинного ультраметаморфизма в верхних ступенях амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма (Д.С. Коржинский, С.П. Кориковский, А.А. Маракушев, И.А. Тарарин и др.). Характерной минеральной ассоциацией этих пород является $Po + Ksh$.

Образование гастингситовых гранито-гнейсов объясняется С.П. Кориковским реакцией замещения богатых кальцием двупироксеновых кристаллосланцев (рис. 3): $Gip + Ди + Пл_{осн} + K_2O + H_2O + O = Po + Ор + Мт + Кв + Na_2O$.

На Юго-Западном Памире появление гастингсит-калишпатовых ультраметаморфических пород происходит за счет богатых кальцием пород в такой схематической последовательности: $Ди + Ро + Пл (\pm Би)$ (амфиболит) → $Ро + Пл + Би (\pm Гр, Кв)$ (плаггиомигматит) → $Гаст + Би + Пл + Кш + Кв + Гр$.

При образовании гастингсит-калишпатовых мигматитов вначале происходит уменьшение содержания в породе первичной роговой обманки, нередко до нуля, и увеличение содержания биотита, а затем отмечаются появление и увеличение содержания гастингситовой роговой обманки с замещением биотита в основном в лейкократовых частях мигматитов (рис. 4).

Подобная же последовательность описана С.Б. Лобач-Жученко и

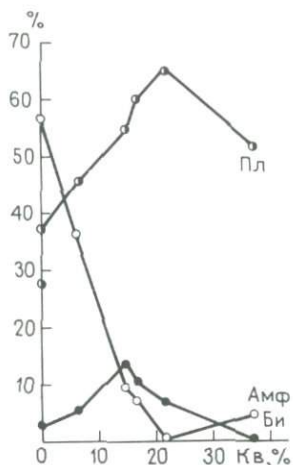


Рис. 5. Изменение минерального состава пород при гранулитизации пород Юго-Западной Карелии. По С.Б. Лобач-Жученко и В.П. Чекулаеву

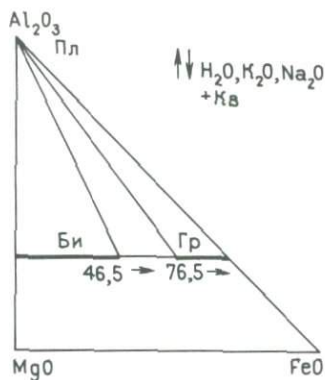


Рис. 6. Диаграмма состав-парагенез пород биотит-плагиоклазовой ступени гранулитизации метapelитов в условиях гастингсит-калишпатовой фации (верховье р. Даршай, Юго-Западный Памир)

В.П. Чекулаевым в Карелии. По их данным, при метасоматической мигматизации амфиболитов, состоящих из амфибола и плагиоклаза, происходит замещение амфибола биотитом, образование и увеличение содержания кварца и микроклина. Количество биотита сначала увеличивается, а затем постепенно уменьшается, в то же время количество амфибола сначала уменьшается до нуля, а затем снова увеличивается уже в ассоциации с микроклином (рис. 5).

К. Менерт [26] приводит пример появления в мигматитах по биотит-роговообманковому породам жильных образований с гипидиоморфными кристаллами роговой обманки, содержащими включения плагиоклаза и биотита. При этом каемки выщелачивания вокруг биотитовых включений часто содержат небольшие кристаллы сфена, группирующиеся в цепочки. Это явление связано с реакцией биотит \rightarrow роговая обманка, поскольку при образовании роговой обманки из биотита освобождается сравнительно много титана.

В указанных породах роговая обманка представлена феррогастингситом с высокой железистостью (до 66,1%), с высоким содержанием Fe_2O_3 и щелочей [5, 15]. Железистость роговой обманки меньше железистости ассоциирующего с ней биотита. Гастингситовая роговая обманка образуется в основном за счет биотита, в связи с чем происходит выделение сфена за счет TiO_2 биотита, не вошедшего в состав роговой обманки (по данным А.А. Маракушева и др., титанистость биотита для таких пород значительно выше, чем роговой обманки). По составу биотит

приближается к лепидомелану. Отмечается повышение основности плагиоклаза до андезина. Калиевый полевой шпат представлен пертитом, для него типичен более темный цвет, что связано, по данным Д.Л. Рейнольдса, с примесью железа. Пироп-альмандиновый гранат отличается повышенным содержанием Са-компонента и повышенной железистостью по сравнению с негранитизированными породами.

Гранитизация метапелитов Юго-Западного Памира в зонах устойчивого развития гастингсит-калишпатовых гранитизированных пород в удалении от богатых кальцием пород подобна таковой в зонах биотит-калишпатовой гранитизации, т.е. характеризуется образованием пород нормальной щелочности в понимании Д.С. Коржинского в последовательности: биотитовые (\pm гранат) плагиомигматиты \rightarrow биотит-калишпатовые (\pm гранат) породы. В качестве примера можно привести реакцию первой степени гранитизации, т.е. реакцию образования плагиомигматитов за счет биотит-гранатового гнейса с высокой магнезиальностью сопряженной пары Би + Гр, характерной для пород гранулитовой фации метаморфизма (рис. 6): $1,75 \text{ Би}_{17,1} + 1,75 \text{ Гр}_{53,3} + \text{Пл}_{25} + (1,35 \text{ Na}_2\text{O}) + 3,7 \text{ Кв} = \text{Би}_{46,5} + \text{Гр}_{76,5} + \text{Пл}_{15} + (4,125 \text{ MgO}) + (0,37 \text{ K}_2\text{O}) + (0,75 \text{ H}_2\text{O})$. Появление калишпата ведет к дальнейшему повышению железистости минералов и породы в целом, расширению поля устойчивости биотита за счет граната.

В бедных кальцием ультраметаморфических породах с приближением к богатым кальцием породам наблюдается появление в лейкократовых частях мигматитов гастингситовой роговой обманки в виде отдельных хорошо образованных зерен, порфиробластов и мономинеральных агрегатов, повышение основности плагиоклаза. Такие переходы прослежены на Юго-Западном Памире по простиранию пород. По составу минералов и пород биотит-калишпатовых мигматитов и замещающих их гастингсит-калишпатовых мигматитов [5] реакции замещения можно представить в виде: $1,5 \text{ Би} + 2,25 \text{ Кв} + (0,5 \text{ Na}_2\text{O}) + (2 \text{ CaO}) + n \text{ Мт} = \text{Ро} + (0,5 \text{ K}_2\text{O}) + 4 \text{ Пл}_{25} + (\text{CaO}) = 5 \text{ Пл}_{33} + (2 \text{ SiO}_2) + (\text{Na}_2\text{O})$. Подобное явление отмечают Л.В. Махлаев и Н.И. Коробова [25] на п-ове Таймыр: биотитовые гнейсы постепенно переходят в ультраметаморфические породы с конечным образованием гастингситовых темных гранитов.

ГРАНИТИЗАЦИЯ С ОБРАЗОВАНИЕМ ЧАРНОКИТОВ

По данным С.П. Кориковского [15], в Удокано-Становой зоне при гранитизации анортозитов и двупироксеновых кристаллических сланцев, т.е. наиболее богатых кальцием пород в зонах устойчивого развития гастингситовых гранито-гнейсов, последние переходят в чарнокиты. На Юго-Западном Памире в центральных частях зон развития гастингситовых ультраметаморфических пород встречаются гиперстенсодержащие разновидности ультраметаморфических пород. Однако их образование не зависит от богатства исходных пород кальцием, а определяется, как и для других типов: гранитизации, очевидно, *P-T* условиями гранитизации. Чарнокиты и эндербиты появляются при гранитизации метаморфических пород только гранулитовой фации [21–23, 39].

Первая ступень гранитизации богатых кальцием пород гранулитовой фации, ведущая к образованию эндербитов, характеризуется увеличением содержания и покислением плагиоклаза до состава андезина, развитием гастингситовой роговой обманки за счет моноклинного пироксена и основного плагиоклаза, что сопровождается привнесом натрия, кремнезема и выносом кальция (стадия плагиогранитизации). Широкое развитие эндербитов типично для толщ, сложенных богатыми кальцием и бедными калием вулканогенными и карбонатными породами.

При усилении гранитизации появляется биотит, частично замещающий гиперстен, затем — калишпат, корродирующий в основном плагиоклаз. Значительно повышается железистость роговой обманки и ромбического пироксена (по данным М.Г. Рабкина и А.Н. Вишневого, соответственно от 40–50 до 75–85 % и от 40–50 до 70–75 %). Железистость граната также повышается от 60–65 до 75–80 %. Судя по характеру минералообразования эти процессы сопровождаются привнесом калия, кремния и выносом кальция, магния. В результате породы переходят в типичные чарнокитовые мигматиты или гранито-гнейсы, наиболее полный минеральный парагенезис которых имеет следующий состав: Гип + Гр + Би + Пл + Кш + Кв + Гаст. Подобные парагенезисы встречаются на Юго-Западном Памире в зоне развития наиболее глубокометаморфизованных и гранитизированных пород (даршайская тектоническая зона).

Для пород Прибайкалья Д.С. Коржинским установлена устойчивость семиминеральной ассоциации: Кв + Орт + Би + Ро + Пм + Гип + Пл. Она отличается от приведенной выше отсутствием граната и наличием моноклинного пироксена. Моноклинный пироксен устойчив обычно при гранитизации только богатых кальцием пород. В других случаях вместо него присутствует гранат. В клинопироксенсодержащих чарнокитах Юго-Западного Памира гранат развивается на границе пироксена с плагиоклазом в виде мелкозернистого агрегата, т.е. имеет характер реакционного образования, что свидетельствует о неравномерности таких парагенезисов.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ГРАНИТИЗАЦИИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД

Изложенные выше материалы показывают, что процессы гранитизации в разных зонах регионального метаморфизма ведут к образованию различных по минеральному и химическому составу пород. При гранитизации пород низких ступеней метаморфизма амфиболитовой фации предельными являются биотитовые плагиогранито-гнейсы, а при гранитизации пород средних ступеней амфиболитовой фации метаморфизма — породы, близкие к составу нормальных гранитоидов (но беднее кварцем, основная часть которого образуется в регрессивный этап). В условиях, переходных от амфиболитовой к гранулитовой фации, таковыми являются гастингсит-калишпатовые образования. И, наконец, в гранулитовой фации метаморфизма образуются чарнокиты. Специфика этих процессов многими исследователями связывается с глубиной их проявления, т.е. с величиной давления. Последняя, очевидно, определяет и темпера-

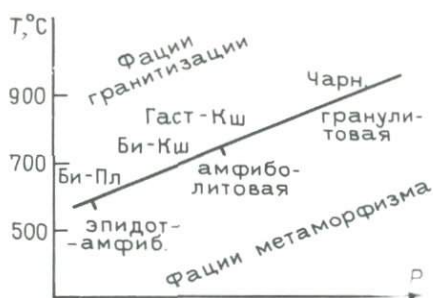


Рис. 7. Зависимость температуры начала гранитизации (первой инверсии растворимости кальция) от давления

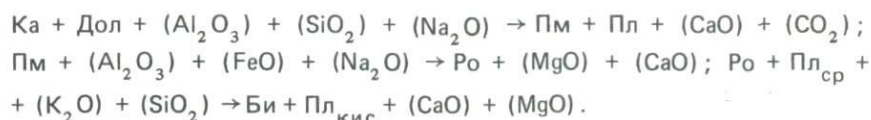
турные условия процессов гранитизации, а именно: с повышением давления область гранитизации смещается в сторону более высоких температур (рис. 7). В связи с тем, что каждый тип гранитизации характеризуется своими P - T условиями, то по аналогии с нормальным метаморфизмом указанные типы можно рассматривать в качестве биотит-плагиоклазово-калийной, биотит-калишпатово-гастингсит-калишпатово-и чарнокитовой фаций.

В отличие от фаций метаморфизма, каждая из которых объединяет породы, устойчивые в некотором интервале P - T условий, фации гранитизации определяются по предельной степени минеральных равновесий. Наряду с такими породами в пределах каждой фации можно наблюдать большое разнообразие образований промежуточных ступеней гранитизации, что связано с различной устойчивостью пород к этим процессам.

Особенностью процессов гранитизации метapelитов является отсутствие какого-либо структурно-текстурного контроля появления первых ее признаков и усиления. При однородном составе толщ метapelитов эти признаки появляются, как правило, более или менее одновременно и равномерно во всей массе пород данной зоны или участка и чаще всего в виде тонкопослойной мигматизации (*lit-par-lit*) либо мигматизации имбибиции (пропитывания). Какого-либо фронта гранитизации, контролируемого трещиноватостью пород и другими структурно-текстурными особенностями, не наблюдается. Эти особенности свидетельствуют об отсутствии привноса вещества извне. Создается впечатление, что процессы гранитизации являются результатом внутренней эволюции вещества породы в каждом отдельном участке без существенного обмена веществом с удаленными областями. Плагиогранитизация роговообманковых гнейсов имеет такой же характер. Что касается образования калишпатовых пород, то эти процессы в существенной мере определяются исходным содержанием в породах биотита. При его отсутствии калиевая гранитизация любых пород, существенно отличающихся по составу от метapelитов, отчетливо контролируется контактами с вмещающими гранитизированными метapelитами. Причем чем больше отклонение состава пород от состава метapelитов, тем инертнее они к процессам преобразования. Степень изменения таких пород зависит от структурно-текстурных особенностей, определяющих их проницаемость. Эти данные указывают на то, что калиевая гранитизация пород, отличающихся по составу от метapelитов, определяется привносом вещества из вмещающих, испытывающих более интенсивное преобразование пород.

Карбонатные породы начинают подвергаться гранитизации только в условиях достаточно высокой степени изменения вмещающих метapelитов.

литов. При слабой гранитизации вмещающих пород на контакте мраморов обычно появляется узкая зона диопсидовой породы, образование которой связано с привносом кремнезема, магнезия (если мраморы кальцитовые). Существенное преобразование мраморов в условиях амфиболитовой фации метаморфизма выражается в появлении в них плагиоклаза, обычно в парагенезисе с диопсидом, что в химическом отношении сопровождается выносом кальция и привносом кремнезема, глинозема, натрия и магнезия (по кальцитовым мраморам). В зонах глубокого ультраметаморфизма исходные мраморы часто представлены доломитами. При их гранитизации происходит значительный вынос магнезия. Последовательность замещения доломитов имеет следующий характер: Дол → Ка + Фор ± Фл → Ди ± Фл → Ди + Пл ± Фл → Ро + Пл ± Би. Дальнейшее преобразование этих пород подобно изменению основных богатых кальцием пород (см. рис. 4). Конечным продуктом гранитизации карбонатных пород в толщах с подчиненной ролью метапелитов являются плагиопопороды. Калишпатовые образования по мраморам отмечаются только при существенном содержании в толщах метапелитов и резко подчиненном содержании мраморов. Основные переходные реакции можно представить в таком виде:



В случае гранитизации эпидотсодержащих пород верхних ступеней эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма происходит замещение эпидота плагиоклазом. При гранитизации богатых кальцием пород гранулитовой фации метаморфизма моноклинный пироксен замещается биотитом или гранатом в парагенезисе с плагиоклазом.

Таким образом, гранитизация роговообманковых пород обуславливается только привносом калия, возможно кремнезема; для гранитизации пироксенсодержащих пород необходим привнос калия, натрия, алюминия, железа; а для гранитизации карбонатных пород необходим привнос в породы всех, кроме кальция и магнезия (доломиты), петрогенных компонентов. Поэтому, естественно, карбонатные породы испытывают гранитизацию только в зонах очень интенсивной гранитизации окружающих метапелитов. Привнос всех или какой-то части перечисленных выше компонентов происходит со стороны вмещающих сильно гранитизированных метапелитов.

Нередко в качестве продуктов прогрессивного этапа гранитизации описывают некоторые пироксен-шпинелевые и сопутствующие им породы, ненасыщенные щелочами. Анализ имеющихся материалов по Юго-Западному Памиру и другим районам свидетельствует о принадлежности таких пород к метасоматическим образованиям регрессивного этапа гранитизации или послемагматического этапа.

Довольно устойчивы к процессам гранитизации кварциты. Их гранитизация начинается также с явлений фельдшпатизации (вначале плагио-

клас, позднее калиевый полевой шпат), которая обуславливается привнесением глинозема, щелочей и значительным выносом кремнезема. В дальнейшем происходит образование темноцветных минералов, и в конечном итоге состав пород приближается к составу окружающих гранитизированных пород.

По данным Н.А. Елисеева, В.Г. Кушева, А.В. Сеницына, гранитизация железистых кварцитов Кривого Рога начинается с образования метабластов кислого плагиоклаза, развития биотита вокруг магнетита, при этом часть железа переотлагается. Калиевый полевой шпат появляется позднее и сопровождается более значительным замещением магнетита биотитом, если был пироксен или амфибол, то он замещается тоже биотитом. Микроклин замещает также плагиоклаз. Вместо двуминеральной породы (Кв + Мт) образуются породы состава: Пл + Би + Кв + Мт; Кш + Пл + Би + Кв + Мт.

Во всех геосинклинальных толщах, подвергающихся региональному метаморфизму и гранитизации, встречаются тела основных и ультраосновных пород [28]. Тела изверженных пород в областях гранитизации, как правило, зональны: в центральных их частях возможно сохранение реликтов изверженной или (в зонах метаморфизма высоких давлений) эклогитизированной породы; ближе к контакту развиваются зоны с метаморфическими ассоциациями минералов, устойчивыми в условиях вполне подвижного поведения воды, которые затем еще ближе к контакту с вмещающими породами сменяются зонами с ассоциациями минералов гранитизации.

ИЗМЕНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ОСНОВНЫХ ПЕТРОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ ПРИ ГРАНИТИЗАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

По петрохимическим данным многих исследователей, переход от метаморфических пород к гранитизированным в большинстве случаев сопровождается некоторым увеличением суммарного содержания в породах натрия и калия. Это согласуется с вышеизложенными материалами по данным расчета переходных реакций минералообразования. Что касается поведения калия и натрия в отдельности, то в этом случае столь однозначного изменения их содержания не устанавливается.

Изменение содержания щелочей в процессе гранитизации определенной породы происходит не однозначно и равномерно, а имеет более сложную закономерность (рис. 8–10). Для большинства пород во всех зонах гранитизации устанавливается, что начальные ее процессы (поокисление плагиоклаза) характеризуются привнесением натрия, в то время как калий может привноситься (например, при гранитизации амфиболитов), выноситься или оставаться в прежнем количестве. Следующая ступень гранитизации пород во всех фациях гранитизации, кроме фации биотит-плагиоклазовых пород, выражающаяся в расширении поля устойчивости биотита, образования калишпата, характеризуется привнесением калия при выносе натрия из пород. В соответствии с этим можно выделить две ступени гранитизации: раннюю — натриевую, последующую — ка-

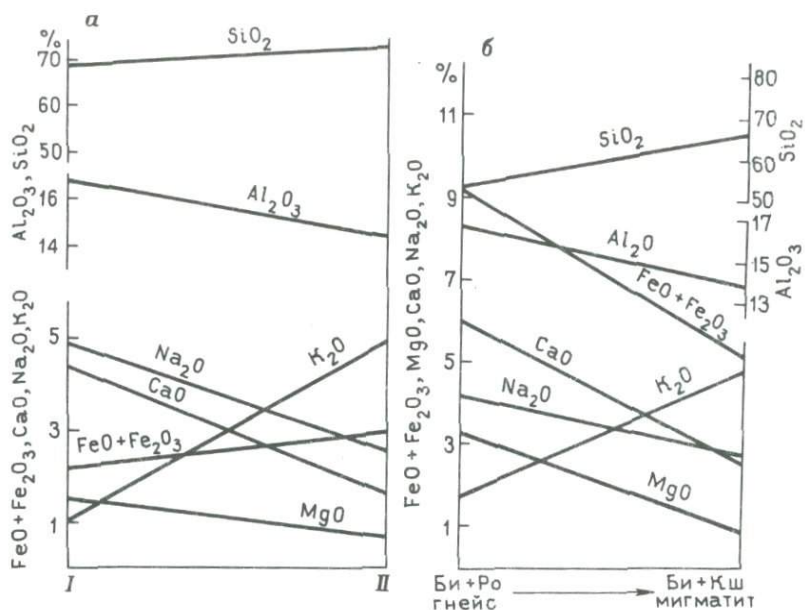


Рис. 8. Изменение содержания главных петрогенных компонентов при гранулитизации в условиях биотит-калишпатовой фации биотитовых (а) и биотит-роговообманковых (б) гнейсов (Юго-Западный Памир).

I, II — стадии гранулитизации

лиевую. В зависимости от исходного состава пород указанные ступени выражены с разной степенью четкости. Переход от первой ступени ко второй зависит от содержания в породе калия: при гранулитизации богатых биотитом гнейсов стадия калишпатизации начинается раньше, чем в других породах; в толщах, богатых кальцием и бедных калием пород, гранулитизация ведет к образованию пород плагиосостава, калишпат или отсутствует совсем, или появляется в незначительном количестве только при наиболее глубокой гранулитизации. Эту закономерность отмечает А.А. Маракушев. Он указывал, что на щитах плагиогнейсы (эндербиты) приурочены к вулканогенным комплексам, а калиевые гнейсы (гранатовые чарнокиты) связаны с существенно терригенными геосинклинальными разрезами.

Наличие двух последовательных ступеней фельдшпатизации при гранулитизации отмечается всеми исследователями. В частности, Н.Г. Судовиков указывает, что развитие калиевого полевого шпата относится к более поздней стадии, чем возникновение плагиоклаза. К. Менерт [26] считает, что натровая гранулитизация происходит при более низкой температуре, чем последующая калиевая. Х. Рид при исследовании комплексов Абодиншира и Сатерленда отмечал начальное развитие олигоклазовых порфиробластических гнейсов и конечное формирование гнейсов гранитного состава. М.Г. Равич [39] пришел к выводу, что эндербиты являются ранней стадией чарнокитизации.

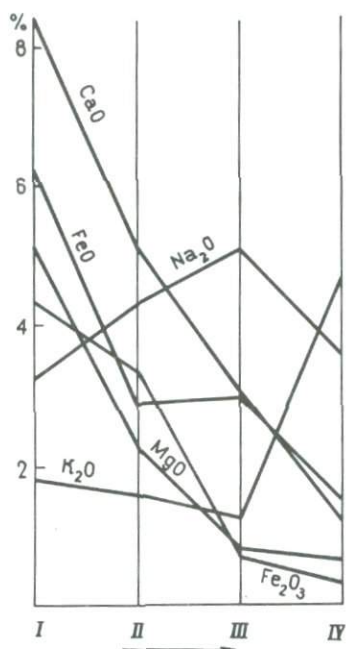


Рис. 9. Изменение химического состава амфиболов при гранитизации в р-не Ильменских гор. По В.Я. Левину и Ю.Д. Панкову.

I — амфиболит, II — гранитизированный амфиболит, III — плагиомигматит, IV — послыйный мигматит

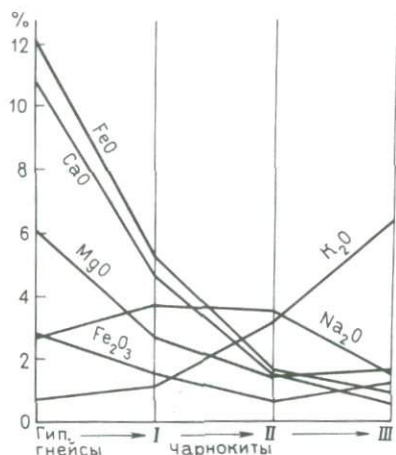


Рис. 10. Изменение химического состава гиперстенового гнейса при гранитизации. По К.А. Лазебнику.

I—III — стадии гранитизации

Интенсивность проявления натриевой и калиевой ступеней гранитизации изменяется в зависимости от фации гранитизации: чем выше $P-T$ условия, тем сильнее выражена натриевая ступень и слабее калиевая, и наоборот.

Таким образом, привнос калия и натрия при гранитизации, очевидно, определяется фациальными условиями и составом пород.

По петрохимическим данным, при гранитизации всех пород, кроме кварцитов, происходит увеличение содержания в них кремнезема. Однако при этом многие исследователи отмечают, что большая часть кварца имеет признаки наиболее позднего образования. Так, по мнению Н.Г. Судовикова, кварцевый метасоматоз в гранитизированных породах происходит после главных процессов гранитизации; процессы гранитизации завершаются кварцевым метасоматозом, который развивается в поздних стадиях гранитизации, возможно, на ее регрессивном этапе. Следовательно, петрохимические данные не могут дать объективной оценки миграции кремнезема на прогрессивном этапе гранитизации.

Расчет реакций минералообразования при гранитизации богатых кальцием и не содержащих кварца метаморфических пород показывает существование привноса кремнезема в породы, что наряду с привносом щелочей обуславливает фельдшпатизацию пород. При гранитизации

кварцосодержащих метаморфических пород о балансе кремнезема можно судить по данным реакций с его участием и по изменению содержания кварца в породах при этих процессах. Минералогическое изучение гранитизированных пород отчетливо устанавливает в них как минимум две разновозрастные генерации кварца. Кварц первой генерации образует мелкие изометричные зерна, имеющие парагенетические взаимоотношения с другими минералами прогрессивного этапа гранитизации. Количество этого кварца с переходом от метаморфических пород к гранитизированным, а среди последних от низких ступеней минеральных равновесий к высшим, как правило, уменьшается. Кварц второй генерации представлен линзовидными и жилковидными образованиями, создающими так называемую "гранулитовую" структуру породы. Они имеют коррозионные взаимоотношения с минералами прогрессивного этапа гранитизации, что указывает на их более позднее происхождение. В парагенезисе с ними находятся минералы регрессивного этапа гранитизации: кианит, фибролит, мусковит. Эти данные свидетельствуют о том, что на прогрессивном этапе гранитизации любых кварцосодержащих пород происходит вынос кремнезема из пород, который вновь привносится в породы на регрессивном этапе. Процессы окварцевания регрессивного этапа затушевывают петрохимическую картину поведения кремнезема на прогрессивном этапе. При незначительной степени более позднего окварцевания выявляется тенденция уменьшения общего содержания кварца в породах при гранитизации. Так, А. и К. Энгели показали, что при гранитизации пород Адирондака происходит уменьшение количества кварца.

Процессы гранитизации в зависимости от фациальных условий ведут к образованию гранитоидных пород с различным содержанием кремнезема, а именно: чем выше P - T условия, тем беднее породы кремнеземом. Так, по данным М.Д. Крыловой и др. [46], гранитоиды зон амфиболитовой фации более богаты кремнеземом, чем гранитоиды зон гранулитовой фации (рис. 11).

Привнос-вынос кальция, магния, железа при гранитизации зависит также от фациальных условий, их исходного химического состава и интенсивности процессов гранитизации. Поскольку содержание указанных компонентов в исходных метаморфических породах для большинства пород выше их содержания в гранитизированных породах, следовательно, в большинстве случаев гранитизация ведет к выносу этих компонентов из пород (см. рис. 8–10). Привнос их возможен только при гранитизации кварцитов, мраморов, т.е. только первично бедных тем или иным компонентом пород. Однако в зонах гранитизации более высокотемпературных фаций магнезиальность и основность пород выше (см. рис. 11). При гранитизации богатых кальцием пород в условиях гастингсит-калишпатовой фации на начальных ступенях гранитизации наблюдаются некоторый вынос кальция и магния из пород и обратный привнос их в породы на конечных ступенях глубокой гранитизации (рис. 12). При гранитизации в чарнокитовой фации кальций, вероятно, испытывает еще меньший вынос.

Количество воды при гранитизации метаморфических пород амфиболитовой фации, как правило, уменьшается, и только при гранитизации

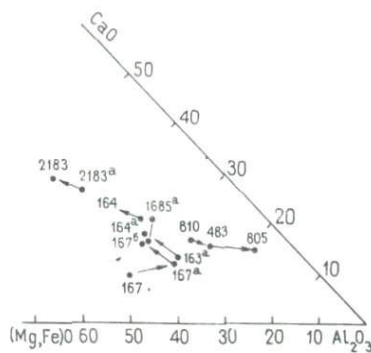
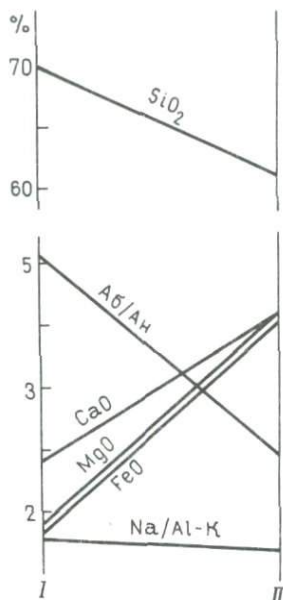


Рис. 12. Изменение соотношения главных компонентов при гранитизации пород в условиях биотит-калишпатовой (№ 810 → 483 → 805) и гасдингсит-калишпатовой (все остальные номера) фаций (Юго-Западный Памир)

Рис. 11. Средние содержания и соотношения основных компонентов в гранитоидах в зонах гранитизации амфиболитовой (I) и гранулитовой (II) фаций метаморфизма. По М.Д. Крылову и др. [46]

не содержащих воды пород устанавливается некоторый ее привнос. Гранитизация же метаморфических пород гранулитовой фации ведет к некоторому увеличению количества воды в большинстве пород.

При гранитизации карбонатных пород содержание CO_2 в них резко убывает, вплоть до полного исчезновения, при этом увеличивается содержание глинозема и других компонентов, необходимых для образования парагенезисов и минералов, устойчивых в соответствующей зоне гранитизации.

Таким образом, процессы гранитизации ведут к: 1) уменьшению химической неоднородности исходных метаморфических пород; 2) приближению химического и минерального состава метаморфических пород к составу конечного продукта, представленного характерной для каждой фациальной зоны разновидностью гранито-гнейса. Это обусловливается, очевидно, увеличением подвижности минеральных компонентов на стадии гранитизации по сравнению со стадией метаморфизма.

ДИНАМИКА ПРОЦЕССОВ ПРИВНОСА-ВЫНОСА МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ НА ПРОГРЕССИВНОМ ЭТАПЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГРАНИТИЗАЦИИ ПОРОД

Сравнение процессов привноса-выноса минеральных компонентов на прогрессивных этапах нормального метаморфизма [28] и гранитизации пород показывает, что отличие между ними заключается главным образом

в большом масштабе привноса-выноса компонентов при гранитизации. В свете представлений о принадлежности нормального регионального метаморфизма и гранитизации к двум последовательным стадиям единого прогрессивного этапа повышающихся температуры и давления глубинного преобразования пород рассмотрим физико-химическую сущность явлений привноса-выноса главных петрогенных компонентов при гранитизации пород с учетом состава и состояния системы порода + поровой раствор на предшествующих гранитизации ступенях прогрессивного этапа регионального метаморфизма.

Ранее было показано, что процессы привноса-выноса минеральных компонентов на прогрессивном этапе регионального метаморфизма геосинклинальных толщ имеют отчетливую зависимость от характера изменения их растворимости в связи с повышением температуры и давления. Привнос-вынос компонентов, характеризующихся вполне подвижным поведением (в понимании Д.С. Коржинского), является в основном следствием реакций минералообразования с их участием. Привнос в породы какого-либо компонента происходит только при условии существования предшествующего его выноса из пород или наличия этого компонента в поровых растворах со времени осадконакопления и диагенеза. Это указывает на отсутствие привноса каких-либо минеральных компонентов из конкретной толщи метаморфических пород. Процессы миграции вещества на прогрессивном этапе метаморфизма ограничиваются в основном обменом компонентами между твердыми фазами породы и находящимися в породах собственными поровыми растворами. В соответствии с этим состав поровых растворов метаморфических пород определяется их исходным составом со времени диагенеза и осаждением выносом компонентов при взаимодействии пород с собственными поровыми растворами на последующих ступенях метаморфизма, связанным с изменением температуры и давления. Это соответствует представлениям Д. Кумбса, согласно которым состав поровых растворов должен быть функцией валового химического состава породы и физических условий метаморфизма. К подобному выводу на основании термодинамического анализа реакций с участием H_2O и CO_2 пришел также Ю.П. Мельник. По его мнению, состав флюидов регулируется внутренними минеральными буферными системами.

О характере изменения состава поровых растворов метapelитов на прогрессивном этапе регионального метаморфизма можно судить по рис. 13, выполненному на основании данных по составу поровых растворов на стадии диагенеза и по характеру привноса-выноса компонентов при метаморфических реакциях. Отличие в составе поровых растворов метаморфических пород основного состава заключается, очевидно, в меньших концентрациях калия и кремнезема, а в карбонатных породах поровые растворы содержат, вероятно, преимущественно натрий, поскольку компоненты с повышающейся растворимостью ($SiO_2 K_2O$) из-за отсутствия изначально в составе пород не могли обогащать поровые растворы за счет выноса из пород на прогрессивном этапе метаморфизма. Такой состав поровых растворов пород на прогрессивном этапе регио-

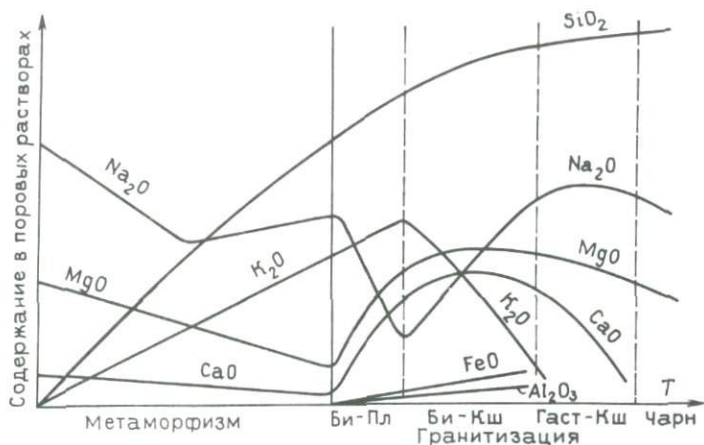


Рис. 13. Вероятные изменения содержания главных петрогенных компонентов в поровых растворах метapelитов на прогрессивном этапе регионального метаморфизма и гранитизации в условиях различных фаций

нального метаморфизма подтверждается характером привноса компонентов в породы на регрессивном этапе метаморфизма и данными по составу газовой-жидких включений.

В свете изложенных представлений на характер и причины привноса-выноса минеральных компонентов на прогрессивном этапе регионального метаморфизма рассмотрим зависимость подвижности главных минеральных компонентов от физико-химических факторов и динамику привноса-выноса компонентов на более высокотемпературной стадии прогрессивного этапа глубинного преобразования пород — стадии гранитизации.

Кремний. Сравнение средних составов конечных продуктов гранитизации пород различных фаций показывает, что содержание кремния уменьшается с переходом к продуктам гранитизации пород более высоких фаций.

Так, например, породы гастингсит-калишпатовой фации беднее кремнеземом, чем биотит-плагноклазово-й или биотит-калишпатовой, а чарнокиты соответствующего состава еще беднее им. Эта закономерность отчетливо прослеживается, если не принимать во внимание кварц второй генерации, образование которого относится к регрессивному этапу гранитизации.

Из многочисленных экспериментальных данных следует, что температурный коэффициент растворимости кремнезема имеет положительное значение на всем изученном интервале до 1000 °С. Увеличивается растворимость его и при повышении давления. Эти данные позволяют предположить, что обеднение кварцсодержащих пород кремнеземом при гранитизации, так же как и при метаморфизме, связано с повышением его растворимости в поровых растворах при повышении температуры (рис. 14, 15).

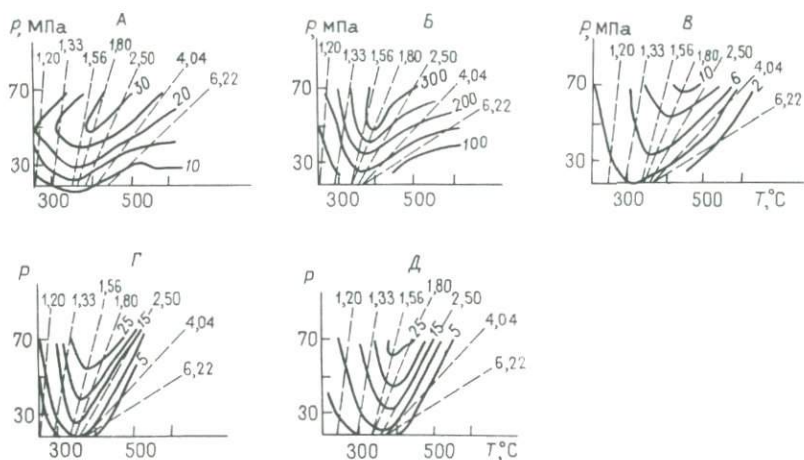


Рис. 14. Изолинии содержаний минеральных компонентов в растворе (мг/л) после воздействия воды на микроклин и биотит. По Л.Н. Овчинникову и А.М. Масаловичу [31].

А — SiO_2 из Би; Б — $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ из Мк; В — K_2O из Би; Г — K_2O из Мк; Д — Na_2O из Мк. Пунктир — изохоры воды

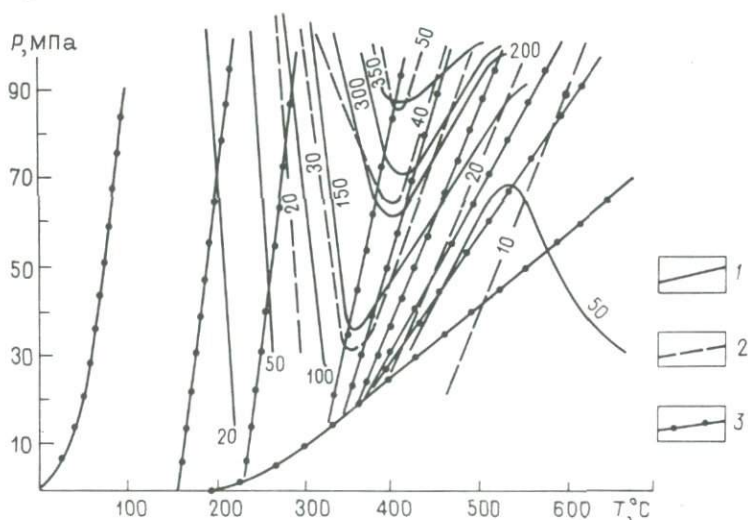


Рис. 15. Характер зависимости растворимости в воде кремнезема и щелочей (мг/л) от температуры и давления (по данным Н.И. Хитарова).

1 — изолинии содержания кремнезема в растворе, 2 — изолинии содержания щелочей, 3 — изохоры воды

Гранитизация пород ведет в конечном итоге к обеднению кремнеземом богатых кварцем пород и к повышению содержания кремнезема в не содержащих кварц породах. Это, очевидно, является следствием перераспределения его между указанными породами и обусловливается выравниванием химического потенциала кремнезема в поровых растворах, что возможно только благодаря высокой растворимости и, как следствие, подвижности его в поровых растворах при гранитизации.

Судя по экспериментальным данным, растворимость кремнезема значительно выше растворимости щелочей. Однако исходное высокое избыточное его содержание в большинстве пород обуславливает наличие кварца почти во всех продуктах глубокой гранитизации пород. Бескварцевые гранитизированные породы образуются только при гранитизации толщ с высоким содержанием первично бедных кремнеземом мраморов. В этих случаях не только содержащийся в поровых растворах силикатных пород кремнеземом идет на гранитизацию мраморов, но также растворяется и выносятся кремнеземом за счет кварца вмещающих мраморы пород.

Щелочи. Процессы минералообразования прогрессивного этапа регионального метаморфизма первично-осадочных пород морского происхождения характеризуются вполне подвижным поведением щелочей. Для калия типично преобладание выноса его из пород на всем прогрессивном этапе метаморфизма, для натрия устанавливаются значительный привнос в породы на первых ступенях метаморфизма и некоторый вынос из пород при более высокотемпературных реакциях, начиная с замещения альбита более основным плагиоклазом. В результате этих процессов погребенные со времени осадконакопления богатые натрием и бедные калием поровые растворы в процессе метаморфизма постепенно обогащаются калием, а начиная со среднетемпературных степеней метаморфизма, и натрием (см. рис. 13). Эта направленность полностью соответствует имеющимся экспериментальным данным по растворимости щелочей различных пород и минералов в воде и в водных растворах, свидетельствующим о повышении растворимости щелочей при повышении температуры и давления в пределах их значений при метаморфизме.

Сравнение минерального и химического состава метаморфических пород с их гранитизированными производными в пределах соответствующей фации в большинстве случаев указывает на привнос щелочей в породы при гранитизации. Привнос в породы щелочей проявляется в образовании, расширении полей устойчивости и увеличении содержания на начальной стадии натриевых, позднее калиевых минералов в породах. Следовательно, процессы гранитизации в отличие от непосредственно предшествующих процессов нормального метаморфизма характеризуются преобладающим привносом щелочей в породы. Значит, переход от нормального метаморфизма к гранитизации характеризуется сменой процессов выноса щелочей процессами их привноса. Материалы экспериментальных исследований позволяют объяснить такое поведение щелочей изменением их растворимости в поровых растворах.

Экспериментальные данные Н.И. Хиторова, Л.Н. Овчинникова и др.

по растворимости минеральных компонентов в воде и в водных растворах показывают, что она в значительной мере зависит от температуры и давления. Согласно этим данным, полученным в области температур 200–600 °С и давлений 30–90 МПа, растворимость кремнезема и щелочей увеличивается до критических температур, а затем начинает уменьшаться. Однако если для кремния это уменьшение можно связать с расширением объема растворителя, то вынос калия и натрия уменьшается более резко и далеко не пропорционально уменьшению плотности воды (см. рис. 14, 15). Это хорошо выявляется при расчете величины содержания растворенного вещества не на единицу объема, а на единицу массы растворителя, что помогает определить в чистом виде зависимость растворимости вещества от температуры (рис. 16). Полученные данные позволили Л.Н. Овчинникову сделать вывод, что снижение растворимости калия и натрия с повышением температуры в надкритической области обуславливается не только простым расширением объема воды. Далее, в области температур 400–500 °С при давлении 30–90 МПа происходит смена положительного температурного коэффициента растворимости этих компонентов на отрицательный, т.е. щелочи, очевидно, характеризуются не линейной прямой зависимостью растворимости в воде от температуры, а имеют на температурной кривой растворимости сингулярную точку инверсии растворимости.

Существование в природе веществ с таким типом растворимости экспериментально и теоретически доказывается многими исследователями (Б.П. Бурылев, А.С. Поваренных и др.). Примером подобных веществ является мирабилит, растворимость которого в воде увеличивается только до определенной температуры, выше которой она начинает уменьшаться. В природе существуют и более сложные зависимости растворимости от температуры.

Согласно экспериментальным данным, явления понижения растворимости веществ в воде при повышении температуры, связанные с уменьшением плотности воды, с увеличением давления выше критического постепенно затухают. В P - T области с плотностью воды выше 555 кг/м³ они не наблюдаются. По данным Н.А. Добрецова и др., изохора 0,0018 м³/кг принимается в качестве границы области жидкого состояния воды. Указанная изохора с повышением давления прослеживается от критической точки в область высоких температур, составляющих, например, при давлении 0,4 МПа около 1000 °С. В настоящее время все существующие определения P - T условий регионального метаморфизма и гранитизации однозначно указывают на то, что эти процессы совершаются в P - T области жидкого состояния не только воды, но даже и углекислоты. Следовательно, все изменения растворимости минеральных компонентов в поровых растворах пород в условиях регионального метаморфизма и гранитизации, связанные с изменением P - T условий, должны определяться не плотностью растворителя, а собственной растворимостью компонентов.

Сравнение поведения щелочей на прогрессивном этапе регионального метаморфизма пород геосинклинальных толщ и последующей стадии

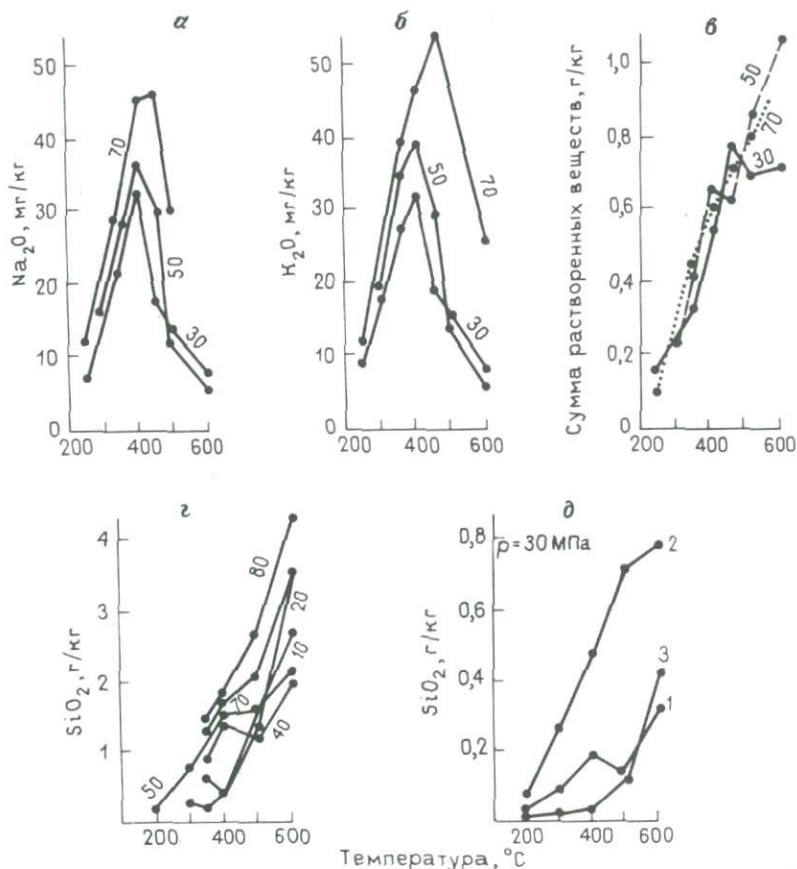


Рис. 16. Содержание минеральных компонентов в воде после взаимодействия с микроклином (а-в), кварцем (г), олигоклазом (д-1), лабрадором (д-2), мусковитом (д-3). По Л.Н. Овчинникову и Н.И. Хитарову

По оси абсцисс – температура, цифры на кривых – давление, МПа

гранитизации с характером изменения растворимости щелочей в связи с повышением температуры в экспериментальных условиях (без критических явлений) показывает их существенное сходство. На первой стадии повышения температуры до нескольких сот градусов, соответствующей стадии метаморфизма, имеют место увеличение растворимости и преобладающий вынос из пород и минералов калия и натрия. На более высокотемпературной стадии их растворимость начинает уменьшаться, и происходит осаждение щелочей из растворов.

В соответствии с изложенными геологическими и экспериментальными данными по зависимости растворимости щелочей от температуры

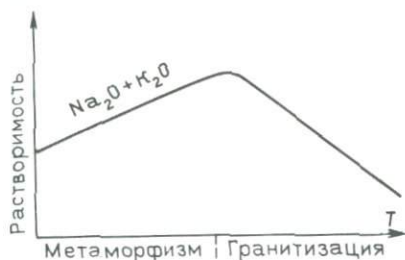


Рис. 17. Температурная зависимость растворимости щелочей в поровых растворах

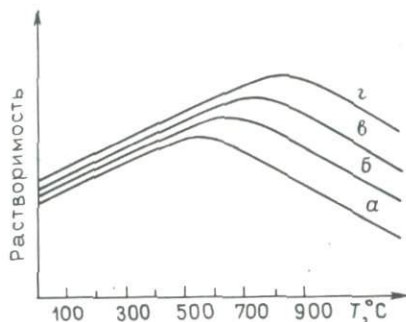


Рис. 18. Зависимость растворимости и температуры инверсии растворимости щелочей в поровых растворах от давлений (а → г — повышение давления)

можно дать следующее объяснение динамики привноса-выноса щелочей при метаморфизме и гранитизации. Нормальный метаморфизм, обусловленный высокой подвижностью щелочей и преимущественным прогрессивно увеличивающимся их выносом из пород в поровые растворы, представляет собой первую температурную стадию прогрессивного этапа преобразования пород, соответствующую температурной стадии повышающейся растворимости щелочей в поровых водных растворах. Гранитизация, характеризующаяся привносом щелочей в породы с прогрессивным уменьшением их подвижности, соответствует более высокотемпературной стадии со свойственной ей понижающейся растворимостью щелочей (рис. 17). Смена стадии нормального метаморфизма более высокотемпературной стадией гранитизации, очевидно, является следствием инверсии растворимости щелочей (изменение положительного температурного коэффициента растворимости на отрицательный) при определенном значении повышающейся температуры на прогрессивном этапе. К близкому выводу о температурной обусловленности процессов гранитизации пришел И.Д. Рябчиков.

Таким образом, изложенные выше данные подтверждают существующие представления о том, что региональная гранитизация является более высокотемпературной стадией единого со стадией нормального метаморфизма прогрессивного этапа повышающейся температуры. Процессы привноса щелочей в породы на стадии гранитизации вполне объясняются уменьшением растворимости щелочей и смещением равновесия породы с богатым щелочами поровым раствором в сторону образования более богатых щелочами кристаллических фаз ($Pl_{Kис}$, Би, Кш) с обеднением поровых растворов щелочами (см. рис. 13). Действительность последнего будет подтверждена ниже при анализе процессов минералообразования на регрессивном этапе гранитизации.

Согласно экспериментальным данным, инверсия растворимости щелочей происходит при температурах 400–500 °С. Температуры же перехода от стадии нормального метаморфизма к стадии гранитизации определяются от 650 °С в низах амфиболитовой фации до 800–900 °С в условиях гранулитовой фации. Эти различия хорошо объяснимы разницей давления в экспериментальных и природных условиях. Экспериментальными данными устанавливается, что увеличение давления с 30 до 70 МПа ведет к повышению растворимости щелочей и температуры инверсии этой растворимости на несколько десятков градусов (см. рис. 16). Процессы минералообразования, отвечающие стадии региональной гранитизации, совершаются при более значительных давлениях в несколько сотен мегапаскалей, что объясняет более высокие температуры инверсии растворимости щелочей, т.е. начала гранитизации по сравнению с экспериментально полученными данными о температурах указанной инверсии.

На рис. 18 показана зависимость температуры начала гранитизации от величины давления. Так, в зонах с относительно низкими значениями давлений процессы гранитизации начинаются при температурах метаморфизма низких ступеней амфиболитовой фации, в зонах наиболее глубокого метаморфизма с признаками высоких давлений гранитизация начинается при достижении более высоких температур метаморфизма вплоть до температур гранулитовой фации.

Из вышеизложенного становится ясно, почему в зонах метаморфизма невысоких давлений никогда не встречаются высокотемпературные метаморфические породы. В этих условиях стадия метаморфизма сменяется стадией гранитизации уже при высоких температурах метаморфизма.

Наиболее интенсивно процессы региональной гранитизации проявляются в зонах метаморфизма амфиболитовой фации. В зонах метаморфизма гранулитовой фации, характеризующейся более высокими значениями давления и температуры, интенсивность этих процессов уменьшается. На основании изложенных выше экспериментальных данных указанная закономерность может быть объяснена значительным повышением температуры инверсии растворимости щелочей с повышением давления. Очевидно, при очень высоких давлениях температура инверсии растворимости щелочей при региональном метаморфизме может вообще не достигаться.

Интенсивность проявления процессов гранитизации уменьшается также с переходом к зонам метаморфизма меньших давлений, где переход к стадии гранитизации осуществляется при более низких температурах. Эту закономерность можно объяснить недостаточно высоким содержанием щелочей в поровых растворах, выносимых из пород на стадии метаморфизма. Так, поровые растворы эпидот-амфиболитовой фации и низких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма недостаточно насыщены калием, а натрий материнских растворов в значительной мере осажден в результате предшествующих процессов альбитизации прогрессивного этапа регионального метаморфизма (см. рис. 13). Существенное обогащение поровых растворов метаморфических пород

щелочами происходит только на более высокотемпературных ступенях метаморфизма за счет реакций: Би → Гр, Гип; Ро → Пм; $\text{Пл}_{\text{кис}} \rightarrow \text{Пл}_{\text{ср}}$.

По экспериментальным данным, температуры инверсии растворимости натрия и калия практически одинаковы. При гранитизации же пород всегда выделяются две ступени: ранняя — плагиоклазовая с осаждением натрия и более поздняя — калишпатовая, с привносом в породы калия и преимущественным выносом натрия. Такое опережающее осаждение натрия связано с более ранней инверсией растворимости кальция, в результате которой на определенной температурной ступени из пород начинает выноситься кальций, что сопровождается покислением плагиоклаза с осаждением натрия. Это, вероятно, влечет понижение концентрации натрия в поровых растворах и, как следствие, смещает температуру инверсии растворимости его в область более высоких температур, чем даже температура инверсии растворимости калия.

В зонах гранитизации низкотемпературной биотит-плагиоклазовой фации не проявляются процессы минералообразования биотит-калишпатовой и более высокотемпературных ступеней. Причина этого будет рассмотрена в разделе, посвященном анатексису.

Некоторые исследователи [33, 34] в ряде случаев устанавливают относительно низкие температуры образования гранитизированных пород и гранитоидов по сравнению с температурой предшествовавшего регионального метаморфизма вмещающих толщ. Эти определения, очевидно, относятся к рассматриваемым ниже ультраметаморфическим образованиям второго типа, формирующимся в регрессивный этап регионального ультраметаморфизма, или к гранитизированным породам и гранитоидам, испытавшим процессы минералообразования регрессивного или послемагматического этапа (кордиеритизацию, мусковитизацию и др., с изменением состава первичных минералов).

Сравнение концентрации калия и натрия в гранитизированных и метаморфических породах различных фаций показывает, что для гранитизации пород вполне достаточно этих компонентов, содержащихся в метаморфических породах, и поровых растворов с учетом количества в них натрия со времени диагенеза. Как известно, содержание калия в глинистых сланцах, филлитах составляет от 3–4,5 до 5%. Процессы метаморфизма с замещением серицита, мусковита альбитом, а на более высокотемпературной ступени — биотита гранатом, гиперстеном ведут к значительному обеднению пород калием (до 1,5–2%), который выносятся в поровые растворы. На высокотемпературных ступенях метаморфизма устанавливается и некоторое обеднение пород натрием за счет его выноса в раствор. Переход к стадии гранитизации ведет к привносу в породы щелочей, который обуславливается уменьшением их растворимости и осаждением из поровых растворов. В образующихся гранитизированных породах содержание щелочей близко к их содержанию в низкотемпературных метаморфических породах. Возможность такого источника калия при гранитизации допускает А.А. Маракушев [22].

Иногда при расчете баланса вещества при гранитизации с образованием аномально богатых калием ультраметаморфических пород устанавли-

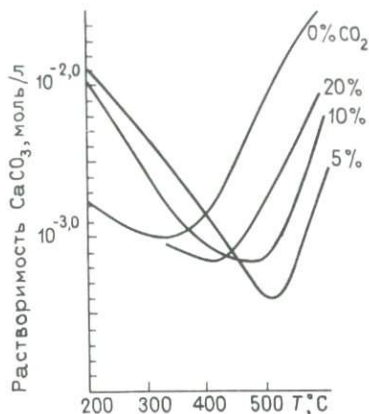
вается дефицит по калию [26]. В таких случаях считается, что он привносится из глубинных зон Земли. О невозможности привноса калия в зоны гранитизации из глубинных более высокотемпературных зон свидетельствует характер зависимости растворимости его в поровых растворах от температуры, а именно: выше температуры инверсии растворимость и, следовательно, подвижность калия уменьшается. Поскольку этот компонент не может переноситься раствором из зоны или через зоны с низкой или, возможно, с нулевой растворимостью, следовательно, источником калия не могут быть никакие глубинные высокотемпературные зоны. Анализ имеющихся материалов свидетельствует о том, что аномально высокое содержание калия обычно характерно для жильных и других образований, которые относятся к продуктам процессов мигматизации-гранитизации регрессивного этапа ультраметаморфизма, описываемым ниже.

Кальций. В результате анализа петрологических, физико-химических, экспериментальных данных ранее было показано, что кальций на стадиях осадконакопления, диагенеза и на низкотемпературных ступенях метаморфизма характеризуется значительной подвижностью, связанной с высокой его растворимостью при низких температурах. Повышение температуры при метаморфизме сопровождается осаждением кальция из поровых растворов в породы (см. рис. 13) в связи с существенным уменьшением растворимости его в воде, что проявляется главным образом в повышении основности и увеличении содержания плагиоклаза (гнейсификации пород) и других кальцийсодержащих минералов. Повышение давления обуславливает некоторое увеличение растворимости кальция и соответствующее смещение явлений осаждения его (гнейсификации пород) в область более высоких температур в зонах метаморфизма.

Переход от стадии нормального метаморфизма к высокотемпературной стадии гранитизации прогрессивного этапа глубинного преобразования пород знаменуется изменением поведения кальция: его осаждение сменяется выносом на ступенях плагиогранитизации и биотит-калийшлаптовой гранитизации. Такое поведение кальция на прогрессивном этапе метаморфизма и гранитизации полностью соответствует характеру экспериментально установленной зависимости растворимости кальция от температуры. По экспериментальным данным [20], растворимость CaCO_3 в 1*M* растворах NaCl при $P = 60$ МПа с повышением температуры сначала непрерывно понижается (до $T = 350\text{--}500^\circ\text{C}$), а затем повышается (рис. 19). Температура инверсии растворимости существенно зависит от содержания углекислоты в растворе. При отсутствии последней происходит инверсия в интервале температур $300\text{--}350^\circ\text{C}$. При 5%-ном содержании углекислоты инверсия растворимости осуществляется при температурах свыше 500°C . Повышение концентрации углекислоты до 20% понижает температуру инверсии до $400\text{--}450^\circ\text{C}$. Не касаясь анализа возможных причин влияния ее содержания в системе на растворимость кальцита, отметим достоверность факта существования инверсии растворимости кальция на определенном интервале повышающейся температу-

Рис. 19. Растворимость кальцита в 1*N* растворах NaCl в зависимости от температуры при разных содержаниях CO₂ в смеси (*P* = 60 МПа). По С.Д. Малинину и А.Б. Канукову [20]

Рис. 20. Температурная зависимость растворимости кальция в поровых растворах



ры. Эта экспериментально установленная закономерность полностью соответствует поведению кальция при природном минералообразовании в условиях повышающейся температуры. Следовательно, переход от нормального метаморфизма с явлениями осаждения кальция из поровых растворов в породы к первой ступени гранитизации с явлениями резко выраженного выноса кальция из пород может быть связан с инверсией растворимости кальция в растворах с переходом от температурной стадии с положительным температурным коэффициентом растворимости к стадии с отрицательным коэффициентом (рис. 20). Более высокие температуры этой инверсии в природных условиях по сравнению с экспериментальными вполне объяснимы разницей давлений.

Инверсия растворимости кальция от отрицательного к положительному температурному коэффициенту растворимости выражается в том, что первые явления гранитизации определяются реакциями с выносом кальция ($Pl_{осн} \rightarrow Pl_{ср} \rightarrow Pl_{кис}$; $Ди \rightarrow Ро$; $Ро \rightarrow Би$). Характер привноса-выноса щелочей на этой стадии полностью определяется особенностью минералообразования, связанного с выносом кальция, что обуславливается вполне подвижным поведением щелочей. Обычно преобладает привнос натрия при замещении богатых кальцием минералов, но имеет место и привнос кальция с выносом натрия (например, при замещении роговой обманки биотитом).

Инверсия растворимости калия, а позднее натрия наступает уже после инверсии растворимости кальция. Следовательно, первая ступень гранитизации — плагиогранитизация с привносом натрия, в меньшей мере калия является результатом смены отрицательного температурного коэффициента растворимости (осаждение) кальция на положительный (вынос). К близкому выводу в одной из своих работ пришел Д.С. Коржинский. В зоне гнейсов на границе с мигматитами кроме щелочных металлов, по его мнению, становятся подвижными также кальций, магний.

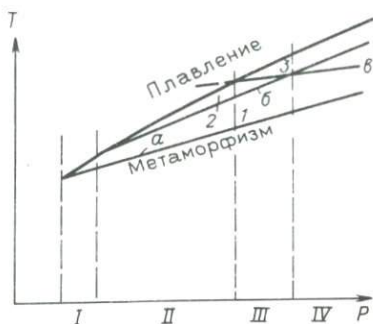


Рис. 21. Соотношение P - T областей регионального метаморфизма, гранитизации и магмообразования I-IV фаций гранитизации:

a — линия первой инверсии растворимости кальция, b — линия инверсии растворимости калия, $в$ — линия второй инверсии растворимости кальция. Температурные ступени гранитизации: 1 — биотит-плагноклазовая, 2 — биотит-калишпатовая, 3 — гастингсит-калишпатовая

Температура начала гранитизации, характеризующаяся первыми явлениями выноса кальция из пород, в разных фациях метаморфизма различна. Она повышается к зонам более высокотемпературного метаморфизма. Эту закономерность, по аналогии с другими компонентами, можно объяснить влиянием давления: с повышением последнего растворимость кальция улучшается, в связи с чем точка инверсии его растворимости смещается в область более высоких температур (рис. 21).

Выше было показано, что на стадии гранитизации по поведению кальция выделяются две подстадии: на начальных температурных ступенях минеральных равновесий — биотит-плагноклазовой и биотит-калишпатовой происходит вынос кальция из пород; переход к более высокой гастингситовой ступени знаменуется привносом кальция в породы. Это выражается в повышении содержания кальция в кальцийсодержащих минералах (плагноклазе, гранате), а при достаточно высоком содержании кальция в поровых растворах — в появлении гастингситовой роговой обманки. По аналогии с вышерассмотренными случаями изменения направленности привноса-выноса компонентов указанную смену стадии выноса кальция из пород стадией его привноса можно связывать с наличием на температурной кривой растворимости кальция в поровых растворах второй сингулярной точки — инверсии растворимости его от положительного температурного коэффициента растворимости к отрицательному. Первая инверсия при минимуме растворимости (изменение отрицательного температурного коэффициента растворимости на положительный) соответствует температуре смены стадии нормального метаморфизма с некоторым осаждением кальция из поровых растворов более высокотемпературной стадией гранитизации с выносом кальция из пород в поровые растворы. Вторая инверсия при высокой температуре (изменение положительного температурного коэффициента растворимости на отрицательный) соответствует температуре перехода от биотит-калишпатовой ступени минеральных равновесий стадии гранитизации с выносом кальция из пород в поровые растворы к более высокотемпературной гастингситовой ступени с обратным осаждением кальция из поровых растворов в породы (см. рис. 13, 20). К сожалению экспери-

ментальных данных по температурной зависимости растворимости кальция в растворах при температурах выше 600°C не имеется. Не исключена возможность связи второй инверсии растворимости кальция не с температурой, а с обеднением поровых растворов щелочами и обогащением их углекислотой, поскольку в этих условиях кальций характеризуется отрицательным температурным коэффициентом растворимости.

При гранитизации богатых кальцием пород возможно существенное сокращение температурного интервала подстадии выноса кальция, т.е. слабо проявленные процессы выноса кальция быстро сменяются процессами его обратного осаждения, что, очевидно, объясняется скорым достижением насыщения поровых растворов кальцием. В условиях высоких давлений чарнокитовой фации, вероятно, вторая инверсия растворимости кальция (в на рис. 21) наступает раньше, чем инверсия растворимости калия (б), чем можно объяснить широкое развитие в глубинных зонах ультраметаморфизма эндербитов. Однако при гранитизации богатых кальцием пород эта закономерность отмечается и в зонах гастингситовой гранитизации.

Магний. Анализ поведения магния на прогрессивном этапе регионального метаморфизма и его зависимости от физико-химических условий показал, что в условиях регионального метаморфизма происходит осаждение магния из поровых растворов, связанное с понижением растворимости его в поровых растворах при повышении температуры [28]. О поведении магния при гранитизации пород можно судить по характеру изменения железистости железо-магнезиальных минералов и петрохимическим данным (увеличение железистости минералов и пород), которые однозначно свидетельствуют о выносе магния из пород в поровые растворы на всем прогрессивном этапе гранитизации. Такое поведение магния, так же как и кальция, вероятно, связано с инверсией растворимости магния, сменой стадии с отрицательным температурным коэффициентом растворимости на положительный (см. рис. 13). Эта инверсия происходит, по-видимому, одновременно с первой инверсией растворимости кальция, в связи с чем переход от стадии нормального метаморфизма к стадии гранитизации определяется сменой отрицательного температурного коэффициента растворимости на положительный обоих компонентов — кальция и магния.

В отличие от кальция следов второй инверсии растворимости магния не устанавливается в любых зонах гранитизации, т.е. на всем температурном интервале стадии гранитизации растворимость магния, очевидно, улучшается с повышением температуры, что должно вести к увеличению концентрации магния в поровых растворах с усилением гранитизации пород.

Алюминий и железо. Выше было показано, что алюминий и в меньшей мере железо являются наименее подвижными компонентами при гранитизации. Однако по сравнению с нормальным метаморфизмом их подвижность значительно увеличивается. Гранитизация бедных или не содержащих глинозема пород (например, мраморов или кварцитов) с привносом глинозема происходит уже после полной гранитизации других пород.

Подобным поведением характеризуется и железо. Такое поведение обоих компонентов находится в полном соответствии с их растворимостью в водных растворах: глинозем хорошо растворяется только в сильно щелочных и сильно кислых водных растворах, оксид железа (II) хорошо растворяется в нормальном и кислых водных растворах, а оксид железа (III) — только в кислых растворах. Низкая растворимость алюминия и железа отмечается в экспериментальных условиях вплоть до высоких температур (Л.Н. Овчинников, А.М. Масалович и др.). В связи с этими данными увеличение подвижности глинозема и железа в условиях сильной гранитизации пород можно объяснить значительным повышением содержания кремнезема в поровых растворах (см. рис. 13).

Вода. При метаморфизме в условиях вполне подвижного поведения воды реакции с ее участием определяются изменением химического потенциала раствора в связи с изменением температуры [28]. В соответствии с этим химический потенциал воды ($\mu_{\text{H}_2\text{O}}$) рассматривается в качестве "косвенного показателя температуры" (Д.С. Коржинский): с повышением температуры $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ всегда понижается и наоборот. Для более высокотемпературной стадии прогрессивного этапа — стадии гранитизации — зависимость реакций с участием воды от температуры не однозначна. Многие реакции минералообразования прогрессивного этапа гранитизации характеризуются образованием и расширением областей устойчивости водосодержащих минералов: биотита и роговой обманки за счет пироксенов, граната и др., что сопровождается привнесом воды в породы. В соответствии с этими данными многие исследователи, распространяя закономерности поведения воды при метаморфизме на процессы гранитизации, пришли к выводу, что последние сопровождаются повышением химического потенциала воды и, следовательно, являются более низкотемпературными по сравнению с предшествующими процессами нормального метаморфизма; например, считается, что гранитизация пород гранулитовой фации метаморфизма совершается при температурах амфиболитовой фации метаморфизма. Однако образование водосодержащих фаз за счет безводных в условиях вполне подвижного поведения воды может обуславливаться также повышением химического потенциала другого компонента, входящего в состав водосодержащих фаз. С.П. Кориковский [15] пришел к выводу, что замещение пироксенов при мигматизации гидроксидсодержащими минералами — биотитом и амфиболом — говорит не о падении температуры, а о повышении щелочности, поскольку эти минералы концентрируют калий и натрий.

Процессы метаморфизма и гранитизации пород первично-осадочного происхождения совершаются в условиях вполне подвижного поведения воды. Привнос-вынос вполне подвижного компонента, как известно, может быть следствием изменения или его химического потенциала, или изменением других физико-химических условий, влияющих на равновесие реакций с участием воды. Анализ процессов минералообразования при гранитизации показывает, что они ведут к формированию и расширению областей устойчивости содержащих щелочи минералов:

биотита, роговой обманки, кислых полевых шпатов, что обусловливается понижением растворимости и уменьшением подвижности (повышением химических потенциалов) щелочей в связи с повышением температуры, а также изменением активности кальция. Поскольку биотит и роговая обманка содержат воду, то появление и расширение полей устойчивости этих минералов влекут за собой привнос в породы воды — вполне подвижного компонента. Следовательно, указанный привнос при гранитизации можно объяснить определяющим влиянием на направление хода реакций повышения химических потенциалов щелочей и изменением химического потенциала кальция. В этих условиях реакции с участием воды теряют свое значение термометров.

Однако, несмотря на определяющее влияние изменяющихся химических потенциалов щелочей и кальция на равновесие минералов при гранитизации, зависимость $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ от температуры проявляется и при этих процессах. Так, например, содержание воды в чарнокитах меньше, чем в породах гастингситовой фации гранитизации. Следовательно, повышение температуры на стадии гранитизации ведет одновременно с изменением химических потенциалов щелочей и кальция и к уменьшению $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$. Результирующий эффект этих изменений, очевидно, определяет установление равновесия между соответствующими минералами (например, Би → Гип; Би → Гр).

Таким образом, если на стадии нормального метаморфизма влияние повышающейся температуры отражается в основном на уменьшении $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ в системе и ее выносе из пород, на более высокотемпературной стадии (стадии гранитизации) повышение температуры выражается прежде всего в увеличении химических потенциалов щелочей в системе и их привносе (осаждении) в породы, а также в изменении химического потенциала кальция, магния. Зависимость $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ от температуры имеет подчиненное значение. Так, например, равновесия Би — Гр и Би — Гип при прогрессивном метаморфизме смещаются в сторону биотита с сокращением его поля устойчивости за счет расширения поля устойчивости безводной фазы — граната, гиперстена. При переходе к гранитизации наблюдается обратная тенденция: расширяется поле устойчивости щелочесодержащей, хотя и водной, фазы — биотита за счет сокращения не содержащих щелочей фаз. Однако при переходе к более высокотемпературным ступеням гранитизации являющаяся тенденция обратного расширения полей устойчивости безводных фаз, что, по-видимому, связано с понижением $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$.

В зависимости от химического состава пород и их проницаемости для компонентов растворов процессы гранитизации прекращаются на различных стадиях замещения. В связи с этим судить о температурной зависимости химических потенциалов воды, как и щелочей, можно наиболее достоверно только по предельным для данной зоны гранитизации образованиям.

Следовательно, привнос-вынос воды при реакциях минералообразования на стадии гранитизации зависит как от изменения активности щелочей и кальция, которое связано с изменением температуры и давления, так и непосредственно от температуры, определяющей величину химического потенциала вполне подвижного компонента воды в системе.

Имеющиеся материалы однозначно свидетельствуют о том, что химический потенциал воды непосредственно не зависит от давления. Изменение давления может сказываться в явлениях привноса-выноса воды, очевидно, только косвенно при участии воды в реакциях минералообразования с существенным изменением объема кристаллических фаз.

В соответствии с изложенными данными можно утверждать, что процессы гранитизации отнюдь не связаны и не сопровождаются увеличением содержания воды в системе в целом, как это считается многими исследователями, а лишь характеризуются перераспределением ее между поровым раствором и породой.

Процессы минералообразования на прогрессивном этапе метаморфизма ведут к сокращению количества водосодержащих минералов и, как следствие, к повышению пористости пород и увеличению объема порового раствора. Реакции минералообразования с осаждением воды при гранитизации метаморфических пород, по-видимому, обуславливают обратную тенденцию: пористость пород уменьшается пропорционально уменьшению объема порового раствора и увеличению объема водосодержащих фаз при замещении безводных минералов.

Кислород. О поведении и режиме кислорода при глубинном минералообразовании можно судить по минералам, содержащим элементы с переменной валентностью (железо, марганец, сера), и по явлениям графитизации.

Согласно имеющимся данным парагенетического анализа минералов, кислород на прогрессивном этапе метаморфизма всегда характеризуется инертным поведением. Д.С. Коржинский объясняет такое поведение кислорода ничтожным содержанием его в поровых растворах и, как следствие, малыми градиентами концентраций, медленностью диффузий. Действительно, растворимость кислорода в воде значительно ниже по сравнению с другими распространенными в природе газами. В связи с инертным поведением кислорода при метаморфизме его активность колеблется в зависимости от состава пород, что обуславливает некоторые вариации степени окисления элементов в пределах зон с одинаковой степенью метаморфизма. Однако, как и для некоторых других инертных компонентов, имеет место существенное изменение активности кислорода в зависимости от давления и температуры.

Известно, что по мере повышения глубинности и степени метаморфизма степень окисления элементов всегда уменьшается, что большинством исследователей (Д.С. Коржинский, А.Г. Бетехтин, А.А. Маракушев) связывается с уменьшением концентрации кислорода в системе в связи с уменьшением степени диссоциации молекул воды и углекислоты ($2\text{H}_2\text{O} = 2\text{H}_2 + \text{O}_2$; $2\text{CO}_2 = 2\text{CO} + \text{O}_2$) или с окислением гипотетических восходящих восстановленных флюидов. Степень диссоциации, очевидно,

не может определять активность кислорода, поскольку увеличение диссоциации ведет к повышению концентрации не только кислорода, но также и сильных восстановителей: водорода, угарного газа, которые должны нейтрализовать повышение окислительных свойств раствора в связи с повышением концентрации в нем кислорода. Этот фактор может учитываться, по-видимому, только в случае разложения соединений сильного основания со слабой кислотой или слабого основания с сильной кислотой. Что же касается представлений об окислении восходящих восстановленных флюидов, то их существование при метаморфизме опровергается многими данными. Уменьшение активности кислорода при повышении давления и температуры можно объяснить уменьшением концентрации кислорода за счет его выноса из системы.

Однако данные по низкой подвижности кислорода однозначно отвергают возможность существования далекого выноса кислорода при метаморфизме. Понижение активности кислорода с повышением температуры и давления следует связывать с повышением растворимости и, как следствие, понижением химического потенциала его в поровых растворах, ведущим к смещению вправо равновесия: богатый кислородом минерал \rightleftharpoons бедный кислородом минерал + O_2 . В итоге породы должны обедняться кислородом, а поровые растворы обогащаться им на прогрессивном этапе регионального метаморфизма. Это подтверждается тем, что при гранитизации пород и на регрессивной стадии метаморфизма активность кислорода повышается. Переход от стадии нормального метаморфизма к более высокотемпературной стадии гранитизации всегда отмечается резким повышением активности кислорода, вызывающим повышение степени окисления железа.

Это изменение активности кислорода также можно объяснить инверсией растворимости кислорода в связи с повышением температуры или с инверсией растворимости щелочей.

Эволюция состава поровых растворов. Большинство исследователей объясняют гранитизацию пород привнесом гранитофильных компонентов восходящими инфильтрационными растворами. В связи с этим состав поровых растворов рассматривается в качестве независимого фактора равновесия реакцией минералообразования, определяющего привнос вынос тех или иных минеральных компонентов, т.е. состав поровых растворов является причиной, а привнос-вынос компонентов при глубинном минералообразовании — следствием. Если, например, процессы минералообразования на какой-то стадии характеризуется привнесом в породы щелочей, то считается, что имело место повышение концентрации щелочей в поровом растворе (повышение щелочности растворов); уменьшение содержания какого-либо компонента в породе рассматривается как следствие понижения его концентрации в поровом растворе.

Изложенные выше материалы показали ошибочность этих представлений. Изменение химического состава поровых растворов и вмещающих их пород на прогрессивном этапе региональной гранитизации, как и регионального метаморфизма, определяется: 1) изменением растворимости минеральных компонентов в поровых растворах в связи с изме-

нением физико-химических условий, главным образом температуры и давления, во времени и в пространстве, т.е. состав поровых растворов не является независимым фактором равновесия реакций минералообразования; 2) количеством вещества, привнесенного или вынесенного в результате ограниченной по масштабам концентрационной диффузии в поровых растворах. Следовательно, повышение содержания в породе какого-либо компонента может быть связано: 1) с уменьшением растворимости этого компонента в растворе при изменении условий, что ведет к уменьшению его содержания в растворе; 2) с привнесом этого компонента из зоны с более высокой его концентрацией в поровом растворе в условиях без изменения растворимости. Понижение содержания компонента в породе связано с обратным направлением указанных процессов. Таким образом, источником вещества при гранитизации являются собственные поровые растворы пород или поровые растворы близлежащих, отличающихся по химическому составу пород.

В свете этих представлений, а также изложенных в работе геологических материалов и экспериментальных данных по растворимости основных породообразующих компонентов можно проследить характер изменения состава и свойств поровых растворов на прогрессивном этапе региональной гранитизации различных по исходному составу пород.

Процессам региональной гранитизации подвергаются метаморфические породы, содержащие поровые растворы, сформированные в результате взаимодействия поровых растворов с кристаллическим каркасом пород при метаморфических реакциях прогрессивного этапа регионального метаморфизма [28]. Поровые растворы высокотемпературных метапелитов характеризуются высоким содержанием кремния, калия, натрия, бедным содержанием магния, кальция и, вероятно, отсутствием алюминия и железа (см. рис. 13). Различия в составе поровых растворов метаморфических пород обуславливаются различиями химического состава пород. В толщах мраморов, кварцитов и других первично не содержащих слюдястых минералов пород поровые растворы бедны калием на всем прогрессивном этапе метаморфизма. В мраморах растворы богаче натрием, возможно, содержат кальций.

Переход к высокотемпературной стадии прогрессивного этапа — стадии гранитизации первой биотит-плагиоклазовой ступени ведет к обогащению поровых растворов кальцием, магнием (в связи с инверсией растворимости), кремнеземом, в меньшей мере алюминием, железом и обеднению натрием (см. рис. 13). Переход к биотит-калишпатовой ступени ведет к обеднению поровых растворов калием (в связи с инверсией растворимости), обогащению натрием. В более высокотемпературной зоне гастингситовых пород поровые растворы резко обедняются кальцием (вторая инверсия растворимости).

Состав поровых растворов при гранитизации пород зависит от спецификации их состава при нормальном метаморфизме. Например, при гранитизации мраморов, поровые растворы которых не содержат алюминия, кремния, калия, гранитизация их происходит только при значительном привносе из окружающих пород указанных компонентов. В то же время

поровые растворы мраморов, сохранившие высокое содержание натрия со времени осадконакопления, проявляют высокую активность натрия в зонах гранитизации. При гранитизации мраморов поровые растворы, очевидно, обогащаются кальцием, углекислотой.

Специфика состава поровых растворов различных по составу подвергающихся гранитизации пород обуславливает явления перераспределения вещества. Выше были описаны примеры местного перераспределения вещества между породами разного химического состава. Изучение минеральных парагенезисов, образующихся на контакте различных по химическому составу пород в зонах гранитизации, показывает, что миграция компонентов при этих процессах происходит в поровых растворах в результате встречной диффузии. По данным Д.С. Коржинского, локальная диффузия компонентов при начальной гранитизации неоднородных по составу пород вызывается высоким градиентом химических потенциалов компонентов, который возникает в связи с различием их концентрации в поровых растворах различных по химическому составу и степени гранитизации пород, а также, возможно, отчасти в связи с кислотно-основным взаимодействием компонентов раствора.

Тенденция к выравниванию химических потенциалов всех компонентов в поровых растворах пород в пределах определенных по $P-T$ условиям зон гранитизации определяет с усилением степени гранитизации постепенное изменение состава различных пород до устойчивого в данной зоне гранитизации состава. Однако в случае значительного преобладания в толще пород, сильно отличающихся от состава устойчивых при данных $P-T$ условиях гранитизации пород, последняя может вести к формированию пород иного состава. Так, например, в региональной зоне биотит-калишпатовой гранитизации на участках с преобладанием мраморов даже метапелиты гранитизируются до плагиогранитоидного состава с подчиненным количеством калишпата или вообще без него (например, район Кухилала на Юго-Западном Памире). Плагиогранитизация этих пород объясняется достаточно высоким содержанием натрия в поровых растворах как метапелитов, так и мраморов (в последнем случае со времени осадконакопления). Бедность же их калишпата объясняется выносом части калия из поровых растворов метапелитов в мраморы, которые в связи с привносом других компонентов подвергаются замещению, направленному в сторону гранитизации. Калий идет прежде всего на образование флогопита в замещаемых мраморах.

Таким образом, любому привносу в породы минеральных компонентов на стадии гранитизации, как и на стадии нормального метаморфизма, предшествует вынос этих компонентов из пород в поровый раствор на более низкотемпературных ступенях эволюции тех же пород или наличие их в поровых растворах изначально со времени осадконакопления и диагенеза.

Представления об уменьшении пористости пород и, как следствие, обеднение их поровыми растворами на прогрессивном этапе метаморфизма явились причиной игнорирования роли поровых растворов при расчетах баланса вещества при гранитизации, что привело большинство иссле-

дователей к необходимости изыскания отдаленного (глубинного) источника привносимых при гранитизации минеральных компонентов и столь же далекого (так и не определенного) выноса гранитофобных компонентов.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ ПРЕДЕЛЬНЫХ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИЙ ГРАНИТИЗАЦИИ

В одной из самых ранних работ Д.С. Коржинский писал, что в метаморфических породах при отсутствии мигматизации полевые шпаты представлены исключительно плагиоклазами. Результаты исследований процессов регионального метаморфизма на Юго-Западном Памире, Юго-Западном Прибайкалье и в ряде других районов подтвердили этот вывод [28]. Калишпат в метаморфических без следов гранитизации породах (продуктах регионального метаморфизма) встречается как исключение только в богатых кальцием породах в парагенезисе с основным плагиоклазом. В образованиях прогрессивного этапа регионального метаморфизма не встречаются не насыщенные щелочами минералы и минеральные парагенезисы (например, силлиманит, кианит, антофиллит-жедрит, куммингтонит, диопсид + шпинель и др.). Неустойчивые в присутствии щелочей амфиболы на прогрессивном этапе регионального метаморфизма образуются только на фронте замещения интрузивных основных пород метаморфическими минеральными парагенезисами. Анализ образующихся на этом этапе минеральных парагенезисов по правилу фаз показал, что процессы минералообразования происходят в условиях вполне подвижного поведения (в понимании Д.С. Коржинского) не только воды и углекислоты, но также калия и натрия. Эти условия характеризуются отсутствием в составе пород на всех ступенях прогрессивного этапа регионального метаморфизма ни ненасыщенных, ни пересыщенных щелочами каких-либо пород. Вполне подвижное поведение щелочей на прогрессивном этапе регионального метаморфизма объясняется следующими причинами:

1) формированием геосинклинальных толщ в условиях высокого содержания в воде и вполне подвижным поведением щелочных компонентов, что обуславливает образование в стадию осадконакопления насыщенных щелочами минералов;

2) достаточно высоким содержанием щелочей в поровых растворах вполне подвижным поведением их на стадии диагенеза-катагенеза, которое способствует более полному замещению не насыщенных щелочами минералов насыщенными ими минералами;

3) достаточно высокой растворимостью калия в воде, обеспечивающей перевод его избытка в раствор при замещении калишпата терригенных осадков слюдистыми минералами при осадконакоплении (подводном гальмиролизе) и диагенезе-катагенезе;

4) высоким содержанием щелочей в поровых растворах пород и относительно сбалансированным их перераспределением между кристал-

лическим каркасом пород и их поровыми растворами, обеспечивающими сохранение вполне подвижного поведения щелочей на всем прогрессивном этапе регионального метаморфизма.

Таким образом, процессам гранитизации подвергаются метаморфические, сформировавшиеся в условиях вполне подвижного поведения воды, углекислоты, натрия и калия. Основными виртуальными инертными компонентами являются глинозем, кремнезем, магний, железо и кальций. Парагенезисы минералов этих пород состоят не более чем из пяти главных минералов. Рассмотрим парагенезисы минералов ультраметаморфических пород и подвижность компонентов при гранитизации.

Процессы гранитизации метаморфических пород низкотемпературной биотит-плагиоклазовой фации в пределе ведут к образованию пород, наиболее полный минеральный парагенезис которых состоит из четырех основных минералов: Пл + Кв + Би + Гр. Образование указанного парагенезиса происходит при гранитизации не только метапелитов, но и богатых кальцием роговообманковых пироксеновых и других пород. Во всех случаях происходит вынос из пород кальция в связи с резким повышением его растворимости (см. рис. 13, 19). Его содержание в гранитизированной породе определяется основностью устойчивого в условиях данной фации гранитизации плагиоклаза. Если гранитизация богатых кальцием метаморфических пород ведет к сокращению числа фаз-минералов за счет замещения наиболее богатых кальцием минералов с его выносом, то, очевидно, можно утверждать, что переход от условий нормального метаморфизма к условиям биотит-плагиоклазовой фации гранитизации ведет к переходу поведения кальция от инертного к вполне подвижному. Поведение щелочей при биотит-плагиоклазовой гранитизации определяется характером реакций замещения богатых кальцием минералов и, следовательно, может рассматриваться как вполне подвижное.

В биотит-калишпатовой фации гранитизации широко распространен наиболее устойчивый пятиминеральный парагенезис: Пл + Кв + Би + Гр + Кш.

Переход к гастингсит-калишпатовой фации гранитизации характеризуется понижением растворимости кальция в поровых растворах, что влечет осаждение его из этих растворов и обогащение пород кальцием вплоть до образования новой дополнительной богатой кальцием фазы — гастингсита, что вызывает необходимость рассматривать кальций в качестве виртуального инертного компонента.

И, наконец, широкую устойчивость семиминерального парагенезиса в наиболее высокотемпературной чарнокитовой фации гранитизации (Пл + Кв + Би + Гр + Кш + Ро + Гип на Памире или Пл + Кв + Би + Кш + Ро + Гип + Пм в Прибайкалье) можно объяснить тем, что в качестве виртуальных инертных компонентов при вполне подвижном поведении воды выступают семь главных породообразующих компонентов: глинозем, кремнезем, магний, железо, калий, кальций и натрий.

Меньшее число минералов в парагенезисах чарнокитовой и других фаций гранитизации в отдельных породах следует связывать не с вполне

подвижным поведением щелочей, а с малым содержанием или вообще отсутствием в составе пород какого-либо виртуального инертного компонента. Например, отличие эндербитов от чарнокитов заключается в изначальной бедности исходных пород калием. При бедности исходных метаморфических пород кальцием их гранитизация в условиях любой фации не ведет к образованию богатого кальцием минерала, за исключением зон вблизи каких-либо тел или горизонтов подвергающихся гранитизации богатых кальцием пород, из которых кальций вследствие концентрационной диффузии мигрирует в бедные кальцием породы. В этом случае поровые растворы бедных кальцием ультраметаморфических пород любой фации гранитизации обогащаются кальцием; при достижении предела насыщения его в поровых растворах появляются парагенезисы минералов с роговой обманкой или, при высокой концентрации кальция и обедненности пород железом в условиях чарнокитовой фации, с моноклинным пироксеном (породы сиенитового состава). Образование таких пород Д.С. Коржинский с позиций принципа кислотно-основного взаимодействия компонентов в растворе объясняет повышением активности щелочей в растворах в связи с их обогащением кальцием (явление "отраженной повышенной щелочности"). Однако анализ реакций минералообразования, данных изменения состава пород и минералов свидетельствуют о том, что активность щелочей при этих процессах не повышается.

Для воды на всех стадиях гранитизации метаморфических пород любых фаций метаморфизма характерно вполне подвижное поведение. Это относится и к гранитизации не содержащих водных минералов пород гранулитовой фации. Появление в этих породах биотита или роговой обманки при гранитизации объясняется повышением активности щелочей или кальция и не требует рассмотрения воды в качестве инертного компонента также в передовой зоне замещения. Это подтверждает сделанный ранее вывод [28], что метаморфизм гранулитовой фации протекает в условиях вполне подвижного поведения воды; она не входит в состав минералов только из-за высокой температуры, которая обуславливает низкий химический потенциал ее в системе. Если бы метаморфизм гранулитовой фации приводил к значительному или полному выносу воды из системы, то тогда бы на первых ступенях гранитизации пород гранулитовой фации, ведущих к образованию водных минералов (биотита и роговой обманки), на фронте замещения должны были бы формироваться минеральные парагенезисы, характеризующие условия недостатка, "инертного" поведения воды, что не наблюдается ни в какой фации гранитизации.

Таким образом, выделенные выше фации гранитизации различаются в основном числом и определенным набором вполне подвижных компонентов, а именно:

- а) биотит-плагноклазовая — H_2O, Na_2O, CaO, K_2O ;
- б) биотит-калишпатовая — $H_2O; Na_2O, CaO$;
- в) гастингсит-калишпатовая — H_2O, Na_2O ;
- г) чарнокитовая — H_2O .

Локальные отклонения от приведенных условий объясняются кинетикой перехода от физико-химических условий метаморфизма к условиям гранитизации, от одной фации гранитизации к другой.

ПРИЧИНЫ НЕРАВНОМЕРНОЙ ГРАНИТИЗАЦИИ ПОРОД

В зонах гранитизации всегда наблюдается тесная перемежаемость пород различной степени гранитизации, вплоть до реликтов нормально метаморфических пород. Такое разнообразие пород в зонах гранитизации нередко рассматривается как результат полиметаморфизма или значительных местных (локальных) градиентов температуры, или давления воды и ряда других причин (У. Файф, Ф. Тернер, Дж. Ферхуген и др.). Изложенные в настоящей работе материалы свидетельствуют о том, что указанная тесная перемежаемость разнообразных пород, относимых к различным фациям и субфациям, объясняется в значительной мере неравномерностью проявления процессов гранитизации. Хотя переход от стадии нормального метаморфизма к стадии гранитизации, а в пределах последней переход от одной температурной ступени к другой определяется повышением температуры, однако он не имеет четкой границы. Проявление процессов гранитизации на начальных стадиях всегда имеет резко избирательный характер. Это как будто противоречит выводу о температурной обусловленности процессов гранитизации, поскольку нельзя выявить положение изоград гранитизации в виде определенных линий или плоскостей, как в зонах нормального метаморфизма. Однако эти особенности хорошо объясняются с позиций изложенных выше данных о принципиальном различии в характере подвижности и миграции вещества на прогрессивном этапе метаморфизма и гранитизации.

Процессы минералообразования на всем прогрессивном этапе регионального метаморфизма геосинклинальных отложений характеризуются вполне подвижным поведением воды, углекислоты, калия и натрия без существенной подвижности других главных петрогенных компонентов и при практически полной неподвижности, инертности алюминия. В связи с этим, а также с исходной насыщенностью поровых растворов геосинклинальных отложений вполне подвижными компонентами в метаморфических системах на прогрессивном этапе регионального метаморфизма в большинстве случаев достигается термодинамическое равновесие. Отклонения от равновесия наблюдаются только при нарушении подвижности этих компонентов, что происходит при метаморфизме пород, сильно ненасыщенных вполне подвижными компонентами (например, габбро). На контакте химически неравновесных пород не происходит существенного химического взаимодействия.

Переход от стадии метаморфизма к стадии гранитизации, а в пределах последней от одной фации к другой характеризуется: во-первых, изменением числа и типа вполне подвижных компонентов, т.е. набора интенсивных параметров; во-вторых, усилением растворимости и подвижности виртуальных инертных компонентов и, прежде всего, наименее подвижного алюминия, основного компонента минералов пород гранитоидного состава. В толщах пород неоднородного химического состава возни-

кает неравенство величин интенсивных параметров — химических потенциалов вполне подвижных компонентов в поровых растворах различных частей системы. В условиях высокой растворимости и подвижности компонентов процессы минералообразования направлены на достижение термодинамического и химического равновесия не только в каждом элементарном участке, но также в целом в толще пород. Кинетика установления такого равновесия определяется скоростью выравнивания всех интенсивных параметров, а также химических потенциалов новых вполне подвижных компонентов в поровых растворах, а также химических потенциалов виртуальных инертных компонентов, растворимость и подвижность которых на стадии гранитизации увеличивается. Эта скорость определяется скоростью диффузии минеральных компонентов в неподвижных поровых растворах, которая значительно уступает скорости изменения величин интенсивных параметров и прежде всего температуры и давления. В соответствии с изложенным можно полагать, что неравномерность гранитизации пород связана с неоднородностью химического состава пород и зависит: во-первых, от степени отличия этого состава от состава устойчивого в данной фации гранитизации; во-вторых, от проницаемости пород для диффундирующих компонентов, и прежде всего наименее подвижных, входящих в состав минералов парагенезисов, устойчивых в соответствующих условиях гранитизации.

Первая ступень гранитизации характеризуется образованием плагио-мigmatитов и связана с увеличением растворимости кальция вплоть до перехода его к вполне подвижному поведению. Для гранитизации амфиболита до состава плагиогранитоида необходимы существенный вынос кальция и привнос калия, натрия, кремнезема; для замещения кальцитового мрамора необходимы вынос из породы почти всего кальция и привнос всех других необходимых компонентов. В то же время переход бедного кальцием биотитового гнейса в биотитовый плагиогранит практически не требует значительных перемещений компонентов, и он, очевидно, произойдет раньше, чем в других породах. В связи с этим в зонах гранитизации неоднородных по составу метаморфических пород образуются продукты различной степени гранитизации. Равновесного состояния при гранитизации достигают в первую очередь породы, минеральный состав которых наиболее близок к составу равновесного минерального парагенезиса.

При наличии в толще первично-осадочных пород тел интрузивных основных и ультраосновных пород процессы метаморфизма и последующей гранитизации приводят к формированию сложного комплекса пород, имеющих облик образований различных фаций метаморфизма и гранитизации, но в действительности являющихся изофациальными. Например, при одних *P-T* условиях могут образоваться эклогиты (в результате метаморфизма габбро в центральных частях тел в условиях отсутствия воды), амфиболиты (путем замещения эклогитов в связи с привнесом воды из вмещающих первично-осадочных пород), мигматиты и гранито-гнейсы различных ступеней минеральных равновесий гранитизации. Большинство исследователей сочетание такого разнообразия метаморфи-

ческих и гранитизированных пород в совокупности со следами реакционного взаимоотношения минералов регрессивного этапа регионального метаморфизма и ультраметаморфизма ошибочно интерпретируют как признаки проявления нескольких эпох или циклов минералообразования (тектоно-метаморфических циклов). Так, например, К.Т. Буданова и В.И. Буданов [4] на Юго-Западном Памире выделяют три цикла регионального метаморфизма, а внутри этих циклов еще этапы с различными *P-T* условиями (с понижением давления и повышением температуры или наоборот).

При неравномерности *P-T* условий метаморфизма и гранитизации в пределах одной толщи, обуславливающей формирование пород различных фаций метаморфизма и гранитизации, возникают представления о разновозрастности отдельных зон или частей единой толщи. Подобное имеет место в отношении единой ваханской серии Юго-Западного Памира, которую Б.Я. Хорева, затем К.Т. Буданова, Н.И. Московченко и другие геологи разделили на несколько разновозрастных серий, а хорогскую свиту этой серии, характеризующуюся преобладанием роговообманковых гнейсов, амфиболитов и гранитизированных пород гастингсит-калишпатовой, местами чарнокитовой фаций, представили в качестве тектонической выжимки гранулит-базитового слоя земной коры [4].

В избирательном процессе гранитизации главную роль играет проницаемость пород в связи с тем, что интенсивность гранитизации разнородных по составу толщ во многом связана с диффузией минеральных компонентов. Миграция компонентов в поровых растворах увеличивается в участках с большей пористостью или трещиноватостью пород. Большая часть находящихся в породе растворов концентрируется в пространстве между слоями (по сланцеватости) и меньшая — в межгранулярных поровых пространствах. Поэтому гранитизация слоистых, полосчатых гнейсов ведет к образованию различных тонкополосчатых мигматитов — пород с отчетливо различными лейкократовой и меланократовой частями. При прогрессивном повышении температуры преобразование пород с привнесением-выносом компонентов также наиболее интенсивно идет по слоистости. Поэтому минеральные парагенезисы в полосках мигматитов нередко относятся к более высокой ступени минеральных равновесий гранитизации, чем вмещающие неполосчатые породы. Так, немигматизированные породы содержат лейкократовые полоски, представляющие плагиомигматит или калишпатовый мигматит. Переход первично-метапелитовых пород от биотит-калишпатовой и гастингситовой ступени гранитизации с приближением к богатым кальцием породам характеризуется появлением гастингситовой роговой обманки прежде всего в лейкократовых полосках калишпатовых мигматитов, и лишь при усилении процесса вся порода переходит в гастингситовые мигматиты, мангерито- или гранито-гнейсы.

Тектоническая обстановка и деформация в процессе гранитизации обуславливают большое морфологическое разнообразие образующихся пород (lit-par-lit, очковые, порфиробластические и др.).

Наиболее существенное влияние оказывает проницаемость пород на степень гранитизации богатых кальцием и бедных алюминием пород. Плотные разновидности этих пород в зонах гранитизации претерпевают обычные метаморфические преобразования соответствующих температурных ступеней равновесия, а явления гранитизации наблюдаются только по периферии тел.

Таким образом, чем значительнее отличие химического состава метаморфической породы от устойчивого для начальной температурной ступени гранитизации состава и чем меньше пористость породы, тем инертнее она себя ведет при гранитизации. В связи с этим о *P-T* условиях процессов гранитизации можно судить только по конечным ее продуктам.

ПРИЧИНЫ ПОВЫШЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ НА ПРОГРЕССИВНОМ ЭТАПЕ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Изложенные выше геологические и физико-химические данные по закономерностям проявления процессов региональной гранитизации прогрессивного этапа свидетельствуют о том, что гранитизация обуславливается повышением температуры. Причиной регионального повышения температуры в земной коре, ведущего к региональному метаморфизму, не могут быть [28]:

- погружение толщ в глубинные зоны земной коры вследствие погребения их под более молодыми осадками;
- восходящие глубинные растворы или эманации;
- интрузии магм;
- крупные массы высокотемпературного вещества, поднимающиеся из мантии к подошве земной коры;
- радиоактивный распад;
- тепло трения при складкообразовательных тектонических движениях;
- тепло трения при тектонических движениях по отдельным глубинным разрывным тектоническим нарушениям типа зон Заварицкого — Беньоффа.

Анализ геологических данных по закономерностям проявления процессов гранитизации рассматриваемого типа показывает, что повышение температуры при этой гранитизации, как и при региональном метаморфизме, также не может обуславливаться ни одной из перечисленных причин. В связи с тем что гранитизация является более высокотемпературной (по сравнению с нормальным метаморфизмом) стадией единого прогрессивного этапа, можно полагать, что повышение температуры при гранитизации обуславливается той же причиной, что и при нормальном метаморфизме, а именно, теплом трения, выделяющимся в результате интенсивных скользящих послонных дифференциальных тектонических движений. Последние проявляются во всей массе пород в результате тангенциального сжатия в условиях достаточно высоких давлений. В отдельных зонах глубинных разрывных нарушений, также связанных с напряжениями сжатия, к указанному теплу, очевидно, добавляет-

ся тепло трения, выделяющееся при перемещении крупных блоков земной коры по указанным разрывным нарушениям, каждое из которых, вероятно, представляет собой не отдельную плоскость, а мощную зону сконцентрированных дифференциальных тектонических движений. В пользу такого источника тепла свидетельствуют следующие данные.

Гранитизированные породы, как и породы нормального регионального метаморфизма, характеризуются однотипным для одних и тех же зон тектонитовым строением. Это свидетельствует о том, что процессы минералообразования прогрессивного этапа гранитизации происходят одновременно с региональным метаморфизмом в условиях наиболее интенсивных сквозных скользящих послойных дифференциальных тектонических движений [5].

Зоны гранитизации, располагаясь на продолжении зональности прогрессивного регионального метаморфизма, всегда характеризуются интенсивными тектоническими деформациями. Так, например, по данным А.А. Маракушева и др., в пределах метаморфической зоны Унги, окаймляющей с востока Сино-Корейский докембрийский щит, имеет место крайняя неравномерность дислокаций, при этом процессы гранитизации проявились в зонах интенсивных дислокаций. В слабо дислоцированных зонах с пологим залеганием пород развиты биотит-мусковитовые сланцы. По данным Г.И. Каляева, на Украинском щите интенсивная гранитизация проявляется только в зонах интенсивных деформаций пород.

На Юго-Западном Памире наблюдается отчетливая приуроченность интенсивной гранитизации к даршайской тектонической зоне интенсивных паракристаллизационных тектонических деформаций. Причем в пределах распространения пород высокотемпературных фаций гранитизации (чарнокитовая и гастингсит-калишпатовая) встречаются реликты высокотемпературных метаморфических пород с признаками наиболее высоких для региона давлений. Конфигурация зоны гранитизации в плане свидетельствует о том, что эта зона имеет пологое залегание, отчасти согласующееся с залеганием пород, с постепенным погружением к востоку и северо-востоку. На Юго-Западном Памире можно выделить еще ряд менее значительных зон со следами интенсивных паракристаллизационных тектонических деформаций; которые отчасти также контролируют проявление процессов гранитизации.

В Юго-Западном Прибайкалье интенсивность процессов гранитизации отчетливо увеличивается в сторону зоны Главного Восточно-Саянского разлома, также характеризующегося интенсивными деформациями, связанными с дифференциальными тектоническими движениями в период регионального метаморфизма и гранитизации.

Закономерная приуроченность проявления региональных процессов гранитизации к определенным линейно вытянутым зонам интенсивных паракристаллизационных тектонических деформаций отмечается во многих районах. Большинство исследователей такую зависимость интерпретируют как приуроченность гранитизации к глубинным разломам растяжения, по которым происходил подъем из глубин Земли вещества и тепла. Однако все имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в

этих зонах во время гранитизации происходило не растяжение, а сжатие. Так, например, реликты нормально метаморфических пород, встречаемые в зонах гранитизации, всегда характеризуются парагенезисами минералов, указывающими на более высокие не только температуры, но и давления по сравнению с метаморфическими породами, залегающими по периферии или за пределами зон гранитизации. Распространение эколлитов чаще всего контролируется зонами гранитизации, в которых эколлиты слагают метаморфические реликты.

Признаки повышения давления в зонах гранитизации устанавливаются не только по реликтовым метаморфическим породам, но и по самим гранитизированным породам. Одним из этих признаков является повышение температуры перехода от стадии нормального метаморфизма к более высокотемпературной стадии гранитизации по мере перехода к зонам метаморфизма более высоких давлений. Например, на Юго-Западном Памире на большей части района процессы гранитизации-мигматизации проявляются в зонах амфиболитовой, а кое-где в эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В пределах же даршайской тектонической зоны гранитизация начинается уже с температур верхов амфиболитовой и низов гранулитовой фаций регионального метаморфизма.

Все эти данные свидетельствуют о том, что гранитизация, контролирующаяся зонами интенсивных тектонических движений, происходит в условиях повышения не только температуры, но и давления.

Одинаковый тип микроструктурных диаграмм гранитизированных и чередующихся с ними негранитизированных метаморфических пород, одинаковый план однотипных тектонических деформаций позволяют связывать указанное повышение температуры и давления при гранитизации, как и при региональном метаморфизме, с тангенциальными тектоническими напряжениями сжатия. Связь повышения температуры с теплом трения, выделяющимся в результате проявления сквозных дифференциальных тектонических движений, вызываемых напряжениями сжатия, подтверждается тем, что повышение температуры и давления происходит только при метасоматической гранитизации. Как будет показано в следующем разделе, плавление гранитизированных пород (анатексис) не связано с повышением температуры, а обуславливается другой причиной. Плавление пород ведет к прекращению выделения тепла трения.

МАГМООБРАЗОВАНИЕ НА ПРОГРЕССИВНОМ ЭТАПЕ РЕГИОНАЛЬНОГО УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

Выше было показано, что основная масса продуктов регионального ультраметаморфизма является метасоматическими образованиями. Однако наряду с последними в зонах ультраметаморфизма встречаются сравнительно небольшие участки, зоны, массивы (до 0,2–0,5 км²), сложенные породами, по минеральному составу и по *P-T* условиям образо-

вания подобными вмещающим метасоматическим гранитизированным породам, но отличающимися от последних наличием явных следов плавления и высокой механической подвижности. Такие следы выражаются в виде характерных для жидких веществ структур ламинарного течения всей массы вещества, с локальными интрузивными контактами с вмещающими метасоматически гранитизированными образованиями при преобладании постепенных непрерывных переходов друг в друга. Эти массивы характеризуются независимой картиной течения, что связано с наличием более или менее подвижной среды [26]. Структуры течения особенно четко выражены в переходных участках, где еще сохраняются плоскопараллельные и линейные текстуры исходных метасоматически гранитизированных пород. В центральных частях этих массивов, зон, участков текстуры течения нередко постепенно сменяются массивными текстурами, характерными для типичных магматических пород. Все эти признаки однозначно свидетельствуют о существовании магматической стадии при формировании указанных пород за счет плавления гранитизированных пород, на основании чего их обычно называют реомофическими породами, или анатектиты и вмещающими, не имеющими признаков реформизма, гранитизированными породами, отсутствие ярко выраженных контактовых явлений в участках с интрузивными контактами и другие данные свидетельствуют об образовании таких анатектитов *in situ*, т.е. на месте залегания или при незначительном перемещении магматического вещества.

Отсутствие в зонах развития анатектитов каких-либо реститоподобных пород отвергает вероятность образования их за счет селективного выплавления низкоплавкой эвтектики из вмещающих гранитизированных пород, как это предполагается некоторыми исследователями (Г. Винклер, К. Менерт и др.). Развитие массивов анатектитов в зонах наиболее глубокой гранитизации метаморфических пород свидетельствует о том, что закономерный последовательный пространственный ряд групп пород (регионально-метаморфические — гранитизированные — анатектиты) отражает соответствующую временную последовательность развития процессов преобразования пород прогрессивного этапа: регионального метаморфизма → гранитизации → анатексиса, т.е. плавятся породы, уже достигшие состава гранитов (Б.Кинг).

В качестве вероятных причин плавления пород в зонах ультраметаморфизма исследователи обычно рассматривают следующие три: 1) повышение температуры; 2) понижение $P_{\text{общ}}$; 3) повышение $P_{\text{H}_2\text{O}}$ или содержания воды.

Рассмотрим вероятность проявления этих факторов при образовании анатектитов прогрессивного этапа ультраметаморфизма.

Температура и давление — это основные факторы, обычно определяющие переход твердого вещества в расплав и обратно. В случае связи плавления пород при анатексисе на прогрессивном этапе ультраметаморфизма с повышением температуры должна наблюдаться некоторая температурная зональность в областях ультраметаморфизма, в высокотемпературной части которой должна образовываться сплошная значительная

по объему зона анатектитов, а их минеральные парагенезисы должны указывать на более высокие температуры по сравнению с ближайшими метасоматическими гранитизированными породами. В случае связи плавления с понижением давления в анатектитах должны образовываться более низкотемпературные парагенезисы минералов по сравнению с парагенезисами минералов в соседних зонах метасоматической гранитизации, так как кристаллизация из магм в этом случае должна происходить при более низкой температуре. Однако результаты парагенетического анализа минералов анатектитов и вмещающих метасоматических гранитизированных пород указывают на полное их подобие, вокруг тел анатектитов не устанавливается никаких следов их температурной, ни барической зональности, что свидетельствует об их изофациальности, т.е. об одинаковых P - T условиях образования тех или других пород. На невозможность связи анатексиса с увеличением температуры указывает также отсутствие в земной коре на продолжении зон метасоматической гранитизации какой-либо сплошной зоны анатектитов. В зонах ультраметаморфизма наблюдаются лишь небольшие по размеру (десятки-сотни тысяч квадратных метров по площади) тела анатектитов прогрессивного этапа ультраметаморфизма, обычно отделяемые друг от друга зонами не испытывавших плавления гранитизированных пород. Отсутствие признаков существования значительных градиентов температуры и давления на расстоянии в десятки-сотни метров на прогрессивном этапе гранитизации не дает оснований объяснять локальные явления анатексиса локальными изменениями термодинамических условий.

Экспериментальными исследованиями (С.Б. Лебедев, Н.И. Хитаров и др.) было установлено, что повышение содержания или парциального давления воды до определенных пределов — до 400–600 МПа понижает температуру плавления пород, в частности, гранитоидов, от 960° для сухих расплавов до 635 – 640° С при высоком P_{H_2O} . В соответствии с этими данными многие исследователи связывают плавление пород с возрастанием до некоторого предела парциального давления воды в благоприятных по температуре и общему давлению условиях. Эти исследователи считают, что парциальное давление воды при гранитизации не зависит ни от температуры, ни от общего давления, т.е. является независимым фактором равновесия. Наиболее благоприятными условиями для плавления считаются условия амфиболитовой фации метаморфизма. В глубинной гранулитовой фации высокое общее давление и низкое P_{H_2O} обуславливают значительное повышение температуры плавления, приближающейся к температурам плавления в условиях "сухой" системы, которые значительно выше возможных температур гранулитовой фации метаморфизма. В условиях эпидот-амфиболитовой фации в связи с более низкими температурами и P_{H_2O} возможность анатексиса также уменьшается. Однако все имеющиеся в настоящее время материалы по составу минералов и их парагенезисов свидетельствуют об изофациальности анатектитов *in situ* и вмещающих их метасоматических гра-

нитизированных пород не только относительно температуры и давления, но также и P_{H_2O} . Нет никаких данных, указывающих на более высокие значения P_{H_2O} при образовании анатектитов по сравнению с окружающими метасоматическими гранитизированными породами. Кроме того, рассмотренные выше в настоящей работе данные о режиме воды свидетельствуют о том, что при гранитизации не происходит повышения P_{H_2O} , смещение равновесий реакций с участием воды в сторону некоторых водосодержащих минералов (биотита, роговой обманки) связано с увеличением не P_{H_2O} , а химических потенциалов щелочей и понижением μ_{CaO} в условиях вполне подвижного поведения воды. Следовательно, плавление пород при анатексисе на прогрессивном этапе гранитизации не может быть также связано и с повышением P_{H_2O} .

Некоторые исследователи объясняют образование анатектических расплавов количественным содержанием воды в системе при достаточно высоких температурах. Эти представления не подтверждаются материалами физико-химического анализа парагенезисов минералов. Нет никаких признаков большего содержания воды в участках проявления анатексиса по сравнению с вмещающими их метасоматическими гранитизированными породами.

Рассмотрим материалы, позволяющие судить о природе и условиях анатексиса на прогрессивном этапе ультраметаморфизма. Изучение парагенезисов минералов различных анатектитов Юго-Западного Памира показало, что в отличие от вмещающих метасоматических гранитизированных пород в анатектитах *in situ* слабее выражены признаки реакционных взаимоотношений минералов или даже отсутствуют таковые (за исключением минералов регрессивного этапа). Для анатектитов характерно отсутствие признаков кристаллизации по типу реакционных рядов Боуэна. Основываясь на отсутствии реакционных взаимоотношений между биотитом и роговой обманкой во многих магматических породах, В.Н. Лодочников полностью отрицал возможность принадлежности этих минералов к реакционной серии ряда Боуэна. Парагенетический анализ минералов анатектитов показывает, что кристаллизация минералов из магмы подчиняется правилу фаз для систем с вполне подвижным поведением компонентов: $\varphi = K_{in}$ [14]. Эти данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые анатектиты являются эвтектическими образованиями. Для анатектитов *in situ* и вмещающих гранитизированных пород устанавливается полное подобие характера минеральных парагенезисов. Это указывает на одинаковые физико-химические условия образования тех и других пород, а именно: температуры, давления, химических потенциалов вполне подвижных компонентов. Следовательно, ни один из указанных интенсивных факторов равновесия не может явиться причиной плавления пород при гранитизации. Что же в таком случае обуславливает анатектическое плавление?

Сравнение составов анатектитов и вмещающих их метасоматических гранитизированных пород показывает, что они различаются не по характеру минеральных парагенезисов, а по количественному соотношению минералов в этих парагенезисах. В любых зонах гранитизации анатектиты представляют собой породы предельного состава, в направлении которого изменяются вмещающие породы в результате метасоматической гранитизации. Как известно, условием эвтектического типа кристаллизации является строго определенное количественное соотношение компонентов. Породы, по составу отличающиеся от состава эвтектики, всегда характеризуются более высокой температурой плавления. Очевидно, метасоматическая гранитизация в своей высокотемпературной части происходит уже при температурах, достаточных для плавления пород, достигших состава эвтектики. В связи с этим можно предполагать, что расплавлению подвергаются только те породы, которые в процессе гранитизации изменили свой состав до состава эвтектики, характерной для данных термодинамических условий. Как видно по геологическим условиям залегания анатектитов, они всегда располагаются в зонах наиболее глубокого преобразования метаморфических пород и петрографически представляют собой предельную для данной зоны гранитизации стадию процесса гранитизации. Залегающие в непосредственной близости от анатектитов породы, отличающиеся от состава эвтектики, не испытывают никаких процессов плавления. Следовательно, плавление пород обуславливается приближением состава исходных метаморфических пород в результате метасоматических процессов гранитизации к наиболее низкоплавкому при данных физико-химических условиях эвтектическому составу.

Метасоматические процессы гранитизации метapelитов в биотит-плаггиоклазовой фации ведут к изменению состава пород в пределе до состава плаггиогранитоида. Следовательно, в данной фации гранитизации плавление гранитизированных пород происходит выше температуры первой инверсии растворимости кальция, но ниже температуры инверсии калия (см. рис. 21). С переходом к зонам более высоких давлений предельным составом изменения пород при метасоматической гранитизации является состав биотит-калишпатового гранитоида. Плавлению подвергаются породы, достигшие указанного предельного состава. Плавление гранитизированных пород в таких зонах происходит при более высоких температурах — выше температуры инверсии растворимости калия, но ниже температуры второй инверсии растворимости кальция. Повышение температуры плавления пород обуславливается, очевидно, повышением общего давления, поскольку указанные различия в характере процессов гранитизации пород, как было показано выше, связаны с различием давлений. При повышении давления кривая начала плавления пересекается с температурной кривой инверсии растворимости калия, вследствие чего состав эвтектики, как и предельный состав гранитизированных пород, изменяется с появлением калишпата.

В гастингсит-калишпатовой и чарнокитовой фациях гранитизации, характеризующихся более высокими давлениями, анатексис происходит при еще более высоких температурах: выше температуры второй инвер-

сии растворимости кальция (см. рис. 21). Изменение числа виртуальных инертных компонентов в системе ведет к соответствующему изменению состава эвтектики.

Биотит-калишпатовые гранитоиды пользуются наибольшим развитием в земной коре, поскольку процессы гранитизации наиболее мощно проявляются в зонах амфиболитовой фации метаморфизма. Вследствие этого многие из исследователей, не знакомые с особенностями процессов гранитизации в глубинных зонах, утверждают, что ультраметаморфизм всегда ведет к образованию богатых калишпатом гранитоидов типа "идеального гранита" П. Эскола. Экспериментальные работы по плавлению различных осадочных и метаморфических пород также как будто подтверждают эти представления: плавление любых содержащих калий пород ведет к выплавлению прежде всего кварц-плагиоклаз-калишпатовой эвтектики (Г. Винклер и др.). Несоответствие изложенных выше геологических данных и результатов экспериментов можно объяснить: во-первых, несоответствием давления в природе и в экспериментах; во-вторых, различием условий, т.е. гранитизация происходит не в закрытой системе, как в экспериментах, а в условиях открытой системы в присутствии богатых различными минеральными компонентами поровых растворов, которые обуславливают изменение равновесных составов парагенезисов минералов при изменении фациальных условий гранитизации. Экспериментальные условия выплавления кварц-плагиоклаз-калишпатовой эвтектики, вероятно, близки к *P-T* условиям биотит-калишпатовой фации гранитизации.

Содержание первичного кварца в любых гранитизированных породах значительно меньше его содержания в экспериментальных эвтектических расплавах. То же характерно и для рассматриваемых анатектитов. Эта закономерность хорошо объясняется влиянием давления. Так, О. Таттлом и Н. Боуэном экспериментально было установлено, что с повышением давления положение минимума плавления в системе Кв-Аб-Кш смещается в направлении более бедных содержаний кварца. Существование различных по содержанию кремнезема эффузивов, очевидно, также объясняется величиной давления в зонах формирования эффузивных магм.

Следовательно, различия состава минеральных парагенезисов, как предельных гранитизированных образований, так и залегающих среди них эвтектических анатектических пород, определяются в основном различиями в величине общего давления. Для фации минимально возможных для процессов гранитизации давлений характерны анатектиты плагио-гранитоидного состава. В зонах высоких давлений развиваются анатектиты состава нормальных гранитоидов, в условиях еще более высоких давлений — гадингситовые анатектиты. И, наконец, в зонах наиболее высоких для процессов гранитизации давлений анатектиты представлены чарнокитами или эндебритами.

В пределах отдельных зон гранитизации составы и температуры плавления эвтектических расплавов-минимумов могут сильно варьировать в зависимости от колебания среднего состава пород, подвергающихся

гранитизации, поскольку изменение содержания или химических потенциалов каких-либо компонентов в системе ведет к изменению полей устойчивости минералов и к соответствующему изменению состава, а следовательно, и температуры плавления эвтектики. Это доказывается и экспериментальными исследованиями. Так, по данным Г. фон Платена, повышение основности плагиоклаза в системе Пл-Кш-Кв в значительной мере смещает точку состава эвтектики в сторону более бедных плагиоклазом составов, что связано с расширением поля устойчивости плагиоклаза. В толщах, богатых мраморами, могут образовываться эвтектические бескварцевые калишпатовые анатектиты с моноклинным пироксеном, в котором потенциал кальция выше, чем в роговой обманке.

В районах преобладающего развития бедных калием пород основного состава процессы гранитизации и последующего анатексиса ведут к образованию анатектитов плагиоряда в любых по давлению зонах (плагиогранитоиды, эндербиты). Однако если в метасоматических гранитизированных породах отмечаются довольно значительные вариации в составе на небольших расстояниях, то состав анатектитов обычно выдерживается одинаковым для всего массива. Это связано с более высокой подвижностью в магме всех компонентов, в том числе и наименее подвижных — алюминия и железа.

Несмотря на локальные изменения состава и температуры плавления эвтектики, связанные с колебаниями среднего состава пород, в целом выдерживается преобладающая зависимость образования основных типов анатектических пород от приуроченности их к той или иной по давлению фации гранитизации. В соответствии с этим границу между P - T зоной метасоматической гранитизации и зоной плавления можно представить в виде наклонной к оси P линии, уходящей в область высоких давлений и температур, и секущей границы фаций метасоматической гранитизации (см. рис. 21). Положение этой линии изменяется в зависимости от среднего состава пород, подвергающихся анатексису. Минимальная температура анатексиса характерна для тех пород, которые быстрее других в процессе гранитизации изменяются до состава эвтектики при соответствующих условиях давления. Нижняя по давлению граница P - T области анатексиса, как и области гранитизации, очевидно, определяется границей жидкообразного состояния поровых расторов.

Таким образом, изменение любых пород при метасоматической гранитизации всегда идет в сторону состава эвтектики, который обуславливается преимущественно температурой плавления, а последняя — величиной давления в данной зоне и локальными колебаниями химических потенциалов компонентов системы. В соответствии с этим процессы метасоматической гранитизации с повышением температуры в зависимости от давления могут приводить к формированию пород таких предельных составов: биотит-плагиоклазового, биотит-калишпатового, гастингсит-калишпатового или гиперстен-калишпатового. Плавление и последующая кристаллизация магм в зависимости от величины давления ведет к образованию соответственно плагиогранитов, нормальных гранитов, калиевых гранитов, роговообманково-калишпатовых гранитоидов.

дов или чарнокитов. Этим объясняется известная закономерность: с повышением давления появляются и кристаллизуются магмы с более высокой основностью и щелочностью. Именно различием величины давления можно объяснить отличие процессов гранитизации пород Алданского щита, характеризующихся образованием гранитоидов с роговой обманкой, гиперстеном, высоким отношением K_2O/Na_2O , высокой степенью окисления железа, от менее глубокой гранитизации Саяно-Становой зоны, характеризующейся преимущественно биотит-олигоклазовым составом гранитоидов и другими особенностями (Д.С. Коржинский, С.П. Кориковский и др.). Данные изучения И.Т. Бакуменко и др. [30] расплавных включений в минералах анатектитов этих зон подтверждают зависимость температуры их кристаллизации от давления. По этим данным температуры гомогенизации расплавных включений и давление флюида составляют: для гранулитовой фации верхнеалданской свиты — 870–940 °С и 710–830 МПа, для мигматитов амфиболитовой фации той же свиты — 800–850 °С и 600–680 МПа, для анатектитов амфиболитовой фации бассейна р. Олекмы — 760–780 °С.

Роль давления хорошо выявляется по материалам изучения ультраметаморфических пород Юго-Западного Памира. Здесь в центральных частях даршайской тектонической зоны с признаками существования наиболее высоких давлений в прогрессивный этап регионального метаморфизма и гранитизации среди гранитизированных гастингситовых и иногда даже гиперстеновых пород встречаются только высокотемпературные анатектиты того же состава. С удалением от указанной зоны процессы гранитизации и анатексиса ведут к образованию в предельном случае биотит-калишпатовых гранитоидов. В зонах невысоких давлений (например, в северной части Шахдаринского хребта) гранитизация вплоть до анатексиса привела к развитию гранитоидных пород плагиосостава.

Изложенные представления о физико-химической сущности процессов анатектического магнеообразования прогрессивного этапа гранитизации отчасти близки к представлениям Д.С. Коржинского [12, 13] о метаматматическом замещении: гранитизация обуславливается метасоматическим изменением пород в сторону эвтектического состава, при достижении которой возможно прохождение их через магматическую стадию.

Таким образом, процессы локального анатексиса в зонах гранитизации ведут к образованию магматических пород, изофациальных по P - T условиям вмещающим в различной степени метасоматически гранитизированным породам, а также встречающимся среди тех и других реликтам нормально-метаморфических пород, отличающихся наибольшей химической устойчивостью к процессам гранитизации. Изофациальный характер перечисленных образований отмечают многие исследователи. Так, например, Ю.А. Кузнецов объединяет в одну фацию гиперстеновые гнейсы и связанные с ними чарнокиты, а в другую — метаморфические породы амфиболитовой фации и анатектиты гранитоидного состава. На изофациальность гранитоидов докембрия и вмещающих мигматитов и гнейсов указывают Э.Б. Наливкина и В.В. Жданов, А.А. Маракүшев и др. П. Эскола в своей последней схеме фаций по P - T условиям образования объединяет в одни фации магматические и метаморфические породы.

Повышение температуры при региональной гранитизации, как и при региональном метаморфизме, можно объяснить выделением тепла при трении в результате послонных сквозных дифференциальных тектонических движений [28]. Процессы метасоматической гранитизации ведут к преобразованию состава метаморфических пород. При достижении в каких-либо участках толщ состава, плавящегося при достигнутой температуре, происходит плавление этих пород. В участках плавления, естественно, прекращается выделение тепла трения и, как следствие, затухают процессы метасоматической гранитизации и анатексиса. Этим можно объяснить незначительный масштаб анатексиса на прогрессивном этапе региональной гранитизации и дать ответ на вопрос: почему плавление в пределах земной коры в целом представляет собой скорее исключение, чем правило.

МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ НА РЕГРЕССИВНОМ ЭТАПЕ РЕГИОНАЛЬНОГО УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

Любая ультраметаморфическая, как и метаморфическая, порода при формировании всегда проходит два этапа: повышающихся температуры и давления (прогрессивный этап) и понижающихся значений этих параметров (регрессивный этап). Минеральные образования прогрессивного этапа на регрессивном этапе испытывают те или иные изменения с замещением минералами более низких температур и давлений. Процессы минералообразования регрессивного этапа проявляются неравномерно и с разной степенью интенсивности, но в большинстве случаев минеральные образования высшей ступени прогрессивного этапа остаются мало измененными. Эту устойчивость минералов некоторые исследователи (Ф. Тернер и др.) связывают с понижением скоростей реакций при понижении температуры на регрессивном этапе. Однако известно, что скорости реакций вблизи точки равновесия как при повышении температуры, так и при ее понижении близки. Между тем во многих породах не наблюдается существенных следов регрессивного минералообразования, даже близкого к максимально достигнутой температуре. Это свидетельствует о том, что причина устойчивости высокотемпературных ассоциаций минералов на регрессивном этапе заключается не в различии скоростей реакций.

Многие исследователи объясняют сохранение минералов прогрессивного этапа метаморфизма и ультраметаморфизма удалением воды из пород на этом этапе, т.е. осушением. Вода выжимается вверх в сторону понижения давления. Она не удаляется из глубинной метаморфической системы на прогрессивном этапе метаморфизма, на этом этапе не существует никаких восходящих растворов. Прогрессивный этап регионального метаморфизма приводит к увеличению объема поровых растворов в породах, содержавших водные минералы на низких ступенях метаморфизма (пористость увеличивается) [28]. На более высокотемпературной стадии гранитизации часть этих растворов расходуется на образование водосо-

держащих минералов: биотита, роговой обманки (пористость уменьшается). Однако регрессивный этап гранитизации так же, как и метаморфизма, начинается в условиях достаточно высокого (полного) насыщения указанных пород поровыми растворами. Но их присутствие в породах является недостаточным условием для протекания реакций минералообразования при понижении температуры на регрессивном этапе. Это подтверждается экспериментальными исследованиями: в условиях понижения температуры в любой водосодержащей системе в статических условиях не происходит существенных реакций замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными.

Метаморфизм и гранитизация — это процессы приспособления горных пород к новым физико-химическим условиям. Образование новой фазы никогда не происходит при тех физико-химических условиях, при которых она находится в равновесии с родоначальной фазой. Особенно это относится к температуре. Известно, что для начала замещения одного минерала другим необходима дополнительная энергия сверх теоретических параметров равновесия. Минимальная величина этой необходимой избыточной энергии, называемой энергией активации, неодинакова для разных реакций. Энергия активации как величина энергетического барьера представляет собой энергию, необходимую для того, чтобы разрушить первичную решетку перед тем, как может быть построена новая (У. Файф и др.). Следовательно, энергия активации зависит главным образом от прочности связей в кристаллической решетке. По данным Э. Лейси, величина энергетического барьера в зависимости от природы реакции колеблется в пределах 0,9—20 ГПа/моль. Величина энергии, необходимой для реакций минералообразования регрессивного этапа, увеличивается по мере понижения температуры и удаления от температуры образования минеральных ассоциаций прогрессивного этапа.

На прогрессивном этапе метаморфизма и гранитизации, происходящем в условиях повышения температуры, низкотемпературные минералы, неустойчивые в новых более высокотемпературных условиях, всегда замещаются более устойчивыми, поскольку повышающаяся температура обеспечивает преодоление энергетического барьера. Регрессивный этап характеризуется понижением температуры. В этом случае энергетический барьер препятствует протеканию реакций замещения высокотемпературных минералов более низкотемпературными, что объясняет причину сохранения в большинстве случаев высокотемпературных минералов прогрессивного этапа до самых конечных ступеней регрессивного этапа.

Энергия связи в кристаллической решетке может быть уменьшена путем воздействия на твердые фазы какого-либо растворителя, характеризующегося высокой диэлектрической проницаемостью. Таким растворителем в природном минералообразовании является вода поровых растворов, которая ослабляет связи в кристаллической решетке и способствует увеличению числа "активированных" частиц. Действие поровых растворов обуславливается тем, что поверхностно-активная водная среда на границе зерен обладает особыми свойствами и прежде всего большой растворяющей способностью в связи с большой силой ослабле-

ния связи частиц вещества друг с другом [3]. Так, например, В.И. Спицин и другие установили, что в воде, конденсированной в тонких кварцевых капиллярах, массовое содержание растворенного кремния достигает 79%. Экспериментальные исследования показывают, что прибавление даже небольших количеств воды всегда понижает температуру и повышает скорость химических реакций. Определяющая роль воды несомненна при минералообразовании прогрессивного этапа, что хорошо видно из сравнения метаморфизма богатых водой осадочных и не содержащих воды изверженных пород [28]. Хотя поровая вода в существенной мере и понижает величину энергетического барьера реакций минералообразования, однако не настолько, чтобы обеспечить обратный ход реакций в условиях понижения температуры на регрессивном этапе метаморфизма и гранитизации.

Наиболее интенсивные процессы диафореза протекают в зонах со следами тектонических деформаций на межзерновом или внутризерновом уровне при наличии поровых растворов. Такие деформации пород и слагающих их минералов способствуют реакциям замещения первичных минералов более низкотемпературными минералами. Это связано, очевидно, с тем, что тектонические деформации в масштабе зерен пород, во-первых, понижают энергию активации; во-вторых, сообщают системе дополнительную энергию, которой при наличии воды достаточно для достижения активированного состояния. Следовательно, вода и тектонические деформации в совокупности являются главными кинетическими факторами, способствующими реакциям замещения высокотемпературных минералов более низкотемпературными на регрессивном этапе регионального метаморфизма и гранитизации.

Для реакций с привносом-выносом каких-либо других (кроме воды) минеральных компонентов в породы наряду с указанными факторами существенное значение имеют изменения химических потенциалов или активности соответствующих компонентов в поровых растворах. Основными факторами, определяющими изменения химических потенциалов компонентов в растворе, на регрессивном этапе регионального метаморфизма и гранитизации являются: понижение давления, температуры и независимо от них изменение концентрации компонентов в поровых растворах. Последнее обуславливается или диффузией минеральных компонентов в поровых растворах, или фильтрацией через трещины и поровое пространство пород растворов, отличающихся по составу от поровых растворов пород. Скорость миграции растворов или их компонентов в существенной мере растет при увеличении деформации пород. Большинство реакций минералообразования регрессивного этапа, подобно реакциям прогрессивного этапа, характеризуется существенным привносом-выносом компонентов. Поэтому главную роль в этих процессах играет изменение химических потенциалов минеральных компонентов в растворах.

Таким образом, в условиях тектонических деформаций в присутствии воды основными факторами процессов минералообразования регрессивного этапа регионального метаморфизма и гранитизации являются: пони-

жение давления; понижение температуры (автометасоматоз); изменение состава поровых растворов в связи с воздействием инфильтрационных растворов (инфильтрационно-метасоматические процессы); изменение состава поровых растворов за счет диффузии компонентов под влиянием градиента их концентраций в зоне контакта химически неравновесных пород (биметасоматические процессы).

Рассмотрим некоторые особенности минералообразования регрессивного этапа перечисленных типов.

ПРОЦЕССЫ РЕТРОГРАДНОЙ МИГМАТИЗАЦИИ-ГРАНИТИЗАЦИИ И АНАТЕКСИСА

В зонах гранитизации и ближайших к ним зонах высокотемпературного регионального метаморфизма всегда отмечается широкое развитие жильных тел лейкократовых богатых кварцем полевошпатовых пород аплит-пегматоидного или гранит-пегматоидного облика в сопровождении более мелких прожилков, линзочек кварц-полевошпатового состава (жильная фация ультраметаморфических комплексов). В результате процессов жилообразования толщи пород приобретают вид грубополосчатых, очково-полосчатых, иногда очковых мигматитов. С переходом к более низкотемпературным зонам нормального метаморфизма кварц-полевошпатовые жильные тела сменяются кварцевыми жилами. Всем этим телам свойствен бескорневой характер.

Большинство исследователей кварц-полевошпатовые жильные породы относят к продуктам мигматизации прогрессивного этапа ультраметаморфизма, называя их, в зависимости от своих генетических представлений, артеритами, венитами, метатектом и пр. Однако такие представления не подтверждаются геологическими материалами. Все эти образования имеют признаки формирования после выше рассмотренных процессов минералообразования прогрессивного этапа регионального метаморфизма, гранитизации и анатексиса. Отмечается их приуроченность к зонам рассланцевания. Характерны повышенная меланократовость вмещающих эти тела метаморфических или гранитизированных пород, появление каемок темноцветных минералов на контакте кварц-полевошпатовых жильных тел и минеральных обособлений, более высокое по сравнению с вмещающими породами содержание кварца и калишпата и признаки одновременного формирования большей части кварца и полевых шпатов. Особенности строения и взаимоотношения с гранитизированными породами прогрессивного этапа свидетельствуют об образовании их после процессов минералообразования прогрессивного этапа регионального метаморфизма и гранитизации. К подобному выводу пришли М.Д. Крылова и другие при изучении процессов ультраметаморфизма в гранулитовой фации архея Алданского щита. Анализ имеющихся материалов позволяет относить рассматриваемые мигматиты к ранней стадии регрессивного этапа метаморфизма и гранитизации. Это подтверждается материалами термобарометрии. Так, по данным Б.Г. Лопатина, полученным при применении метода полевошпатового термометра Барта — Рябчикова, температура образования биотит-роговообманковых гранитоидов ультра-

метаморфического комплекса Анабарского щита составляет 600–650 °С, а залегающих среди них биотитовых пегматоидов и аляскитов – 550–600 °С. В то же время наблюдаются признаки несущественного разрыва во времени между процессами гранитизации прогрессивного этапа и мигматизации жильного типа. В частности, большинство жильных пегматоидных тел не имеет резких секущих контактов с гранитизированными породами, жильный материал нередко постепенно переходит в лейкократовые части гранитизированных пород.

Многие исследователи ранее, а некоторые и в настоящее время рассматривают породы жильной фации ультраметаморфического комплекса в качестве магматических образований за счет инъекций гранитоидной магмы извне или путем выплавления кварц-поleshпатовой зветики *in situ*. Несостоятельность этих представлений была рассмотрена в начале работы.

Изучение пород жильной фации ультраметаморфического комплекса показывает, что в основной массе жилы формируются не за счет простого выполнения открытых полостей, а путем замещения метаморфических или гранитизированных пород в тектонически ослабленных зонах. Прослеживание жильных тел по простиранию показывает, что они формируются не в полостях между "слоями" вмещающих пород, а в результате замещения последних. В жильных телах часто сохраняются реликты замещенных пород, прослеживаются "полоски", "прослойки" гнейсов или гранитизированных пород. Эти данные указывают на метасоматический характер описываемых образований.

Сравнение состава вмещающих и жильных пород позволяет судить о составе привнесенных компонентов. Одно из отличий жильных пород от вмещающих гранитизированных пород заключается в более значительном содержании полевых шпатов и кварца и в меньшем содержании темноцветных минералов. На основании этого можно утверждать, что формирование жильного комплекса обуславливается главным образом привнесом кремнезема и щелочей. Анализ состава минеральных компонентов при рассматриваемой мигматизации регрессивного этапа показывает, что он полностью отвечает содержанию соответствующих компонентов в поровых растворах гранитизированных пород на прогрессивном этапе гранитизации (см. рис. 13). Значительное развитие жильных кварц-поleshпатовых образований описываемого типа наблюдается в зонах гранитизации биотит-калишпатовой и биотит-плаггиоклазовой ступени, а также в ближайших к зонам гранитизации высокотемпературных зонах регионального метаморфизма, где поровые растворы наиболее богаты щелочами и кремнеземом. В связи с этим можно предполагать, что источником кремнезема и щелочей при формировании рассматриваемых кварц-поleshпатовых образований, по-видимому, являлись поровые растворы вмещающих гранитизированных пород. Повышенная меланократовость вмещающих пород указывает на вероятность некоторого выноса щелочей и кремнезема из этих пород, очевидно, в сторону жильных тел. О местном источнике вещества жильных образований свидетельствует отсутствие признаков инфильтрационно-метасоматической зональности.

Геологические и петрологические особенности кварц-полеватых жильных тел позволяет объяснить их происхождение с позиций представлений А.Г. Бетехтина, подобно происхождению кварц-полевошлатовых и кварцевых жил в зонах регионального метаморфизма. При характеристике процессов регионального метаморфизма [28] было показано, что изменение P - T условий на прогрессивном и регрессивном этапах неодинаково: на прогрессивном этапе сначала повышается в основном

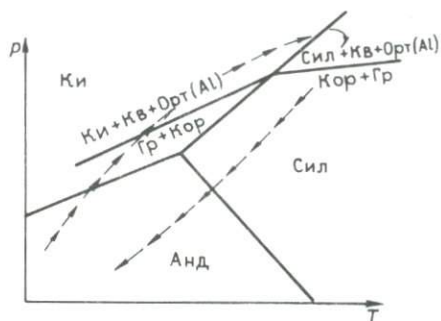


Рис. 22. Гипотетические соотношения прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма. По А.Л. Перчук [34]

давление, а затем в большей мере температура; на регрессивном этапе на первой стадии понижается преимущественно давление, а затем главным образом температура. К подобному же выводу пришел Л.Л. Перчук [34] на основании анализа данных изучения изменения состава равновесных минералов метаморфических пород различных регионов. Во-первых, им было установлено отсутствие каких-либо продуктов реакций прогрессивного метаморфизма. Это свидетельствует о том, что на прогрессивном этапе метаморфизма не сохраняется неравновесных минеральных ассоциаций, минеральные парагенезисы прогрессивного этапа метаморфизма отражают условия максимально достигнутых на этом этапе значений температуры и давления. Во-вторых, прогрессивный этап метаморфизма протекает при более высоких значениях $\partial P/\partial T$, чем регрессивный этап (рис. 22). Такой характер изменения P - T условий при региональном метаморфизме можно объяснить влиянием тектонического "сверхдавления" [28]. Режим P - T условий на прогрессивном и регрессивном этапах гранитизации, очевидно, аналогичен таковому для регионального метаморфизма, но только при гранитизации достигаются более высокие для соответствующих зон значения температуры и давления, превышающие температуры инверсии растворимости по крайней мере кальция (рис. 23). В свете этих представлений механизм образования кварц-полевошлатовых жил и сопутствующих процессов мигматизации-гранитизации аналогичен образованию жильных тел зон метаморфизма, а именно: на ранней стадии регрессивного этапа регионального ультраметаморфизма происходит понижение давления за счет снятия тектонического "сверхдавления" (при несущественном понижении температуры), в результате в толще пород формируются согласные слоистости-сланцеватости тектонически ослабленные зоны, трещины, в сторону которых, в связи с образованием градиента давлений, мигрируют поровые растворы пород; понижение давления ведет к понижению растворимости минеральных компонентов в поровых растворах и, как следствие, к осаждению части их и метасоматическому замещению пород. Такой характер проявления процессов

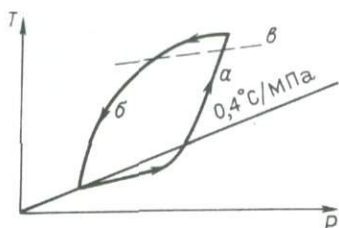


Рис. 23. Вероятное изменение P - T условий на прогрессивном (а) и регрессивном (б) этапах регионального метаморфизма и гранитизации (в — линия инверсии растворимости кальция в поровых растворах)

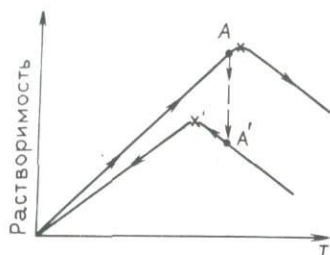


Рис. 24. Изменение температуры инверсии растворимости калия в поровом растворе на прогрессивном (x) и регрессивном (x') этапах гранитизации в связи с понижением давления.

$A \rightarrow A'$ — изменение содержания калия в поровом растворе в результате понижения давления на ранней стадии регрессивного этапа

мигматизации-гранитизации позволяет назвать их ретроградными. При такой интерпретации генезиса жильных тел их состав должен отвечать составу поровых растворов. Действительно, в зависимости от принадлежности пород к той или иной температурной ступени минеральных равновесий прогрессивного этапа регионального метаморфизма и гранитизации, характеризующейся определенным составом поровых растворов, формируются жилы соответствующего состава. Так, в зонах высокотемпературного метаморфизма и первых ступеней гранитизации поровые растворы обладают наибольшим содержанием кремнезема и щелочей (см. рис. 13), в связи с чем в этих зонах широко распространены кварц-полевошпатовые жильные тела. Отличием их состава от образований прогрессивного этапа гранитизации является более высокое содержание калишпата или плагиоклаза (в зонах плагиомигматизации), парагенетические взаимоотношения полевых шпатов и значительной части кварца. В более высокотемпературных зонах гранитизации содержание щелочей и кремнезема в поровых растворах уменьшается. В связи с этим количество жильного кварц-полевошпатового материала здесь уменьшается, повышаются его меланократовость и основность.

Переход от прогрессивного этапа к регрессивному обуславливается понижением давления при менее существенном понижении температуры. Как можно судить по диаграмме (см. рис. 21), такое изменение P - T условий должно вести к переходу гранитизированных пород в область более высоких ступеней гранитизации, а метаморфических пород, находившихся в условиях, близких к условиям гранитизации, в P - T область гранитизации, т.е. за пределы инверсии растворимости кальция, щелочей (рис. 24). Поскольку значительное понижение давления происходит прежде всего в пределах отдельных согласных трещин и других тектонических ослабленных зон, в связи с этим осуществляется не общая грани-

тизация пород, а наблюдается осаждение вещества из поровых растворов преимущественно в пределах этих трещин и зон с образованием согласных кварц-полевошпатовых жильных тел.

Повышение меланократовости вмещающих пород в участках ретроградной мигматизации можно объяснить тем, что кремнезем и щелочи, содержащиеся в поровых растворах пород в окружении зон с понижающимся давлением, выносятся в эти зоны. Это явление отчасти связано также и с некоторым выносом из замещаемых при мигматизации пород кальция, магния, железа в приконтактные зоны. Этот вынос обуславливается тем, что в условиях повышения активности и привноса в породы кремнезема и щелочей при мигматизации происходит сокращение областей устойчивости и замещение всех минералов, не содержащих или бедных указанными компонентами.

Интенсивность ретроградной мигматизации, вероятно, определяется величиной понижения давления, которое, в свою очередь, характеризуется величиной достигнутого на прогрессивном этапе тектонического "сверхдавления".

Некоторые исследователи, основываясь на данных изучения *P-T* условий образования только пород жильной фации ультраметаморфизма, пришли к ошибочным представлениям о более низких значениях давления при ультраметаморфизме в целом, чем при региональном метаморфизме, и, как следствие, о одновременности метаморфизма гранитизации.

В зонах регионального ультраметаморфизма встречаются магматические тела нередко с секущими контактами, сформированные после прогрессивного этапа гранитизации, но до метасоматических процессов минералообразования регрессивного этапа. Тесная связь этих магматических пород с рассмотренным выше жильным ультраметаморфическим комплексом позволяет относить их к образованиям ранней стадии регрессивного этапа ультраметаморфизма. Примером таких пород являются разнообразные сиениты Юго-Западного Прибайкалья, с которыми связаны процессы лазуритизации регрессивного этапа ультраметаморфизма. Их образование можно объяснить с позиций вышеизложенных представлений о ретроградной мигматизации-гранитизации. Более значительное уменьшение давления на ранней стадии регрессивного этапа регионального ультраметаморфизма в связи со снятием тектонического "сверхдавления" может привести к переходу пород не только в *P-T* область мигматизации-гранитизации или в пределах нее, но и дальше в область плавления эвтектики, а затем и близких к эвтектике по составу пород. Предшествующие плавлению процессы ретроградной мигматизации-гранитизации изменяют состав метаморфических пород в сторону наиболее низкоплавкой при соответствующем давлении эвтектики, что в совокупности с продолжающимся понижением давления приводит к плавлению пород, которое, в отличие от анатексиса прогрессивного этапа гранитизации, можно назвать ретроградным анатексисом или палингенезом. Такой характер образования магматических гранитоидов подтверждается тем, что они нередко относятся к продуктам более низких фаций давления, чем породы, за счет плавления которых они возникли.

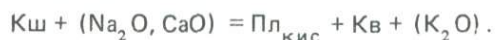
АВТОМЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ РЕГРЕССИВНОГО ЭТАПА В УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ, СВЯЗАННОЕ С Понижением Температуры

Во всех ультраметаморфических породах наблюдается, как правило, рассеянное неравномерное развитие вторичных минералов – более низкотемпературных образований относительно минералов прогрессивного этапа ультраметаморфизма. В одном образце можно выделить минералы нескольких температурных ступеней, отражающих понижение температуры. Характер такого рассеянного минералообразования не обнаруживает каких-либо признаков зависимости от привноса вещества извне. Это позволяет рассматривать такие рассеянные явления минералообразования в качестве автометасоматических.

Рассмотрим характер автометасоматических процессов минералообразования регрессивного этапа в ультраметаморфических породах в последовательности от высокотемпературных к более низкотемпературным. Самые высокотемпературные ультраметаморфические породы – это породы гиперстен-калишпатовой ступени минеральных равновесий (чарнокиты). Наиболее ранние явления вторичного минералообразования в них характеризуются развитием вторичной роговой обманки, биотита и граната за счет гиперстена, моноклинного пироксена и плагиоклаза, то есть тенденцией к образованию беспироксеновых парагенезисов, подобных парагенезисам более низкотемпературной гастингсит-калишпатовой ступени прогрессивного этапа гранитизации. Это свидетельствует о том, что указанные процессы связаны с понижением температуры.

В гастингсит-калишпатовых и гиперстен-калишпатовых ультраметаморфических породах отмечается развитие биотита по роговой обманке и гиперстену с тенденцией к образованию парагенезиса Би + Кш. Отмечаются также окисление плагиоклаза, образование бедного кальцием граната за счет первичного богатого гроссуляром граната. Эти явления свидетельствуют о выносе из пород на следующей ступени регрессивного этапа. Процессы минералообразования на этой ступени в химическом и минералогическом отношении обратны по направленности процессам гранитизации прогрессивного этапа при переходе от биотит-калишпатовой к более высокотемпературной гастингсит-калишпатовой ступени минеральных равновесий, что указывает на связь их с понижением температуры, отражающейся прежде всего в уменьшении активности кальция.

В биотит-калишпатовых ультраметаморфических породах и, в меньшей мере, в более высокотемпературных роговообманково- и пироксен-калишпатовых породах всегда отмечается развитие мирмекитов согласно следующей реакции:



Приведенная реакция замещения калишпата плагиоклазом обратна по направленности реакции замещения плагиоклаза калишпатом на регрессивном этапе гранитизации при переходе от биотит-плагиоклазовой ступени минеральных равновесий к более высокотемпературной биотит-

калишпатовой ступени. Это позволяет утверждать, что процесс мирмекитизации связан с понижением температуры и обратным изменением растворимости калия, а источником натрия и кальция, очевидно, являются остающиеся с прогрессивного этапа поровые растворы (см. рис. 13). Такое понимание процесса образования мирмекитов по калишпату согласуется с представлениями Д.С. Коржинского, который считает, что в данном случае понижение температуры действует так же, как повышение отношения концентрации Na_2O к концентрации K_2O , т.е. образование мирмекитов, вероятно, обусловлено изменением с температурой констант равновесия, а не действительным изменением концентрации растворов.

Вслед за мирмекитизацией иногда отмечаются следы некоторой альбитизации калишпата. В химическом отношении характер этих процессов подобен мирмекитизации, но с меньшим привнесом кальция. По мнению Д.С. Коржинского, альбитизация калиевых шпатов является типичным процессом стадии выщелачивания для тех же формаций, преимущественно глубинных, в которых в более раннюю стадию осуществляется мирмекитизация. Поскольку рассматриваемая альбитизация регрессивного этапа наблюдается исключительно в бедных кальцием породах, то ее проявление за мирмекитизацией можно объяснить обеднением поровых растворов кальцием в связи с его осаждением из растворов на предшествующей мирмекитовой ступени.

Таким образом, явления аутометасоматического минералообразования регрессивного этапа в ультраметаморфических породах имеют следующую временную и температурную (в порядке ее понижения) последовательность смены минеральных парагенезисов:



Эта последовательность обратна по направленности последовательности ступеней минеральных равновесий прогрессивного этапа гранитизации. Указанные процессы регрессивного этапа ультраметаморфизма сопровождаются некоторым образованием кварца, свидетельствующим о повышении активности кремнезема, что противоположно процессу выноса кремнезема из пород на прогрессивном этапе гранитизации, обусловленному увеличением растворимости кремнезема в связи с повышением температуры и давления.

Рассмотренные выше процессы минералообразования, протекающие в условиях хотя и понижающейся, но достаточно высокой активности щелочей, относятся к ранней щелочной стадии послемагматического этапа по схеме Д.С. Коржинского [11]. Последующие более низкотемпературные процессы минералообразования регрессивного этапа ультраметаморфизма подобны таковым для регрессивного этапа регионального метаморфизма [28], хотя и имеют некоторые отличия.

Ультраметаморфические, как и высокотемпературные метаморфические породы нередко содержат силлиманит (обычно фибролит), кианит, кордиерит, имеющие реакционные взаимоотношения с минералами прогрессивного этапа и с рассмотренными выше образованиями высокотемпературных ступеней регрессивного этапа.

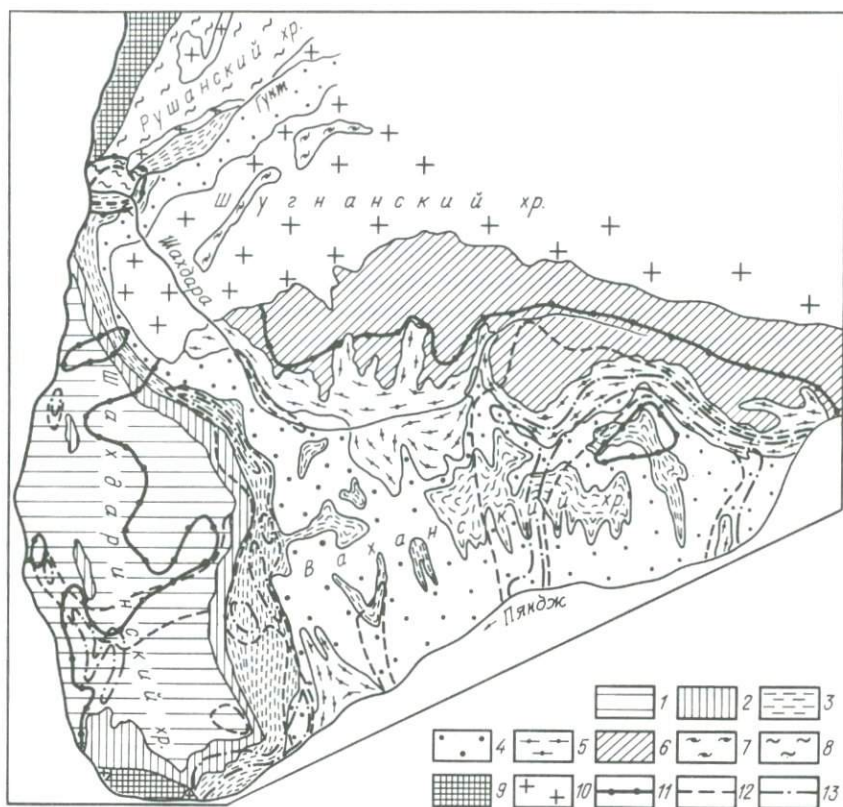


Рис. 25. Геолого-петрографическая схема Юго-Западного Памира.

1-8 — свиты ваханской серии (снизу вверх): 1 — горанская, 2 — хорогская, 3 — даршайская, 4 — шугнанская, 5 — врангская, 6 — друмдаринская, 7 — аличурская, 8 — рущанский комплекс; 9 — отложения верхнего триаса; 10 — верхнеюрские — нижнемеловые гранитоиды; 11-13 — изолинии: 11 — граната, 12 — силлиманита, 13 — кианита

Фибролизация в ультраметаморфических породах проявляется после процессов мирмекитизации и обычно сопровождается некоторым окварцеванием пород. Фибролит развивается по содержащим калий и натрий минералам: полевым шпатам и биотиту. Расчет реакций замещения этих минералов показывает резко выраженный вынос щелочей и привнос кремнезема, что обратно по направленности поведению этих компонентов на прогрессивном этапе гранитизации. Это может свидетельствовать о температурной обусловленности указанной направленности перераспределения компонентов, отражающейся в изменении активности данных компонентов в поровых растворах.

В ультраметаморфических, так же как и в высокотемпературных метаморфических, породах вместо силлиманита или вместе с ним в некоторых районах встречается кианит (рис. 25), имеющий такие же признаки

вторичного минерала, как и силлиманит. Образование кианита вместо силлиманита в регрессивный этап свидетельствуют о более высоких давлениях, при которых совершались процессы выщелачивания регрессивного этапа [28].

Некоторые исследователи отмечают, что кианит чаще всего встречается в зонах плагиогранитизации, а силлиманит без кианита — в зонах развития калишпатсодержащих пород [43]. Эту закономерность можно объяснить следующим образом. Как было показано выше, температура инверсии растворимости кальция и калия с увеличением давления повышается (см. рис. 21). Это обуславливает расширение области плагиогранитизации с повышением давления. В связи с этим в зонах высоких давлений в P - T области устойчивости кианита преимущественное развитие имеют плагиогранитизированные породы, а в меньших по давлению условиях, соответствующих области устойчивости силлиманита, — калишпатсодержащие ультраметаморфические породы (рис. 26).

В ультраметаморфических породах за счет полевых шпатов, биотита, граната, силлиманита, кианита вслед или вместо последних в регрессивный этап часто образуется кордиерит магнезиального состава. Наиболее широко развиты кордиеритсодержащие породы в зонах интенсивной гранитизации, при этом отмечается слабое проявление в таких зонах процессов фибролитизации. Так, например, по данным А.А. Маракушева, в зонах метаморфизма сутамской фации глубинности, характеризующейся слабой выраженностью процессов гранитизации, кордиерит встречается редко, в зонах же менее глубокой алданской субфации глубинности с широким проявлением гранитизации большое распространение получают кордиеритовые породы.

Образование кордиерита обуславливается привнесом в породы магния. Судя по поведению магния на прогрессивном этапе гранитизации (выносятся из пород в поровые растворы) можно утверждать, что источником магния при образовании кордиерита на регрессивном этапе ультраметаморфизма являются собственные поровые растворы, а причиной осаждения магния — ухудшение его растворимости при понижении температуры. Содержание магния в поровых растворах к концу прогрессивного этапа гранитизации, очевидно, определяет характер минералообразования на соответствующей стадии регрессивного этапа (см. рис. 13): при высокой концентрации магния в исходных поровых растворах (зоны интенсивной гранитизации) фибролит образуется редко, а преобладает кордиерит. Это связано с тем, что повышение концентрации и, как следствие, активности магния в поровых растворах расширяет область устойчивости кордиерита за счет фибролита. При бедности магнием поровых растворов,

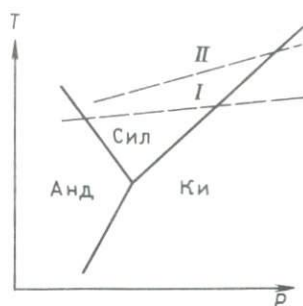


Рис. 26. Положение P - T областей гранитизации биотит-плагиоклазовой (I) и биотит-калишпатовой (II) ступеней гранитизации

что свойственно породам в зонах слабой гранитизации и тем более породам зон нормального метаморфизма, вместо кордиерита на данной ступени регрессивного этапа образуется фибролит или кианит.

Значительная кордиеритизация наблюдается также в реликтах метаморфических пород, залегающих среди сильно гранитизированных пород. Примером могут служить так называемые кинцигиты и другие обогащенные магнием породы, рассматриваемые многими исследователями в качестве "реститов". Кордиерит этих образований имеет отчетливые признаки реакционного минерала — продукта регрессивного этапа. Источником магния при кордиеритизации данных пород, очевидно, являются окружающие гранитизированные породы, из которых на прогрессивном этапе гранитизации магний выносятся в поровые растворы и вследствие градиента концентрации диффундирует в поровые растворы реликтов нормально-метаморфических пород. Отложение магния из поровых растворов в этих, как и в гранитизированных, породах происходит, вероятно, на определенной ступени регрессивного этапа в связи с ухудшением его растворимости при понижении температуры.

Подобным же перераспределением магния можно объяснить обогащение им мраморов в зонах интенсивной гранитизации. Известно, что в современных геосинклинальных осадках доломит практически отсутствует. В то же время в толщах глубокометаморфизированных и гранитизированных пород доломитовые мраморы распространены довольно широко, нередко отмечаются магнезиты. За пределами зон гранитизации карбонатные породы имеют в основном кальцитовый состав обычно с невысоким содержанием магния. Так, например, на Юго-Западном Памире устанавливается отчетливое закономерное развитие доломитов только в зонах гранитизации. При прослеживании одних и тех же свит или даже отдельных горизонтов мраморов по простиранию из районов интенсивной гранитизации в сторону областей развития пород с меньшей степенью гранитизации и без следов таковой доломитовые мраморы сменяются кальцит-доломитовыми, а затем и чисто кальцитовыми мраморами. Метасоматическое замещение мраморов с осаждением магния, вероятно, также происходит на регрессивном этапе. Этот вывод основан на структурном контроле процесса обогащения пород магнием. Так, степень доломитизации мраморов зависит во многом от степени их деформированности. Например, на Юго-Западном Памире магнезиты образуются только за счет мраморов со следами интенсивных деформаций. Метасоматическое происхождение магнезитов в других районах доказывается рядом исследователей (П.П. Смолин и др.). Изучение характера процесса доломитизации мраморов на Малобыстринском месторождении лазурита в Прибайкалье методом окрашивания пород в обнажения позволило установить, что доломитизация кальцитовых мраморов в зонах гранитизации контролируется различными тектонически ослабленными зонами: трещинами, отдельностью, параллельной слоистостью.

Появление кордиерита в алюмосиликатных породах всегда сопровождается и некоторым окварцеванием пород. Кордиерит, как правило, образует с кварцем кордиерит-кварцевые симплектиты, развивающиеся

в виде реакционных каемок вокруг зерен плагиоклаза, граната, кианита, силлиманита [28]. Эти явления свидетельствуют о том, что и на этой ступени регрессивного этапа активность кремния в поровых растворах неуклонно повышается, что обратно по направленности изменению его активности на прогрессивном этапе нормального метаморфизма и гранитизации. Следовательно, окварцевание на регрессивном этапе, несомненно, следует рассматривать как результат осаждения кремнезема из поровых растворов в связи с понижением растворимости при понижении температуры. Осаждается кремнезем, вынесенный из пород в поровые растворы на прогрессивном этапе регионального метаморфизма и гранитизации (см. рис. 13).

Образование кордиеритовых и кварц-кордиеритовых реакционных каемок вокруг кристаллов первичного граната с повышением железистости последнего А.А. Маракушев связывает с понижением давления: $Gr + Ort \rightarrow Gr + Корд + Кв + (K_2O)$. Это подтверждает ранее изложенные в работе представления о том, что на регрессивном этапе регионального метаморфизма и гранитизации наблюдается существенное понижение давления.

Рассмотренные выше процессы минералообразования регрессивного этапа относятся к процессам кислотного выщелачивания, поскольку в результате происходит образование за счет исходных минералов более богатых кремнеземом и менее щелочных минералов и их парагенезисов. Такой характер процессов исследователями обычно объясняется или повышением концентрации кислотных компонентов в восходящих инфльтрационных растворах (серы, хлора и др.), или понижением концентрации щелочей в них. Однако сравнение близких по температуре процессов и направленности привноса-выноса щелочей при этих процессах с учетом зависимости их растворимости показывает, что явления кислотного выщелачивания при аутометасоматических процессах регрессивного этапа ультраметаморфизма связаны в основном с повышением растворимости щелочей, главным образом калия, и понижением растворимости кремнезема в результате понижения температуры. Следовательно, эти процессы сопровождаются не понижением, а повышением концентрации кремнезема. Это подтверждается характером явлений привноса-выноса компонентов на более низкотемпературных ступенях минералообразования регрессивного этапа в ультраметаморфических и метаморфических породах.

Следующая более низкотемпературная ступень минералообразования регрессивного этапа характеризуется образованием мусковита за счет замещения содержащих щелочи минералов, граната, а также перечисленных выше высокоглиноземистых минералов в сопровождении еще более значительного окварцевания пород. В химическом отношении процессы минералообразования мусковитовой ступени отличаются от процессов предыдущей более высокотемпературной стадии кислотного выщелачивания переходом от стадии понижения активности калия к стадии повышения активности его в поровых растворах и осаждения в породы. Эта инверсия активности калия подобна, но противоположно направлена

инверсии активности калия на прогрессивном этапе гранитизации при переходе от биотит-плаггиоклазовой к биотит-калишлатовой ступени. Поскольку последняя обуславливается инверсией растворимости калия в связи с изменением положительного температурного коэффициента растворимости на отрицательный, то несомненно, что обратное по направленности явление при противоположном изменении температуры также можно объяснить температурной инверсией растворимости калия, обуславливающей смену стадии выноса калия из пород стадией его осаждения, что позволяет считать ее поздней щелочной стадией по схеме Д.С. Коржинского.

Образование мусковита вместо более высокотемпературного калишпата на регрессивном этапе можно объяснить более низкой температурой инверсии растворимости калия на регрессивном этапе, при которой калишпат неустойчив, по сравнению с температурой обратной инверсии растворимости калия на прогрессивном этапе (см. рис. 24). Об этом свидетельствуют следующие данные. Если бы температура инверсии растворимости калия на прогрессивном и регрессивном этапах была одинаковой, то в нормально-метаморфических породах и плаггиогранитизированных породах, т.е. не достигших в прогрессивный этап температуры инверсии растворимости калия, регрессивный этап должен всегда начинаться с явлений осаждения калия в породы. Однако в действительности в большинстве высокотемпературных нормально-метаморфических пород и в плаггиогранитизированных породах различных районов всегда отмечается то или иное проявление в начале регрессивного этапа процессов выщелачивания с образованием фибролита, кианита.

Более низкая температура инверсии растворимости калия на регрессивном этапе по сравнению с прогрессивным этапом вполне однозначно объясняется более низким давлением. Как было показано ранее, температура инверсии растворимости калия существенно зависит от давления. С повышением давления эта температура повышается, с понижением уменьшается (см. рис. 18). Существенное понижение давления в начале регрессивного этапа влечет столь же существенное смещение точки инверсии (максимума) растворимости калия в область более низких температур, в которой калишпат неустойчив.

Источником калия при аутометасоматической мусковитизации, очевидно, являются поровые растворы, обогащенные калием в результате предшествовавших процессов минералообразования регрессивного этапа, сопровождаемых выносом калия. Это подтверждается отчетливой зависимостью интенсивности мусковитизации от вероятного содержания калия в поровых растворах тех или иных пород (см. рис. 13). Наиболее интенсивные процессы мусковитизации испытывают ультраметаморфические породы плаггиосостава и высокотемпературные метапелиты. Чем богаче породы калишлатом, тем слабее проявляется мусковитизация. Так, по данным Д.С. Коржинского, в зонах развития глубоких богатых калием гиперстеновых и роговообманковых гранитоидов и других ультраметаморфических пород Алдана распространены не содержащие мусковита пегматиты, а в связи с более низкотемпературными и меньших давле-

ний становыми биотит-олигоклазовыми бедными калием гранитоидами образуются мусковитовые и двуслюдяные пегматиты. Аналогичная закономерность устанавливается и на Юго-Западном Памире. Это обуславливается богатством калием поровых растворов высокотемпературных метapelитов и ультраметаморфических пород плагиосостава по метapelитам и бедностью калием поровых растворов калишпатовых ультраметаморфических пород. Такая закономерность хорошо объясняется с позиций излагаемых в работе представлений. При формировании высокотемпературных ультраметаморфических пород биотит-калишпатовой и более высокотемпературных ступеней минеральных равновесий на прогрессивном этапе гранитизации происходит значительное обеднение поровых растворов калием, поскольку указанные породы образуются выше температуры инверсии растворимости калия (см. рис. 13). В отличие от этого поровые растворы плагиомигматитов и высокотемпературных метapelитов к концу прогрессивного этапа содержат наибольшее количество калия, вынесенного из пород на прогрессивном этапе метаморфизма и особенно — плагиогранитизации. Уменьшение давления в начале регрессивного этапа ведет к существенному смещению точки инверсии (максимума) растворимости калия на температурной кривой этой растворимости в область более низких температур. В связи с этим метаморфические и плагиогранитизированные породы, находившиеся на прогрессивном этапе при температурах, близких к температуре инверсии растворимости калия (см. рис. 24, точка А слева от точки инверсии), после понижения давления в начале регрессивного этапа оказываются уже за пределами температуры инверсии растворимости калия (точка А'). Понижение температуры на регрессивном этапе вызывает в таких породах увеличение растворимости калия, что влечет за собой проявление процессов выщелачивания с выносом в раствор калия и дальнейшее значительное обогащение поровых растворов калием. Переход к стадии осаждения калия обуславливает интенсивную мусковитизацию. Таким образом, причиной преимущественного проявления процессов мусковитизации в зонах плагиогранитизации служит наиболее высокое содержание калия в поровых растворах этих зон.

Ряд исследователей отмечает приуроченность мусковитовых пегматитов к зонам ультраметаморфизма повышенных давлений, характеризующимся преобладанием мигматитов плагиосостава. Это объясняется тем, что с повышением давления повышается температура инверсии растворимости калия, и, следовательно, в поровых растворах плагиомигматитов должно увеличиваться содержание калия, осаждение которого на регрессивном этапе при температурах ниже температуры инверсии его растворимости обуславливает процессы мусковитизации.

Переход от стадии выщелачивания к более низкотемпературной стадии осаждения калия в богатых калишпатов породах происходит при более высоких температурах, а в бедных им породах — при меньших температурах. Это объясняется быстрым достижением в поровых растворах пород состояния пресыщения калием. В связи с этим в богатых калишпатов ультраметаморфических породах стадия выщелачивания может

быть значительно сужена по температурному интервалу, и соответственно явления выщелачивания имеют слабую выраженность.

В породах регионального метаморфизма и ультраметаморфизма не отмечается образования андалузита (только при наложенном контактовом метаморфизме). Это, очевидно, объясняется тем, что температура начала стадии мусковитизации на регрессивном этапе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма всегда выше температуры тройной точки в системе $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ [28]. В связи с этим даже в толщах без кианита, т.е. в зонах низких давлений, фибролитизация при понижении температуры сменяется мусковитизацией.

Более низкотемпературные процессы аутометасоматического минералообразования в метапелитах и ультраметаморфических породах аналогичны и хорошо объясняются изменением растворимости минеральных компонентов при понижении температуры.

Как видно, поведение основных петрогенных компонентов при аутометасоматических процессах минералообразования регрессивного этапа ультраметаморфизма сугубо индивидуально, как правило, обратно по направленности их поведения на прогрессивном этапе и соответствует характеру температурной зависимости растворимости каждого в поровых растворах. Следовательно, стадии кислотности-щелочности процессов аутометасоматического минералообразования регрессивного этапа ультраметаморфизма, как и регионального метаморфизма, являются результатом изменения не исходного состава воздействующих растворов, а суммарного эффекта химических потенциалов основных петрогенных компонентов в поровых растворах в связи с изменением коэффициентов их растворимости при понижении температуры и давления. Изменение состава поровых растворов на регрессивном, как и на прогрессивном, этапе ультраметаморфизма есть функция термодинамических условий и их взаимодействия с вмещающими породами.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНФИЛЬТРАЦИОННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ РЕГРЕССИВНОГО ЭТАПА В ЗОНАХ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

В зонах ультраметаморфизма, как и нормального метаморфизма, наблюдаются жильные инфильтрационно-метасоматические образования, связанные с воздействием восходящих инфильтрационных растворов по тектонически ослабленным зонам. Характер инфильтрационно-метасоматических процессов минералообразования в зонах ультраметаморфизма имеет отчетливую зависимость от температуры и определяется в основном изменением активности в растворах калия и натрия.

Инфильтрационно-метасоматические процессы проявляются часто одновременно с подобными же аутометасоматическими процессами во вмещающих породах. Так, например, во время аутометасоматических процессов ранней щелочной стадии в пределах трещин и других разрывных нарушений могут формироваться инфильтрационно-метасоматичес-

кие кварц-каллишпатовые или более поздние кварц-альбитовые породы. Одновременно с аутометасоматическим образованием породы с конечной зоной силлиманит- или кианит-кварцевого состава. Во время региональной мусковитизации в жилах и по трещинам происходит замещение пород до мусковит-кварцевого или мономинерального кварцевого состава и т.д. При проявлении в одних и тех же породах последовательных процессов аутометасоматоза все более низкотемпературных ступеней (например, мирмекитизации-фибrolитизации-мусковитизации) аналогичная последовательность тех же ступеней равновесия устанавливается по жильным инфильтрационно-метасоматическим образованиям. Полное подобие режима кислотности-щелочности инфильтрационно-метасоматических и аутометасоматических процессов позволяет утверждать, что кислотность-щелочность процессов инфильтрационного метасоматоза, подобно процессам аутометасоматоза в зонах ультраметаморфизма, определяется главным образом температурой и давлением, которые характеризуют активность и растворимость порообразующих компонентов и соответственно их поведение и концентрацию в поровых растворах. Этот вывод отвечает ранним представлениям Д.С. Коржинского [11], согласно которым изменение кислотности-щелочности процессов послемагматического минералообразования объяснялось изменением растворимости компонентов в зависимости от изменения температуры. В пользу этого Д.С. Коржинский приводил достаточно убедительные аргументы. Он считал, что подвижность в существенной степени зависит от свойства самих компонентов при данных условиях, от их растворимости в природных растворах. Растворимость различных компонентов в растворе может различаться в тысячи раз, тогда как содержание в породе и величины фильтрационных эффектов для тех же количеств обычно изменяются в несравненно более узких пределах, а потому влияние растворимости на подвижность должно быть особенно значительным. Поскольку растворимость зависит от температуры и давления раствора, а также от его кислотности, относительная подвижность компонентов в разной стадии послемагматического процесса и на разной глубине может быть различна.

Изложенные в настоящей работе материалы показывают, что "волна" кислотности на регрессивном этапе, обратная по направленности изменению активности компонентов в поровых растворах на прогрессивном этапе метаморфизма и гранитизации, имеет четкое температурное положение; смена кислотного выщелачивания осаждением оснований отчетливо приурочена к изотерме, хотя изотермы регрессивного этапа не совпадают с таковыми прогрессивного этапа в связи с более низкими давлениями на регрессивном этапе.

При инфильтрационном метасоматозе в пределах одной зоны возможно последовательное наложение все более низкотемпературных образований с сохранением в той или иной мере следов более высокотемпературной метасоматической зональности. Развитие в пределах одной зоны образований различных температурных ступеней минеральных равновесий можно рассматривать как результат долговременного формирования этой зоны на протяжении нескольких температурных ступеней регрессив-

ного этапа. Об этом свидетельствуют, например, данные изучения Р. Хорном и Ф. Викманом [48] температур образования кварца из различных зон пегматитов района Блек-Хилс (штат Южная Дакота, США).

Наряду со случаями совпадения температурных ступеней инфильтрационно-метасоматических образований, развивающихся по трещинам и другим разрывным нарушениям, и автометасоматических явлений во вмещающих породах нередко отмечается, что инфильтрационно-метасоматические породы относятся к более высокотемпературной ступени, чем автометасоматические явления во вмещающих породах. Так, например, в метаморфических породах со следами автометасоматической мусковитизации часто формируются дифференцированные пегматитовые жилы, в которых можно встретить набор метасоматических зон с более высокотемпературными ступенями минеральных равновесий (например, альбититы / $Ki + Kв / Mu + Kв / Kв$). Указанное несовпадение температурных ступеней минеральных равновесий автометасоматоза и инфильтрационного метасоматоза может быть связано с тем, что инфильтрационно-метасоматические процессы вызваны взаимодействием более высокотемпературных растворов, поступающих из глубинных зон. Однако, кроме этой причины, развитие инфильтрационно-метасоматической зональности по сравнению с автометасоматическими процессами во вмещающих породах может быть связано не с действительно высокой температурой инфильтрационного метасоматоза, а со смещением сингулярных точек на температурных кривых растворимости компонентов (в частности, кальция и калия) в область более низких температур по причине более низкого давления в пределах тектонически ослабленных зон трещин. Это обуславливает при одинаковой температуре в пределах зон последних проявление процессов минералообразования более высоких ступеней минеральных равновесий.

Перечисленные явления в значительной мере затушевывают температурную зависимость процессов минералообразования регрессивного этапа и создают ложное впечатление, что смена стадии кислотного выщелачивания поздней щелочной стадией не приурочена к какой-либо изотерме.

Анализ процессов минералообразования на регрессивном этапе ультраметаморфизма показывает, что компонентный состав инфильтрационных растворов соответствует составу поровых растворов этих пород. Это дает основание полагать, что инфильтрационные растворы образуются за счет мобилизации поровых растворов вмещающих пород в тектонически ослабленные зоны, формирующиеся на регрессивном этапе в связи с понижением давления и температуры. Каких-либо признаков существования ювенильных подкоровых растворов на данном этапе развития земной коры не устанавливается.

Особенности процессов биметасоматического минералообразования в зонах ультраметаморфизма, ярко проявленных на контакте магнезиальных мраморов и ультраметаморфических пород, будут рассмотрены ниже при описании процессов образования месторождений некоторых видов неметаллических полезных ископаемых.

МАГМООБРАЗОВАНИЕ ПОСЛЕСКЛАДЧАТОЙ СТАДИИ ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ

Большинство магматических пород гранитоидного ряда складчатых зон имеет отчетливые признаки образования в завершающие стадии тектоно-метаморфических циклов после затухания процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и складкообразования. Так, например, по данным М.Д. Крыловой и др. [46], метасоматическая гранитизация в докембрии Восточной Сибири является соскладчатой, а реоморфические гранитоиды формируются на поздних стадиях складчатости. По представлению М.Г. Равича, на ранних этапах развития Таймырской складчатой области преобладали процессы глубинного регионального метаморфизма и связанного с ним ультраметаморфизма, когда метасоматическая гранитизация превалировала над типичными магматическими образованиями. На поздних этапах развития — магматическая деятельность, а метаморфизм проявлялся лишь в пределах экзоконтактовых ореолов интрузий. На Юго-Западном Памире крупный Памирско-Шугнанский массив гранитоидов, в Юго-Западном Прибайкалье несколько комплексов гранитоидных пород также относятся к поздне- или после-складчатым образованиям. При формировании таких массивов гранитоидных пород среди ультраметаморфических пород они образуют мигматит-плутоны, т.е. массивы с широким ореолом мигматизированных и гранитизированных пород, и характеризуются гармоничностью структурных отношений с вмещающими толщами. К ним относятся и так называемые батолиты, ранее рассматривавшиеся как бездонные магматические тела, уходящие на неограниченную глубину. Благодаря геофизическим исследованиям установлено, что батолиты представляют собой пластообразные удлиненные тела сравнительно небольшой мощности (до нескольких километров). В зависимости от эрозионного среза наблюдаются различные взаимоотношения таких массивов с вмещающими толщами: от конкордантного и гармонического субсогласного характера в нижних частях до отчетливо интрузивного положения в верхних зонах массивов. В нижних частях массивы окружаются ореолом так называемых "инъекционных" гнейсов, в кровле же нередко наблюдается проявление контактового метаморфизма даже без зон приконтактовой мигматизации. Типичным примером массивов такого типа является Памирско-Шугнанский массив гранитоидов на Юго-Западном Памире.

Существуют различные представления о причинах образования больших масс гранитоидных магм: 1) плавление пород в результате кондуктивного или конвективного поступления тепла из мантии; 2) плавление пород в связи с привнесением воды из мантии или из экзоконтактовых зон локально образующихся очагов магмы; 3) плавление пород земной коры за счет тепла трения; 4) плавление пород в результате понижения общего давления.

Невозможность глубинного источника тепла при образовании магмы в земной коре следует из факта отсутствия признаков существования непрерывного и значительного вертикально направленного температурно-

го градиента в зонах магматизма и, как следствие, ограниченности мощности тел магматических пород, которые подстилаются метаморфическими породами, и ряда других данных.

Маловероятность связи процессов магнообразования с повышением P_{H_2O} или содержания воды в системе была обоснована выше при рассмотрении причин анатексиса на прогрессивном и регрессивном этапах ультраметаморфизма.

Тепло трения может возникать только в условиях напряжений сжатия, характерных для прогрессивного этапа регионального метаморфизма и гранитизации. Ввиду того, что количество выделяющегося тепла зависит от пластичности вещества, появление расплава должно вести к прекращению выделения тепла трения, что, как было показано выше, объясняет причину ограниченности магнообразования на прогрессивном этапе ультраметаморфизма. С теплом трения не могут быть связаны крупные очаги магмы, измеряемые десятками-сотнями километров. Что касается послескладчатых магматических гранитоидов, то такие факты, как ненарушенность догматических складчатых структур вмещающих пород, прослеживание этих структур без каких-либо нарушений внутри магматических тел, свидетельствует о том, что эти гранитоиды формируются в условиях отсутствия напряжений сжатия.

Рассмотрим возможность связи процессов широкого гранитоидного магнообразования в земной коре с понижением давления.

Образование магм основного и ультраосновного состава большинство исследователей в настоящее время объясняет понижением литостатического давления в нижних зонах земной коры или в подкорковых областях в связи с образованием глубинных разломов. Размер магматического очага определяется размером зон с достаточно низким против литостатического давления. Это подтверждается геофизическими исследованиями. Так, например, в районе Камчатки установлено (Г.С. Горшков, С.А. Федотов, А.И. Фарберов и др.), что под рядом вулканов на глубине 20—90 км располагаются магматические очаги, поднимающиеся вертикально или наклонно вверх. Образование зон растяжения невозможно на прогрессивном этапе регионального метаморфизма и гранитизации, который совершается в условиях тектонического сжатия. В связи с этим основной и ультраосновной магматизм проявляется только до и после регионального метаморфизма и складкообразования. Аналогичным механизмом, очевидно, можно объяснить образование в земной коре также гранитоидных магм. Результаты изучения парагенезисов минералов гранитоидных магматических пород послескладчатых массивов, залегающих в толщах метаморфических и ультраметаморфических пород, указывают на более низкие условия давления по сравнению с условиями давления при образовании вмещающих метаморфических или ультраметаморфических пород. Магматизм рассматриваемого типа контролируется тектоническими зонами, но не сжатия, а растяжения. Батолиты, по данным Н.А. Елисеева и др., нередко приурочены к границам различных формаций или комплексов, в пределах которых происходит наиболее значительное понижение давления в условиях растяжения.

Рассмотрим динамику образования больших масс гранитоидных магм в послескладчатую стадию геологического развития. Затухание тектонических напряжений сжатия ведет к переходу от прогрессивного этапа регионального метаморфизма и ультраметаморфизма к регрессивному с проявлением на ранней стадии последних процессов ретроградной мигматизации, гранитизации и магмообразования в связи со снятием тектонического "сверхдавления". На следующей стадии понижающейся температуры регрессивного этапа регионального ультраметаморфизма и на более поздних этапах геологического развития, характеризующихся тектоническими напряжениями растяжения, образуются региональные тектонически ослабленные зоны. В пределах последних происходит понижение давления частично за счет полного снятия тектонического "сверхдавления", а также в результате понижения величины литостатического давления. Это, вероятно, ведет не только к проявлению процессов ретроградной мигматизации-гранитизации, но также и к плавлению ранее в той или иной мере гранитизированных пород и образованию крупных магматических очагов. Тектонический режим растяжения обуславливает полное соответствие внутренней структуры батолитов и других мигматит-плутонов общей структуре расплавленных слоистых толщ.

В случае развития тектонических зон восстающего направления гранитоидные магмы интродуцируют в верхние зоны земной коры, что ведет к контактовому метаморфизму ранее слабо или совсем не метаморфизованных пород.

Вариации состава гранитоидных магм можно объяснить, очевидно, различием давлений, при которых идут плавление пород и последующая кристаллизация магм. При значительном понижении давления может происходить плавление и далеких от эвтектического при соответствующих P - T условиях состава пород.

Магмообразование рассматриваемого типа, по-видимому, ограничивается P - T условиями жидкообразного состояния воды, при которых температура плавления мало зависит от P_{H_2O} . С переходом в P - T область газообразного состояния воды понижение общего давления ведет к понижению P_{H_2O} и, как следствие, к повышению температуры плавления. Понижение P_{H_2O} в этих условиях более существенно влияет на температуру плавления, чем понижение общего давления.

Во многих районах развития интрузивных гранитоидных пород устанавливается значительная разорванность во времени проявления процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и интрузивного магматизма. Примером может служить Юго-Западный Памир. Здесь региональный метаморфизм и ультраметаморфизм были связаны с тектоническими напряжениями сжатия субширотного направления (оси складок разного масштаба, линейность и прочие ориентированные текстуры и структуры имеют субмеридиональную ориентировку), а формирование Памирско-Шугнанского массива гранитоидов произошло после завершения второго тектонического цикла с субширотным планом структур (тектонические напряжения субмеридионального направления) [5].

Отсутствие больших масс магматических пород первого тектоно-метаморфического цикла, очевидно, объясняется тем, что в послескладчатый период этого цикла развития не происходило образование достаточно крупных тектонически ослабленных зон со значительным понижением давления. После неопределенного по длительности периода ослабления тектонических напряжений сжатия субширотного направления начался новый тектонический цикл с субмеридиональным планом напряжений сжатия, вызвавший в породах ваханской серии низкотемпературные (фаии зеленых сланцев) метаморфические процессы минералообразования. После затухания этих напряжений сжатия в последующую стадию растяжения произошло образование тектонически ослабленной зоны с гранитизацией и плавлением ранее гранитизированных пород и последующим формированием Памирско-Шугнанского массива гранитоидов.

Следовательно, образование больших масс гранитоидных магм, как основных и ультраосновных, вероятно, связано с развитием тектонически ослабленных зон пониженных давлений.

МИГМАТИЗАЦИЯ-ГРАНИТИЗАЦИЯ В СВЯЗИ С ИНТРУЗИЯМИ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ

Перемещение магм за пределы мест их образования связано с градиентами давления. Причиной перемещения анатектитовых магм на прогрессивном этапе гранитизации в условиях сжатия, по-видимому, являются градиенты тектонического "сверхдавления". Причиной внедрения магм в верхние зоны земной коры в другие периоды развития земной коры является градиент литостатического давления в пределах тектонически ослабленных зон с высокой проницаемостью, достаточной для миграции магмы того или иного состава. Для перемещения основных по составу магм, характеризующихся меньшей вязкостью, требуются меньшие градиенты давления, чем отчасти, вероятно, объясняются преимущественно интрузивное залегание кислых магм и эффузивный характер основных.

Сравнение парагенезисов минералов регионального и наложенного контактового метаморфизма вмещающих интрузий пород отдельных регионов всегда показывает на более низкие давления при контактовом метаморфизме, причем при предшествовавшем региональном метаморфизме тех же пород. Так, например, на Юго-Западном Памире в экзоконтакте Памирско-Шугнанской интрузии в контактово-метаморфических породах, появившихся за счет гранатсодержащих гнейсов предшествовавшего регионального метаморфизма, наблюдаются следы реакционного образования кордиерита (иногда с куммингтонитом), кордиерита со шпинелью или гиперстеном, что свидетельствует о более низких давлениях контактового метаморфизма по сравнению с предшествующим региональным метаморфизмом. С указанной интрузией связаны скарны с гроссуляром, волластонитом и другими минералами устойчивых в условиях меньших давлений, чем минералы регионального метаморфизма.

То же самое характерно для процессов приконтактового минералообразования в интрузиях гранитоидов саянского типа в Юго-Западном Прибайкалье.

При внедрении магма перемещается в зоны с более низкими значениями не только давления, но и температуры. Вследствие разности температур магмы и вмещающих пород последние испытывают различные по масштабу преобразования, которые рассматриваются как контактовый метаморфизм и приконтактовая мигматизация-гранитизация. В этом разделе остановимся на химизме и динамике процессов мигматизации-гранитизации в зонах интрузивного гранитоидного магматизма. Явления приконтактовой мигматизации-гранитизации наблюдаются только в ореоле глубинных интрузий. С понижением давления ореол приконтактовой мигматизации сокращается вплоть до полного его исчезновения в зонах гигабиссальных интрузий.

При анализе рассматриваемых процессов необходимо учитывать следующие обстоятельства. Формирование интрузивных пород и взаимодействие интрузий с вмещающими породами происходит в несколько различных по физико-химическим условиям стадий или этапов. Так, процессы минералообразования в экзоконтактовых зонах интрузий по температурному режиму можно разделить на два основных этапа: прогрессивный и регрессивный. Процессы же минералообразования в магматических телах по характеру изменения температуры следует все относить к регрессивным, идущим в условиях понижения температуры. Здесь обычно выделяются два этапа: магматической кристаллизации и послемагматического минералообразования. Как можно судить по диаграммам (рис. 27), прогрессивный этап приконтактовой мигматизации и контактового метаморфизма по времени соответствует магматическому этапу кристаллизации и высокотемпературной стадии послемагматического этапа. Регрессивный этап приконтактовой мигматизации и метаморфизма совпадает со средне- и низкотемпературными стадиями послемагматического этапа, когда происходит понижение температуры как в эндоконтактовых, так и в экзоконтактовых зонах интрузии.

Ореол мигматизированных и гранитизированных пород вокруг глубинных гранитоидных интрузий слагает внутренние зоны контактово-измененных пород. Внешние более мощные зоны представлены продуктами нормального контактового метаморфизма. При контактовом метаморфизме, как и при региональном, происходит существенный вынос из пород в поровое пространство воды, щелочей и кремнезема [28]. Относительная бедность поровыми растворами пород, предварительно испытывавших в той или иной степени региональный метаморфизм с регрессивным этапом, отчасти обуславливает образование при наложенном контактовом метаморфизме не насыщенных щелочами, а иногда и водой минералов и минеральных парагенезисов (силлиманита или андалузита, реже кианита, а также кордиерита, хлоритоида, куммингтонита, антофиллита-жедрита, шпинели и др.).

С приближением к интрузивным гранитоидным массивам глубинного типа зоны нормального метаморфизма сменяются зоной приконтактовой

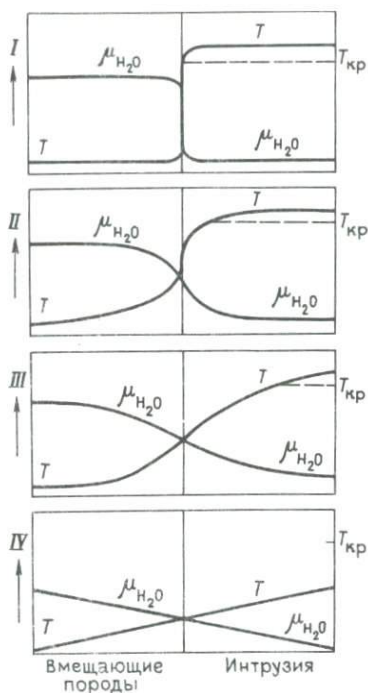


Рис. 27. Характер изменения T и μ_{H_2O} в эндо- и экзоконтактных зонах интрузий во времени (I-IV). $T_{кр}$ — температура кристаллизации пород

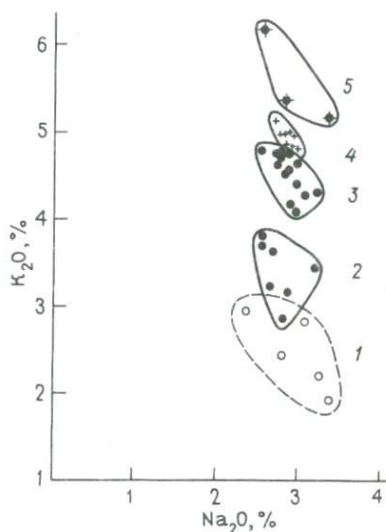


Рис. 28. Изменение содержания щелочей при гранитизации парагнейсов грауваккового состава в экзоконтакте гранитов Трайберг. По К. Мернерту [26].

1 — парагнейс; 2, 3 — последовательные ступени гранитизации; 4 — гранит; 5 — обогащенные калием гранитизированные породы

мигматизации-гранитизации. В переходной зоне происходит постепенное замещение не насыщенных щелочами минералов и их парагенезисов богатыми щелочами минералами и образование насыщенных щелочами минеральных парагенезисов. В результате наиболее полный парагенезис минералов метapelитов первой ступени мигматизации-гранитизации содержит не более четырех основных минералов: Би + Пл + Кв + Гр. Расчет реакций замещения вполне однозначно показывает, что эти явления минералообразования обуславливаются привнесением калия и натрия и выносом кальция. Происходит покисление плагиоклаза, увеличение его содержания, т.е. плагиогранитизация. Формальный анализ по правилу фаз [14] парагенезисов минералов серии пород до полиминеральных ассоциаций контактово-метаморфических пород до плагиогранитов создает впечатление перехода от условий с инертным поведением щелочей при нормальном метаморфизме к условиям с вполне подвижным их

поведением в зонах приконтактовой гранитизации. Однако расчет переходных реакций минералообразования показывает, что переход от зоны нормального контактового метаморфизма к ближе расположенной к интрузии более высокотемпературной зоне плагиомигматизации представляет собой переход от зоны с преимущественным выносом щелочей из пород к зоне их привноса в породы. Такая же направленность процессов характерна и при гранитизации основных пород. В целом по характеру минералообразования, направленности явлений привноса-выноса компонентов и их подвижности процессы приконтактовой мигматизации-гранитизации подобны таковым рассмотренных выше процессов региональной гранитизации. Главное отличие заключается в более значительном привносе-выносе компонентов в условиях приконтактовой гранитизации. Например, содержание калия в гранитизированных породах может превышать его содержание в самих интрузивных гранитах (рис. 28).

Согласно господствующим в настоящее время представлениям, приконтактовая мигматизация-гранитизация вокруг глубинных гранитоидных интрузивов, как и сиенитизация, фенитизация и прочие процессы вокруг интрузий щелочных, основных и ультраосновных магм, объясняется привносом вещества из интрузий. По ореолу фельдшпатизации вокруг интрузий судят о дальности миграции вещества от них. Однако такая направленность миграции вещества (в сторону понижения температуры) не находит достаточно удовлетворительного физико-химического обоснования. Привнос-вынос компонентов при минералообразовании в зонах приконтактовой мигматизации-гранитизации отчасти может быть объяснен теми же причинами, что и при региональной гранитизации, а именно, взаимодействием пород с собственными поровыми растворами в связи с изменением растворимости компонентов растворов при повышении температуры.

Однако привнос щелочей и других компонентов в породы в зонах приконтактовой мигматизации-гранитизации не всегда можно объяснить одним осаждением их из неподвижных поровых растворов, т.е. за счет только ранее вынесенного в поровые растворы из тех же пород количества компонентов. Этот привнос, как уже указывалось выше, нередко бывает значительнее, чем предшествующий их вынос. Причем обогащаются теми или иными компонентами не только гранитизируемые породы, но и сами граниты в эндоконтактовых зонах. Например, биотит-калишпатовые граниты в эндоконтактовых зонах интрузий часто богаче калишпатом, чем граниты внутренних зон интрузий. Образование сильно обогащенных калием пород нельзя объяснить ни осаждением его из поровых растворов, ни привносом со стороны более высокотемпературных внутренних зон интрузии, поскольку растворимость калия при температурах, превышающих температуру инверсии его растворимости, понижается. Анализ подвижности и количественных содержаний калия в поровых растворах пород различных зон метаморфизма и гранитизации показывает, что единственно возможным источником калия, привносимого в зоны гранитизации и эндоконтактовые зоны интрузий, могут являться зоны высокотемпературного метаморфизма и плагиогранитизации, в ко-

торых поровые растворы пород сильно обогащены калием (см. рис. 13). Непосредственный переход от нормально-метаморфических зон выщелачивания к зонам гранитизации с привносом щелочей в породы в соответствии с характером изменения их растворимости в воде позволяет предполагать, что выносимые в зонах нормального метаморфизма из пород в поровые растворы щелочи мигрируют в более высокотемпературные зоны гранитизации и в пределы интрузий, где происходит их осаждение в соответствующих температурных зонах. Возможность переноса калия из зон нормального метаморфизма и плагиогранитизации в зоны калиевой гранитизации не противоречит характеру изменения его подвижности: калий переносится из области с высокой его растворимостью и подвижностью в сторону более высокотемпературных зон понижающейся растворимости и подвижности. Очевидно, имеет место миграция натрия и других компонентов поровых растворов такой же направленности. В результате этих процессов с повышением степени нормального метаморфизма содержание щелочей в породах уменьшается, а при переходе к зонам гранитизации увеличивается.

Миграция поровых растворов вмещающих пород в магму интрузии должна вести к изменению состава интрузивной магмы. Это подтверждается геологическими материалами. Так, К. Менерт отмечает, что краевые части многих гранитных массивов имеют более основной состав, чем центральное ядро. Эти образования относятся им и другими исследователями обычно к продуктам гранитизации вмещающих пород. Однако достоверных фактов в пользу этого не имеется. Нет также доказательств и разновозрастного формирования различных по основности пород; гранитоиды повышенной основности в глубь массивов, как правило, постепенно переходят в более кислые разновидности. Образование краевых фаций гранитоидов повышенной основности хорошо объясняется с позиций изложенных представлений о миграции поровых растворов вмещающих пород в сторону интрузива. Процессы приконтактной мигматизации-гранитизации, как известно, ведут к выносу из пород кальция и магния, в меньшей мере железа, которые переносятся растворами в интрузию, кристаллизация пород которой ведет к образованию в ближайших к контакту зонах гранитоидов, обогащенных указанными компонентами. При близости температуры интрузии к температурам роговообманково-калишпатовой температурной ступени минеральных равновесий возможно формирование даже роговообманковых гранодиоритов, диоритов и краевых фациях интрузий гранитоидов, что нередко и отмечается. Эти явления повышения основности пород в эндоконтактных зонах интрузий могут затушевываться процессами метасоматического минералообразования послемагматического этапа (мусковитизация, грейзенизация).

Состав подвергающихся приконтактной мигматизации-гранитизации вмещающих метаморфических пород может существенно влиять на состав магматических пород в эндоконтактных зонах интрузий. Так, например, на контакте с богатыми кальцием породами происходит сильное обогащение магмы кальцием за счет его привноса растворами, вслед-

ствие чего изменяется состав эвтектики, повышается основность плагиоклаза, вместо биотита образуется роговая обманка или диопсид и кристаллизуются породы повышенной основности и щелочности. Образование гранитоидов "повышенной щелочности", в понимании Д.С. Коржинского, в этом случае можно объяснить более высокой концентрацией кальция, принесенного из экзоконтактных зон.

При миграции поровых растворов из экзоконтактных зон интрузии в эндоконтактные зоны уже раскристаллизованной интрузии, т.е. уже в послемагматический этап, магматические породы должны испытывать наложенные высокотемпературные процессы преобразования под воздействием указанных растворов. Изучение характера минералообразования в гранитоидных интрузиях подтверждает действительность проявления таких процессов. Так, во многих гранитоидных интрузиях в эндоконтактных зонах описываются явления неравномерной наложенной высокотемпературной калишпатизации. К. Менерт [26] указывает, что в гранитах есть калишпат магматического происхождения, вкрапленники его появляются до кристаллизации основной массы породы и есть вкрапленники калишпата, образующиеся после магматической кристаллизации. Калишпатизация в эндоконтактных зонах интрузий гранитоидов происходит одновременно с приконтактной гранитизацией. Об этом свидетельствуют факты однотипного развития метабластов калишпата в эндо- и экзоконтактных зонах интрузий независимо от каких-либо контактовых границ. На основании структурных признаков К. Менерт приходит к выводу, что во время образования кристаллов не было как тектонических деформаций, так и изменения объема.

Привнос вещества из экзоконтактных зон интрузий в эндоконтактные должен вести к существенному изменению первичного химического состава магматических пород. Действительно, типичный, так называемый "идеальный" гранит П. Эскола не соответствует составу экспериментально установленной гранитной эвтектики. По сравнению с эвтектическим отношением в идеальном граните есть избыток калишпата. По мнению К. Менерта [26], этот калишпат был принесен впоследствии. Описываемые явления наложенной высокотемпературной калишпатизации гранитоидов вполне объяснимы с позиций представлений миграции растворов в интрузию. Осаждение калия из водных растворов, мигрирующих со стороны внешних зон контактового метаморфизма, происходит при достижении температуры инверсии его растворимости. Положение изограды, соответствующей инверсии растворимости калия, определяется в основном температурой инверсии. При формировании интрузий высокотемпературных магм эта изограда будет располагаться вне интрузии далеко от контакта. В случае меньших температур интрузивной магмы эта изограда будет смещаться все ближе к контакту вплоть до полного отсутствия калиевого метасоматоза в экзоконтактных зонах плагиогранитизации (калишпатизация будет проявляться только в эндоконтактной зоне).

В пользу такой направленности миграции растворов при формировании интрузий уже высказывались некоторые исследователи. Так, нап-

имер, Ф.В. Сыромятников, а позднее Е. Ссадечки-Кардош пришли к выводу, что при контактовом метаморфизме обогащение магмы водой происходит за счет вмещающих подвергающихся метаморфизму водосодержащих пород. В качестве причины такой миграции рассматривалось повышение давления воды в зоне контакта вследствие ее испарения с образованием градиента P_{H_2O} , который обуславливает ее миграцию в магму. Однако анализ парагенезисов минералов различных зон контактового метаморфизма и приконтактной мигматизации свидетельствует о том, что вода в достаточно глубинных условиях формирования интрузий всегда сохраняет свойства жидкости и, следовательно, при повышении температуры не может происходить испарения и существенного повышения P_{H_2O} .

Согласно другой точке зрения, в связи с высокой растворимостью воды в магме (до 9–10 % при давлении около 400 МПа) поровая вода метаморфических пород (в количестве около 3 %) вследствие осмотического поглощения должна мигрировать из этих пород в недосыщенную водой магму. Этот механизм может иметь место в зоне контакта магмы с вмещающими породами, однако масштаб его, по-видимому, ограничен, поскольку градиент концентрации воды в узкой зоне контакта не может вызвать миграцию поровых растворов на значительные расстояния от контакта.

По существующим представлениям перемещение вещества при метаморфизме-метасоматозе может осуществляться двумя способами: потоком инфильтрующихся растворов или концентрационной диффузией компонентов через неподвижные растворы. В данном случае, очевидно, не имеет места ни один из указанных способов. Движущей силой любых фильтрующихся растворов является градиент давления. Поскольку при формировании интрузий привнос вещества из внешних экзоконтактных зон прослеживается и внутри интрузии, а существование градиента давления воды в магме невозможно, миграция растворов не может быть инфильтрационной. Диффузионное перемещение вещества в земной коре большинство исследователей связывают с градиентом концентрации. Однако концентрационная диффузия возможна только в условиях несущественного значения градиентов температуры, давления и концентрации других компонентов. В других случаях диффузия определяется более общим показателем — градиентом химического потенциала. Диффузия любых компонентов осуществляется только на сторону понижения их химических потенциалов. Поскольку химические потенциалы щелочей повышаются с переходом от зон нормального метаморфизма к зонам мигматизации-гранитизации, следовательно, перенос щелочей в этом направлении не может обуславливаться их диффузией. То же самое относится и к кальцию, который выносится из пород в зонах его низкого химического потенциала (зоны биотит-плагиоклазовой и биотит-калишпатовой ступени гранитизации) и привносится в породы зоны высокого химического потенциала (зона гастингситовой ступени гранитизации). Указанная региональная миграция щелочей и кальция не может быть

обусловлена диффузией этих компонентов также в связи с небольшими скоростями диффузии труднолетучих компонентов не только через кристаллические решетки минералов, но и через неподвижные поровые растворы.

Таким образом, ни инфильтрацией поровых растворов, ни диффузией щелочей и кальция нельзя объяснить вероятность миграции этих компонентов со стороны внешних низкотемпературных экзоконтактных зон в направлении более высокотемпературных зон и в пределы интрузии.

Наряду с указанными двумя способами перемещения компонентов, которые допускаются исследователями для земной коры, может существовать третий способ. Известно, что химический потенциал любого компонента определяется не только его концентрацией, но также и температурой, давлением и химическими потенциалами или концентрациями в системе других компонентов. В соответствии с преобладающим влиянием того или иного фактора выделяются следующие основные типы миграции компонентов:

- концентрационная диффузия ΔC ;
- термодиффузия (эффект Сорэ) ΔT ;
- бародиффузия ΔP .

Экспериментальные исследования показывают, что при отсутствии фильтрации наиболее эффективным механизмом перемещения воды и других компонентов является термодиффузия. По представлениям Г.Л. Пospelova, при возникновении термодиффузии, т.е. принудительной диффузии под влиянием градиента температуры, создаются условия молекулярного массопереноса, относительно независимого от концентраций компонентов и их распределения. Для термодиффузии характерно, что она может осуществить как отгон компонентов от "горячего" к "холодному", так и стяжение их на "горячее" или произвести термодиффузионное разделение смесей. Как известно, химический потенциал воды с повышением температуры понижается и наоборот. В соответствии с этим в водосодержащей системе в условиях температурного градиента и отсутствия фильтрации должна происходить термодиффузия воды в направлении от холодных зон в сторону повышения температуры, т.е. в сторону понижения химического потенциала ее. Экспериментальные исследования подтверждают это. Так, по данным А.В. Лыкова [19], влажный воздух в капиллярной трубке, нагреваемой с одного конца, претерпевает термодиффузионное разделение, при котором более нагретые концы капилляров обогащаются водяным паром, а менее нагретые – воздухом. Этот же автор показал, что в установлении направления миграции воды ΔT имеют более существенное значение, чем ΔP или ΔC : если в капиллярно-пористом теле, где давления одинаковы, появляется градиент температуры, газ начинает перетекать к местам с более высокой температурой, создавая здесь при установлении равновесия более высокое давление, которое не выравняется концентрационной диффузией. В.П. Петровым с сотрудниками [37] получены интересные результаты при плавлении базальта в камере высокого давления. Исследование

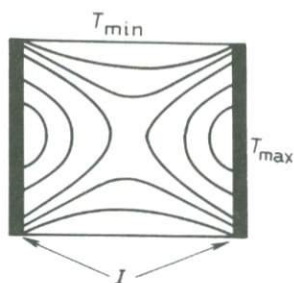


Рис. 29. Температурное поле в вертикальном сечении рабочей камеры высокого давления.

I — нагреватель

закалки стекол показало, что содержание воды в различных частях образца сильно изменилось. Максимальное ее содержание установлено в стекле из боковых частей образца на контакте с нагревателем (2,7%), меньше — в центре (2,66%), еще меньше — на торцах (2,25%) в самых удаленных от нагревателя частях образца. Изучение температурного поля в камере высокого давления (рис. 29) позволило установить, что оно характеризуется значительными ΔT . Анализ экспериментальных данных по характеру перераспределения воды в неоднородном температурном поле показал, что в более высокотемпературных зонах содержание воды увеличивается за счет зон с меньшими температурами. Это дает основание утверждать, что в стадию повышающейся температуры происходит миграция воды из низкотемпературных зон в сторону повышающейся температуры, т.е. в неравномерном температурном поле происходит перераспределение воды с повышением ее концентрации в более высокотемпературных зонах.

Эта закономерность подтвердилась и экспериментами с вулканическими стеклами, пирофиллитом и тальком в такой же камере высокого давления [29]. В условиях высоких давлений нагревались шайбы из вулканического стекла и располагающиеся по торцам шайбы из пирофиллита или талька. При исходном содержании воды до 3% после опытов ее количество в вулканическом стекле увеличилось до 13%, причем во внешних частях образца (у нагревателя) выше, чем во внутренних, на 1–2%. Количество воды в стекле возрастает с увеличением выдержки (при T и $P = \text{const}$) и температуры (при $P = \text{const}$). Содержание воды в стекле становится больше, чем в контактирующих с образцом пирофиллите ($\sim 5\%$) или тальке ($\sim 4,8\%$), располагающимися в менее нагретых частях контейнера. Это указывает на то, что вода перемещается из этих частей камеры в сторону повышающейся температуры.

Следовательно, экспериментальные данные свидетельствуют о том, что при образовании в любой водосодержащей капиллярно-пористой системе и, вероятно, в расплаве температурного градиента в условиях отсутствия конвекции-фильтрации воды может происходить термодиффузия ее из области низких температур (высокого $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$) в сторону повышающейся температуры (низкого $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$) независимо ни от градиента давления, ни от градиента концентрации.

На основании этих данных можно предполагать вероятность существования термодиффузии воды в земной коре в зонах больших температурных градиентов. Наиболее значительные из них в земной коре характерны для зон контактового метаморфизма, в которых резко проявляются свидетельства соответствующей миграции поровых растворов. В зонах регионального метаморфизма и гранитизации температурные градиенты менее значительны, в связи с чем и миграция поровых растворов в этих зонах, очевидно, может иметь место локально только в зонах повышенных температурных градиентов.

Скорость миграции поровых растворов зависит от эффективной пористости пород, которая увеличивается с повышением температуры метаморфизма за счет уменьшения количества водосодержащих минералов с выделением воды в поровое пространство [28]. Вследствие этого скорость миграции поровых растворов, по-видимому, повышается в наиболее высокотемпературных зонах метаморфизма. А.М. Блох [3] указывает, что по экспериментальным данным различных авторов скорость миграции водных растворов значительно увеличивается с повышением их минерализации. Поскольку концентрация поровых растворов с повышением температуры и давления увеличивается, следовательно, в этом же направлении должна увеличиваться скорость миграции растворов.

Все факторы, влияющие на скорость миграции поровых растворов, способствуют ее повышению в связи с переходом к более высокотемпературным зонам. В соответствии с этим нет никаких оснований отрицать существование в глубинных условиях в зонах со значительным T и ΔT термодиффузии воды через поровое пространство пород.

Скорость термодиффузии легколетучего компонента — воды должна быть значительно выше скорости концентрационной диффузии растворенных в ней труднолетучих минеральных компонентов. В связи с этим в условиях термодиффузии воды движение растворенных в ней труднолетучих компонентов должно определяться движением растворителя. Это подтверждается экспериментальными данными А.Н. Дударева и В.И. Сотникова [6]. Ими было доказано, что в искусственных образцах пород с примесью тонкодисперсных рудных компонентов и пропитанных растворами, содержащими рудные компоненты, создание локальной зоны нагрева ведет к стягиванию к зоне нагрева из влажной породы молибдена, меди и некоторых других металлов с образованием зоны заметной их концентрации. Это перераспределение рудных компонентов, очевидно, обуславливается переносом их поровым водным раствором путем термодиффузии воды из области ее высокого химического потенциала в сторону понижения.

Таким образом, физико-химический анализ экспериментальных данных свидетельствует о том, что в неоднородном температурном поле при отсутствии условий для возникновения фильтрации термодиффузия воды является более эффективным механизмом миграции, чем концентрационная диффузия воды, а тем более любых растворенных в воде

труднолетучих минеральных компонентов. Приконтактовая мигматизация-гранитизация относительно нормального метаморфизма — это более высокотемпературная стадия единого прогрессивного этапа повышающейся температуры, а последовательные ступени минеральных равновесий стадии гранитизации являются температурными ступенями. В соответствии с этим можно утверждать, что возможная миграция минеральных компонентов на прогрессивном этапе контактового метаморфизма и приконтактовой гранитизации обуславливается диффузией воды-растворителя из областей пониженных температур в сторону ее повышения. Диффузионно мигрирующая вода переносит труднолетучие минеральные компоненты, растворение или отложение которых определяется изменением их растворимости в связи с изменением температуры по мере прохождения растворов через различные температурные зоны.

С позиций этих представлений находят объяснение многие закономерности рассматриваемого минералообразования, сопровождаемого привнесом-выносом тех или иных компонентов. В частности, образование очень обогащенных щелочами гранитизированных пород можно объяснить осаждением щелочей не только из собственных поровых растворов пород при достижении температуры инверсии их растворимости, но и некоторого привноса щелочей движущимися из зон нормального метаморфизма растворами. В сечении всей колонки пород метаморфических зон и зон гранитизации при достаточно высоком и непрерывном ΔT действие диффундирующего потока водных растворов сводится к выщелачиванию пород внешних частей колонки пород метаморфических зон с широким развитием не насыщенных щелочами пород и минералов и переотложению всего растворенного и ранее содержавшегося количества щелочей в более высокотемпературной части колонки — в зонах гранитизации. Понижение растворимости калия при гранитизации вызывает появление в породе реакционных минералов, все более богатых данным компонентом: сначала происходит образование и расширение поля устойчивости биотита, а в дальнейшем — более богатого калием калишпата. Повышение химического потенциала калия ведет к расширению области устойчивости калишпата посредством реакций, которые увеличивают поле парагенезисов данного минерала за счет поля остальных минералов. Образование калишпата происходит весьма рассеянно, без формирования резкого фронта в связи с повсеместным содержанием его в поровых растворах.

Указанным характером движения вещества объясняются также факты локального образования пород с парагенезисами, относящимися к более высоким ступеням гранитизации, например, с признаками более высокой активности щелочей вплоть до нефелинсодержащих пород.

Изложенный характер минералообразования при контактовой региональной мигматизации-гранитизации напоминает рассмотренное Д.С. Коржинским [11] минералообразование при инфильтрационном метасоматозе в условиях температурного градиента при минимально возможных скоростях фильтрации и объеме просочившегося порового раствора,

но только при противоположном направлении и ином типе движения раствора.

Таким образом, миграция поровых растворов в экзоконтактных зонах глубинных интрузий, очевидно, обуславливается градиентом химического потенциала воды в связи с градиентом температуры (термодиффузия). Непрерывность градиента температуры в широком экзоконтактном ореоле интрузии определяет непрерывность градиента химического потенциала воды в широкой экзоконтактной, а после начала раскристаллизации магмы интрузии и в эндоконтактной областях, что в условиях достаточно высоких давлений обеспечивает возникновение и поддержание во времени термодиффузии воды со стороны низкотемпературных зон в сторону повышающейся температуры.

В прогрессивный этап контактового метаморфизма и приконтактной гранитизации, совпадающей с периодом кристаллизации магмы (магматический этап) и с высокотемпературной стадией послемагматического этапа формирования пород, имеет место наиболее высокий ΔT и, следовательно, $\Delta \mu_{H_2O}$ в зоне контакта интрузии с вмещающими породами (см. рис. 27). В связи с этим можно полагать, что рассмотренная выше миграция поровых растворов в зонах существования температурного градиента не ограничивается экзоконтактовыми зонами интрузий, а продолжается и в их эндоконтактные зоны. Миграция растворов осуществляется из экзоконтактных зон в зону еще не раскристаллизованной магмы интрузивного тела. При этом характер миграции вещества, вероятно, изменяется. Термодиффузия воды может происходить только в пористых телах. При поступлении же растворов в магму, благодаря высокой их взаимной растворимости, вода и растворенные в ней минеральные компоненты начинают вести себя, очевидно, независимо друг от друга как самостоятельные компоненты магмы. Миграция воды и этих компонентов в магме в данном случае определяется уже градиентами химических потенциалов каждого из них в отдельности.

Явления мигматизации-гранитизации рассматриваемого типа с существенной миграцией вещества наблюдаются только в зонах формирования достаточно глубинных интрузий. Переход к гипабиссальным условиям ведет к сокращению и исчезновению ореолов мигматитов и следов какой-либо миграции растворов. На эту закономерность указывает и Д.С. Коржинский. Затухание приконтактной мигматизации-гранитизации указывает на уменьшение, вплоть до прекращения, привноса растворов из внешних зон метаморфизма в приконтактные зоны. При отсутствии приконтактной гранитизации в высокотемпературных метапелитовых роговиках широким развитием пользуется калишпат, находящийся в породах более или менее равномерно рассеянно. Такой характер развития калишпата указывает на то, что он образовался за счет слюд и калия поровых растворов, содержавшихся в породе на более низкотемпературных ступенях метаморфизма, без какого-либо перемещения калия растворами. Это объясняется следующим. Менее глубинный контактовый мета-

морфизм, характеризующийся образованием роговиков без следов приконтактной мигматизации-гранитизации и гнейсификации, совершается, вероятно, в условиях "флюидного", т.е. переходного от жидкостного к газообразному, состояния воды. Химические потенциалы воды и углекислоты в этих условиях уже мало зависят от температуры. Градиент давления, направленный к дневной поверхности, препятствует миграции растворов в сторону интрузии под влиянием градиента температуры. В связи с этим с понижением давления скорость и масштаб миграции поровых растворов в сторону интрузии уменьшается до нуля.

В условиях перехода от жидкого к газообразному состоянию падает также и растворимость минеральных компонентов в поровой подвижной фазе. Это обуславливает переход к инертному поведению всех труднорастущих компонентов и соответствующую специфику минеральных парагенезисов [28].

Миграция поровых растворов под влиянием $\Delta\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ в зонах формирования глубинных интрузий, очевидно, происходит только при достаточно высоких значениях ΔT . При охлаждении интрузии и уменьшении ΔT от интрузии к внешним зонам контактового метаморфизма (см. рис. 27) должно происходить постепенное затухание указанной миграции поровых растворов до полного ее прекращения. В этом случае происходит переход к стадии аутометасоматического минералообразования, а в зонах образующихся трещин — инфильтрационно-метасоматического минералообразования под воздействием восходящих инфильтрационных растворов. Характер этого минералообразования в глубинных магматических гранитоидах и в приконтактных мигматитах в принципе не отличается от минералообразования на регрессивном этапе регионального ультраметаморфизма. Как указывает К. Менерт [26], порядок минералообразования в ультраметаморфических породах аналогичен порядку, наблюдающемуся в магматических породах при их остывании, и в этом отношении между мигматитами и магматическими породами не существует различий. В калишпатовых гранитоидах имеет место следующая последовательность метасоматических процессов: мирмекитизация, альбитизация, слабо выраженные явления фибролитизации, кордиеритизация, андалузитизация, более интенсивные процессы мусковитизации, а также низкотемпературной альбитизации, серицитизации. Все эти процессы, а наиболее значительно среднетемпературные сопровождаются окварцеванием. Явления образования фибrolита, андалузита, кордиерита выражены, как правило, слабо. Чаще всего вслед за альбитизацией интенсивно проявляются процессы грейзенизации, т.е. мусковитизации в сопровождении с окварцеванием. Мусковит с кварцем отчетливо замещают все ранее образованные минералы, в том числе андалузит, кордиерит. Слабое развитие высокоглиноземистых не насыщенных щелочами минералов объясняется тем, что в богатых калием породах стадия выноса щелочей довольно быстро сменяется стадией их осаждения. Это связано с быстрым повышением концентрации калия в постмагматических растворах в богатых калием гранитоидах и вызывает расширение температурных полей устойчивости содержащих калий минералов (калиевый полевошпат,

мусковит) за счет не содержащих щелочей минералов (силлиманит и др.).

Некоторые исследователи считают, что мусковит в гранитах образуется в магматическую стадию кристаллизации. Однако при допущении магматического происхождения мусковита необходимо относить к магматическим также более ранние реакционные минералы — андалузит, кордиерит, фибролит, мирмекиты, альбит реакционных каемок, по которым развивается мусковит, что явно противоречит всем имеющимся данным. Одним из аргументов сторонников магматического происхождения мусковита является факт установления в некоторых случаях закономерного характера распределения компонентов в ассоциирующих биотите и мусковите, что обычно типично для минералов равновесных парагенезисов. Однако этот факт может свидетельствовать лишь о достижении химического равновесия, которое вполне осуществимо и на послемагматическом этапе при интенсивных метасоматических процессах.

Послемагматическое минералообразование различной интенсивности проявляется во всех магматических породах. Эти процессы ведут к некоторому, подчас существенному, изменению как минерального, так и химического состава первично-магматических пород, чем отчасти можно объяснить отклонение химического состава магматических гранитоидов от состава эвтектического расплава-минимума.

В формировании послемагматических растворов, по-видимому, принимают участие растворы, образованные как за счет компонентов магмы, так и за счет поступивших из экзоконтактовых зон компонентов и прежде всего воды и углекислоты. На существенную роль последних указывает приуроченность пегматитовых тел к эндоконтактовым зонам интрузий. С удалением от контактов в глубь интрузивных массивов количество пегматитовых тел резко уменьшается. Другие процессы гидротермального и метасоматического минералообразования послемагматического этапа наиболее интенсивно выражены также в ближайших к контакту зонах интрузии. С удалением от контакта в глубь интрузий степень проявления этих процессов уменьшается. Причиной повышения интенсивности процессов минералообразования регрессивного этапа в зоне контакта интрузии с вмещающими породами служит значительное обогащение этой зоны водой на прогрессивном этапе контактового метаморфизма и приконтактовой гранитизации вследствие привноса поровых растворов вмещающих пород из внешних зон метаморфизма и гранитизации в сторону интрузии.

МАГМООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАСОМАТОЗ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА)

Установленные выше закономерности миграции вещества при формировании глубинных гранитоидных интрузий присущи также и зонам глубинных интрузий любого другого состава, что подтверждается материала-

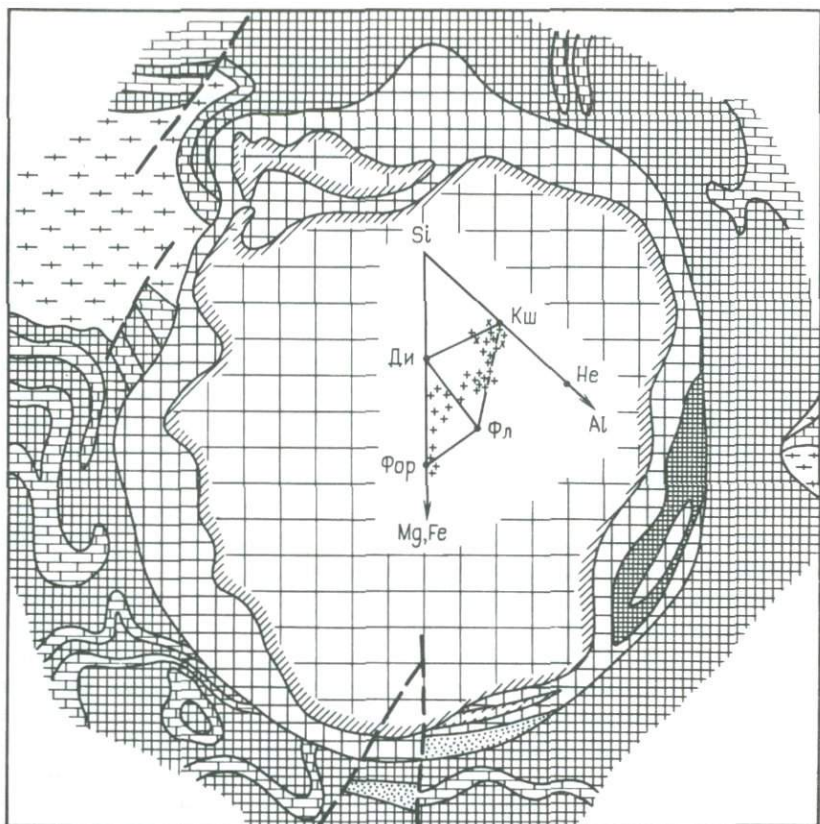


Рис. 30. Схема геологического строения Инаглинского массива ультраосновных-щелочных пород (по А.М. Корчагину [16]) с диаграммой состав-парагенезис пород кольцевых зон массива (+) и вмещающих пород (x).

1 — архейские породы, 2 — синийские гравелиты и песчаники, 3 — нижнекембрийские карбонатные породы, 4 — дуниты, 5 — шонкиниты, 6 — сиенит-порфиры и порфиристы, 7 — пироксениты, 8 — пүласкиты

ми изучения указанных процессов при формировании Инаглинского и подобных ему массивов ультраосновных-щелочных пород центрального типа.

Инаглинский массив ультраосновных-щелочных пород, расположенный в междуречье Алдана и Селигдара в Якутской АССР, состоит из дунитового ядра диаметром около 5 км и серии концентрических зон щелочных и щелочноземельных пород различной кислотности-основности (рис. 30). Состав концентрических зон Инаглинского массива от дунитового ядра к периферии изменяется в следующей последовательности: оливин-пироксеновые породы типа перидотитов и пироксе-

новые породы типа пироксенитов (мощность зоны до 25 м), пироксен-полевошпатовые породы щелочного состава, относимые к шонкинитам, малинитам и пироксеновым сиенитам (мощность 100–140 м), сиенит-диорит-порфиры. Между всеми концентрическими зонами наблюдаются либо постепенные переходы, либо тектонические контакты. Подобные зональные массивы, известные под названием массивов центрального типа (магматические комплексы центрального типа, по Е.В. Свешниковой), описаны в различных регионах Земли. В нашей стране они сосредоточены в основном в пределах Сибирской платформы (Маймеча-Котуйская и Алданская провинции) и на Балтийском щите (Карело-Кольская провинция). Большинство массивов центрального типа состоит из ультраосновного ядра и кольцевых зон щелочных и щелочно-земельных пород от ультраосновных до кислых гранитоидного ряда. Во всех случаях характерно закономерное повышение кислотности пород от центральных частей массивов к их периферии.

Большинство исследователей происхождения массивов центрального типа объясняют проявлением нескольких интрузивных фаз (нередко значительно разорванных во времени — от протерозоя до кайнозоя) дифференцирующейся на глубине щелочной ультраосновной магмы. Метасоматическое происхождение допускается лишь для ограниченной части пород массивов, в частности, для пироксенитовой оторочки дунитового ядра. Так, например, по представлению М.А. Богомолова, часть массивов центрального типа Алданского щита ("кондерский" тип) сформировалась в результате внедрения в мезозое гранитоидной магмы вокруг докембрийских штоков ультраосновных пород с некоторым реакционно-метасоматическим взаимодействием этой магмы с ультраосновными породами. Исключение составляют лишь представления Л.С. Бородина. Им доказывается, что петрографическая и геохимическая специфика массивов центрального типа Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций, их зональное строение являются следствием интенсивных инфильтрационно-метасоматических процессов замещения гипербазитов по зонам кольцевых разломов. Подобных представлений в отношении происхождения пород Арбарастахского массива придерживаются также А.А. Глаголев и А.Г. Харченков. Большинство исследователей Инаглинского массива, начиная с В.К. Дзевановского, также считают, что все или подавляющая часть пород массива относятся к интрузивным магматическим образованиям различных эпох, этапов и фаз магматизма, начиная с протерозоя до мела. Метасоматическое образование допускается лишь для пироксенитов и части шонкинитов [16]. Различные дайкообразные и жильные тела обычно рассматриваются в качестве магматических и частично метасоматических образований.

Рассмотрим результаты изучения происхождения разнообразных пород Инаглинского массива и закономерностей миграции вещества при его формировании.

В Инаглинском массиве по направлению от центра массива к периферии в соответствии с петрографической зональностью устанавливается геохимическая зональность. На рис. 31 приведен схематический радиаль-

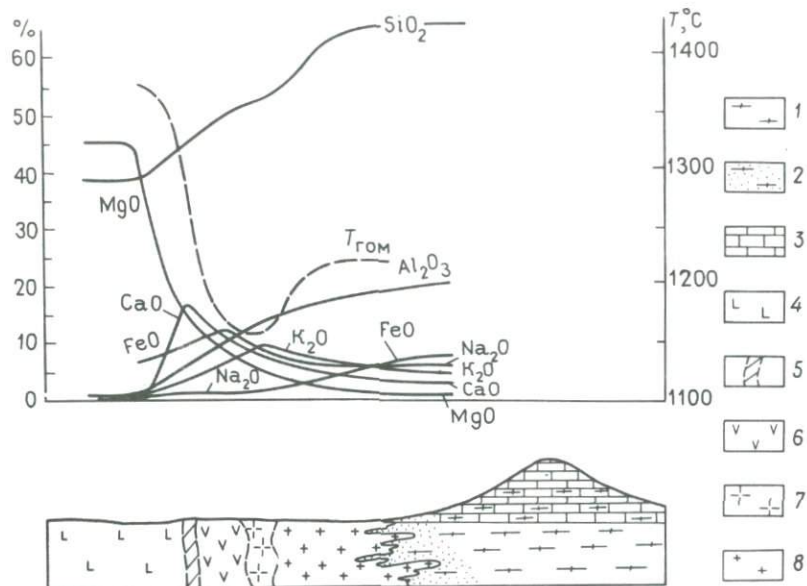


Рис. 31. Схематический геологический профиль Инаглинского массива с вариационными кривыми содержаний главных породообразующих компонентов.

1 — архейские породы, 2 — контактовоизмененные породы, 3 — карбонатные породы, 4 — дуниты, 5 — пироксеновые породы, 6 — щелочные пироксен-полевошпатовые породы, 7 — пироксеновые сиениты, 8 — сиенит-порфиры, $T_{гом}$ — температура гомогенизации расплавленных включений (определения Б.А. Дороговина)

ный разрез Инаглинского массива и вмещающих пород с вариационными кривыми содержаний основных породообразующих оксидов. Как видно из приведенного графика, по характеру изменения содержаний различаются два типа компонентов. Содержания SiO_2 и Al_2O_3 в породах от центра массива к периферии непрерывно возрастают, в содержание MgO однозначно уменьшается. Кривые, отображающие изменение содержаний CaO , FeO , K_2O , Na_2O , имеют максимумы. Наибольшее содержание CaO устанавливается в непосредственной близости к дунитовому ядру, затем следуют максимумы FeO , далее K_2O и Na_2O . Минералогически это выражается в обогащении пород отдельных зон минералом, богатым соответствующим компонентом: пироксеном (Ca), магнетитом (Fe), калишпатом (K), эгирином и альбитом (Na). Подобные закономерные изменения содержаний основных породообразующих компонентов характерны и для других массивов центрального типа Алданской провинции. Отличия заключаются лишь в большей или меньшей выраженности указанных закономерностей. Так, например, в Кондерском массиве ультраосновных-щелочных пород резко выражены максимумы содержаний кальция и железа при меньшей роли калия, что находит отражение в отсутствии богатых калишпатом пород, магнетит-пироксеновые породы сменяются нормальными пироксен-полевошпатовыми породами. В породах Арбарастахского массива роль кальция еще более существенна, что обуслов-

ливаает почти полное вытеснение дунитов пироксеновыми породами и развитие богатых кальцием ультращелочных пород и карбонатитов.

Материалы по петрологии и геохимии платформенных массивов ультраосновных-щелочных пород других регионов (Л.С. Бородин, Е.Л. Бутакова, Н.А. Волотовская, О.А. Воробьева, Г.Г. Моор и др.) показывают, что во всех массивах подобного типа имеет место постепенное увеличение содержания глинозема и кремнезема от центра массивов к периферии, однозначное уменьшение содержания магния, аномально высокое содержание кальция в ближайшей к дунитовому ядру (если оно есть) зоне и максимумы в содержании калия, а затем натрия ближе к периферии. Различия минерального состава зон различных массивов определяются в основном соотношением глинозема, кремнезема и магния и колебаниями содержания кальция, калия и натрия. При недостатке кремнезема в зоне высокой концентрации кальция образуется вместо или вместе с пироксеном мелилит, при высокой концентрации натрия вслед за зоной флогопит-пироксеновых пород следует зона богатых нефелином пород, при преобладании калия над натрием широкое развитие получают калишпат или лейцит.

Изложенные общие особенности строения и состава центрически-зональных массивов ультраосновных-щелочных пород невозможно объяснить с позиций представлений о них как о многофазовых интрузиях магм разного состава, образующихся в результате дифференциации длительно эволюционирующего глубинного магматического очага. Закономерное для всех массивов измерение содержания основных породообразующих компонентов от центра массива к его периферии может быть обусловлено только процессами *in situ*.

Изучение петрографии, а также включений минералообразующих сред в минералах пород Инаглинского массива показало, что бесспорно магматическое происхождение имеют только дуниты, выполняющие центральное ядро массива, и сиенит-диорит-порфиры самой периферической зоны массива. В других же зонах основная масса минералов имеет признаки метасоматического происхождения (диопсид, магнетит, флогопит, калишпат, нефелин, плагиоклаз, амфиболы и др.), магматические же минералы встречаются лишь в виде реликтов (часть оливина в пироксеновой зоне, авгитовый пироксен, лейцит, замещенный полевошлатовым агрегатом). Это свидетельствует о том, что все породы промежуточных (между дунитовым ядром и периферической зоной сиенитов) зон сформировались в результате магматических и последующих интенсивных метасоматических процессов.

Судя по составу магматических минералов пород Инаглинского массива, состав первично-магматических пород изменялся от дунитового ядра к периферии постепенно в следующей последовательности: дуниты — перидотиты — щелочные калие-натровые ультраосновные породы типа миссуритов — щелочные калиевые габброиды — пироксеновые сиениты — сиенит-порфиры. Постепенное изменение содержания магматических минералов указывает на одновременность образования этой непрерывной серии первично-магматических пород.

Материалы по Кондерскому, Чадскому и другим массивам рассматри-

ваемого типа позволяют также утверждать, что большая часть пород этих массивов сформировалась в результате магматических и последующих наложенных метасоматических процессов минералообразования. Реставрация состава первично-магматических образований Кондерского массива позволяет предполагать, что состав этих пород от центра массива к периферии изменялся также постепенно в следующей последовательности: дуниты — перидотиты — габбро-диориты — гранитоиды.

Как видно, в рассматриваемых массивах состав первично-магматических пород от центра к периферии изменяется строго закономерно, а именно от ультраосновного в центре до кислого по периферии.

Закономерное изменение состава однофазовых интрузий с приближением к контакту с вмещающими породами обычно объясняется процессами контаминации, т.е. ассимиляцией магмой вмещающих пород. При процессах контаминации в эндоконтактовых зонах интрузий должны всегда наблюдаться различные реликты не ассимилированных магмой вмещающих пород. Однако в рассматриваемых массивах никем из исследователей не описано ни одного факта наличия таких реликтов. Противоречат контаминационной гипотезе также сравнительные данные по составу пород внешней зоны массивов и среднему составу вмещающих пород. Средний химический состав достоверно магматических пород периферической зоны Инаглинского массива почти идентичен среднему составу вмещающих массив метаморфических пород, которые представлены метаморфическими породами архея и осадочными породами синия (см. рис. 31). Между тем никакая контаминация не может привести к изменению состава ультраосновной магмы до состава ассимилируемых пород. Следовательно, объяснить контаминацией образование более щелочных и кислых магматических пород внешней кольцевой зоны массива невозможно.

Почти полное подобие состава магматических пород внешней зоны Инаглинского массива среднему составу вмещающих пород позволяет высказать предположение, что сиенитовая магма периферической зоны образовалась в результате плавления вмещающих пород при термическом воздействии интрузии ультраосновной магмы. Из литературы известны явления плавления пород в узкой зоне контакта даек и эффузий основных и ультраосновных магм с вмещающими более кислыми породами. Это плавление происходит при низких давлениях, близких к атмосферному. В условиях высоких давлений при *P-T* условиях жидкого состояния воды в контакте с высокотемпературными расплавами, особенно ультраосновного состава, плавление вмещающих более кислых и низкоплавких водосодержащих пород должно проявляться в гораздо больших масштабах. По расчетам [10], при формировании базитового интрузива на глубине 20 км при отсутствии флюидного потока из интрузии зона анатексиса может составить около 4 км. В пределах Инаглинского массива эта зона не превышает первых сотен метров. В зоне сиенит-порфиридов, сиенит-диорит-порфиридов Инаглинского массива в качестве реликтов сохраняются только карбонатные породы, что объясняется высокой температурой их плавления.

Формирование промежуточных по составу магм в зоне контакта глубинной ультраосновной магмы и палингенной, образовавшейся *in situ*, сиенитовой магмы можно объяснить химическим взаимодействием двух различных по составу магм: дунитовой и сиенитовой. В зоне контакта этих химически неравновесных магм вследствие градиентов химических потенциалов компонентов, определяемых градиентами концентраций, очевидно, происходит их встречная диффузия с обогащением сиенитовой магмы магнием, а дунитовой магмы кремнеземом, глиноземом, щелочами, кальцием. Соотношение скоростей диффузии компонентов, которые зависят от величин градиентов их химических потенциалов, определяет соотношение компонентов в промежуточных кольцевых зонах и, следовательно, химический и минеральный состав магматических пород, образующихся в этих зонах. В результате в зоне контакта указанных магм образуется непрерывная серия магматических пород мощностью в несколько десятков метров, по составу переходных от дунитов к сиенитам, с постепенными и однозначными изменениями содержаний всех компонентов.

Специфику состава первично-магматических пород в различных массивах можно объяснить главным образом различиями среднего состава вмещающих ультраосновные интрузии пород. Например, более щелочной характер первично-магматических пород Инаглинского массива, по сравнению с Кондерским массивом, несомненно, обусловлен более значительным содержанием карбонатных пород в окружении первого. Это подтверждается такими данными, как закономерное изменение состава пород внешней зоны Инаглинского массива от сиенит-порфиров до пород типа шонкинитов вблизи кембрийских известняков.

Для проверки вышеизложенной гипотезы процессов магнообразования и химического взаимодействия магм разного состава были проведены моделирующие эксперименты на специально изготовленной высокотемпературной установке, позволяющей получать в узкой зоне (25—30 мм) температуры до 2800 °С в условиях избыточного давления инертного газа до 0,3 МПа. В молибденовый контейнер размером 15 x 15 x 150 мм по центру загружались образцы дунита 15 x 15 x 40 мм и в контакте с ними образцы архейских гранитов, гранито-гнейсов из района Инаглинского массива (рис. 32). Контейнер в установке располагался так, чтобы в самой высокотемпературной зоне нагревателя находился центр дунитового образца. Температуры в процессе всего эксперимента измерялись по всей длине контейнера. При нагревании дунита до его плавления (1660—1700 °С) происходило плавление контактирующих с ним образцов гранито-гнейсов, гранитов и сиенит-порфиров, нагрев которых происходил кондуктивным способом. Химический анализ полученных в различных частях контейнера пород, образовавшихся после кристаллизации расплава, показал, что исходные составы пород существенно изменились: производные кислого расплава существенно обогатились магнием и оказались обедненными другими компонентами, дунитовый расплав обогатился кремнеземом и глиноземом. Все это привело к образованию серии пород плавно изменяющегося состава

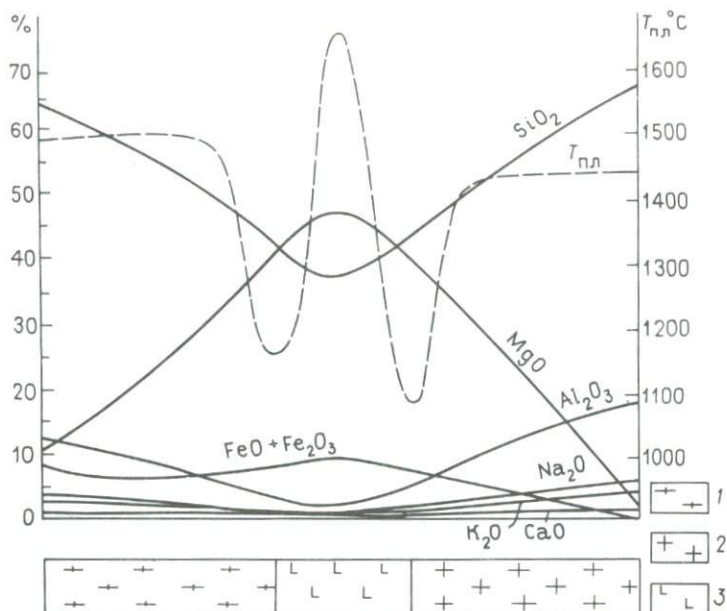


Рис. 32. Изменение содержания главных породообразующих компонентов в гранитах, гранито-гнейсах и дунитах в результате их взаимодействия при экспериментальном плавлении.

1 — гранито-гнейс, 2 — гранит, 3 — дунит

от ультраосновных через щелочные габброиды до сиенитов, т.е. распределение пород оказалось аналогичным таковому для первично-магматических пород. На диаграмме приведены температуры плавления пород разных зон Инаглинского массива. Обращает на себя внимание наиболее низкая температура плавления пород, промежуточных между дунитом и кислыми породами, что объясняется эвтектичным типом кристаллизации расплавов в системе $MgO - SiO_2 - Al_2O_3$. Такой же характер (с минимумом) имеет температурная кривая по температурам гомогенизации расплавных включений в минералах первично-магматических пород вкрест зональности Инаглинского массива (см. рис. 31). Как видно по этой кривой, минимальные температуры образования характерны для щелочных габброидов. Более высокие температуры плавления пород в экспериментальных условиях по сравнению с температурами гомогенизации объясняются тем, что эксперименты проводились при давлении аргона 0,1–0,3 МПа в отсутствие воды, в то время как кристаллизация пород Инаглинского массива происходила при давлениях в несколько сотен мегапаскалей при наличии воды за счет вмещающих пород.

Экспериментальные данные подтверждают изложенное выше представление о том, что при формировании массивов центрального типа термическое воздействие интрузивной ультраосновной магмы приводит

к расплавлению вмещающих метаморфических и осадочных пород и последующему химическому взаимодействию двух расплавов разного состава с образованием в зоне взаимодействия этих расплавов магм промежуточного состава. Средний состав пород, испытывающих плавление в зоне контакта с интрузией ультраосновной магмы, определяет состав палингенной магмы и специфику состава первично-магматических пород концентрических зон различных массивов центрального типа.

С позиций указанных представлений находит также объяснение подчиненное количество в массивах пород кислого и промежуточного составов. Так, например, диаметр ультраосновного ядра в Инаглинском массиве достигает 5 км, в Кондерском ~ 6 км, в Чадском ~ 2 км, мощности же зон кислых пород изменяются десятками — первой сотней метров, а пород промежуточных составов — первыми десятками метров.

В соответствии с изложенной гипотезой формирования магматических пород Инаглинского массива, концентрация минеральных компонентов в породах от центра к периферии должна изменяться более или менее равномерно и однозначно в пределах крайних их содержаний в исходных магматических породах — дунитах и сиенитах, а именно (массовое содержание, %): MgO от 45—47 до 1—2; SiO₂ от 35—40 до 60—65; Al₂O₃ от 0 до 20—25; CaO от 0 до 3—4; K₂O от 0 до 5—6; Na₂O от 0 до 3—4; FeO от 5—10 до 2—5. Подобная направленность изменения состава получена нами и в результате экспериментов (см. рис. 32). В действительности же в содержании ряда породообразующих компонентов в породах рассматриваемых массивов имеют место значительные аномалии. Так, в пироксеновых породах Инаглинского массива содержание кальция достигает 17—19 %, содержание железа от центра массива к периферии сначала увеличивается от 2—8 до 7—14 %, а затем уменьшается до 3—6,5 %. В пироксен-калишпатовых породах отмечается максимум калия — до 6 %. Концентрация натрия увеличивается к периферии массива. Эти аномалии в содержании компонентов не могли образоваться в магматический этап формирования массива, поскольку: 1) химическое взаимодействие магм разного состава должно вести к усреднению составов; 2) минералы, ответственные за указанные аномалии в содержании отдельных компонентов, имеют признаки метасоматического происхождения.

Значительная часть ультраосновных пород ядра и кислых пород периферической зоны и практически все породы промежуточных зон Инаглинского массива в современном виде представляют собой метасоматические образования с редкими реликтами первично-магматических минералов. Аномалии в содержании кальция, железа, калия, натрия в породах отдельных зон массива связаны с повышенным содержанием метасоматических минералов — диопсида, флогопита, магнетита, калишпата, нефелина, альбита, эгирина и амфиболов. Это указывает на то, что аномалии содержаний перечисленных выше компонентов образовались в послемагматический этап в результате метасоматических процессов. Однако характер этих процессов не соответствует представлениям некоторых исследователей, согласно которым концентрические зоны подобных

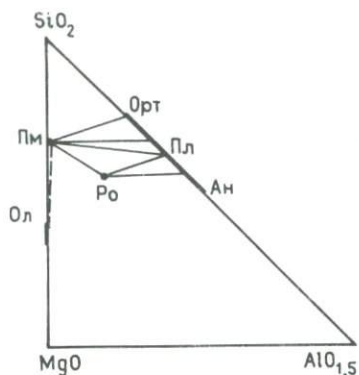


Рис. 33. Диаграмма состав-парагенезис для пород кольцевых зон Кондерского массива. По М.А. Богомолу

с одинаковой для всех или большинства массивов последовательностью максимумов в содержании кальция, железа, калия, натрия в породах не может быть объяснен воздействием восходящих инфильтрационных глубинных растворов. Характер парагенезисов минералов пород кольцевых зон массивов не соответствует таковым инфильтрационно-метасоматических образований (полиминеральность парагенезисов щелочных и щелочноземельных пород, отсутствие рядов пород, соответствующих зонам каких-либо инфильтрационно-метасоматических колонок и пр.).

На диаграмме Si — Mg, Fe — Al состав-парагенезиса с проекциями состава пород и минералов (см. рис. 30) видно, что соотношение этих наименее подвижных при метасоматозе компонентов в составе пород массива вкрест простирания кольцевых зон изменяется в соответствии с ранее установленными закономерностями, т.е. при переходе от внутренних зон массива к внешним имеют место повышение содержаний Si, Al и уменьшение содержания Mg. Это изменение состава пород в отношении указанных компонентов, вероятно, отражает в основном их содержание со времени магматической стадии формирования пород. Однако, как следует из диаграммы, изменение соотношения этих компонентов в составе пород Инаглинского массива вкрест простирания кольцевых зон происходит не по прямой линии, как в случае химического воздействия химически неравновесных магм, а по кривой, образующей зигзаг, обусловленный относительным обеднением кремнеземом по сравнению с глиноземом пород внешних зон массива и обогащением кремнеземом пород внутренних метасоматических зон. Еще резче выражен зигзаг на кривой изменения состава пород Кондерского массива (рис. 33). Такой характер изменения состава пород обычно объясняется более высокой миграционной способностью кремнезема по сравнению с глиноземом, что не характерно для инфильтрационно-метасоматических процессов [11]. Это дает основание предполагать, что миграция раство-

массивов сформировались в результате внедрения гипербазитовой магмы и последующего инфильтрационно-метасоматического замещения гипербазитов под воздействием глубинных растворов. Как было показано выше, во-первых, первичный состав магматических пород кольцевых зон Инаглинского массива был не гипербазитовым, а изначально изменялся от гипербазитов в ядре массива до сиенитов по периферии; во-вторых, нет никаких признаков инфильтрационного характера метасоматоза. Против инфильтрационно-метасоматической природы наложенных процессов свидетельствуют следующие данные. Концентрический характер метасоматических зон во всех массивах

ров, обусловившая наложенные метасоматические процессы в послемагматический этап формирования пород массива, происходила не из глубинных зон, а со стороны внешних зон массива к центру. Этот вывод подтверждается изучением характера миграции других минеральных компонентов.

Процессы метасоматической диопсидизации, калишпатизации, флогопитизации, альбитизации обуславливаются значительным привносом кальция, калия, натрия, воды. В соответствии с исходным составом магматических пород и вариационным диаграммам изменения состава пород вкрест простираения кольцевых зон, источником этих компонентов не могут быть собственные породы массивов. Несомненно, этот источник находится за пределами массивов. В зонах перехода от одного фронта метасоматоза к другому устанавливаются признаки наложения внешних кольцевых метасоматических фронтов на внутренние: натриевого на калиевый (замещение калишпата альбитом, диопсида амфиболом, эгирином), калиевого на кальциевый и железистый (замещение диопсида и магнетита калишпатом, флогопитом), железистого на кальциевый (замещение диопсида магнетитом). Это указывает на миграцию метасоматических фронтов во время метасоматоза от периферии массива к центру, что свидетельствует о привносе минеральных компонентов со стороны внешних зон массива в сторону центрального ядра и подтверждается сохранением метасоматически незамещенных дунитов только в центральных частях массивов и концентрическим характером метасоматической зональности.

По данным вариационных диаграмм изменения состава пород массивов вкрест простираения кольцевых зон и вмещающих пород, источником кальция, калия, натрия, воды, очевидно, являлись вмещающие массив породы, из которых извлекались указанные компоненты в процессе контактового метаморфизма и плавления. В отношении калия и натрия этот вывод подтверждается характером минералообразования при контактовом метаморфизме в ореоле массивов центрального типа. Так, согласно данным Г.В. Андреева, В.В. Архангельской, М.А. Богомолова, А.А. Ельянова и др., при контактовом метаморфизме вокруг массивов центрального типа в бедных кальцием породах любого возраста образуются силлиманит, андалузит, кордиерит, шпинель. Формирование этих минералов происходит путем замещения в основном полевых шпатов и слюд и сопровождается выносом из пород щелочей, воды. Следов существенного осаждения их в экзоконтактовой зоне массивов не наблюдается. И только в непосредственном контакте с массивом в гнейсах отмечаются следы натриевого метасоматоза, выражающегося в образовании альбита и эгирина. Более значительная альбитизация и эгиринизация проявляются уже непосредственно по породам внешней кольцевой зоны массивов. Процессы калиевого метасоматоза широко наблюдаются в более удаленных от контакта с вмещающими породами средних кольцевых зонах массивов. Вода входит в состав метасоматических пород при образовании любых водосодержащих минералов (флогопит, амфиболы), т.е. ведет себя как вполне подвижный компонент. Такая разоб-

ценность зоны выноса щелочей и воды из пород (зоны контактового метаморфизма) и зоны их привноса в породы (различные кольцевые зоны массивов) указывает на существенную миграцию растворов из экзоконтактовых зон массивов во внутренние зоны. Несомненно, такое же происхождение имеет кальций, обуславливающий процессы пироксенизации во внутренних метасоматических зонах массивов. Источником кальция, по-видимому, являются карбонатные и другие богатые этим компонентом вмещающие породы, испытывающие также метасоматические преобразования с выносом кальция из пород в поровые растворы.

Такая же по направленности, но меньшая по масштабам миграция устанавливается и для менее подвижного компонента — железа. Повышенной его содержание в магнетит-пироксеновой и пироксен-калишпатовой кольцевых зонах Инаглинского массива может быть объяснено привносом его из сиенит-порфиоров ближайшей внешней зоны, в которых содержание железа меньше, чем во вмещающих породах, за счет плавления которых они образовались.

Таким образом, изложенные материалы свидетельствуют о том, что в раннюю стадию послемагматического этапа формирования массивов центрального типа и в одновременный с этой стадией прогрессивный этап контактового метаморфизма вмещающих пород происходит мобилизация из этих пород калия, натрия, кальция, воды и, в меньшей мере, кремния, железа, которые переносятся в эндоконтактовые зоны массивов, обуславливая метасоматическое преобразование первично-магматических пород с осаждением отдельных компонентов в определенных кольцевых зонах. Характер метасоматических процессов и состав газовой-жидких включений свидетельствуют о том, что агентом этого переноса служит в основном вода, мобилизованная из вмещающих пород в процессе их высокотемпературного контактового метаморфизма. Как рассматривалось выше, при анализе миграции поровых растворов в экзоконтактовых зонах интрузий, такая направленность миграции воды, очевидно, связана с градиентом ее химического потенциала, причиной которого является градиент температуры. В неравномерном температурном поле вода диффундирует из зон высокого ее химического потенциала (низких температур) в сторону понижения этого потенциала (повышения температуры). В связи с тем, что скорость термодиффузии воды выше скорости любого типа диффузии растворенных в ней нелетучих компонентов, направление миграции последних полностью определяется направлением миграции растворителя-воды независимо от градиентов химических потенциалов или концентраций этих компонентов в поровых растворах.

Анализ парагенезисов метасоматических минералов кольцевых зон массивов показывает, что осаждение из растворов наиболее подвижных компонентов: кальция, калия и натрия — в эндоконтактовых зонах массивов происходит не произвольно, а дифференцированно в строго определенных зонах. Во внешней зоне осаждаются натрий, ближе к ядру — калий и еще ближе к центру — кальций. Эта последовательность соответствует последовательности осаждения этих же компонентов из поро-

вых растворов на прогрессивном этапе гранитизации (зоны плаггиогранитизации — калишпатовой гранитизации — гастингсит-калишпатовой гранитизации), которая объясняется соответствующей последовательностью инверсий их растворимости в связи с повышением температуры. Очевидно, в рассматриваемом случае закономерная последовательность зон осаждения натрия, калия, кальция также является следствием различия температур инверсии их растворимости в поровых растворах, мигрирующих со стороны внешних более низкотемпературных экзо- и эндо-контактных зон массива в сторону повышения температуры к ядру массива.

В связи с изложенными представлениями на источник вещества при метасоматическом преобразовании первично-магматических пород массивов центрального типа специфика состава метасоматических образований кольцевых зон различных массивов может быть объяснена особенностями состава вмещающих массивы метаморфических пород. При формировании массивов среди богатых калием толщ (гнейсы, мигматиты) в кольцевых зонах образуются богатые калием породы. Отличие парагенезисов минералов Кондерского массива от таковых Инаглинского массива связано с более низкой активностью калия и кальция, что определяется бедностью вмещающих пород первого указанными компонентами. Наиболее высокая активность кальция отмечается в массивах, которые формируются в толщах с высоким содержанием карбонатных пород. В этих случаях вместо диопсида образуются мелилит и даже карбонатиты, т.е. богатые кальцием вплоть до вообще не содержащих кремнезема карбонатные породы. Экспериментальными исследованиями [47] было показано, что состав кимберлитов также в значительной мере обусловлен привнесением в ультраосновную интрузию большого количества кальция из вмещающих пород.

При метасоматическом преобразовании дунитов происходит значительный вынос из пород магния. Судя по характеру рассмотренного выше метасоматического минералообразования, магний не осаждается ни в одной из кольцевых зон в раннюю высокотемпературную стадию минералообразования послемагматического этапа. Это позволяет предполагать, что вынесенный из пород магний сохраняется в растворах до более поздних стадий послемагматического этапа. Действительно, магний широко участвует в формировании послемагматических жильных и метасоматических контактового-реакционных пород внутри массива, а также выносятся по системе конических разломов в экзоконтактные зоны массива, обуславливая доломитизацию известняков, развитие брусита и т.п. в регрессивный этап контактового метаморфизма.

Детальное изучение петрографии, минералогии и геохимии Инаглинского массива, анализ материалов по другим подобным массивам, а также экспериментальное моделирование некоторых магматических процессов позволяют прийти к представлениям, согласно которым образование массивов рассматриваемого типа обуславливается проявлением ряда последовательных процессов:

— внедрения штокообразной интрузии ультраосновной магмы;

— плавления вмещающих интрузию пород в приконтактовой зоне под воздействием тепла интрузии с образованием палингенной магмы, по составу отвечающей среднему составу вмещающих пород;

— химического взаимодействия контактирующих химически неравновесных магм в результате встречной концентрационной диффузии компонентов;

— кристаллизации закономерно (вкрест простирания контакта) изменяющихся по составу магм с образованием серии промежуточных по составу магматических пород;

— послемагматического метасоматического замещения образовавшихся магматических пород с привносом в них наиболее подвижных компонентов — щелочей, воды и кальция из вмещающих пород — и образованием контрастных по составу концентрических зон с аномальным содержанием отдельных компонентов.

В свете этих представлений специфика состава тех или иных массивов ультраосновных-щелочных пород определяется:

— средним составом вмещающих пород, подвергшихся плавлению и контактовому метаморфизму;

— размерами интрузии ультраосновной магмы;

— интенсивностью послемагматических тектонических деформаций, от которых зависит интенсивность проявления послемагматических метасоматических процессов.

Физико-химический анализ процессов метасоматоза в кольцевых зонах Инаглинского массива показывает, что для послемагматического минералообразования характерна единая направленность изменения химических условий во времени и в пространстве. Во внешней зоне метасоматического преобразования пород имеют место вынос кальция и привнос натрия. Следующая (ближе к ядру) зона метасоматоза характеризуется повышением активности калия с обогащением им пород, внутренняя, наиболее высокотемпературная зона метасоматоза отличается высокой активностью кальция с соответствующим привносом его в породы. Соответственно устанавливаются три основных последовательных фронта (в пространстве) или стадии (во времени) послемагматического минералообразования. Такая последовательность изменения химических условий процессов обуславливается, очевидно, изменением растворимости и, как следствие, активности кальция, калия, натрия в поровых растворах в связи с изменением температуры. Понижение температуры в пространстве (от центра дунитового ядра массива к периферии) и во времени (наложение на высокотемпературные явления все более низкотемпературных) — основная причина изменения физико-химических условий метасоматического минералообразования в Инаглинском и подобных ему массивах ультраосновных-щелочных пород.

Изложенные материалы свидетельствуют об отсутствии каких-либо глубинных восходящих растворов на магматической и высокотемпературной послемагматической стадии формирования комплекса ультраосновных-щелочных пород Инаглинского массива.

Изучение более поздних образований Инаглинского массива, представленных различными жильными и контактово-реакционными породами, показало, что их формирование происходило в условиях восходящей миграции растворов по образующимся на послемагматической стадии системам трещин. Однако анализ состава привносимого при этом вещества свидетельствует о коровом происхождении восходящих растворов.

ОСНОВНЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛАЗУРИТА, ФЛОГОПИТА И БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ

В зонах ультраметаморфизма образуется большое число месторождений полезных ископаемых. Последние непосредственно связаны либо с процессами ультраметаморфизма (точнее, его регрессивного этапа), либо с более поздними наложенными процессами магматизма, метасоматоза и гидротермального минералообразования. В свете изложенных выше представлений на физико-химическую сущность процессов ультраметаморфизма и его регрессивных этапов, а также на динамику подвижности и миграции вещества в зонах ультраметаморфизма и корового магматизма рассмотрим в качестве примера основные физико-химические условия образования месторождений лазурита, флогопита и благородной шпинели, связанного с инфильтрационно- и биметасоматическими процессами минералообразования в магнезиальных породах на регрессивном этапе ультраметаморфизма.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛАЗУРИТА

В нашей стране известны два основных лазуритоносных района: Юго-Западное Прибайкалье и Юго-Западный Памир. Отмечаются находки лазурита в Туркестанском хребте и Закарпатье (В.Я. Бернасовский, Н.Н. Кузнецов). Самое крупное в мире месторождение высококачественного лазурита находится в Афганистане (Сары-Санг), значительное количество лазурита добывается в Чили, описываются проявления лазурита в США, Индии, Канаде, Бирме [17].

В Юго-Западном Прибайкалье известно несколько месторождений и проявлений лазурита: Малобыстринское, группа Слюдянских, Тултуйское, Талинское и ряд более мелких. Зона их распространения простирается на десятки километров в пределах развития глубокометаморфизованных пород хамардабанской серии. Лазурит образуется в пределах мощных горизонтов доломитовых или кальцит-доломитовых мраморов, залегающих в экзоконтакте или в некотором удалении от массивов сиенитов, реже — вне видимой связи с сиенитами среди ультраметаморфических гранитоидов повышенной щелочности роговообманково- и гиперстен-калишпатового состава. Месторождения лазурита в Прибайкалье изучались многими исследователями, однако наиболее полно вопросы генезиса их рассмотрены в работах Д.С. Коржинского.

На Юго-Западном Памире известно Ляджвардаринское месторождение лазурита, расположенное в центральной части площади развития глубоко-метаморфизованных и ультраметаморфических пород ваханской серии. Месторождение приурочено к мощному (до 70 м) горизонту кальцит-доломитовых мраморов. Лазурит встречается на протяжении более километра по простирацию этого горизонта. В подошве лазуритсодержащих мраморов обнажаются ультраметаморфические роговообманково-калишпатовые гранито-гнейсы. Детальная петрологическая характеристика этого месторождения лазурита впервые была дана Б.Я. Хоревой.

По данным Д.С. Коржинского, лазурит образуется при замещении полевошпатовых пород в результате биметасоматоза на контакте будинированных тел этих пород (гранитов, аплит-пегматитов, сиенитов, а в Прибайкалье иногда даже гнейсов) с доломитсодержащими мраморами в раннюю щелочную стадию постмагматического этапа. В процессе биметасоматоза компоненты MgO , SiO_2 , Al_2O_3 характеризуются инертным поведением, а компоненты H_2O , CO_2 , S , SO_3 , Cl , Na_2O , K_2O , CaO , O_2 , Fe — вполне подвижным. Диффузионный обмен инертными компонентами между контактирующими химически неравновесными породами определяет минеральный состав метасоматических зон. Разнообразие же метасоматической зональности в различных месторождениях или даже в пределах одного месторождения обуславливается, по мнению Д.С. Коржинского, вариациями концентраций и, как следствие, химических потенциалов вполне подвижных компонентов — калия и натрия — в инфильтрационных растворах во время проявления процессов биметасоматоза. Д.С. Коржинский дал обзорную диаграмму $\mu_{K_2O} - \mu_{Na_2O}$ типов ассоциаций минералов, возникновение которых возможно в результате биметасоматоза на контакте доломитовых мраморов с бедными железом силикатными породами.

Лазурит, по определению А.Н. Платонова и др., является ненасыщенным кремнеземом минералом $(Na, Ca)_{4-8} (AlSiO_4)_6 (SO_4, Cl, S)_{1-2}$. Он никогда не встречается совместно с кварцем. При достаточном содержании в породе кремнезема даже в условиях избытка серы в системе вместо лазурита всегда образуется плагиоклаз или скаполит. Поскольку процессам лазуритизации подвергаются насыщенные кремнеземом полевошпатовые породы, следовательно, для образования лазурита одним из основных условий является высокая степень десиликации замещаемых пород. Десиликация пород осуществляется в результате более быстрого, по сравнению с глиноземом, выноса кремнезема во вмещаемые мраморы с повышением отношения Al_2O_3/SiO_2 в замещаемой породе [11]. Образование ненасыщенных кремнеземом минералов происходит только после полного выноса из породы кварца, когда вынос кремнезема идет уже за счет кремнезема полевых шпатов. Десиликации пород способствуют: 1) высокая магнизиальность мраморов; 2) преобладание магнизиальных мраморов над полевошпатовыми породами; 3) повышенная дорудная трещиноватость пород; 4) будинообразная форма тел.

Лазурит образуется в условиях высокого содержания серы в системе. При отсутствии серы вместо лазурита в тех же условиях образуется нефелин. При ее недостатке нефелинсодержащие парагенезисы обычно развиваются в зоне, предшествующей лазуритовой зоне, т.е. в удалении от контакта с мрамором. Эти данные указывают на вероятность привноса серы в зону лазуритизации не инфильтрационными растворами, а в результате диффузии из мраморов, что согласуется с данными В.И. Виноградова и М.А. Лицарева, доказывающими на основании изотопного анализа первично-осадочное происхождение серы во вмещающих лазуритовые породы доломитовых мраморах. Очевидно, образование парагенезиса нефелин + лазурит происходит в условиях недостатка серы в мраморах или недостаточно быстрого привноса ее из окружающих мраморов в зону замещения (понижение концентрации вполне подвижного компонента на фронте замещения).

Изучение характера лазурита в различных биметасоматических образованиях показало, что интенсивность окраски лазурита и его цвет закономерно изменяются. В наиболее ранних образованиях лазурит представлен темно-синими разновидностями. Чем позднее генерации лазурита, тем бледнее окраска, переходящая в зеленоватую до бесцветной. Бледно-голубые, зеленоватые, бесцветные разновидности лазурита обычно называют гаюином. Существуют различные представления на природу окраски лазурита (А.Е. Платонов и др.). По данным изучения природы окраски лазурита методом электронного парамагнитного резонанса и оптической спектроскопии [32], окраска лазурита обуславливается наличием в составе минерала молекулярных ион-радикалов S_3^- и SO_4^- , которые размещаются в структурных пустотах вместо молекулярных ионов SO_4^{2-} и S^{2-} . Для образования интенсивной синей окраски достаточна концентрация 0,3–0,7 % таких серосодержащих радикалов. Общее содержание серы в лазурите может достигать нескольких процентов. Следовательно, окраска минерала определяется не общим содержанием серы, а степенью ее окисления и полимеризации. Рассмотрим результаты изучения факторов, определяющих окраску лазурита-гаюина. Как уже указывалось, она закономерно изменяется в зависимости от временной ступени процессов лазуритизации.

В шлифах некоторых лазуритсодержащих пород из месторождений Ляджвардары и Слюдянки нередко наблюдается развитие вокруг зерен синего лазурита каемок бесцветного или бледноокрашенного гаюина. При нагревании тонких пластинок из таких образцов на нагревательном микроскопе МНО-2, начиная с температуры 610 °С, наблюдается постепенное сокращение каемок гаюина до полного перехода его в интенсивно окрашенный синий лазурит при температуре около 800 °С, что, вероятно, связано с изменением степени окисления и полимеризации входящей в состав минерала серы с образованием типичных для лазурита ион-радикалов. Эти данные доказывают температурную обусловленность окраски минералов группы лазурита-гаюина и более высокотемпературный характер темноокрашенных их разновидностей. Преобладание на Малобыстринском месторождении темноокрашенного лазурита указы-

вает на наиболее высокотемпературные процессы лазуритизации. Биметасоматоз с глубокой десиликацией полевошпатовых пород здесь в основном закончился в раннюю (самую высокотемпературную) фазу стадии лазуритизации. Процессы биметасоматоза с десиликацией на Памире и в Прибайкалье начинались с более низкотемпературных ступеней стадии лазуритизации и завершались часто уже при температурах устойчивости гаюина.

Экспериментально установленный переход гаюина в лазурит при высокой температуре позволяет объяснить физическую сущность известного с древних времен явления повышения густоты окраски образцов бледно-голубых или зеленоватых лазуритовых пород при их отжиге. Подобным путем можно несколько улучшить декоративные свойства некоторых типов лазуритовых пород. Однако такое облагораживание возможно только пород с гаюином, если же низкое качество лазуритовой породы связано с большим содержанием диопсида, кальцита, скаполита, то, естественно, отжиг не дает никакого положительного эффекта.

Наряду с последовательным во времени образованием лазурита и гаюина отмечается, особенно на Ляджвардаринском месторождении, самостоятельное развитие лазуритовой и гаюиновой метасоматических зон. Обычно ближе к контакту с мрамором располагается зона гаюина. Причем нередко наблюдаются постепенные переходы от темно-синего лазурита к зеленому или даже почти бесцветному гаюину. Эти данные указывают на возможность одновременного образования этих минералов, очевидно, при температурах, близких к температуре их фазового равновесия. В этом случае смену лазуритовой зоны гаюиновой с приближением к контакту с мрамором следует, вероятно, связывать с изменением состава или свойств поровых растворов в разных зонах биметасоматоза. Степень окисления серы прежде всего зависит от активности кислорода. По данным Д.С. Коржинского, А.Л. Павлова и др., активность кислорода имеет обратную зависимость от кислотности растворов. В соответствии с этим можно считать, что постепенная смена лазуритовой зоны гаюиновой с приближением к контакту с вмещающими мраморами в некоторых метасоматических образованиях обуславливается уменьшением концентрации кремнезема в растворе.

Следовательно, образование высококачественного лазурита возможно только при определенных значениях температуры и соотношении активности серы и кислорода, обуславливающих образование фельдшпатоидов с соответствующими по степени окисления и полимеризации радикалами серы, определяющими окраску минерала.

Температурный контроль качества лазурита подтверждается анализом температурных ступеней минеральных парагенезисов ультраметаморфических или интрузивно-магматических пород в районах лазуритовых месторождений. Все известные месторождения приурочены исключительно к районам развития высокотемпературных магматических или ультраметаморфических пород, характеризующихся парагенезисами Пир + Кш или Гаст + Кш. В Прибайкалье наиболее высокотемпературные лазурито-

вые образования отмечаются на Малобыстринском месторождении, которое расположено среди массива пироксен-калишпатовых сиенитовых пород анатектитового происхождения. По данным В.Н. Матонина и Ю.В. Алексеева, все лазуритовые участки Малобыстринского месторождения подстилаются дайками пород сиенитового состава, при этом удаленность лазуритоносных тел от контактов даек не превышает 4 м. Количество лазурита и другие температурные характеристики процессов минералообразования на месторождениях лазурита Прибайкалья отчетливо определяются близостью к подобным массивам сиенитов. Так, на Тултуйском проявлении лазурита качество и степень лазуритизации незначительны. В долине р. Слюдянка лучший лазурит отмечается на проявлении "Надежное", расположенном вблизи крупного массива пироксеновых сиенитов *правого водораздела долины*. С удалением от него в пределах того же горизонта мраморов качество и масштабы лазуритизации соответственно ухудшаются и уменьшаются, а состав парагенезисов указывает на понижение активности натрия и повышение активности калия в растворе. В целом вся группа слюдянских проявлений лазурита удалена от массива сиенитов, что определяет более низкотемпературный характер и меньшую интенсивность процессов лазуритизации, чем на Малобыстринском месторождении.

Ляджвардаринское месторождение лазурита на Памире приурочено к массиву гастингсит-калишпатовых гранито-гнейсов ультраметаморфического происхождения. Соответственно характер минералообразования при лазуритизации указывает на более низкотемпературные условия по сравнению с ранней фазой лазуритизации Малобыстринского месторождения. Светло-голубой лазурит и гаюин в долине р. Даршей приурочены к ультраметаморфическим породам, переходным от роговообманково-калишпатовой к более низкотемпературной биотит-калишпатовой ступени минеральных равновесий. Исходя из этих и ранее изложенных данных можно утверждать, что на Малобыстринском месторождении шли наиболее высокотемпературные процессы лазуритизации; несколько ниже была температура образования Ляджвардаринского месторождения; еще ниже — для лазуритов слюдянской группы проявлений, хотя среди них имеются представители не одной температурной ступени.

Температурные условия отчасти, вероятно, определяют и ограниченную распространенность нефелина на месторождениях лазурита. Чаще всего нефелин отмечается на высокотемпературном Малобыстринском месторождении и почти отсутствует на относительно низкотемпературных Ляджвардаринском и Слюдянских месторождениях при любых содержаниях серы в системе.

Близко к Малобыстринскому лазуриту по температурным условиям образование лазурита Сары-Сангского месторождения в Афганистане, где также отмечается в парагенезисах с лазуритом нефелин, а приурочено оно к роговообманковым и пироксен-роговообманковым гранитоидам. Эти гранитоиды, по данным И.А. Ефимова, А.И. Судеркина, А.К. Зия-Заде и др., также имеют ультраметаморфическое происхождение, а месторождения Сары-Санг и Ляджвардаринское приурочены к одному и тому

же метаморфическому комплексу. Следовательно, месторождение лазурита Сары-Санг по температурным условиям близко к Малобыстринскому (несколько ниже температура), а по составу и генезису пород, с которыми связаны растворы, подобно Ляджвардаринскому (менее щелочные). В связи с этим афганский лазурит по сравнению с памирским характеризуется более интенсивной окраской, близкой к окраске малобыстринского лазурита, однако по тону окраски и другим особенностям он ближе к памирскому.

Указанная четкая зависимость качества лазурита от температурной ступени минеральных равновесий развитых в районе гранитоидных ультраметаморфических и магматических пород и от близости к этим породам, очевидно, может указывать на генетическую связь процессов лазуритизации с инфильтрационными растворами, поступающими из этих пород в регрессивный этап их формирования. Рассмотрим характер этой связи.

Процессы метасоматического минералообразования в районах лазуритовых месторождений ведут к образованию различных типов метасоматической зональности. Одним из основных условий образования лазурита является высокая активность натрия. Большинство исследователей считают, что высокая активность натрия достигается благодаря кислотно-основному взаимодействию компонентов раствора при поступлении богатых щелочами инфильтрационных растворов в толщи богатых кальцием и магнием пород. Однако результаты изучения процессов минералообразования в районах лазуритовых месторождений показывают, что активность натрия, как и щелочность этих процессов, вообще совершенно не зависит от насыщенности толщ мраморами. Даже в одном пласте доломитовых мраморов на близком расстоянии можно встретить образования очень низкой щелочности (метасоматическая зональность без лазурита и флогопита с парагенезисом Ди + Шп) и весьма высокой щелочности. Причем активность калия и натрия в растворах при метасоматозе могут изменяться в широких пределах независимо друг от друга, т.е. при высокой активности натрия активность калия может быть близка к нулю. Эти данные указывают на то, что активность щелочей, в том числе и натрия, при процессах метасоматоза определяется другими причинами.

Изучение взаимоотношений минералов и минеральных парагенезисов, реставрация первичных минеральных парагенезисов биметасоматических пород лазуритовых месторождений позволили установить, что разнообразие типов парагенезисов минералов, отраженное на соответствующей диаграмме ${}^1\mu_{K_2O} - \mu_{Na_2O}$ Д.С. Коржинского, является следствием не локальных колебаний в пространстве химических потенциалов щелочей в инфильтрационных растворах, а в основном результатом изменения температуры во времени и в пространстве. Наиболее ранние процессы биметасоматоза на высокотемпературном Малобыстринском месторождении привели к образованию парагенезисов, характеризующих низкие значения μ_{K_2O} . Их особенностями являются отсутствие флогопита, широкое поле лазурита, иногда присутствие нефелина и ряда признаков, ука-

зывают на высокую активность в растворах натрия и низкую активность калия. Изменение характера парагенезисов минералов на этой стадии в основном определяется степенью десиликации полевошпатовой породы. При низкой степени десиликации образуется метасоматическая зональность без лазурита и флогопита. Из перечисленных типов зональности наиболее высокощелочные (высокий $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$) отмечаются только на Малобыстринском месторождении.

Последующие более низкотемпературные процессы биметасоматоза в зонах лазуритизации приводят к образованию парагенезисов уже без нефелина. Характерной их особенностью является присутствие флогопитсодержащих зон. Поле устойчивости лазуритсодержащих парагенезисов сокращается, а парагенезисов с флогопитом, калиевым полевым шпатом, скаполитом, основным плагиоклазом — расширяется. Эти особенности свидетельствуют о понижении активности натрия и повышении активности калия в растворах со временем. Некоторые вариации характера минералообразования обуславливаются различием в степени десиликации. Процессы лазуритизации одновременно с флогопитизацией отмечаются на всех месторождениях лазурита. Там, где имела место более ранняя лазуритизация, почти всегда отмечается последующее усложнение парагенезисов минералов, выражающееся прежде всего в явлениях флогопитизации пород, первоначально сложенных парагенезисами Ди + Шп + Лаз + Фор, т.е. повышение активности калия всегда ведет к замещению ранее образованных, неустойчивых в присутствии калия парагенезисов (рис. 34). Это обстоятельство сильно затушевывает характер минералообразования ранних ступеней и создает видимость, что флогопит образуется при любом типе лазуритизации.

Еще более низкотемпературные процессы биметасоматоза характеризуются развитием зональности вообще без лазурита, но с мощными зонами флогопитсодержащих пород. Отсутствие лазурита даже при самой высокой степени десиликации, повышение основности плагиоклаза, развитие скаполита (главколита) вместо лазурита указывают на дальнейшее понижение активности натрия (низкий $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$). Еще большее расширение полей парагенезисов с флогопитом, калиевым полевым шпатом свидетельствует о дальнейшем повышении активности калия.

Таким образом, процессы биметасоматоза в доломитовых мраморах на регрессивном этапе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма характеризуются следующим режимом щелочей: наиболее ранние высокотемпературные процессы обуславливаются высокой активностью натрия и минимальной активностью калия в растворе, по мере понижения температуры происходит понижение активности натрия и повышение активности калия.

Изложенные данные по физико-химическим условиям образования месторождений лазурита и ранее рассмотренному химическому условию процессов минералообразования на регрессивном этапе регионального ультраметаморфизма позволяют утверждать, что образование лазурита происходит в условиях привноса из подстилающих толщ мраморов ультраметаморфических пород наиболее богатых натрием и бедных калием

привноса магния из доломита. Однако такому представлению противоречит нередко равномерное развитие лазуритовой вкрапленности в мраморах на площади в несколько десятков квадратных метров без следов каких-либо первичных полевошпатовых пород. Образование рассматриваемых пород можно объяснить только при допущении привноса восходящими растворами по тектонически ослабленным зонам, в том числе по слоистости, в доломитовые мраморы не только щелочей, но и кремнезема, и глинозема из залегающих ниже полевошпатовых пород при тех же условиях подвижности и активности других компонентов, что и при биметасоматозе. Характер смены метасоматических парагенезисов при замещении доломитов по мере привноса кремнезема и глинозема имеет следующий вид: (1) Дол \rightarrow (2) Ка + Фор + Шп \rightarrow (3) Ка + Фор + Лаз \rightarrow (4) Ка + Ди + Лаз (см. рис. 34). В зоне 3 иногда сохраняются реликты шпинели, окруженные лазуритом, что подтверждает вероятность образования лазурита за счет замещения мраморов. Встречаются и другие типы зональности, что обуславливается различной активностью натрия и соотношением кремнезема и глинозема в растворе. Например, может вместо зоны Фор + Лаз развиваться зона Ди + Шп. Довольно часто в зонах Фор + Лаз или Ди + Шп в стыках зерен разных минералов развивается флогопит, имеющий явные признаки более позднего минерала. Очевидно, в стадию флогопитизации устойчивы парагенезисы, представленные на диаграмме (см. рис. 34) пунктиром. Эта последовательность минералообразования подтверждает сделанный вывод, что в начале стадии лазуритизации растворы были бедны калием или совсем не содержали его (активность калия была низка). В дальнейшем активность калия увеличивается, а натрия уменьшается.

Инфильтрационный перенос наряду со щелочами также кремнезема с глиноземом может привести, по-видимому, к образованию лазурита не только в доломитовых, но и в кальцитовых мраморах при условии значительной десиликации растворов в нижних зонах инфильтрационной колонки. Вероятно, к такому типу относится месторождение лазурита в Чили, где, по данным Т. Вила, лазурит в виде прожилков и вкрапленности залегает в кальцитовых мраморах.

Таким образом, одно из основных условий проявления процессов лазуритизации — это развитие в районе высокотемпературных магматических или ультраметаморфических пород, что определяется по наличию парагенезиса гастингситовая роговая обманка + калиевый шпат или пироксен + калиевый полевой шпат. Пироксен может быть представлен гиперстеном, а в районах с широким развитием карбонатных пород — моноклинным пироксеном. Такие породы развиты в областях наиболее глубинного высокотемпературного ультраметаморфизма. При интрузивном залегании указанных пород вмещающие породы могут характеризоваться и менее высокотемпературным региональным метаморфизмом, как, например, район чилийских месторождений лазурита, поскольку вероятность лазуритизации определяется характером пород, с которыми связаны послемагматические растворы. В районах развития мигматитов и гранитов нормальной щелочности (парагенезис биотит +

+ калиевый полевой шпат), а тем более плагиогранитоидов образование месторождений лазурита практически невозможно. Этот признак позволяет исключить из перспективных районов лазуритизации не только многие фанерозойские, но и большую часть архейских толщ. Однако возраст пород не может быть критерием возможности или невозможности образования месторождений лазурита, поскольку главным фактором является не возраст, а высокие значения давления и температуры. На Юго-Западном Памире область развития указанных пород контролируется в основном даршайской тектонической зоной [5, 28]. В центральной части этой зоны развит комплекс пород с признаками, указывающими на их образование при наиболее высоких значениях температуры и давления. Среди них — метасоматические и анатектические ультраметаморфические породы повышенной щелочности (Ро + Кш, реже Гип + Кш). Площадь развития таких пород ограничивается узкой полосой шириной 5—10 км и протяженностью в несколько десятков километров (от р. Вяз-Дара на севере до р. Романит на юге). В пределах этой зоны находится Ляджвардаринское месторождение лазурита, Даршайское проявление и возможно нахождение новых проявлений лазурита. Метаморфическая толща Юго-Западного Памира прослеживается на территории Афганистана, где также в пределах развития пород наиболее высоких температур и давлений располагается Сары-Сангское месторождение лазурита.

Перспективными на лазурит районами Южного Прибайкалья следует считать районы, тяготеющие к зоне Главного Восточно-Саянского разлома, где развиты пироксен-калишпатовые гранитоидные породы ультраметаморфического происхождения. По-видимому, с этими гранитоидами связаны некоторые проявления лазурита, например, Талинское. Однако основные месторождения и проявления лазурита Прибайкалья, несомненно, связаны с формированием высокотемпературного интрузивного комплекса пироксен-калишпатовых сиенитов, являющихся, вероятно, продуктом палингенного магмообразования в раннюю стадию регрессивного этапа ультраметаморфизма пород района. Бедность кварцем и некоторые другие особенности состава указанных сиенитов обусловлены высоким содержанием карбонатных пород в зонах образования магмы. В районе встречаются различные переходные породы от сиенитов к типичным гранитоидам ультраметаморфического генезиса.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛОГОПИТА

Наиболее крупные месторождения флогопита, приуроченные к толщам ультраметаморфических пород, известны на Алдане, в Прибайкалье, незначительные проявления — на Юго-Западном Памире и в некоторых других районах. Закономерности их формирования изучались многими исследователями (Д.С. Коржинский, М.А. Лицарев, А.А. Маракүшев, Б.М. Шмакин и др.). Д.С. Коржинским было установлено, что образование флогопита и сопутствующих минералов, подобно процессам лазуритизации, связано с контактово-реакционными инфильтрационными или биметасоматическими процессами взаимодействия доломитовых мрамор-

ров и алюмосиликатных пород в условиях инфильтрационного привноса щелочей.

Большинство исследователей отмечает, что на месторождениях флогопита в общем устанавливаются две различные по щелочности стадии минералообразования. В раннюю стадию происходит формирование метасоматической зональности без флогопита, устойчивы перагенезисы Ди + Шп, Фор + Шп. Во вторую стадию осуществляются наложенная на предшествующие образования флогопитизация (обычно в виде жил и гнезд) и развитие самостоятельной метасоматической зональности с флогопитом.

Установлено, что на Юго-Западном Памире и в Прибайкалье все или, по крайней мере, основная масса шпинель-диопсидовых пород образовались в регрессивный этап регионального ультраметаморфизма (парагенезис пироксен + шпинель может иметь место и на прогрессивном этапе наложенного контактового метаморфизма интрузии). Ранее было показано, что на регрессивном (как и на прогрессивном) этапе регионального ультраметаморфизма по режиму калия отчетливо выделяются две температурные стадии, разделяемые точкой инверсии растворимости калия (см. рис. 13). На ранней стадии наблюдается уменьшение химического потенциала (повышение растворимости) калия по мере понижения температуры. Ниже температуры инверсии растворимости калия его химический потенциал непрерывно повышается. При этом метасоматические процессы в зонах с температурами значительно выше температуры инверсии калия должны обуславливать образование не содержащих калия пород, а при более низких температурах — образование все более богатых калием пород. Шпинель-диопсидовые метасоматические породы всегда приурочены только к богатым калием биотит-калишпатовым ультраметаморфическим (или магматическим) породам, поровые растворы которых обеднены калием, и не встречаются в зонах плагиомигматизации, где поровые растворы богаты калием. Это дает основание утверждать, что формирование шпинель-пироксеновых метасоматических пород по магнийсодержащим карбонатным породам происходит на ранней высокотемпературной стадии регрессивного этапа биотит-калишпатовой и более высокотемпературных фаций ультраметаморфизма. Последующее повышение активности калия в растворах на стадии флогопитизации связано с повышением его содержания в поровых растворах при понижении температуры регрессивного этапа. Эти выводы подтверждаются и характером подвижности кремнезема и глинозема при образовании указанных пород за счет доломитовых мраморов. На высокотемпературной шпинель-диопсидовой стадии отмечается более значительный привнос в мраморы этих компонентов, чем на более низкотемпературной стадии флогопитизации, на которой привнос глинозема в мраморы минимален.

Процессы флогопитообразования могут проявляться в регрессивный этап гранитизации и в ультраметаморфических (и магматических анатектитового происхождения) породах плагиосостава (плагиогранитоидах), поскольку поровые растворы ультраметаморфических пород биотит-плагиоклазовой температурной ступени (плагиомигматиты) в облас-

ти, близкой к биотит-калишпатовой ступени (к точке инверсии), наиболее обогащены калием (см. рис. 13).

Шпинель-диопсидовые породы образуются не только за счет мраморов, но также за счет алюмосиликатных пород. Они обогащены глиноземом, что обуславливает более высокие содержания шпинели или флогопита. Их формирование определяется привносом инфильтрационными растворами в алюмосиликатные породы магния и кальция из нижезалегающих доломитовых мраморов. Существенный привнос указанных компонентов инфильтрационными растворами объясняется достаточно высокой растворимостью кальция и магния (признаки вполне подвижного поведения) на данной температурной стадии как прогрессивного, так и регрессивного этапа ультраметаморфизма. На стадии же флогопитизации растворимость и, следовательно, подвижность этих компонентов значительно уменьшается, в связи с чем флогопитовые жилы в алюмосиликатных породах формируются или за счет замещения ранее образовавшихся шпинель-диопсидовых пород, или за счет замещения первично богатых кальцием и магнием роговообманковых гнейсов и амфиболитов, как, например, на месторождении Слюдянка.

Таким образом, можно утверждать, что в районах месторождений флогопита наиболее высокотемпературные процессы метасоматоза регрессивного этапа ультраметаморфизма привели к появлению метасоматической зональности с парагенезисами минералов без флогопита. При понижении температуры ниже температуры инверсии растворимости калия в зависимости от температуры метасоматоза происходило образование зональности с постепенным повышением интенсивности флогопитизации. При воздействии на ранее сформированные высокотемпературные метасоматические породы более низкотемпературных богатых калием растворов происходили процессы флогопитизации, особенно интенсивные при замещении очень чувствительного к присутствию калия парагенезиса Ди + Шп. Интенсивность именно наложенной флогопитизации, очевидно, определяется тем, что химический состав пород шпинель-диопсидовой зоны очень близок по соотношению инертных компонентов составу флогопита. Вследствие этого привнос в шпинель-диопсидовые породы в достаточном количестве калия приводит к почти полному замещению их биминеральной флогопит-кальцитовой породой.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ КУХИЛАЛ

Единственное известное в нашей стране месторождение благородной шпинели Кухилал расположено на Юго-Западном Памире на правом берегу р. Пяндж. Изучением комплекса пород месторождения занималось большое число исследователей. Месторождение расположено в пределах развития пород горанской свиты ваханской серии. В составе свиты широко представлены доломитовые и магнезитовые мраморы, амфиболиты преимущественно пара-ряда, кварциты, а также биотитовые, роговообманковые и другие гнейсы и мигматиты. Широко развиты различные биотит-калишпатовые и плагиосостава гранито-гнейсы, аплитовидные

породы ультраметаморфического комплекса, слагающие согласные тела, тесно переслаивающиеся с менее мигматизированными и гранитизированными породами. Месторождение благородной шпинели приурочено к мощной "линзе" магнетитовых мраморов, содержащей горизонты согласных тел алюмосиликатных пород и прослеживаемой в междуречье Сист и Кухилал на расстояние около 1,5 км. Магнетитовые мраморы и залегающие внутри пачки мраморов ультраметаморфические породы плагиосостава сильно замещены сложным комплексом метасоматических пород типа магнезиальных скарнов и околоскарновых пород. Это замещение отчетливо контролируется контактами указанных химически неравновесных пород, что наряду с характерными особенностями минералообразования позволяет их рассматривать в качестве контактово-реакционных метасоматических образований [11, 14]. Выделяется ряд последовательных стадий или ступеней метасоматического минералообразования. Однако основная масса контактово-реакционных метасоматических пород месторождения представлена образованиями наиболее ранней высокотемпературной ступени (первая метасоматическая фация). Рассмотрим главные особенности этих образований.

Магнетитовые мраморы со стороны контакта с алюмосиликатными породами испытывают замещение в следующей последовательности: мраморы \rightarrow Фор \pm Шп \rightarrow Энс \pm Шп \rightarrow Энс \pm Жед (рис. 35). Содержание шпинели в энстатитовой зоне меньше, чем в форстеритовой, что объясняется некоторой глиноземистостью энстатита и образованием жедрита. Иногда (при исходном содержании в мраморах кальцита) вместе с энстатитом образуется богатый глиноземом кальциевый амфибол. Изучение химических условий процессов указанного минералообразования показывает, что при этом происходит вынос из пород магния и привнос кремния, в незначительном количестве алюминия.

Алюмосиликатные породы на контакте с магнетитовыми мраморами замещаются метасоматическими породами в такой последовательности: аплитовидный плагиогранито-гнейс \rightarrow Пл + Ки \rightarrow Ки + Жед (см. рис. 35). В химическом отношении эти процессы отражают вынос кремния, в меньшей мере алюминия и привнос магния.

Как можно судить по характеру минералообразования и химических условий процессов, метасоматическое замещение магнетитовых мраморов и алюмосиликатных пород в зоне их контактов является биметасоматическим контактово-реакционным. Биметасоматическая природа взаимодействия химически неравновесных пород в зонах их контакта подтверждается явлениями прогрессивной десиликации алюмосиликатных пород с повышением отношения Al_2O_3/SiO_2 и образованием за счет полевого шпата существенно более бедного кремнием и богатого глиноземом кианита, содержание которого с удалением от контакта с магнетитовыми мраморами быстро уменьшается до полного исчезновения. Этот факт свидетельствует о том, что формирование магнезиальных скарнов происходит после процессов прогрессивного этапа гранитизации пород, вопреки представлениям И.А. Зотова и др., относящих их к образованиям магматической стадии гранитизации [7]. Алюмосиликатные породы

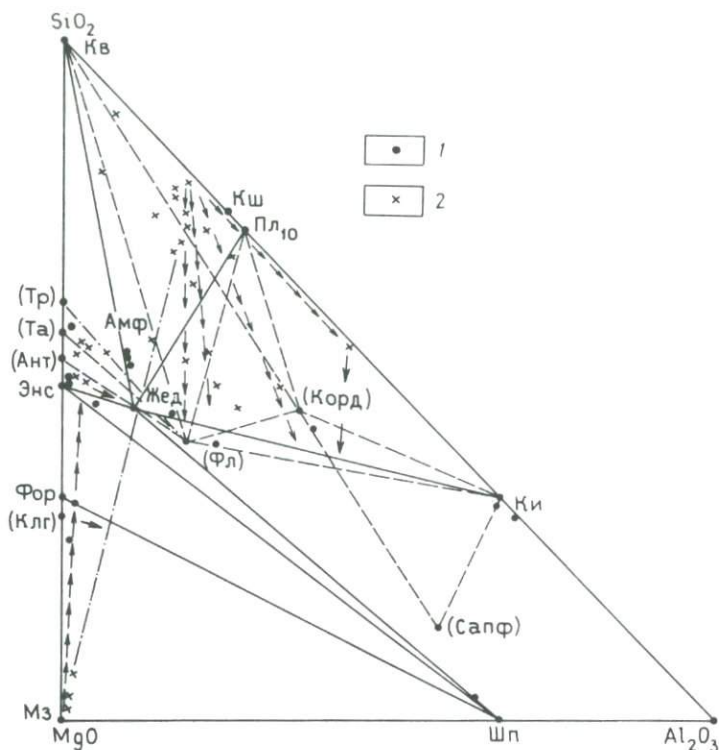


Рис. 35. Диаграмма состав-парагенезис метасоматических образований месторождения благородной шпинели Кухилал.

В скобках — минералы более низкотемпературного минералообразования, их парагенезисы соединены пунктирными линиями; 1 — составы минералов, 2 — составы пород, стрелками обозначены направления изменения состава пород. Штрихпунктирная линия соединяет составы исходных пород

подвергаются наиболее интенсивному замещению только при их залегании среди мраморов. Подстилающие же пологозалегающую "линзу" магнетитовых мраморов алюмосиликатные породы испытывают очень слабое замещение, ограниченное по существу только десиликацией с несущественным привнесом магния в узкую приконтактовую зону. Контактирующие же с ними вышезалегающие мраморы замещаются магнезиальными скарнами (в основном форстеритовыми со шпинелью породами) на гораздо большую мощность. Замещение это в значительной мере контролируется трещинами и зонами трещин, определяющими привнос вещества снизу со стороны контакта с алюмосиликатными породами. Такая неравнозначность развития биметасоматической зональности в алюмосиликатных породах и в контактирующих с ними магнетитах в подошве "линзы" мраморов свидетельствуют о преимущественной направленности миграции вещества снизу вверх со стороны алюмосиликатных пород в мраморы, что характерно для биметасоматических

процессов, сопровождаемых медленной восходящей инфильтрацией, которая замедляет диффузию компонентов сверху вниз в зоне контакта химически неравновесных пород и ускоряет ее снизу вверх. Степень неравнозначности мощностей биметасоматического замещения мраморов и алюмосиликатных пород, как и общая мощность биметасоматической зональности, в значительной мере определяется степенью дометасоматической трещиноватости пород.

Процессы биметасоматического взаимодействия магнезитов с алюмосиликатными породами в кровле "линзы" мраморов, очевидно, должны вести при отсутствии трещин к равномерному развитию биметасоматических образований по обе стороны контакта, а при наличии трещин — к преимущественному замещению покрывающих пачку мраморов алюмосиликатных пород в связи с инфильтрацией растворов из нижезалегающих мраморов. Однако в действительности на месторождении отсутствуют какие-либо следы существенного метасоматического изменения покрывающих мраморы ультраметаморфических пород, в то же время прикровлевая часть пачки мраморов замещена скарнами сильнее, чем в подошве (мощность скарнов измеряется десятками метров).

Характер метасоматической зональности в кровле пачки мраморов свидетельствует о том, что метасоматоз здесь происходил в условиях существования инфильтрационного движения растворов, но не снизу вверх, а сверху вниз из покрывающих мраморы алюмосиликатных пород в мраморы. Объяснить такое необычное развитие контактово-реакционной метасоматической зональности можно только при допущении вероятности опрокинутого залегания верхнего контакта мраморов с алюмосиликатными породами. Изучение структуры месторождения подтвердило это предположение. В северо-восточной части месторождения был обнаружен замок довольно крупной лежащей изоклиальной складки субширотного простираения. Это позволило установить структуру месторождения в виде опрокинутой к югу изоклинали, захватившей горизонт магнезитовых мраморов и приведшей к появлению мощной линзовидной пачки мраморов (рис. 36). Образование этой субширотной складки происходило после формирования магнезиальных скарнов. Действительно, субширотные складки Юго-Западного Памира связаны с тектоническими движениями более позднего южно-киммерийского тектонометаморфического цикла развития района [5]. Интенсивное метасоматическое замещение алюмосиликатных пород на месторождении происходит в основном при их залегании среди мраморов и в ядре изоклиальной складки. Алюмосиликатные породы до образования складки, очевидно, слагали кровлю горизонта мраморов, и их замещение было обусловлено в значительной мере привнесом магния инфильтрационными растворами из подстилающих мраморов.

Биметасоматические образования месторождения Кухилал имеют равномернозернистое строение. Широко распространенные в форстеритовой зоне и менее развитые в энстатитовой зоне кристаллы шпинели характеризуются относительно небольшими размерами и трещиноватостью.

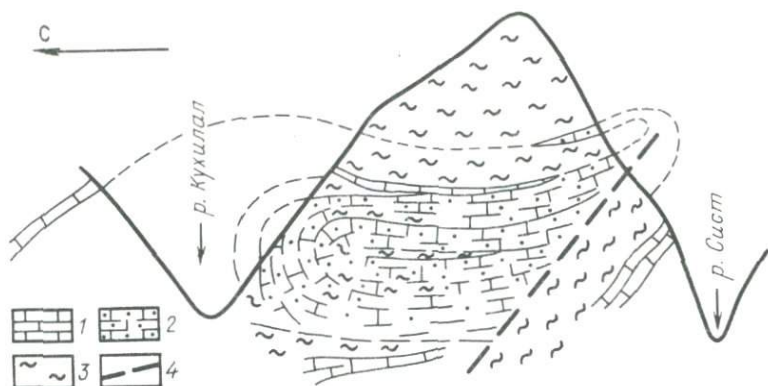


Рис. 36. Схема тектонического строения месторождения благородной шпинели Кухилал.

1 — магнетитовые мраморы; 2 — скарны по мраморам; 3 — гранитизированные породы; 4 — разрывные нарушения

Наряду с рассмотренными скарновыми и околосокарновыми породами с признаками биметасоматического происхождения, хотя и усложненной восходящей инфильтрацией растворов по широко развитой системе трещин, в зонах развития указанных пород наблюдаются несколько более поздние образования чисто инфильтрационно-метасоматического происхождения, контролируемые зонами разрывных нарушений, дробления пород. Для них характерна флогопитизация энстатитовых, энстатит-жедритовых пород, а в форстеритовой зоне — развитие шпинелевых и флогопит-шпинелевых парагенезисов. Изучение химических условий указанных процессов инфильтрационного метасоматоза в магнезиальных скарнах показывает, что они связаны с привнесом в породы прежде всего алюминия и калия. Существенного привноса кремния не устанавливается. Это можно, вероятно, объяснить тем, что залегавшие в подошве "линзы" мраморов алюмосиликатные породы в предшествующую наиболее раннюю стадию метасоматоза были сильно обеднены кремнием в связи с выносом его не только за счет кварца, но и полевых шпатов с замещением последних кианитом, кианитом + жедритом. В этом случае инфильтрация растворов по тектонически ослабленным зонам в таких породах сопровождается выщелачиванием из них и переносом в вышележащие породы прежде всего алюминия. Привнос алюминия в условиях достаточно высокой активности калия, как можно судить по диаграмме, должен вести к образованию в зоне энстатитовых скарнов флогопита, а в форстеритовой зоне — шпинели или шпинели с флогопитом. Такая закономерность хорошо наблюдается при прослеживании зон инфильтрационного метасоматоза по отдельным разрывным нарушениям из зоны энстатитовых пород в зону форстеритовых пород.

С указанными инфильтрационно-метасоматическими процессами связано образование крупных прозрачных кристаллов благородной шпинели, клиногумита.

Вышеописанные наиболее высокотемпературные метасоматические образования испытывают в той или иной мере процессы наложенного более низкотемпературного аутометасоматического минералообразования (см. рис. 35). Для алюмосиликатных пород характерны реакционные каемки сапфирина вокруг шпинели, кордиерита вокруг кианита, между кианитом и жедритом или кианитом и плагиоклазом, а также за счет сапфирина. На более поздней стадии отмечается замещение жедрита и кианита флогопитом. В апомагнезитовых скарнах клиногумит замещает форстерит. В шпинельсодержащих форстеритовых и энстатитовых породах отмечается развитие сапфирина, отчетливо корродирующего шпинель, что указывает на некоторый привнос кремнезема. Однако наиболее существенные изменения апомагнезитовых скарнов происходят на еще более низкотемпературной стадии регрессивного этапа. В зонах трещиноватости и других деформаций происходит интенсивное инфильтрационно-метасоматическое замещение энстатитовых и жедрит-энстатитовых пород тальковыми породами, нередко содержащими кварц. В более узких зонах трещиноватости наблюдается замещение талькитами даже форстеритовых скарнов. При замещении жедрит-энстатитовых и шпинель-энстатитовых пород по отдельным разрывным нарушениям в этих породах иногда формируются флогопит-тальковые жилкообразные тела с флогопитовой зоной в центре. Низкотемпературные образования обычно приурочены к самым поздним разрывным нарушениям. В шпинель-форстеритовых скарнах они представлены агрегатами амфибол-асбеста, серпентина, слюдястых минералов, хлорита, брусита, манассеита, пирита, пирротина, графита и др. Низкотемпературное минералообразование нередко приурочено к зонам более высокотемпературного инфильтрационного метасоматоза со шпинель-клиногумитовой минерализацией. В этом случае среди агрегата низкотемпературных минералов обычно сохраняются ювелирного качества кристаллы шпинели и клиногумита. Очевидно агрегаты вышеупомянутых низкотемпературных минералов характеризуются физико-механическими свойствами, способствующими сохранению монокристаллов шпинели и клиногумита от более поздних тектонических напряжений, ведущих к растрескиванию указанных кристаллов в других условиях нахождения. Такие агрегаты низкотемпературных минералов с кристаллами шпинели и клиногумита, названные Ал-Бируни магалами, как правило, имеют желвакообразную форму. Кристаллы шпинели и клиногумита легко извлекаются из указанного агрегата минералов. Именно магалы представляют собой основной источник ювелирных кристаллов шпинели и клиногумита на месторождении Кухилал.

Анализ процессов минералообразования при формировании магnezальных скарнов месторождения благородной шпинели Кухилал показывает, что наиболее ранние высокотемпературные процессы характеризуются практически нулевой активностью калия при вполне подвижном поведении, хотя и при невысокой активности натрия. Повышение активности калия, выражающееся в явлениях замещения флогопитом ненасыщенных щелочами богатых алюминием минералов и их ассоциаций, наблюдается на более низкотемпературных ступенях, а наиболее существенное

образование флогопита происходит еще позднее (в парагенезисе с тальком). Такой режим объясняется, во-первых, составом, ультраметаморфических пород в районе, во-вторых, изменением их химических потенциалов в связи с изменением температуры (см. рис. 13). Как указывалось выше, ультраметаморфические породы в районе Кухилал представлены плагиоклазовыми разновидностями. С удалением от месторождения в любую сторону эти породы сменяются ультраметаморфическими породами биотит-калишпатового состава. Такая смена составов всецело контролируется удалением от мощной "линзы" мраморов. В связи с этим плагиосостав ультраметаморфических пород района месторождения следует объяснить не принадлежностью их к биотит-плагиоклазовой температурой ступени гранитизации, а влиянием мраморов. Натриевый состав поровых растворов этих пород со времени осадконакопления вплоть до стадии гранитизации оказывал влияние на состав поровых растворов окружающих алюмосиликатных пород в сторону их относительного обогащения натрием еще на прогрессивной стадии регионального метаморфизма и гранитизации. Соответственно и на регрессивном этапе калий начинает проявлять активность только при переходе к самым низкотемпературным ступеням, когда в существенной мере уменьшается его растворимость. Все же высокотемпературные процессы минералообразования протекают в условиях низких концентраций и активности калия в растворах.

Анализ физико-химических закономерностей процессов выше рассмотренного контактово-реакционного метасоматического минералообразования на месторождении Кухилал позволяет относить его к регрессивному этапу регионального ультраметаморфизма, протекающему в условиях понижения температуры и соответствующего изменения активности минеральных компонентов. Источником участвующих в реакциях всех минеральных компонентов являются породы месторождения и поровые растворы, содержащиеся в них со времени прогрессивного этапа региональной гранитизации.

В образовании рассмотренных выше метасоматических пород регрессивного этапа региональной гранитизации принимают участие согласно залегающие с мраморами в различной степени гранитизированные породы, но в основном аплитовидные гранито-гнейсы. Наряду с контактово-реакционными образованиями на месторождении встречаются биметасоматические образования, обусловленные химическим взаимодействием магнетитовых мраморов и пегматоидных пород секущих жильных тел (жилы "Музейная", "Октябрьская" и др.). Взаимоотношение этих жил и связанных с ними процессов минералообразования с рассмотренными выше процессами минералообразования свидетельствует о принадлежности пегматитовых жил к образованиям второго тектоно-метаморфического цикла геологического развития Юго-Западного Памира, который датируется поздней юрой — ранним мелом [28].

Пегматиты отличаются от продуктов региональной гранитизации пород района месторождения Кухилал прежде всего существенным содержанием калиевого полевого шпата. Взаимодействие пегматитов с

вмещающими магнезитовыми мраморами ведет к образованию следующей незначительной по мощности биметасоматической зональности: пегматит/полевые шпаты + Сил + Корд/Фл/Энс/Фор ± Шп (± Клг)/мрамор. Редко отмечается кианит. Л.Н. Россовским в этих пегматитах описан андалузит. Образование кордиерита, силлиманита, реже кианита или андалузита, а иногда и корунда, сапфирина в пегматитах на контакте с магнезитовыми мраморами является следствием прогрессивной десиликации пегматитов, которая характерна биметасоматическим процессам [11, 14]. Преимущественное развитие силлиманита и даже находки андалузита свидетельствуют о существенно более низких давлениях минералообразования по сравнению с подобным минералообразованием на месторождении Кухилал на регрессивном этапе региональной гранитизации, при котором широкое развитие имеет кианит. Пегматиты в большом количестве содержат дравит. Энстатит биметасоматических зон на более низкотемпературной стадии, как правило, замещается тальком, часто с жедритом-антофиллитом.

Редкие находки шпинели в биметасоматических образованиях на контакте с пегматитами не представляют практического интереса.

Изучение закономерностей формирования сложного комплекса метасоматических пород района Кухилал позволило определить некоторые условия образования благородной шпинели.

На Юго-Западном Памире шпинель имеет широкое распространение. Мелкие ее кристаллы встречаются во всех достаточно глубокометаморфизованных магнийсодержащих мраморах, изначально содержащих в своем составе примесь глинозема при недостатке кремнезема. Однако значительные по размерам кристаллы магниезальной шпинели встречаются только в метасоматических образованиях, приуроченных к указанным магнезитовым мраморам. Содержание шпинели в метасоматитах во многом определяется интенсивностью проявления метасоматоза, который в значительной мере обуславливается магниезальностью мраморов. Поскольку при метасоматических процессах подвижность кремнезема выше, чем глинозема, то при метасоматозе бедных магнием мраморов весь магний связывается с более подвижным кремнеземом, поступающим из алюмосиликатных пород, что приводит к появлению форстерита и пироксенов. В этом случае шпинель не образуется. За счет алюминия может появиться корунд. При богатстве мраморов магнием последней связывается не только с привносимым в них кремнием, но и с алюминием, с образованием шпинели. В связи с этим наибольшее развитие шпинельсодержащих пород отмечается в толщах магнезитовых мраморов.

В большинстве метасоматических образований Юго-Западного Памира шпинель окрашена в черный цвет, что связано с высоким содержанием в ней железа, поступающего наряду с кремнеземом и глиноземом из алюмосиликатных пород. Образованию светлых разновидностей шпинели способствует значительное преобладание мраморов над алюмосиликатными породами. В этом случае обеспечивается осаждение железа из растворов в крайних метасоматических зонах. Наглядный пример роли этого фактора — различный облик метасоматических минералов в пределах

различных участков месторождения Кухилал. На участке 4 мощность магнезиальных мраморов *значительно меньше, чем на других участках*. Соответственно на этом участке окраска шпинели темно-фиолетовая и сиреневая, форстерита – желтая, серпентина – фисташково-зеленая; в пределах же более мощной части линзы магнетитовых мраморов шпинель светло-розовая, форстерит и серпентин белого цвета.

Наиболее крупные и качественные кристаллы шпинели и клиногумита находятся в так называемых магалах (продуктах милонитизации и низкотемпературного изменения инфильтрационно-метасоматических шпинель-форстеритовых пород), образующихся в зонах тектонических нарушений и низкотемпературного преобразования пород. Это связано с тем, что дорудная разрывная тектоника обычно контролирует проявление не только высокотемпературного инфильтрационного метасоматоза с образованием крупных ювелирных кристаллов шпинели и клиногумита, но и более поздних деформаций и более низкотемпературного минералообразования, ведущего к образованию агрегатов минералов, предохраняющих эти кристаллы от дробления при более поздних тектонических напряжениях.

ПОВЕДЕНИЕ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ЗОНАХ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА НА ПРОГРЕССИВНОМ И РЕГРЕССИВНОМ ЭТАПАХ

В научной литературе существует большое разнообразие представлений, связанных с происхождением рудного вещества месторождений полезных ископаемых. Это обусловлено разнообразием и нередко противоречивостью данных по геохимии рудных компонентов в пределах различных рудных месторождений и провинций. Так, например, еще в прошлом столетии Ф. Зандбергер развивал гипотезу, известную под названием латерально-секреционной, согласно которой пленочные воды, содержащиеся в трещинах горных пород, растворяя микропримеси тяжелых металлов, способны отлагать последние в трещинах в виде рудных жил. Ф. Зандбергер предлагал искать источник оруденения не на глубине, а в тех вмещающих породах, в которых образуются *месторождения*. По данным В. Эммонса, вся эндогенная минерализация связана с гранитоидными батолитами, содержащими все возможные рудные элементы, которые отлагаются послемагматическими растворами из остаточного магматического очага по мере их подъема и охлаждения. Ряд зарубежных исследователей в 50-х годах этого столетия считал, что образование многих рудных месторождений происходит за счет метаморфогенного и метасоматического переотложения рассеянного рудного вещества из более древних рудных залежей.

В настоящее время господствуют представления о трех источниках металлических рудных компонентов коровых месторождений полезных ископаемых: 1) ювенильное происхождение, связанное с внедрением

основных и ультраосновных магм или с восходящей фильтрацией подкоровых рудоносных флюидов, эманаций; 2) магматогенно-гидротермальное коровое происхождение, связанное с переплавлением рудоносных толщ в пределах гранито-гнейсового слоя земной коры и последующим отложением рудного вещества из постмагматических рудоносных флюидов; 3) метаморфогенное — за счет мобилизации и переотложения рудного вещества метаморфогенными растворами.

В нашей стране наибольшее признание получила последняя точка зрения — подавляющее большинство эндогенных рудных месторождений связывается с метаморфогенными процессами [2, 8, 9, 27, 40].

Для познания источников рудного вещества месторождений, механизма миграции и концентрации рудных компонентов большой интерес представляет изучение динамики миграции петрогенных компонентов, эволюции состава и свойств водных растворов в эндогенных условиях. В то же время данные по геохимии рудных компонентов способствуют более полному освещению общих проблем миграции вещества в глубинных условиях.

В свете изложенных в настоящей работе материалов по физико-химической сущности разнообразных процессов глубинного петрогенного минералообразования в зонах ультраметаморфизма рассмотрим общие закономерности мобилизации, миграции и концентрации рудных компонентов в этих зонах.

По данным многочисленных исследований установлено, что при гранитизации, как и при нормальном метаморфизме, содержание рудных компонентов в породах понижается. Причем область ультраметаморфизма характеризуется более интенсивным выносом рудогенных элементов, о чем свидетельствует резкое снижение суммы металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами. Ультраметаморфизм явился мощным процессом отделения многих малых элементов от исходных пород и перемещения их за пределы областей гранитизации [2].

По результатам изучения геохимии процессов ультраметаморфизма в основных кристаллических сланцах Алданского щита З.И. Петрова и Л.К. Пожарицкая [36] пришли к выводу, что особенностью процесса мигматизации основных кристаллических сланцев гранулитовой фации является интенсивный вынос большинства изученных элементов.

О. Баклунд отводит процессам гранитизации главную роль в рудообразовании, считая этот процесс наиболее активным в мобилизации и переносе рудного вещества.

По данным Н.М. Тихомировой [41], при гранитизации осадочно-метаморфических толщ происходят вынос большинства редких элементов (тантала, ниобия, редких земель, циркония и др.) и их концентрация при послемагматическом метасоматозе. Источником большинства редких элементов являются осадочно-метаморфические породы.

По данным А.П. Виноградова, среднее содержание кобальта, никеля, хрома, титана и некоторых других рудных компонентов в осадочных породах в 10–100 раз больше их содержания в гранитах. Это также сви-

детельствует о вероятном выносе указанных компонентов в поровые растворы при высокотемпературном преобразовании осадочных пород в граниты в пределах земной коры. Известно, что в кристаллическом фундаменте содержится незначительное количество эндогенных месторождений рудных полезных ископаемых (за исключением пегматитовых). Основные ресурсы этих полезных ископаемых заключены в осадочной оболочке земной коры.

Для архейских толщ Г.Д. Аджирей [1] отмечается безрудность гранитизированных геосинклинальных ядер и концентрацию почти всех месторождений рудных полезных ископаемых в разделяющих их геосинклинальных зонах, сложенных слабометаморфизованными породами.

Экспериментальные данные по температурной зависимости растворимости рудных компонентов в воде и водных растворах однозначно свидетельствуют о положительных температурных коэффициентах их растворимости (Я.Н. Белевцев, Л.Н. Овчинников и др.). Поскольку стадия гранитизации представляет собой более высокотемпературную (относительно стадии нормального метаморфизма) стадию единого прогрессивного этапа регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, а также приконтактового преобразования пород, то указанное закономерное поведение рудных компонентов в зонах гранитизации и магматизма можно объяснить повышением их растворимости в поровых растворах на прогрессивном этапе в связи с повышением температуры, а при региональной гранитизации — и давления. В экзоконтактовых зонах интрузий в условиях значительных температурных градиентов растворенные в поровых растворах рудные компоненты, очевидно, переносятся растворами в более высокотемпературные зоны вплоть до интрузии. В связи с этим наиболее высокотемпературные зоны, в том числе и магма интрузий, обогащаются рудными компонентами с положительным температурным коэффициентом растворимости. Это подтверждается геологическими материалами. Многие гранитоиды характеризуются повышенными содержаниями рудных элементов во вмещающих толщах [2].

Рудообразование при формировании метасоматических и гидротермальных месторождений в зонах ультраметаморфизма происходит на регрессивном этапе. В условиях автометасоматического минералообразования регрессивного этапа осаждение рудного вещества из поровых растворов, связанное с понижением растворимости рудных компонентов при понижении температуры и давления, происходит рассеянно. Это обуславливает безрудный характер образующихся автометасоматитов. Однако значительная часть содержащихся в поровых растворах рудных компонентов на регрессивном этапе выносятся в верхние зоны метаморфизма в составе восходящих инфильтрационных метаморфогенных или послемагматических растворов, мобилизованных из поровых растворов, в пределах образующихся на этом этапе тектонически ослабленных зон. По пути фильтрации растворов возможно обогащение их рудными компонентами за счет растворения вмещающих пород. Данные изучения процессов петрогенезиса на всех стадиях любого типа ультраметаморфизма показывают отсутствие каких-либо следов существования юве-

ниальных подкорковых растворов и, следовательно, связи какого-либо рудообразования этого этапа геологического развития с такими растворами. Поступление в гранито-гнейсовую часть земной коры каких-либо компонентов из базальтового слоя или из мантии в составе магм, растворов, флюидов происходит по глубинным разломам на стадии формирования геосинклинальных толщ или после завершения регрессивного этапа ультраметаморфизма. Метаморфическая и метасоматическая переработка образовавшихся пород вовлекает ювениальное вещество в кругооборот в пределах верхнего слоя земной коры.

Отложение рудного вещества из инфильтрационных растворов по аналогии с петрогенными компонентами может быть связано со следующими факторами: 1) понижением давления; 2) понижением температуры; 3) изменением концентрации в растворах других минеральных компонентов в связи с изменением *P-T* условий и состава вмещающих пород, которое определяет изменение кислотности-щелочности растворов и окислительно-восстановительного потенциала. В региональном отношении определяющим фактором отложения рудного вещества является температура. Об этом свидетельствуют многочисленные данные о существовании вертикальной рудной зональности на многих гидротермальных месторождениях, особенно полиметаллических (В. Эммонс, Л.Н. Овчинников, Е.А. Радкевич и др.). Геологические материалы свидетельствуют о том, что большинство металлических рудных компонентов отлагается из растворов при довольно низких температурах (менее 250–300 °С), что соответствует экспериментальным данным по температурной зависимости их растворимости. Этим объясняется преимущественная концентрация рудных месторождений далеко за пределами зон ультраметаморфизма и интрузивных массивов в низкотемпературных зонах метаморфизма, часто в парагенетической связи с комплексом малых интрузий.

По динамике подвижности и миграции минеральных компонентов в зонах ультраметаморфизма можно выделить следующие источники рудного вещества метасоматических гидротермальных месторождений (по А.И. Тугаринову, имеется в виду последняя остановка рудного вещества перед формированием месторождения): 1) метаморфические, ультраметаморфические или магматические (в том числе и нижнекорового или подкорового происхождения) породы геосинклинальных зон, рудное вещество из которых извлекается в результате метаморфических и ультраметаморфических процессов прогрессивного и регрессивного этапов (метаморфогенное происхождение рудного вещества); 2) магмы интрузий, рудное вещество которых заимствуется из вмещающих пород на прогрессивном этапе контактового метаморфизма (метаморфогенно-магматогенная природа рудного вещества); 3) интрузивные магмы гранито-гнейсового слоя земной коры, рудное вещество которой образуется за счет рудоносных геосинклинальных толщ в результате их плавления (верхнекоровое палингенное происхождение).

Наряду с петрогенными и рудными минеральными компонентами, по данным изотопного анализа, устанавливается неодинаковая подвижность в условиях глубинного минералообразования также радиоактив-

ных элементов и продуктов их распада: K/Ar , $^{235}U/^{207}Pb$, $^{238}U/^{206}Pb$ и др. По данным К.К. Жирова, Л.Л. Шанина, Ю.Д. Пушкарева, А.И. Тугаринова, С. Мурбата, Н.П. Ермолаева и других исследователей устанавливается увеличение относительного содержания продуктов радиоактивного распада (радиогенных компонентов) по сравнению с содержанием исходных радиоактивных элементов с повышением температуры образования породы или минерала, а их низкотемпературное преобразование ведет к уменьшению относительного содержания радиогенных компонентов даже в пределах одного кристалла. При определении абсолютного возраста пород это обстоятельство обуславливает "удревнение" высокотемпературных образований, не испытавших процессов минералообразования регрессивного этапа, и "омоложение" пород и минералов, испытавших существенные низкотемпературные преобразования этого этапа. В свете изложенных выше материалов по подвижности петрогенных и рудных компонентов указанная закономерность может быть объяснена различной зависимостью от температуры растворимости радиоактивных и радиогенных элементов в поровых растворах. Очевидно, с повышением температуры растворимость и подвижность первых повышаются значительно в большей мере, чем растворимость продуктов распада. В результате с увеличением температуры метаморфизма и ультраметаморфизма происходит большой вынос радиоактивных элементов в поровые растворы и относительное обогащение пород продуктами их распада. Минералообразование регрессивного этапа в условиях понижения температуры сопровождается осаждением из поровых растворов содержавшихся в них с прогрессивного этапа компонентов, что ведет к образованию минералов с более высоким содержанием первичных радиоактивных элементов по сравнению с радиогенными. Различие в подвижности радиоактивных и радиогенных элементов вызывает необходимость более критического подхода к данным определения "абсолютного" возраста пород и минералов, основанного на измерении их соотношения, что не всегда делается исследователями.

Приведенные материалы позволяют сформулировать следующие положения:

1. Среди ультраметаморфических образований следует различать несколько генетических типов гранитизированных-мигматизированных и магматических пород, каждый из которых свойствен определенному этапу или стадии геологического развития гранито-гнейсового слоя земной коры.

2. Ультраметаморфизм I и III типов представляет собой более высокотемпературную по сравнению с нормальным метаморфизмом стадию единого прогрессивного этапа повышающихся температуры и давления или только температуры (в экзоконтакте глубинных интрузий).

3. Водные растворы зон ультраметаморфизма, как и зон метаморфизма, не поступают из подкоровых глубин, а являются частью водной системы, находящейся в геохимическом кругообороте в пределах гранито-гнейсового слоя земной коры и дневной поверхности.

4. Источником вещества при ультраметаморфизме являются собственные поровые растворы пород геосинклинальных толщ, содержащие это вещество со времени их формирования и последующего преобразования в результате процессов взаимодействия поровых растворов с вмещающими породами. Это взаимодействие при ультраметаморфизме, как и при нормальном метаморфизме, обуславливается в основном изменением растворимости минеральных компонентов в поровых растворах в связи с изменением температуры и давления.

5. Перераспределение вещества в зонах гранитизации-мигматизации осуществляется ограниченной по масштабу концентрационной диффузией минеральных компонентов в поровых растворах, более масштабной термодиффузией воды-растворителя поровых растворов в зонах с высоким ΔT (в экзоконтактовых зонах интрузий), бародиффузией или фильтрацией растворов в сторону образующихся в регрессивный этап тектонически ослабленных зон и в пределах этих зон в связи с ΔP .

6. Поведение рудных компонентов в зонах ультраметаморфизма, как и петрогенных, определяется в основном изменением их растворимости в связи с изменением главным образом температуры и давления. Источником рудного вещества метасоматических-гидротермальных месторождений регрессивного этапа ультраметаморфизма являются подвергающиеся глубинному преобразованию породы геосинклинальных толщ и магмы интрузий, рудное вещество которых заимствуется из вмещающих интрузий пород или из рудоносных пород, за счет плавления которых образуются магмы интрузий.

7. На Юго-Западном Памире можно выделить следующие основные этапы процессов глубинного минералообразования (в порядке временной последовательности проявления):

– прогрессивный этап регионального метаморфизма, переходящий в определенных условиях в ультраметаморфизм с локальным анатексисом;

– регрессивный этап регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, на ранней стадии которого в связи с понижением преимущественно давления проявляются процессы ретроградной мигматизации-гранитизации, а на последующей стадии преимущественно понижающейся температуры – процессы авто-, инфильтрационно- и биметасоматического минералообразования;

– второй тектонический цикл (послеверхнеюрский) геологического развития Юго-Западного Памира, характеризующийся низкотемпературными процессами минералообразования регионального метаморфизма, трудно регистрируемыми в высокотемпературных образованиях первого тектоно-метаморфического цикла; в после- или позднекладчатый период этого цикла формируются гранитоиды Памирско-Шугнанской интрузии с ореолом контактово-метаморфического и ультраметаморфического минералообразования прогрессивного и регрессивного этапов.

1. *Ажгирей Г.Д.* К вопросу о догеосинклинальном (нуклеарном) этапе развития земной коры в архее. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М., 1974, с. 182–187.
2. *Белевцев Я.Н.* Мобилизация рудогенных элементов из осадочных и метаморфических пород при метаморфизме и гранитизации. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 1. М., 1975, с. 92–98.
3. *Блох А.М.* Структура воды и геологические процессы. М., Недра, 1969.
4. *Буданова К.Т., Буданов В.И.* Метамагматические формации Юго-Западного Памира. Душанбе, Дониш, 1983.
5. *Давыдченко А.Г.* Геологическое строение и метаморфизм пород Юго-Западного Памира. Автореф. канд. диссерт. М., Изд-во МГУ, 1966.
6. *Дударев А.Н., Сотников В.И.* Мобилизация и перераспределение рудного вещества во влажных средах и термоградиентном поле по экспериментальным и геологическим данным. — В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, 1971, с. 146–165.
7. *Зотов И.А., Киселев В.И.* Генезис Кухилалского магнезиально-скарнового месторождения благородной шпинели, драгоценного клиногумита и талька (Юго-Западный Памир). — В кн.: Проблемы геологии и генезиса скарноворудных месторождений Средней Азии. Ташкент, 1977, с. 169–175.
8. *Источники и условия мобилизации рудного вещества*/В.И. Рехарский, В.И. Коваленко, Н.В. Петровская и др. — В кн.: Металлогения и рудные месторождения. 27-й Междунар. геол. конгресс. Секция С.12. Доклады. Т. 12. М., 1984, с. 20–27.
9. *Казанский В.И., Лавров Н.П., Тугаринов А.И.* Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. — Геол. рудн. месторождений, 1975, № 4, с. 53–67.
10. *Калинин А.С., Ревердатто В.В.* Флюидно-магматическая модель плутоно-метаморфизма и анатексиса. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 2, с. 416–418.
11. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1969.
12. *Коржинский Д.С.* Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972, с. 144–153 (Труды IV Всесоюз. петрограф. совещания. Ч.1.).
13. *Коржинский Д.С.* Метамагматические процессы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 3–6.
14. *Коржинский Д.С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., Наука, 1973.
15. *Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., Наука, 1967.
16. *Корчагин А.М.* Инаглинский щелочно-ультраосновной массив. — В кн.: Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М., 1974, с. 7–94.
17. *Лицарев М.А.* Лазурит, его генезис и сырьевая база. — В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезные ископаемые. М., Наука, 1973, с. 62–80.
18. *Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., Наука, 1974.
19. *Лыков А.В.* Явления переноса в капиллярно-пористых телах. М., Госгеолтехиздат, 1954.
20. *Малинин С.Д., Кануков А.Б.* Растворимость кальцита в гомогенных системах состава $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ при температурах 200–600 °С. — Геохимия, 1971, № 9, с. 1067–1078.
21. *Маракушев А.А.* Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973.
22. *Маракушев А.А.* Метаморфизм и его факторы. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 3–28.
23. *Маракушев А.А.* Метаморфические фациальные серии и геохимический режим метаморфизма. — В кн.: Петрология, М., 1980, с. 51–58.

24. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: I Междунар. геохимич. конгресс. Т. III. Кн. 1. М., 1972, с. 3–27.
25. *Махлаев Л.В., Коробова Н.И.* Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра (метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование). Красноярск, 1972.
26. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М., Мир, 1971.
27. *Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма.* М., Наука, 1981.
28. *Миграция вещества в зонах метаморфизма/М-во геологии СССР.* Всесоюз. науч.-исслед. ин-т синтеза минер. сырья. М., Недра, 1983.
29. *Наседкин В.В., Геншафт Ю.С.* Кристаллизация в системе кислое вулканическое стекло — вода при высоких давлениях и температурах. М., Наука, с. 235–245 (Труды VIII совещания по эксперим. и технич. минерал. и петрогр. Экспериментальное моделиров. природ. процессов).
30. *Об условиях генерации и кристаллизации антекситовых магм при метаморфизме (по данным изучения расплавных включений)* /И.Т. Бакуменко, В.С. Соколов, А.А. Томиленко, В.П. Чупин. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974, с. 29–30.
31. *Овчинников Л.Н., Масалович А.М.* Взаимодействие воды с калиевым полевым шпатом и биотитом в кристаллической области. — В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М., 1966, с. 200–205.
32. *О природе синей окраски лазурита/М.И. Самойлович, А.И. Новожилов, А.Г. Давыдченко и др.* — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7, с. 95–102.
33. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., Наука, 1973.
34. *Перчук Л.Л.* Термодинамический аспект полиметаморфизма. — В кн.: Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М., 1983, с. 21–37.
35. *Петров В.П.* Магма и генезис магматических горных пород. М., Недра, 1972.
36. *Петрова З.И., Пожарицкая Л.К.* Геохимия процессов ультраметаморфизма в основных кристаллических сланцах. — В кн.: I Междунар. геохимич. конгресс. Т. III. Кн. 2. М., 1972, с. 182–193.
37. *Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высокого давления и температур/Ю.С. Геншафт, В.В. Наседкин, Ю.Н. Рябинин, В.П. Петров.* — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 6, с. 18–35.
38. *Поспелов Г.Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, Наука, 1973.
39. *Ревич Н.Г.* Проблема чарнокитов. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972, с. 102–108 (Труды IV Всесоюз. петрогр. совещания. Ч. 1).
40. *Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование.* — Сб. науч. трудов. Киев, Наукова думка, 1984.
41. *Тихомирова Н.М.* Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации. — Геохимия, 1971, № 2, с. 144–154.
42. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М., Мир, 1981.
43. *Фации регионального метаморфизма высоких давлений/Н.Л. Добрецов, В.С. Соколов, Н.В. Соколов, В.В. Хлестов.* М., Недра, 1974.
44. *Шабынин Л.И.* Формация магнизиальных скарнов. М., Наука, 1973.
45. *Шафеев А.А.* Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., Наука, 1970.
46. *Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири)/М.Д. Крылова, И.С. Седова, И.Н. Крылов и др.* Л., Наука, 1972.
47. *Experimental mineral production in kimberlitas at high temperatures and pressures* A.G. Davydchenko, Ye.Ye. Lisitsina, G.N. Bezrukov, S.S. Gorokhov. — Int. Geol. Rev., 1971, vol. 13, № 2, p. 186–190.
48. *Horn R.A., Wickmann F.E.* The Na/K ration of fluid inclusions in pegmatitic quartz and its genetic implications. A study by neutron activation analysis. — Lithos, 1973, vol. 6, № 4, p. 373–387.

Предисловие	3
Основные генетические типы процессов ультраметаморфизма	6
Региональная гранитизация, проявляющаяся в наиболее высокотемпературных зонах регионального метаморфизма	13
Магмообразование на прогрессивном этапе регионального ультраметаморфизма	58
Минералообразование на регрессивном этапе регионального ультраметаморфизма	66
Магмообразование послескладчатой стадии тектоно-метаморфических циклов	85
Мигматизация-гранитизация в связи с интрузиями гранитоидных магм	88
Магмообразование и метасоматоз при формировании массивов центрального типа ультраосновных-щелочных пород (на примере Инаглинского массива)	101
Основные физико-химические условия образования месторождений лазурита, флогопита и благородной шпинели	115
Поведение металлических рудных компонентов в зонах ультраметаморфизма на прогрессивном и регрессивном этапах	134
Выводы	139
Список литературы	141

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Анатолий Георгиевич Давыдченко

ГРАНИТИЗАЦИЯ, МАГМАТИЗМ, РУДООБРАЗОВАНИЕ

Редактор издательства *А.П. Хуловка*
Обложка художника *Ф.Н. Буданова*
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*
Технические редакторы *Л.Н. Фомина, Н.С. Анашкина*
Корректор *Е.М. Федорова*
Оператор *Н.П. Савостина*
ИБ № 6732

Подписано в печать 11.05.86. Т—13009. Формат 60x90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Универс". Печать
офсетная. Усл.печ.л. 9,0. Усл.кр.-отт. 9,25. Уч.-изд.л. 10,63. Тираж 1960 экз.
Заказ 441 /918—1. Цена 1 р. 60 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
300600, г. Тула, проспект Ленина, 109.

9
3 ск. 102
1 р. 60 к.

ин-1 лян-

4629

А. Г. ДАВЫДЧЕНКО

**ГРАНИТИЗАЦИЯ,
МАГМАТИЗМ,
РУДО-
ОБРАЗОВАНИЕ**