

В. А. Глебовицкий
С. А. Бушмин

ПОСЛЕМИГМАТИТОВЫЙ МЕТАСОМАТОЗ



« НАУКА » Ленинградское отделение

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

В. А. Глебовицкий,
С. А. Бушмин

ПОСЛЕМИГМАТИТОВЫЙ
МЕТАСОМАТОЗ



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1983



3921

Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. **Послемигматитовый метасоматоз.** Л., «Наука», 1983. 216 с.

Книга посвящена описанию послемигматитовых процессов кислотного выщелачивания и сопряженного с ним Fe—Mg—Ca метасоматоза, связанных с региональным метаморфизмом разной глубинности. Рассмотрена проблема взаимосвязей метасоматоза с региональным метаморфизмом, ультраметаморфизмом и гранитным магматизмом. Излагается оригинальный материал, полученный при исследовании метасоматитов в Свеккофенском, Беломорско-Лапландском, Кольско-Норвежском, Байкало-Патомском, Олёкминском, Центральном-Памирском метаморфических поясах. Предложены классификация минеральных фаций послемигматитовых метасоматитов, обобщенная физико-химическая модель послемигматитового метасоматоза разной глубинности, делаются металлогенические выводы. Монография рассчитана на геологов и петрологов, занимающихся теоретическими и прикладными вопросами метасоматического петрогенезиса. Лит. — 148 назв., ил. — 65, табл. — 29.

Ответственный редактор: Ю. М. Соколов

Рецензенты: С. П. Кориковский и Н. И. Московченко

Виктор Андреевич Глебовицкий, Сергей Алексеевич Бушмин
ПОСЛЕМИГМАТИТОВЫЙ МЕТАСОМАТОЗ

Утверждено к печати Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Т. П. Жукова. Художник Ю. П. Амбросов
Технический редактор Е. В. Поликтова. Корректоры А. А. Гинзбург и Э. Г. Рабинович
ИБ № 20606

Сдано в набор 19.10.82. Подписано к печати 28.02.83. М-27842, Формат 60 × 90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая. Печ. л. 13¹/₂ = 13,50 усл. печ. л. Усл. кр.-отт. 13.75. Уч.-изд. л. 15.03. Тираж 1100. Изд. № 8344. Тип. зак. № 1809
Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Наука». Ленинградское отделение
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, 1

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

Г $\frac{1904020000-549}{042(02)-83}$ 31-83—I

© Издательство «Наука», 1983 г.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время известны многочисленные типы метасоматических процессов, генетически связанных с региональным метаморфизмом. Эта связь определяется петрологическим и термодинамическим режимами сопутствующего метасоматозу метаморфизма. Среди генетически связанных с региональным метаморфизмом метасоматических процессов важное место занимают постмигматитовые процессы в сопряженных зонах кислотного и основного метасоматоза, приводящие к образованию метасоматических кварцитов и основных магнезиально-железисто-кальциевых метасоматитов того или иного состава (Глебовицкий, Бушмин, 1979).

Очевидна связь между собственно послемагматическими процессами (Коржинский, 1955), проявляющимися вблизи магматических тел, пегматитовых полей, и региональным послемигматитовым метасоматозом. В последнем случае метасоматоз послемигматитовой стадии регионального метаморфизма послемагматический в том смысле, что метаморфизирующие флюиды также проходят магматическую стадию, но не в связи с каким-то конкретным интрузивом, а в отношении всей совокупности проявлений плутонизма, ограниченного циклом метаморфизма, и генетически связан с эволюцией магматических расплавов подвижной области в целом.

Кислотное выщелачивание является одним из самых распространенных послемигматитовых аллохимических преобразований толщ при региональном метаморфизме и по масштабам проявления вполне сопоставимо с мигматизацией и гранитизацией. Не случайно и место кислотного выщелачивания в общей закономерной последовательности эндогенных процессов метаморфических поясов.

Специальное изучение метасоматических образований имеет важное значение, с одной стороны, потому что многие метасоматиты представляют собой рудоносные породы, а с другой — потому что метасоматические процессы наиболее полно отражают общие свойства, физико-химические особенности и специфику эволюции флюидов при метаморфизме в подвижных областях с различными геотермическими режимами. С метасоматитами связаны многочисленные типы промышленных месторождений полезных ископаемых: колчеданные, колчеданно-полиметаллические, медно-никелевые (Особенности эволюции. . ., 1973), железо-

рудные (Глушкова, 1976; Трусова, 1976; Михайлов, 1978), месторождения рутила Урала (Белковский, 1976), глиноземистое Кяхтинское силлиманитовое месторождение (Хлестов, 1964), силлиманитовые рудные породы Урала (Бирюков и др., 1977), дистеновые месторождения Хизовара в Северной Карелии, Чаустинское в Горном Алтае, ряд месторождений Юго-Востока США (Espenshade, Potter, 1960) и образивное сырье (Шуерецкие гранатовые месторождения), мусковитовые пегматиты (Соколов, 1970; Мусковитовые пегматиты СССР, 1975; Салье, Соколов, 1977, и др.) и мн. др.

Д. С. Коржинским (1955) было показано, что в глубинных условиях при региональном метаморфизме широкое развитие получают все температурные фации послемагматического метасоматоза. При фильтрации метаморфизирующих сквозьмагматических флюидов через породы происходит кислотно-щелочная эволюция свойств растворов, когда на определенной стадии становятся преобладающими кислотные тенденции в метасоматических преобразованиях пород (выщелачивание оснований), сменяющиеся в дальнейшем при нейтрализации растворов на щелочные — переотложение выщелоченных оснований (Коржинский, 1955, 1969). Из более поздних исследований особого упоминания заслуживают работы С. П. Кориковского (1967), который впервые выделил и дал систематическое описание фаций кислотного выщелачивания при региональном метаморфизме различной глубинности (кварц-силлиманитовая, кварц-кианитовая, кварц-мусковитовая фации), а также показал на примере малоглубинного комплекса взаимосвязь выщелачивания и основного метасоматоза в зонах переотложения. Еще Д. С. Коржинский (1955) обратил внимание на достаточно широкое распространение магнезиальных и магнезиально-железистых пород в различных регионах и объяснил их появление переотложением вынесенных из зон выщелачивания сильных оснований. Эта гипотеза была подтверждена С. П. Кориковским (1967) на основе материалов по петрологии удоканской серии, в породах которой наблюдаются мелкие линзы и жилки куммингтонитового, куммингтонит-гранатового и кордиерит-флогопитового состава в непосредственной близости от андалузитизированных, фибролитизированных и мусковитизированных гнейсов. В дальнейшем работами Н. И. Московченко (1971) с применением методов структурного анализа продемонстрировано соответствие рассматриваемых метасоматических явлений регрессивному этапу регионального метаморфизма и тем самым доказана связь между обычным региональным метаморфизмом и послемагматическим (послемигматитовым) метасоматозом. Действительно, в зональных высокоградиентных комплексах андалузит-силлиманитового типа широко распространены выщелоченные породы кварц-андалузитовой, кварц-силлиманитовой и кварц-мусковитовой фаций выщелачивания и железо-магнезиальные кордиерит-антофилитовые метасоматиты (ориярвинский тип, Eskola, 1914; Глебовицкий, 1973). В то же время с низкоградиентными кианит-силлиманито-

выми комплексами связаны, наряду с продуктами выщелачивания кварц-силлиманитовой и кварц-мусковитовой фаций, алюмокремниевые кварц-кианитовые метасоматиты, а также магнезиально-железистые, гранатовые, гранат-жедрит-кианитовые и другого состава метасоматические породы (шуерецкий тип).

СПИСОК ПРИНЯТЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ

$$f = \text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg},$$

$$a_{\text{Ca}} = \frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}},$$

$$a_{\text{Si}} = \frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{8},$$

$$a_{\text{VI}} = \frac{(\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+})}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + (\text{Fe}^{3+} + \text{Al}_{\text{VI}} + \text{Ti}) + \text{Mn}}.$$

$$X_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}},$$

$$K_{\text{D}}^{\text{GrBt}} = \left(\frac{X_{\text{Mg}}}{1 - X_{\text{Mg}}} \right)^{\text{Gr}} \cdot \left(\frac{1 - X_{\text{Mg}}}{X_{\text{Mg}}} \right)^{\text{Bt}},$$

Альбит	— Ab
Альмандин	— Alm
Амфибол	— Am
Андалузит	— And
Андрадит	— Andr
Анортит	— An
Антофиллит	— Ant
Биотит	— Bt
Гранат	— Gr
Гроссуляра	— Gross
Диопсид	— Di
Жедрит	— Gd
Калиевый полевой шпат	— KFsp

Кальцит	— Ca
Кварц	— Qu
Карбонат	— Carb
Кианит	— Ky
Кордиерит	— Cord
Куммингтонит	— Cum
Микроклин	— Mi
Мусковит	— Mu
Ортоклаз	— Ort
Пирит	— Py
Пирротин	— Po
Пироп	— Pyr
Плагноклаз	— Pl
Полевой шпат	— Fsp
Роговая обманка	— Hb
Серицит	— Ser
Силлиманит	— Sill
Скаполит	— Sc
Спессартин	— Spess
Ставролит	— St

Турмалин	— Turm
Флогопит	— Phl
Фуксит	— Fu
Хлорит	— Chl
Хлоритоид	— Ct
Цоизит	— Zo
Эпидот	— Ep
$G_{T,P}$	— изобарно-изотермический потенциал реакции
G_T	— изотермический потенциал
G_P	— изобарный потенциал
μ	— химический потенциал компонента
S	— энтропия
C_p	— теплоемкость
T	— температура
V	— объем
P	— давление
V_s	— объем твердых фаз
P_s	— давление на твердые фазы
P_f	— давление флюида
$P_{\text{H}_2\text{O}}$	— давление воды
f	— фугитивность
a_i	— активность
γ	— коэффициент активности
N	— мольная доля
K_i	— число инертных компонентов
K_m	— число вполне подвижных компонентов
Φ	— число фаз
n	— число степеней свобод

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ МЕТАСОМАТОЗА, РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА, УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА И МАГМАТИЗМА

В процессе регионального метаморфизма происходят разнообразные аллохимические превращения, протекающие при закономерно меняющейся кислотности. Они связаны как с самим метаморфизмом, так и с синхронным магматизмом, входя в комплекс эндогенных процессов преобразования вещества земной коры и составляя звено в общей последовательности глубинных явлений. Их связь с метаморфизмом, а точнее с регрессивной его стадией, доказывается закономерной приуроченностью к поздним структурам деформационного цикла и физико-химическим соответствием рассматриваемых процессов.

МЕТАСОМАТОЗ, СВЯЗАННЫЙ С ДОГРАНИТНЫМ МЕТАМОРФИЗМОМ

На ранних стадиях цикла регионального метаморфизма в поясах альпийского типа формируются характерные эклогит-глаукофансланцевые, зональные глаукофансланцевые и латерально однородные по $P-T$ условиям зеленосланцевые комплексы, относимые А. А. Маракушевым (1965) к А-ряду догранитных метаморфических формаций, для которых характерна ярко выраженная натриевая специализация. Ранее одним из авторов (Глебовицкий в кн.: Эволюция. . ., 1981) было показано, что такая специализация связана с низкоградиентными режимами генерации магм в погружающейся в зону субдукции гидратированной океанической литосфере. Происходит фракционное выплавление базальтоидов при относительно низкой температуре и высоком давлении, при которых роговые обманки в субликвидусной области становятся неустойчивыми. Это приводит к обогащению магм натрием и титаном, что характерно для вулканитов спилито-диабазовой и спилито-кератофировой формаций. Явления субдукции — не единственно возможное объяснение глубинных отрицательных термических аномалий, так как последние являются отражением быстрых нисходящих движений независимо от их направления. Однако наклонное погружение обуславливает формирование специфической геохимической обстановки не только в самой зоне этого погружения, но и в смежных участках земной коры, что важно для понимания природы гранитизации и сопро-

вождающих ее явлений в энсиалических зонах двоянных метаморфических поясов альпийского типа (Высокоградиентные. . ., 1982). Преобразования гидратированной океанической коры приводят не только к специфической магмогенерации, но и к формированию больших масс флюида и окислению газов, поднимающихся в тектонически активные зоны в результате дегазации нижних частей мантии. Этот существенно водный флюид, находящийся во взаимодействии с субщелочными базальтоидными магмами, еще в большей степени, чем последние, обогащается натрием (по отношению к калию) в силу того, что ионообменные равновесия между растворами и силикатными расплавами типа $K_{\text{фл}}^+ + Na_{\text{распл}}^+ = Na_{\text{фл}}^+ + K_{\text{распл}}^+$ смещены вправо (Маракушев, 1973). Если после формирования спилитовых вулканических серий режимы быстрого погружения сохраняются некоторое время, то поступающий в зоны метаморфизма ювенильный флюид будет вызывать натриевый метасоматоз. На этом основании можно объяснить постоянно устанавливающуюся связь метасоматических процессов, протекающих при повышенной активности натрия, с метаморфизмом офиолитовых поясов, в качестве обязательных элементов строения которых выступают названные только что вулканогенные формации.

Среди натриевых метасоматитов офиолитовых поясов можно упомянуть жадеититы, глаукофаниты и другие образования, но особого внимания заслуживают кварц-альбитовые породы и связанные с ними эпидозиты и актинолит-эпидотовые бластолиты, являющиеся отражением широко распространенных аллохимических преобразований вулканитов основного состава. Явления кремниево-натриевого и сопутствующего основного метасоматоза проявляются иногда уже во время зеленокаменного перерождения, но особенно характерны они для низкотемпературного метаморфизма, сопровождающего складчатые деформации толщ. Ранее на примере агинского комплекса Восточного Забайкалья было показано (Цикличность. . ., 1977), что процессы альбитизации и эпидотизации контролируются кристаллизационной сланцеватостью раннего этапа деформационного цикла, возникшей при радиальном сжатии во время подъема и куполообразования (Миллер и др., 1973). Вместе с тем они развиваются в породах, содержащих иногда кроссит, замещающийся актинолитом и альбитом. Иными словами, процессы метасоматоза оказываются связанными со стадией снижения давления, что хорошо согласуется с выводом об их приуроченности к моменту воздымания.

В рассланцованных и метаморфизованных вулканогенных породах агинского комплекса развивается характерная метаморфическая полосчатость, обычно параллельная напластованию, но иногда пересекающая поверхности контактов между горизонтами. Полосы часто имеют симметрично-зональное строение. Факты подобного рода свидетельствуют об их возникновении в процессе дифференциации вещества при метасоматическом изменении

зеленых сланцев (Милькевич, Миллер, 1975). В наиболее светлых полосах обычным парагенезисом является $Ab+Qu$, почти всегда присутствует кальцит. В периферических частях таких метасоматических тел, как правило, наблюдается концентрация актинолита, эпидота и хлорита. В виде промежуточных зон выступают парагенезисы $Ep+Chl+Ab+Qu$ и $Ab+Chl+Qu (+Ca)$. Такие соотношения позволяют считать, что рассматриваемые изменения осуществлялись в условиях уменьшающегося рН (повышающейся кислотности) растворов при повышенной активности Na_2O и CO_2 . Выводимый отсюда ряд подвижности компонентов выглядит следующим образом: Na_2O/FeO , CaO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 . Периферическую многокомпонентную зону можно рассматривать как зону переотложения перемещенных инертных компонентов (Fe , Mg , Ca). При этом кальциевые (эпидозиты), железо-магнезиальные (эпидот-хлоритовые blastsолиты) и магнезиально-железистые (эпидот-актинолитовые породы) метасоматиты часто встречаются в виде самостоятельных тел, более поздних по отношению к кварц-альбитовым породам и отражающих сопряженный с выщелачиванием основной метасоматоз позднещелочной стадии.

Дифференциация вещества зеленых сланцев осуществляется в породах, содержащих первоначально гематит, часто в значительных количествах, но сопровождается кристаллизацией нового магнетита. Такая сопряженность различных процессов минералообразования кажется вполне закономерной, так как уменьшение щелочности сопровождается снижением окислительного потенциала (Коржинский, 1963).

В средне- и высокотемпературных эклогитсодержащих комплексах кислотные тенденции регрессивного этапа проявлены еще более отчетливо, чем в низкотемпературных комплексах. Кислотное выщелачивание захватывает не только кислые кристаллические сланцы, но и основные породы, в частности эклогиты. Результатом этого процесса является, например, формирование кварц-рутиловых метасоматитов (Шубинское месторождение на Урале). Особенно показательными в рассматриваемом отношении являются метасоматические процессы, связанные с гранулитами лапландского типа, формирующимися при очень высоких давлениях порядка 11—13 кбар (Гранулитовая фация, 1972). Исследования эндогенных процессов в зоне Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите (Прияткина, Шарков, 1979) показали, что наиболее высокотемпературные преобразования связаны с дополнительным притоком тепла от кристаллизующихся габбро-анортозитовых плутонов, явившихся продуктами дифференциации высокоглиноземистых андезито-базальтовых магм. Причем проявление кислотного выщелачивания связано с регрессивной ветвью метаморфического процесса.

Специального внимания заслуживает рассмотрение двух типов процессов, следующих за кристаллизацией магмы и высокотемпературным (гранулитовая фация) метаморфизмом: анортитизация и метасоматоз кварц-силлиманитовой фации. Первый

из них описан в контактах многих массивов габбро-анортозитов (Мошкин и др., 1967; Баженова, 1974, и др.). Он приводит к последовательному формированию мономинеральных лабродоритов, андезитов, олигоклазитов по габброидам и кристаллическим сланцам основного состава. Очевидно, что рассматриваемые процессы в начальной своей стадии происходят при максимальной кислотности флюида, которая снижается от стадии к стадии с одновременным возрастанием активности натрия в растворе.

Кислотное выщелачивание кварц-силлиманитовой фации проявляется в тех же породах, что и анортозитизация, а кроме того, названный метасоматоз накладывается на анортозиты. Судя по наблюдениям Л. А. Прияткиной (1977), на фронте метасоматоза происходит последовательное растворение клинопироксена, ортопироксена и граната, что может свидетельствовать о таком ряде подвижности компонентов: MgO , FeO , CaO , Al_2O_3 , SiO_2 , свойственном, как будет показано ниже, метасоматитам, сопровождающим региональный метаморфизм повышенных давлений.

Сильное проявление кислотных тенденций на регрессивной стадии гранулитового метаморфизма лапландского типа еще при очень высоких давлениях (об этом свидетельствует формирование при синскладчатом метасоматозе парагенезиса гиперстена с силлиманитом) является одной из характерных его особенностей. Обращает на себя внимание физико-химическое соответствие между метасоматозом и основным магматизмом, являющимся результатом внедрения высокоглиноземистых расплавов.

Приведенные здесь данные иллюстрируют те взаимосвязи, которые существуют между сопряженно эволюционирующими эндогенными процессами на ранних, догранитных стадиях цикла регионального метаморфизма, когда поднимающиеся ювенильные флюиды приобретают некоторые свои геохимические черты в процессе взаимодействия с глубинными базальтоидными магмами.

МЕТАСОМАТОЗ, СВЯЗАННЫЙ С ГРАНИТНЫМ МЕТАМОРФИЗМОМ

В этом разделе мы рассмотрим геологические и физико-химические взаимосвязи эндогенных процессов, в том числе метасоматоза, в областях так называемого гранитного метаморфизма, проявляющегося одновременно с ультраметаморфизмом в глубинных сечениях подвижных зон и кислым, коровым, магматизмом на более высоких уровнях. Обратимся к общим особенностям флюидного режима метаморфизма и гранитизации.

Анализ природных реакций окисления—восстановления, гидратации—дегидратации, карбонатизации—декарбонатизации (Перчук, 1973), с одной стороны, и систематизация материалов по минеральным фациям метаморфических пород в сопоставлении с данными экспериментальной петрологии — с другой (Глебовицкий,

1973), приводят к заключению о том, что ювенильные флюиды, состоящие первоначально из восстановленных газов, поднимаясь в верхние части литосферы, окисляются, в связи с чем в них возрастает фугитивность CO_2 и H_2O . Это окисление происходит благодаря взаимодействию флюидов с породами литосферы (Флюидный режим. . ., 1977). При высоких давлениях коэффициент фугитивности CO_2 на порядок превышает этот коэффициент для H_2O (Мельник, 1972), благодаря чему по мере подъема газового потока сначала должна резко возрастать активность первого, а лишь затем — монотонно увеличиваться фугитивность H_2O , достигающая максимума в условиях средней глубинности. Упомянутые выше обобщения показали, что эти глубинности соответствуют давлениям 5—6 кбар, что, согласно Л. Л. Перчуку (1973), является оптимальным условием гранитизации.

Специальные исследования минеральных парагенезисов среднетемпературных мусковитсодержащих пород и более высокотемпературных гнейсов с парагенезисом кианит (или силлиманит) + калиевый полевой шпат (Глебовицкий, Другова, 1979) с помощью гранат-биотитового термобарометра показали, что существует уровень глубинности, соответствующий давлению около 7—7.5 кбар, на котором происходит резкое изменение фугитивности воды во флюиде. Действительно, дегидратация мусковита при давлении, большем названной величины, происходит при температуре, меньшей 600° , а кианит-ортоклазовые гнейсы дают температуру около 600 — 630° . При меньших давлениях T дегидратации мусковита увеличивается до 680 — 700° .

Такой резкий перепад значений фугитивности H_2O (от 1.5—2 до 4—5 кбар) невозможно объяснить относительным снижением коэффициента фугитивности CO_2 , что заставляет искать иные объяснения коренного изменения состояния флюида при снижении давления.

Известно, что вблизи критической точки воды и при более низких температурах (ниже 350°) чисто водно-углекислый флюид расслаивается на две несмешивающиеся фазы: жидкую воду и газ CO_2 . Увеличение концентрации солей в растворе смещает критическую точку воды в высокотемпературную область (Sourijajan, Kennedy, 1962). В то же время увеличение концентрации солей вызывает резкое снижение растворимости CO_2 в растворе (Такеноучи, Кеннеди, 1968; Соотношение P — V — T . . ., 1980).

Экспериментальные данные по совместной растворимости разных солей в воде при высоких температурах и давлениях и положению на P — T диаграммах критической точки концентрированных растворов недостаточны для количественной оценки зависимости критической температуры от содержания солей во флюидах. Ясно лишь, что концентрации NaCl в природных растворах, судя по результатам изучения включений минералообразующих сред (В. Б. Наумов, Г. Б. Наумов, 1980), значительно превышают 20%, когда $T_{\text{кр}}$ равна примерно 600° . Изучение солевых включений в минералах метаморфических пород показало, что в комплексах,

частично или полностью мигматизированных, максимальные температуры гомогенизации равны примерно 650° . Сингенетичными по отношению к солевым включениям оказываются включения почти чистого CO_2 , по которым определены давления, достигающие 7 кбар (Термо- и барометрия. . ., 1977; Эволюция. . ., 1981). Можно предположить, что при названных параметрах происходит расслоение гомогенного при более высокой температуре флюида на концентрированный докритический водный раствор и CO_2 , что не противоречит имеющимся данным о величине критической температуры.

При повышении давления растворимость CO_2 возрастает, а температура гетерогенизации такого флюида падает. Смешение воды и углекислоты приводит к резкому снижению давления на воду, что наряду с относительным возрастанием коэффициента фугитивности CO_2 с ростом давления и объясняет быстрое убывание фугитивности H_2O .

Существование максимума фугитивности, а одновременно и парциального давления H_2O в области средних значений общего давления (5—7 кбар) имеет большое значение для объяснения некоторых закономерностей проявления ультраметаморфизма и постмигматитового метасоматоза, так как изменение плотности водных растворов приводит к изменению их кислотности—щелочности, а возрастание $P_{\text{H}_2\text{O}}$ обуславливает снижение температуры анатексиса.

С возрастанием давления увеличивается и степень диссоциации растворенных соединений, но законы этого изменения различны для кислот и оснований. И. Н. Говоров (1977) показал, что в растворах с плотностью больше 0.8 г/см^3 (что отвечает давлению 4.5 кбар при температуре 600°) все эти соединения становятся сильными электролитами. При низких давлениях константы диссоциации гидроокисей щелочей превышают константы диссоциации кислот, что определяет повышение щелочности растворов в этих условиях. Когда при повышении давления плотность растворов становится больше 0.7 г/см^3 , эти соотношения меняются на обратные, с чем и связано увеличение кислотности. HCl и H_2CO_3 (главные кислоты природных флюидов) ведут себя по-разному при изменении P и T (В. Б. Наумов, Г. Б. Наумов, 1980). При относительно высоких температурах степень диссоциации H_2CO_3 ничтожна, а снижение T вызывает уменьшение pH за счет диссоциации главным образом HCl . При низкой температуре, когда соляная кислота практически полностью диссоциирована, изменение температуры влияет практически только на диссоциацию H_2CO_3 , в связи с чем усиливается роль углекислоты как кислотного компонента флюида. Примерно те же тенденции будут наблюдаться при повышении давления на водный раствор. Возможно, в связи с этим находят свое объяснение интенсивная карбонатизация выщелоченных зеленых сланцев, о чем говорилось выше, и появление при высоких водных давлениях парагенезиса кианита с карбонатом в кислотных метасоматитах Холоднинского месторождения

(см. гл. 4). Как будет показано ниже, перечисленные закономерности изменения растворов электролитов при меняющихся P и T помогают понять некоторые особенности эволюции метасоматоза, а именно: проявление кислотных тенденций на регрессивной стадии метаморфизма, существование максимума кислотности в области средних давлений (5—7 кбар), увеличение роли метасоматитов позднещелочной стадии в малоуглубинных комплексах и самопроявление изменений этой стадии.

В высокотемпературной зоне метаморфических поясов проявляются процессы ультраметаморфизма, включающие в себя метасоматоз и селективное плавление (анатектическую мигматизацию), которые, проявляясь в тесной связи друг с другом, составляют единый процесс магматического замещения (Коржинский, 1952). Связь рассматриваемых в этой работе метасоматитов с ультраметаморфизмом лучше всего прослеживается в зональных комплексах.

Одним из показательных примеров является Центральнопампирский пояс, в пределах которого выделяется несколько положительных термальных структур. Степень метаморфизма от периферии к центру последних меняется от мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев до гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой субфации фации альмандиновых амфиболитов (кианит-силлиманитовая фаціальная серия). Данные парагенетического анализа и термобарометрии показывают, что температура меняется в интервале от 300 до 750°, а давление — от 4—5 до 7.5 кбар (Эволюция. . ., 1981).

Устанавливается зональность в распределении метасоматических пород, конформная с метаморфической. В зонах высокотемпературной зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций широко проявлены процессы скаполитизации и альбитизации. Первая из них обычно более характерна для пород, богатых CaO , тогда как альбитизация в большей мере проявлена в сланцах, бедных кальцием. Чаще всего указанные минералы появляются в форме порфиробласт, равномерно распределенных в породах, но иногда образуются их скопления с нечеткими контурами или обособленные тела с резкими контактами.

В скаполитизированных кристаллических сланцах, как правило сосредоточенных в зонах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, наблюдается тенденция к возникновению трехминеральных парагенезисов кварца с плагиоклазом и скаполитом или кальцитом и скаполитом. Их появление вместо ассоциации плагиоклаза с кальцитом, по мнению А. А. Маракушева (1965), связано с повышением химического потенциала натрия и хлора во флюиде.

Явления альбитизации, приуроченные к зоне ставролитовой субфации, чаще, чем скаполитизация, приводят не только к рассеянному порфиробластезу, но и формированию обособленных тел кварц-альбитового состава. И. С. Седова (Эволюция. . ., 1981)

подробно описала эти породы, распространенные в западной части Центральнопамирского пояса. В частности, ею было показано, что по крайней мере двухкратное проявление метасоматоза сопряжено с ранними этапами деформаций радиального сжатия, что свойственно всем автохтонным образованиям термальных структур данного региона. Петрохимические исследования исходных пород и альбит-кварцевых метасоматитов показали привнос Na, Si и вынос всех остальных петрогенных элементов. Температура метасоматоза, определенная методом гомогенизации солевых включений, равна $600-640^{\circ}$, которая не отличается от температуры прогрессивного метаморфизма соответствующей зоны.

В зоне гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации автохтонные образования представлены плагиогранито-гнейсами. Низкие температуры формирования (около 650°) и отсутствие включений раскристаллизованных расплавов свидетельствуют о их чисто метасоматической природе. Петрохимическая направленность этого процесса не отличается от альбитизации.

Наконец, в зоне гранат-биотит-кианит (силлиманит)-ортоклазовой субфации (температура меняется в интервале $680-750^{\circ}$) автохтонными образованиями являются гранито-гнейсы и мигматиты. Проявление в этой зоне анатексиса доказывается результатами изучения включений раскристаллизованного расплава. По ним же методом гомогенизации определены температуры процесса, которые оказались равными $680-720^{\circ}$, что хорошо согласуется с оценками, основанными на использовании петрогенетических $P-T$ диаграмм (схем минеральных фаций), и на принципе фазового соответствия. Петрохимические же исследования определенно указывают на открытость систем по отношению к щелочам во время анатексиса (Эволюция. . ., 1981; Седова и др., 1980).

Гранито-гнейсы и следующие за ними параавтохтонные и аллохтонные гранитоиды характеризуются ярко выраженной натриевой специализацией, как и во всех энсиалических зонах парных метаморфических поясов альпийского типа, и лишь в последних их дифференциатах — пегматоидных гранитах — калий преобладает над натрием, в чем нашла отражение универсальная тенденция эволюции гранитоидов в течение магматического цикла.

К числу ранних метасоматических образований, возникших примерно синхронно с автохтонными гранитоидами, относятся магнезиальные скарны, приуроченные, как правило, к контактам карбонатных и алюмосиликатных пород или гранитоидов. Однако встречаются и образованные при инфильтрационном метасоматозе жильные тела скарнов в кристаллических сланцах и мраморах. В этом случае в них наблюдается отчетливая симметричная зональность. Внешняя диопсид-скаполитовая зона сменяется в осевой части жил мономинеральными дипсидовой и флогопитовой зонами. Флогопит не только приурочен к осевым частям жил, но концентрируется и в их залбандах, а также в секущих мало-мощных зонах. Это свидетельствует о некотором запаздывании флогопитизации по отношению к диопсидовым и диопсид-скаполи-

товым породам. По-видимому, часто наблюдающаяся флогопитизация карбонатных пород (Попова, 1972) и магнезиальных скарнов происходит одновременно с образованием жил флогопита.

Процессы кислотного выщелачивания наиболее интенсивны в кристаллических сланцах и гнейсах, бедных СаО. В зонах ставролитовых и отчасти гранат-биотит-кианит-мусковитовой субфаций они проявляются в почти повсеместной мусковитизации, при которой этот минерал псевдоморфно замещает биотит, а в конечном итоге возникают биминеральные кварц-мусковитовые породы. Хотя названные процессы и протекают при повышенном потенциале калия, высокая активность натрия в растворах сохраняется и во время кислотного метасоматоза. Об этом свидетельствуют предельно высокие для определенных с помощью гранат-биотитового термометра температур 600° и более содержания парагонита в мусковите, достигающие 22—28% (Эволюция. . . , 1981). В высокотемпературных зонах наблюдается замещение глиноземистых гнейсов кварц-кианитовыми породами.

С процессами кислотного выщелачивания тесно связано образование железо-магнезиальных метасоматитов. В плагиогранито-гнейсах это жилы и тела сложной формы жедритовых, жедрит-кордиеритовых и реже гранат-жедритовых пород. Последние чаще всего развиваются за счет амфиболитов, приурочиваясь к их контактам с глиноземистыми гнейсами. Кордиеритовые метасоматиты, напротив, всегда залегают среди кислых пород и часто слагают внешние части зональных тел кислотных метасоматитов кварц-кианитовой фации. Намечается следующая смена парагенезисов от центра к периферии таких тел: кварц+кианит → кварц+кианит+кордиерит → кварц+кианит+кордиерит+плагиоклаз+жедрит. Представляется, что такие внешние зоны метасоматических тел являются зонами переотложения выщелоченных оснований (так называемые перемещенные инертные компоненты, по Коржинскому). Наблюдения над непосредственными взаимоотношениями различных метасоматитов свидетельствуют о такой последовательности: кварц-кианит-кордиеритовые → кварц-кордиерит-жедрит-плагиоклазовые → кварц-жедрит-гранат-плагиоклазовые породы.

Таким образом, в Центральнопамирском поясе устанавливается вертикальная зональность аллохимических превращений. В каждый момент времени существовали: 1) наиболее высокотемпературная зона селективного плавления и магматического замещения на глубине; 2) зона метасоматического замещения с образованием плагиогранито-гнейсов перед фронтом магматического замещения; 3) относительно низкотемпературная зона, где проявлены разнообразные аллохимические превращения, в том числе Na-Si метасоматоз (альбитизация и скаполитизация).

Весь имеющийся фактический материал (Эволюция. . . , 1981) однозначно свидетельствует о том, что региональный метаморфизм и ультраметаморфизм проявлялись под действием восходящего потока ювенильных флюидов. Их глубинное происхождение под-

тверждается наличием максимума коэффициента восстановления $K_{\text{воо}} = \frac{\text{H}_2 + \text{CO} + \text{CH}_4}{\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2}$ и отношения $\frac{\text{H}_2}{\text{H}_2\text{O}}$ в зонах автохтонного гранитообразования (Седова и др., 1980). Ювенильный существенно водородный флюид окислялся в процессе его взаимодействия с метаморфизующимися толщами, что обуславливало повышение фугитивности H_2O на фронте гранитизации и облегчало процессы плавления пород гранитоидного состава.

Вторым признаком ювенильности флюида является ярко выраженная натриевая специализация ранних аллохимических превращений. Отношение Na/K в метаморфических породах и в гранитоидах оказалось прямо связанным с $K_{\text{воо}}$ (Седова и др., 1980). Структура Центрального Памира является фрагментом энсиаличской зоны, парной по отношению к офиолитовому поясу Альпийско-Гималайской складчатой системы. А это значит, что в момент формирования рассматриваемой зональности в переохлажденной мантии генерировались флюиды, которые в результате взаимодействия с базальтоидными магмами приобретали натриевую специализацию (см. выше).

Флюидный поток был стационарным в течение достаточно длительного времени. Если бы этого не было, мы не могли бы наблюдать результаты флюидно-магматического взаимодействия, которые сводятся к следующему.

Существование зоны плавления на глубине вызывает осушение флюида и обогащение его CO_2 при селективном растворении H_2O магмами. Действительно, в плагиогранито-гнейсах и гранито-гнейсах отношение $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ резко снижается по сравнению с таковым для метаморфических пород соседних зон (Эволюция. . ., 1981). В процессе последовательной консолидации гранитоидов их поздние дифференциаты не обогащаются водой, что и свидетельствует о постоянном удалении флюида из области его взаимодействия с эволюционирующими расплавами.

Другим следствием флюидно-магматического взаимодействия являются перераспределение щелочей между минералообразующими средами, усиление натривой специализации флюида и обогащение расплавов калием (гранито-гнейсов по сравнению с плагиогранито-гнейсами). Стационарный флюидный поток выносит натрий из зоны генерации гранитоидных магм, с чем и связаны возникновение плагиогранито-гнейсов перед фронтом магматического замещения и Na-Si метасоматоз в более низкотемпературных зонах.

Той же вертикальной зональности подчиняется и изменение щелочности среды минералообразования. В качестве критерия последней нами были приняты содержания иона OH^- , рассчитанные по результатам анализа водных вытяжек (Эволюция. . ., 1981). Как вытекает из приводимых ниже данных, величина OH^- закономерно возрастает в ряду автохтонных и параавтохтонных образований: гранито-гнейсы \rightarrow плагиогранито-гнейсы \rightarrow Na-Si метасоматиты. Увеличение рН растворов, согласно принципу

	ОН ⁻	$\frac{K + Na + Ca + Mg}{Al + Si}$	$\frac{Na + K}{Al + Si}$
Гранито-гнейсы	1.33	0.161	0.136
Плагиигранито-гнейсы	2.81	0.187	0.139
Na-Si метасоматиты	4.01	0.187	0.147
Параавтохтонные граниты	—	0.179	0.156
Пегматитодные граниты	—	0.199	0.161

Д. С. Коржинского, должно вызывать относительное увеличение активности сильных оснований и, как следствие, — их осаждение в процессе аллохимических превращений и увеличение основности пород. Здесь выбраны два критерия основности пород: $\frac{K+Na+Ca+Mg}{Al+Si}$

и $\frac{K + Na}{Al + Si}$. Последний хорошо коррелируется с величиной ОН⁻, общая основность плагиигранито-гнейсов и Na-Si метасоматитов оказалась одинаковой, хотя величины ОН⁻ для этих групп пород существенно различны. Однако увеличение ОН⁻ в Na-Si метасоматитах происходит за счет уменьшения концентрации НСО₃⁻, т. е. за счет уменьшения роли относительно слабой кислоты. Поэтому истинные величины рН растворов, участвовавших в образовании сравниваемых пород, могут оказаться близкими.

Данные такого рода приводят к заключению о том, что по направлению к низкотемпературным зонам сначала увеличивается не только натриевость флюида, но и концентрация хлоридов по сравнению с бикарбонатами, и только в самых низкотемпературных зонах возрастает роль углекислоты как кислотного компонента. Хлоридно-натриевая специализация растворов хорошо объясняет широкое проявление Na-Si метасоматоза (альбитизации и скаполитизации).

Растворы, проходившие через зону ультраметаморфизма, по-видимому, близки к нейтральным. Их щелочность повышается по мере подъема и в процессе взаимодействия с основными кристаллическими сланцами и карбонатными породами, следствием чего явилось образование скаполитизированных пород и магнезиальных скарнов, отражающих проявление так называемой раннещелочной стадии. Кислотное выщелачивание, как и в других метаморфических комплексах, проявлялось всегда после рассмотренных выше аллохимических превращений, о чем говорят непосредственные наблюдения развития кислотных метасоматитов по Na-Si метасоматитам, плагиигранито-гнейсам и гранито-гнейсам. Снижение рН растворов в данном случае связано со снижением температуры и некоторым повышением водного давления при снижении общего давления. Одновременно возрастает активность К в процессе взаимодействия флюида с поздними, остаточными расплавами, характеризующимися калиевой специализацией. Подтверждением являются широкое проявление метасоматоза кварц-мусковитовой фации выщелачивания и по-

всеместная флогопитизация карбонатных пород и магнезиальных скарнов.

Приведенный выше фактический материал свидетельствует о том, что связь между ультраметаморфизмом в глубинных частях коры и метасоматозом на более высоком уровне осуществляется через флюиды, которые, проходя через зону плавления и генерации гранитоидных магм, приобретают некоторые геохимические черты, определяющие характер аллохимических превращений поздней и постмигматитовой стадий. Проявление же кислотных тенденций закономерно связано с эволюцией этого флюида во время спада температуры и общего давления.

Центральнопамирский пояс представляет собой пример такого развития процессов ультраметаморфизма, когда явлениями анатексиса и диатексиса предшествует интенсивная метасоматическая подготовка метаморфизирующихся пород, проявляющаяся, в частности, в формировании больших масс плагиогранито- и гранито-гнейсов. Такая ситуация, как было показано ранее (Седова, Глебовицкий, 1981), возникает в том случае, когда скорость массопереноса превышает скорость теплопереноса, что в большей мере характерно для комплексов кианитового (а не андалузитового) типа, являющихся отражением не очень интенсивных положительных термических аномалий в земной коре. Примерами таких же термальных структур являются Становой пояс Восточной Сибири, Беломорско-Лапландский пояс на Балтийском щите и др. С этой особенностью метаморфических комплексов подобного рода связано не только широкое проявление метасоматической гранитизации, но и послемигматитового кислотного выщелачивания на регрессивной стадии метаморфизма, так как «опережающая волна кислотных компонентов» (по Д. С. Коржинскому) ввиду указанного выше соотношения скоростей тепло- и массопереноса выражена весьма отчетливо.

Широкое проявление кислотного метасоматоза, обусловленное повышением водного давления и свойственными для кианит-силлиманитового типа метаморфизма соотношениями скоростей тепло- и массопереноса, является необходимым, но недостаточным условием появления промышленных месторождений мусковитовых пегматитов. Другим необходимым условием является существенно калиевая специализация гранитоидов, а значит и взаимодействующего с ними флюида. Она же благоприятствует формированию флогопитовых залежей в магнезиальных скарнах во время перехода раннещелочной стадии метасоматоза в кислотную. В этом смысле энсиалические зоны сдвоенных метаморфических поясов альпийского типа (Эволюция. . ., 1981) бесперспективны на оба этих вида слюдяных месторождений, несмотря на то что термодинамические условия и флюидный режим регионального метаморфизма весьма благоприятны для появления таких месторождений.

В метаморфических комплексах андалузитового типа, которые являются отражением возникновения в земной коре максимально

интенсивных положительных термических аномалий в силу существенной роли конвективного и аккумулятивного способов теплопередачи через магматические массы, скорость теплопереноса превышает скорость массопереноса флюидными потоками и метасоматическая переработка перед фронтом магматического замещения проявлена очень слабо. Фронт плавления как бы поглощает здесь опережающую волну кислотных компонентов. По мере того как уменьшается глубинность метаморфической зональности, увеличивается роль магматических, интрузивных гранитоидов в ядерных частях термальных структур, а процессы интересующего нас метасоматоза обнаруживают непосредственную связь не с зонами ультраметаморфизма, а с конкретными телами перемещенных гранитоидов. Показательным примером крупных термальных структур такого рода является Свекофеннский метаморфический пояс на Балтийском щите, фрагмент которого представлен в Северном Приладожье (Геологическое развитие. . ., 1970).

В данном районе, как и во всем Свекофенском поясе, развита изобарическая зональность (давление во всех зонах равно примерно 4—4.5 кбар). Степень метаморфизма от периферии к осевой части меняется от биотит-хлорит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев до гранулитовой фации, что отвечает вариациям температуры от 400 до 750—800°. Первые существенно анатектические мигматиты появляются в зоне гранат-биотит-силлиманит-мусковитовой субфации при температуре не более 680° (верхний предел устойчивости мусковита в ладожском комплексе, Глебовицкий, Другова, 1979). Методом гомогенизации включений расплава определены температуры наиболее ранних мигматитов (в среднем около 680°), хорошо согласующиеся с только что упомянутой оценкой.

Для Свекофеннского метаморфического пояса характерно многостадийное проявление анатектической мигматизации, которая прерывается внедрением магм среднего состава, дающих начало комплексу гиперстеновых диоритов — плагиогранитов (эндербитов), и формированием интрузий кварцевых диоритов — гранодиоритов, магмы которых возникают при диатексисе толщ ладожского комплекса, что подтверждается непосредственными наблюдениями в наиболее высокотемпературных зонах. Первые из них являются предположительно сателлитами астенолита, подъем которого как раз и является причиной повышения теплопотока в основании гранитного слоя и возрастания скорости теплопереноса.

Ранний, доэндербитовый, этап ультраметаморфизма ознаменовался формированием по крайней мере трех генераций мигматитов. Несмотря на то что селективному плавлению подвергаются богатые калием гнейсы, жильным материалом обычно являются плагиограниты, а особенно в самых низкотемпературных зонах, что можно связать с повышенной кислотностью среды минералообразования, в которой увеличивается стабильность слюд.

В том же случае, когда в лейкоosome появляется калиевый полевой шпат, выделение железо-магнезиальных или глиноземистых фаз, которое должно было происходить при инконгруэнтном плавлении мусковита и биотита, не наблюдается, что является признаком открытости систем по отношению к щелочам. Об этом же свидетельствуют данные петрохимических исследований (Седова, Глебовицкий, 1982).

В поздний, постгранодиоритовый, этап ультраметаморфизма происходит интенсивная мигматизация ладожского комплекса. Если количество жильного материала на раннем этапе не превышает 25—28% общего объема толщ, то на позднем этапе оно достигает 40—60%. Наличие включений раскристаллизованных расплавов в жильном материале поздних мигматитов указывает на существенную роль процесса анатексиса в их формировании. Температуры, определенные методом гомогенизации этих включений, оказались более высокими, чем температуры образования первых мигматитов (в среднем 710°), что хорошо согласуется с наблюдениями над породами субстрата. Действительно, поздние мигматиты появляются лишь в зоне гранат-кордиерит-биотит-ортотлазовой субфации, температура которой варьирует в интервале $680—750^{\circ}$ (Высокоградиентные. . ., 1982). Данные парагенетического анализа и петрохимических исследований указывают на открытость систем по отношению к щелочам. Однако если на ранних стадиях процесса активность натрия была высокой, то в поздний этап повышается относительная активность калия, что подтверждается сравнением химических составов гранитоидов разных генераций (Седова, Глебовицкий, 1982). Это отражает универсальную тенденцию эволюции гранитоидов, связанную, как отмечалось выше, с взаимодействием флюидного потока с расплавами. Жильный материал поздних мигматитов характеризуется гранатовыми, а иногда и кордиеритовыми парагенезисами, что свидетельствует о повышении кислотности среды минералообразования со временем.

Газовый анализ метаморфических пород и гранитоидов ладожского комплекса показал необычно высокие содержания водорода и высокую степень восстановленности флюида, что вообще характерно для малоглубинных зональных комплексов (Флюидный режим. . ., 1980). Причем резкое возрастание отношения H_2/H_2O и $K_{вос}$ наблюдается в зонах ставролитовых и гранат-биотит-силлиманит-мусковитовой субфаций. По мере течения ультраметаморфизма эти величины уменьшаются, что связано с окислением флюида на фронте магматического замещения.

Метасоматические процессы, а особенно те, которые могут быть отнесены к раннещелочной стадии, перед фронтом магматического замещения развиты слабо и ограничены локальным проявлением калиевого метасоматоза, приводящего к формированию кварц-микроклиновых и мономинеральных микроклиновых пород (Геологическое развитие. . ., 1970).

Таким образом, на примере ладожского комплекса можно убедиться в том, что высокая относительная скорость теплопереноса, обусловленная повышением конвективной и аккумулятивной теплопередачи в процессе подъема мантийного астенолита в основание гранитного слоя, является причиной некоторого своеобразия в проявлении аллохимических превращений. Процессы кислотного выщелачивания проявляются не только над фронтом магматического замещения и непосредственно на послемигматитовой стадии, но и в пределах зоны плавления и на поздних стадиях мигматизации, с чем и связано широкое проявление кислотного метасоматоза магм, приводившего к повышению кислотности гранитоидов. В то же время в пегматитах, размещающихся над областью ультраметаморфизма и формирующихся на самых поздних стадиях цикла гранитообразования, кислотная стадия послемагматических изменений оказывается редуцированной, но зато преобразования позднещелочной стадии (альбитизация) проявлены очень интенсивно. С этим связана редкометальная минерализация пегматитов, свойственная поясам высокоградиентного андалузитового метаморфизма. Следовательно, их металлогеническая специализация обусловлена не только относительно низким водным давлением, что определяет общее повышение щелочности постмигматитовых растворов, но и особенностями динамики развития термальных структур такого типа.

Подводя итоги сказанному выше, подчеркнем, что термодинамические параметры флюидных систем и взаимодействие их с кислыми магмами, генерирующимися в высокотемпературных зонах, существенно влияют на геохимические свойства флюида. Проявление кислотных тенденций в эволюции этих систем является универсальным признаком всех метаморфических комплексов независимо от их глубинности. Они во всех случаях связаны со снижением температуры и (или) возрастанием P_{H_2O} , или, иными словами, с увеличением плотности водных растворов. Поэтому основным движущим механизмом перераспределения вещества, приводящего в конечном итоге к формированию месторождений орто- и реометаморфического класса, являются процессы кислотного выщелачивания. Именно поэтому их изучению в данной работе придается первостепенное значение. Однако проявляться они могут как на позднемигматитовой, так и на послемигматитовой стадии, причем первое характерно для процессов, в которых скорости теплопереноса превышают скорости массопереноса, т. е. для тех из них, которые связаны с появлением наиболее интенсивных положительных термических аномалий.

Интенсивность кислотных аллохимических преобразований зависит от общих особенностей термодинамического режима глубинного петрогенезиса. В процессе высокоградиентного метаморфизма при прочих равных условиях более вероятна повышенная общая щелочность флюида. По мере перехода к низкоградиентным режимам, т. е. по мере повышения давления на водный раствор при постоянной температуре или по мере понижения темпе-

ратуры при постоянном давлении, флюиды приобретают в целом все бóльшую кислотность, чем определяются принципиальные различия металлогенического значения метаморфизма кванитового и андалузитового типов, что и было показано ранее при обобщении обширного эмпирического материала (Соколов и др., 1975).

Наиболее благоприятным условием для проявления гранитизации путем магматического замещения является общее давление 5—7 кбар, при котором фугитивность воды во флюиде приобретает максимальное значение, тогда как температуры анатексиса становятся минимальными. При этом увеличение скорости подъема геозотерм приводит к возрастанию кислотности возникающих при метаморфизме автохтонных гранитоидов в силу проявления метасоматоза магм.

В результате взаимодействия с кислыми магмами, генерировавшимися в указанных оптимальных условиях глубинности, флюиды, по-видимому, приобретают слабокислотные или нейтральные свойства. По мере подъема на более высокий уровень рН растворов и основность магм, с которыми взаимодействуют первые, повышаются, причем степень таких изменений зависит от того, в какие среды они попадают.

Другим следствием флюидно-магматического взаимодействия является перераспределение щелочей между растворами и расплавами. Обогащенный натрием флюид выносится из зоны гранитизации. Поэтому повышение рН растворов в поднимающемся флюидном потоке должно сопровождать повышение отношения Na/K в метасоматических породах, формирующихся выше фронта магматического замещения, но одновременно с последним. С этим связаны явления $Na-Si$ метасоматоза и альбитизация редкометалльных пегматитов. Со временем отношение Na/K в растворах уменьшается в связи с закономерным изменением состава поздних гранитоидов в смысле относительного увеличения в них содержания калия. Поэтому по мере повышения кислотности растворов в них увеличивается активность данного компонента, с чем связано широкое проявление послемигматитового кислотного выщелачивания кварц-мусковитовой фации.

Все приведенные данные являются доказательством того, что ответственными за аллохимические превращения в зональных комплексах являются потоки ювенильных флюидов. Пройдя через зону плавления, они эволюционируют далее на фоне повышающейся кислотности. Это убеждает нас в том, что образование кислотных и сопряженных основных метасоматитов непосредственно связано с проявлением ультраметаморфизма.

ДЕФОРМАЦИЯ И МЕТАСОМАТОЗ

Послемигматитовые метасоматиты в целом связаны с заключительными этапами складчатых деформаций тектоно-метаморфических циклов, что по времени проявления соответствует ре-

грессивному этапу метаморфизма. Синхронность метасоматоза со складчатыми деформациями в метаморфических комплексах, тесное переплетение метасоматитов с метаморфическими породами в ряде случаев являются причиной того, что они рассматриваются как метаморфические образования и картируются как члены метаморфической зональности. Тем не менее существует ряд признаков, свидетельствующих о метасоматическом происхождении таких пород. Во-первых, это факт развития рассматриваемых пород по породам иного минерального состава. При этом по направлению к наиболее измененным осевым частям тел формируется совокупность зон (ассоциаций пород) разного минерального состава, которые подчиняются закономерностям, характеризующим метасоматические процессы (Коржинский, 1969), и могут быть интерпретированы только как метасоматическая зональность. Во-вторых, метасоматические образования пересекают структуры и стратиграфические границы и имеют жильную форму тел. Дополнительными признаками являются устанавливаемые факты широкой дифференциации вещества при формировании таких пород, отличие их парагенезисов от парагенетических ассоциаций вмещающих метаморфических пород и специфический химический состав минералов.

Метасоматические процессы, связанные с метаморфизмом, являются региональными в том смысле, что физико-химические условия их протекания постоянны на больших площадях, хотя проявляются они дискретно, в пределах отдельных достаточно узких зон. Зоны нередко пересекают метаморфическую зональность, а отдельные тела метасоматитов бывают ориентированы параллельно осевым поверхностям складок тех генераций, синхронно с которыми они развиваются. Размеры тел могут варьировать в самых широких пределах — от десятков сантиметров до многих метров.

В связи с тем что метасоматические процессы обычно растянуты во времени, меняются и условия их динамики. Более ранние, синхронные со складчатостью в основном являются изобарическими. Поздние метасоматические процессы, протекающие на фоне перехода от пластических к жестким деформациям, обладают признаками изохорического течения процесса (Глебовицкий, Бушмин, 1979). Структурная локализация метасоматитов является свидетельством изобаричности процесса, поскольку при метасоматозе, одновременном со складкообразованием, не выполняется условие постоянства объема. Поэтому давление должно рассматриваться как фактор равновесия, а отсюда число фаз в каждой зоне метасоматической колонки должно равняться числу инертных компонентов ($\Phi = K_i$). Жильные тела постскладчатых метасоматитов, слагающие замковые части складок, раздувы неправильной формы обладают массивной текстурой часто с радиальнолучистой и порфиробластической формой минералов, кристаллизующихся в статических условиях изохорического процесса ($\Phi = K_i + 1$). В этом случае обычны признаки замещения исходной породы при

постоянном объеме. На синхронность с жесткими деформациями указывают факты секущего положения жильных тел метасоматитов по отношению к элементам складок, приуроченность их к разрывным нарушениям, плоскостям отслоения, участкам тектонически ослабленных зон.

В целом интенсивность и масштабы протекания кислотных процессов в основных породах значительно меньше, чем в кислых. Но если в малоглубинных комплексах низких давлений выщелачивание, как правило, проявлено преимущественно в кислых средах, то в глубинных комплексах, особенно средних давлений (6—7 кбар), дистенизация широко развита не только в гнейсах, но и амфиболитах.

По мере снижения температуры метасоматические процессы силлиманит-кварцевой фации могут сменяться преобразованием в условиях кианит-кварцевой или андалузит-кварцевой фаций выщелачивания. В свою очередь метасоматоз мусковит-кварцевой фации, развиваясь в неизмененных метаморфических породах, также накладывается и на метасоматиты силлиманит-кианит-и андалузит-кварцевой фаций, приурочиваясь к узким зонам расланцевания. С большим диапазоном физико-химических условий протекания метасоматоза связана неоднозначность пространственно-временных соотношений между кислотными и основными метасоматитами. В общем случае основной метасоматоз следует за кислотным, являясь результатом переотложения вынесенных при выщелачивании компонентов. Часто наблюдаются жильная форма залегания железо-магнезиально-кальциевых пород, их закономерная приуроченность к контактам основных и выщелоченных кислых пород. Но в конкретных телах железо-магнезиально-кальциевых метасоматитов могут наблюдаться и признаки более позднего окварцевания (выщелачивания) обычно с развитием более низкотемпературных кислотных ассоциаций.

Последовательность проявления основного метасоматоза в участках переотложения определяется подвижностью компонентов при выщелачивании (Жариков, Омеляненко, 1978; Глебовицкий, Бушмин, 1979). Самое тесное сочетание имеет место для выщелоченных пород и продуктов раннего сопряженного переотложения наиболее инертных оснований. Естественно, что именно в этом случае временные соотношения кислотных и основных парагенезисов неоднозначны. Трудность их разделения побудила В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко объединить их в единую стадию кислотного выщелачивания и сопряженного отложения. Поздние щелочные метасоматиты, сложенные основаниями, обладающими наибольшей подвижностью при выщелачивании, могут формироваться и вне непосредственной связи с зонами кислотного выщелачивания.

Причиной рудоотложения, сопровождающего метасоматиты, является прежде всего изменение режима кислотности флюидов. По соотношению с другими метасоматическими преобразованиями

В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко (1978) выделяют следующие типы оруденения.

1. Одновременное оруденение, когда отложение рудных минералов происходит одновременно с метасоматическими преобразованиями пород в единой метасоматической колонке.

2. Сопутствующее и сопряженное оруденение, при котором оно отстает от образования главной колонки метасоматитов и происходит в результате дальнейшей эволюции растворов — повышения кислотности в раннюю послемагматическую стадию (сопутствующее оруденение) или при инверсии режима кислотности и нарастании щелочности растворов (сопряженное оруденение).

3. Наложенное оруденение, когда рудоотложение происходит в результате воздействия растворов другой, обычно кислотной стадии на ранее образованные метасоматиты.

Согласно такой классификации, одновременное оруденение обычно представлено прожилково-вкрапленными рудами. Сопутствующее и сопряженное оруденение наряду с вкрапленными рудами чаще жильное, с зонами сплошных массивных руд.

ФАЦИИ ПОСЛЕМИГМАТИТОВОГО МЕТАСОМАТОЗА

К настоящему времени накоплен уже достаточный материал по различным генетическим типам послемигматитовых метасоматитов, принципиальные соотношения между которыми можно отобразить в виде генетической классификации на основе различий в физико-химических условиях образования — температуре, давлении, щелочности, режима вполне подвижных компонентов.

Под метасоматической фацией понимается закономерная ассоциация метасоматических пород или парагенезисов, объединенных общими генетическими особенностями, т. е. одной метасоматической колонкой, формирующейся в определенных условиях (T , P , вполне подвижное поведение отдельных компонентов, Кориковский, 1967; Жариков, Омеляненко, 1978).

В любом метаморфическом комплексе при полевых исследованиях достаточно четко отделяются, с одной стороны, процессы направленного окварцевания или кислотного выщелачивания пород, характеризующиеся одним типом зональности, и, с другой стороны, процессы с противоположной тенденцией — когда происходит обогащение исходной породы основаниями (железом, магнием, кальцием), характеризующиеся другими типами зональности. В первом случае результатом преобразований является метасоматический кварцит, во втором — меланократовая, практически мономинеральная порода железо-магнезиального или иного состава. Основные колонки формируются после кислотных колоннок и представляют собой результат перетложения выщелоченных оснований. Последовательность их формирования определяется рядом подвижности компонентов при кислотном выщелачивании, и в связи с этим она различна в комплексах разной глубинности.

В качестве главных типов основных метасоматитов могут быть выделены колонки магнезиальных метасоматитов, формирующиеся при вполне подвижном поведении магния (фации основного магнезиального метасоматоза), железистых метасоматитов — при вполне подвижном поведении железа (фации основного железистого метасоматоза) и кальциевых метасоматитов — при вполне подвижном поведении кальция (фации основного кальциевого метасоматоза). Природные процессы часто протекают при вполне

подвижном поведении не одного, а нескольких петрогенных компонентов. В этом случае целесообразно выделение фаций, например железно-магнезиального, магнезиально-кальциевого метасоматоза.

Наряду со щелочностью среды метасоматического минералообразования ведущими факторами, определяющими границы метасоматических фаций, являются температура и давление. На разных уровнях глубинности кислотное выщелачивание характеризуется индивидуальными петрологическими чертами, региональными для площадей с однотипным режимом давления. Принципиальная роль давления при кислотном выщелачивании нашла отражение в выделенных С. П. Кориковским (1967) кварц-андалузитовой и кварц-кианитовой фациях кислотного выщелачивания. Температурная неоднородность зональных метаморфических комплексов служит основой для выделения целого ряда разнотемпературных метасоматических фаций, свойственных определенным метаморфическим зонам.

В основу классификации метасоматитов положена зависимость проявления процессов метасоматоза от геотермического режима глубинного петрогенезиса в пределах подвижных зон. В настоящее время ввиду недостатка сведений нельзя дать полную классификацию принципиально возможных фаций и субфаций послемигматитового метасоматоза. Однако имеющийся материал позволяет выделить, систематизировать и охарактеризовать многие из них (табл. 1).

ФАЦИИ ПОСЛЕМИГМАТИТОВОГО МЕТАСОМАТОЗА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА

Фации кислотного выщелачивания. В высокотемпературных метаморфических зонах кислотное выщелачивание чаще всего протекает в условиях *силлиманит-кварцевой* фации, когда возникают породы с парагенезисом кварц+силлиманит. Если температура процесса достаточно велика (поле устойчивости калиевого полевого шпата), то в богатых калием метапелитах образуются парагенезисы *микроклин-кордиерит-силлиманит-кварцевой* субфации кислотного выщелачивания. При более низких температурах, препятствующих образованию микроклина, формируются парагенезисы *мусковит-кордиерит-силлиманит-кварцевой* субфации. В малокалиевых метапелитах мусковит и микроклин могут отсутствовать. Кварц-силлиманитовые тела образуют уплощенные линзы, ориентированные вдоль кристаллизационной сланцеватости, часто параллельно осевым поверхностям сжатых складок. Образование силлиманит-кварцевого парагенезиса обычно сопровождается развитием кордиерит-силлиманитовых и кордиерит-гранат-силлиманитовых пород, слагающих самостоятельные периферические зоны метасоматитов, которые залегают среди глиноземистых гнейсов с ассоциацией $Qu+Pl \pm Gr+Cord + Bt+Sill (\pm KFsp \text{ или } Mu)$. Рассматриваемые преобразования

Таблица 1

Фации послемигматитового метасоматоза

Фации	Субфации			
	в зависимости от температуры	в зависимости от активности щелочей (калия и натрия)	в зависимости от активности летучих	
А. Метаморфические пояса андалузит-силлиманитового типа				
Кислое выщелачивание	Силлиманит-кварцевая	Микроклин-кордиерит-силлиманит-кварцевая Мусковит-кордиерит-силлиманит-кварцевая	Биотит-силлиманит-кварцевая Микроклин-силлиманит-кварцевая Мусковит-силлиманит-кварцевая Плагиоклаз (кислый)-силлиманит-кварцевая	Турмалин-силлиманит-кварцевая Магнетит-силлиманит-кварцевая
	Андалузит-кварцевая	Гранат-кордиерит-андалузит-кварцевая Гранат-ставролит-андалузит-кварцевая	Мусковит-андалузит-кварцевая Плагиоклаз (кислый)-андалузит-кварцевая	Турмалин-андалузит-кварцевая
	Микроклин-кварцевая	В зависимости от температуры и активности вполне подвижных компонентов		
		Мусковит-микроклин-кварцевая Альбит-микроклин-кварцевая		
	Мусковит-кварцевая	Плагиоклаз (кислый)-мусковит-кварцевая Гранат-мусковит-кварцевая		Турмалин-мусковит-кварцевая
Альбит-кварцевая	Микроклин-альбит-кварцевая Мусковит-альбит-кварцевая Хлорит-альбит-кварцевая		Скаполит-альбит-кварцевая	

Таблица 1 (продолжение)

Фации	Субфации		
	В зависимости от температуры, кислотности, активности ВПК	В зависимости от активности летучих	
Основной метасоматоз	Кордиеритовая магниезального метасоматоза	Андалузит-кордиеритовая Гранат-кордиеритовая Ставролит-кордиеритовая Жедрит-кордиеритовая Роговообманково-кордиеритовая	
	Кордиеритовая железистого метасоматоза	Гранат-кордиеритовая Ставролит-кордиеритовая Жедрит-кордиеритовая	Кордиерит-силлиманит-магнетитовая
	Гранатовая железистого метасоматоза	Жедрит-гранатовая Куммингтонит-гранатовая Биотит-гранатовая	Куммингтонит-гранат-магнетитовая
	Диопсидовая кальциевого метасоматоза	Плагиоклаз-диопсидовая Гранат-диопсидовая	Скаполит-диопсидовая Карбонат-диопсидовая
	Тремолитовая кальциевого метасоматоза		Карбонат-тремолитовая и др.

Таблица 1 (продолжение)

Фации	Субфации		
	в зависимости от температуры	в зависимости от активности щелочей (калия и натрия)	в зависимости от активности летучих
Б. Метаморфические пояса кианит-силлиманитового типа			
Силлиманит-кварцевая	Гиперстен-гранат-силлиманит-кварцевая Микроклин-гранат-силлиманит-кварцевая Мусковит-гранат-силлиманит-кварцевая		
Кианит-кварцевая	Роговообманково-гранат-кианит-кварцевая Плагиоклаз-гранат-кианит-кварцевая Роговообманково-ставролит-кианит-кварцевая Плагиоклаз-ставролит-кианит-кварцевая Хлорит-кианит-кварцевая	Микроклин-кианит-кварцевая Мусковит-кианит-кварцевая Анортит-кианит-кварцевая	Турмалин-кианит-кварцевая Пирротин-кианит-кварцевая
Микроклин-кварцевая	В зависимости от температуры и активности ВПК		
	Мусковит-микроклин-кварцевая Альбит-микроклин-кварцевая		
Мусковит-кварцевая	Плагиоклаз (кислый)-мусковит-кварцевая Гранат-мусковит-кварцевая		Турмалин-мусковит-кварцевая
Альбит-кварцевая	Микроклин-альбит-кварцевая Мусковит-альбит-кварцевая Хлорит-альбит-кварцевая		Скаполит-альбит-кварцевая

Таблица 1 (продолжение)

Фации	Субфации	
	В зависимости от температуры, кислотности, активности ВПК	в зависимости от активности летучих
Гранатовая железистого метасоматоза	Биотит-гранатовая	
Анортитовая кальциевого метасоматоза		
Ставролит-гранатовая магнезиального метасоматоза	Роговообманково-ставролит-гранатовая Биотит-ставролит-гранатовая	
Жедрит-гранатовая магнезиального метасоматоза	Роговообманково-жедрит-гранатовая Биотит-жедрит-гранатовая	
Кианит-антофиллитовая магнезиального метасоматоза		

Основной метасоматоз

в условиях *микроклин-кордиерит-силлиманит-кварцевой* субфации выщелачивания описываются следующими типами колонок.

В метапелитах, богатых калием:

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Pl + Bt + Mi + Cord + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, K ₂ O, FeO, Na ₂ O
II. Bt + Mi + Cord + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, K ₂ O, FeO
III. Mi (или Bt) + Cord + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, K ₂ O
IV. Cord + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
V. Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
VI. Qu	SiO ₂

В метапелитах, бедных калием:

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Pl + Gr + Cord + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, FeO, Na ₂ O
II. Gr + Cord + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, FeO
III. Cord + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
IV. Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Qu	SiO ₂

Такие метасоматиты широко развиты, например, в Свеккофенском метаморфическом поясе Балтийского щита (Глебовицкий, Бушмин, 1979), Олёкминском метаморфическом поясе Восточной Сибири (Ханинское железорудное месторождение). Кислотное выщелачивание в данных случаях явно сопряжено с деформацией замещаемых толщ. Поэтому давление должно рассматриваться как фактор равновесия, а отсюда число фаз в каждой зоне должно равняться числу инертных компонентов ($\Phi = K_4$). Если метасоматоз продолжается после завершения деформаций в статических условиях, становится возможной кристаллизация дополнительных фаз, например развитие синопидных агрегатов силлиманита в кварцевой зоне или переход кремния во вполне подвижное состояние с заполнением объемов выщелоченных участков вполне подвижным минералом — кварцем.

Из анализа приведенных колонок вытекает следующий ряд подвижности (основности) главных петрогенных компонентов: FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂. Соотношение подвижности щелочей (калия и натрия) не всегда определено. Обычно на фронте замещения первым исчезает биотит, благодаря чему парагенезис первой зоны достаточно широко распространен в слабо выщелоченных породах. Однако наблюдаются и бесплаггиоклазовые породы, содержащие ассоциацию Qu + Sill + Cord + Gr + Bt. Режим щелочей может определенным образом влиять на относительную подвижность компонентов и соответственно тип колонок, что является основанием для выделения ряда субфаций в зависимости от активности калия и натрия.

Для парагенезисов *биотит-силлиманит-кварцевой* субфации, формирующихся при повышенном потенциале калия в растворе, в связи с чем вместо кордиерита кристаллизуется биотит, характерны колонки, сходные с теми, которые наблюдал В. В. Хлестов (1964) на Кяхтинском месторождении: Gr + Pl + Bt + Sill + Qu →

$\rightarrow \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Sill} + \text{Qu} \rightarrow \text{Bt} + \text{Sill} + \text{Qu} \rightarrow \text{Sill} + \text{Qu}$. Дальнейшее повышение активности калия при высоких температурах приводит к замещению кордиерита и биотита микроклином и формированию колонок микроклин-силлиманитовой субфации выщелачивания, а в условиях, переходных к среднетемпературным, — образованию колонок мусковит-силлиманитовой субфации выщелачивания.

Парагенезисы *микроклин-силлиманит-кварцевой* субфации выщелачивания описываются колонками типа тех, которые развиты, например, на Ханинском железорудном месторождении (Олёкминский метаморфический пояс):

$\Phi = K_1$	Инертные компоненты
I. $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cord} + \text{Mi} + \text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}, \text{MgO}, \text{FeO}, \text{CaO}$
II. $\text{Bt} + \text{Cord} + \text{Mi} + \text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}, \text{MgO}, \text{FeO}$
III. $\text{Cord} + \text{Mi} + \text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}, \text{MgO}$
IV. $\text{Mi} + \text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}$
V. $\text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3$
VI. Qu	SiO_2

При формировании более низкотемпературных парагенезисов *мусковит-силлиманит-кварцевой* субфации возникает следующий тип метасоматической зональности, когда вместо калиевого полевого шпата оказывается устойчивым мусковит:

$\Phi = K_1$	Инертные компоненты
I. $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cord} + \text{Mu} + \text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}, \text{MgO}, \text{FeO}, \text{CaO}$
II. $\text{Bt} + \text{Cord} + \text{Mu} + \text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}, \text{MgO}, \text{FeO}$
III. $\text{Cord} + \text{Mu} + \text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}, \text{MgO}$
IV. $\text{Mu} + \text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}$
V. $\text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3$
VI. Qu	SiO_2

Обычно наиболее распространены колонки приведенного типа с рядом подвижности $\text{CaO}, \text{FeO}, \text{MgO}, \text{K}_2\text{O}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{SiO}_2$, но в некоторых случаях особенности процесса меняются и железо-магнетитовые фазы выщелачиваются в иной последовательности (Кориковский, 1967): $\text{Bt} + \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Sill} + \text{Mu} + \text{Qu} \rightarrow \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Mu} + \text{Sill} + \text{Qu} \rightarrow \text{Pl} + \text{Mu} + \text{Sill} + \text{Qu} \rightarrow \text{Mu} + \text{Sill} + \text{Qu} \rightarrow \text{Sill} + \text{Qu} \rightarrow \text{Qu}$, что соответствует более инертному поведению железа относительно магния.

При высокой активности бора в растворах (Ханинское месторождение) железо (магний) сохраняет инертность в зонах интенсивного выщелачивания, что приводит к образованию колонок *турмалин-силлиманит-кварцевой* субфации выщелачивания:

$\Phi = K_1$	Инертные компоненты
I. $\text{Turm} + \text{Mi} + \text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O} (\text{FeO}, \text{MgO})$
II. $\text{Turm} + \text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, (\text{FeO}, \text{MgO})$
III. $\text{Sill} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3$ В ↓
IV. Qu	SiO_2

В условиях высокой фугитивности кислорода формируются колонки *магнетит-силлиманит-кварцевой* субфации выщелачивания, характеризующиеся высокой инертностью железа:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Mi + Mgt + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, K ₂ O
II. Mgt + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO
III. Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ O ₂ ↓
IV. Qu	SiO ₂

При повышенной активности натрия в условиях, переходных к среднетемпературным, характер процесса кислотного выщелачивания также меняется. Кислый плагиоклаз, стабилизирующийся в такой среде, исчезает после полного замещения железо-магнезиальных фаз, выщелачивающихся в последовательности кордиерит, биотит. В результате образуются парагенезисы *плагиоклаз-силлиманит-кварцевой* субфации, описываемые колонкой, один из вариантов которой наблюдался в метаморфических комплексах Горного Алтая (Бушмин, Соколов, 1978):

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Cord + Bt + Mu + Sill + Pl + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, K ₂ O, FeO, MgO
II. Bt + Mu + Pl + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, K ₂ O, FeO
III. Mu + Pl + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, K ₂ O
IV. Pl _{Na} + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O
V. Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
VI. Qu	SiO ₂

Приведенные парагенезисы слагают линзы и полосы силлиманитизированных пород мощностью до десятков сантиметров, в осевых частях которых отчетливо проявлена тенденция к образованию силлиманитового кварцита. Кварц-силлиманитовый комплекс последовательно замещает кордиерит, биотит, плагиоклаз. Силлиманит присутствует в виде игольчато-призматических агрегатов, но в маломощных жилках преобладает фибролит.

Из литературы известны и другие случаи (удоканская серия, Кориковский, 1967), когда при высоком потенциале натрия характер процесса меняется и железо становится более инертным компонентом (менее сильным основанием), чем магний, что выражается в следующей последовательности распада железо-магнезиальных фаз в парагенезисах плагиоклаз-силлиманит-кварцевой субфации: Bt + Gr + Pl + Sill + Qu → Gr + Pl + Sill + Qu → Pl_{Na} + Sill + Qu → Sill + Qu → Qu. Метасоматические колонки с таким рядом подвижности изредка встречаются в малоглубинных комплексах, но особенно они характерны для комплексов кианит-силлиманитового типа (Глебовицкий, Бушмин, 1979).

Преобразования *андалузит-кварцевой* фации кислотного выщелачивания свойственны для среднетемпературных метаморфических зон.

В зависимости от температуры протекания выщелачивания могут быть выделены *гранат-кордиерит-андалузит-кварцевая* и *гранат-ставролит-андалузит-кварцевая* субфации. Парагенезисы гранат-кордиерит-андалузит-кварцевой субфации описываются

следующим типом колонок (Кольско-Норвежский метаморфический пояс, Глебовицкий, Бушмин, 1979):

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Bt+Pl+Gr+Cord+And+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, FeO, CaO, K ₂ O
II. Pl+Gr+Cord+And+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, FeO, CaO
III. Gr+Cord+And+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, FeO
IV. Cord+And+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
V. And+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
VI. Qu	SiO ₂

Первая зона представляет собой парагенезис окварцованного гнейса, обогащенного кварц-андалузитовым комплексом. Кварц и андалузит интенсивно замещают все минералы гнейса. При этом первым исчезает биотит (калий переходит в подвижное состояние) и формируется парагенезис Qu+And+Pl+Cord+Gr второй зоны, где инертными являются SiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO, CaO. В третьей зоне с переходом кальция в подвижное состояние из ассоциаций исчезает плагиоклаз и образуется парагенезис гранат-кордиерит-андалузитового кварцита. Распад граната в четвертой зоне связан с переходом железа из инертного в подвижное состояние. В пятой зоне с переходом магния в подвижное состояние при инертном поведении алюминия формируется биминеральный парагенезис андалузитового кварцита.

Развитие парагенезисов гранат (кордиерит)-ставролит-андалузитовой субфации связано с протеканием процесса при относительно низкой температуре (или повышенном давлении), когда в системе SiO₂-Al₂O₃-MgO-FeO становится устойчивым ставролит, появляющийся в результате реакции гидратации And+Gr+ +Cord+H₂O=St+Qu.

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Pl+Gr+St+And+Qu Pl+Cord+St+And+Qu	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, FeO, CaO
II. Gr+St+And+Qu St+Cord+And+Qu	
III. St+And+Qu Cor+And+Qu	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
IV. And+Qu	
V. Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ SiO ₂

В богатых калием метапелитах в метасоматических парагенезисах внешних зон нередко присутствует мусковит. Обращает на себя внимание тот факт, что, как и в высокотемпературных метаморфических зонах (силлиманит-кварцевая фация), из числа сильных оснований в ряду CaO, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ магний при кислотном выщелачивании в условиях низкой активности щелочей оказывается наименее подвижным компонентом. Нарастание активности летучих приводит к устойчивости во внутренних зонах турмалина вместо кордиерита и ставролита и к формированию колонок *турмалин-андалузит-кварцевой субфации*:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Turm + Cord + And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, FeO
II. Turm + And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
III. And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ В↑
IV. Qu	SiO ₂

Повышенная активность калия в воздействующих растворах приводит к широкой устойчивости мусковита в зонах интенсивного выщелачивания (Кольско-Норвежский метаморфический пояс, Глебовицкий, Бушмин, 1979) среди парагенезисов, объединяемых колонками *мусковит-андалузит-кварцевой* субфации выщелачивания:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Pl + Bt + Cord + Mu + And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, MgO, FeO, CaO
II. Bt + Cord + Mu + And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, MgO, FeO
III. Cord + Mu + And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, MgO
IV. Mu + And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O
V. And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
VI. Qu	SiO ₂

Анализ этой колонки приводит к заключению о меньшей подвижности магния по сравнению с кальцием и железом при данных термодинамических условиях и в случае повышенной активности калия.

Условия высокой активности натрия находят отражение в развитии парагенезисов *плаггиоклаз-андалузит-кварцевой* субфации кислотного выщелачивания (Южно-Чуйский хребет, Бушмин, Соколов, 1978):

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Bt + Gr + Pl + And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, FeO, MgO
II. Gr + Pl + And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, FeO
III. Pl _{Na} + And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O
IV. And + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Qu	SiO ₂

В данном случае формируются зональные жильные тела андалузитовых кварцитов, кислый плаггиоклаз в которых сохраняет устойчивость до внутренних зон. На контакте кварцита с гнейсом обычно образуется зона андалузит-кварцевой породы с биотитом, гранатом и плаггиоклазом с участками, не содержащими биотита. Между зоной упомянутого состава и андалузитовым кварцитом обычно присутствует зона, сложенная плаггиоклаз-андалузитовой породой. Тенденция к образованию кварцевого ядра проявлена отчетливо.

Парагенезисы *микроклин-кварцевой*, *мусковит-кварцевой* и *альбит-кварцевой* фаций кислотного выщелачивания формируются начиная от высоких и кончая весьма низкими температурами в условиях очень высокой активности калия (или натрия) в растворах, когда невозможно образование самостоятельных глиноземистых фаз (силлиманита или андалузита). В отличие от мета-

соматитов выше рассмотренных субфаций для них принимается условие вполне подвижного поведения щелочей, которое вытекает из анализа зональности, поведения компонентов по зонам колонок. В ряде случаев вопрос остается неопределенным.

Метасоматиты микроклин-кварцевой фации обычны для комплексов разной глубинности, тогда как метасоматиты альбит-кварцевой фации более характерны для малоглубинных комплексов, а мусковит-кварцевой для глубинных комплексов. Метасоматические колонки зон мусковитизации, известные в комплексах андалузит-силлиманитового типа (например, Кольско-Норвежский, Свекофеннский метаморфические пояса), обычно характеризуются тем же рядом подвижности сильных оснований, что и колонки, формирующиеся при низкой активности калия.

$\Phi = K_2$	Инертные компоненты
I. Pl+Bt+Mu+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, CaO (или Na ₂ O)
II. Bt+Mu+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
III. Mu+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ K ↓
IV. Qu	SiO ₂

Данных для выделения субфаций пока недостаточно. Более подробно принципиальные особенности колонок кислотных метасоматических фаций, формирующихся при высокой активности щелочей, рассмотрим ниже на примерах глубинных комплексов.

Таким образом, кислотное выщелачивание, сопровождающее региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, в смысле относительной подвижности сильных оснований проявляется примерно одинаково как в высокотемпературных, так и среднетемпературных зонах при низкой и высокой активности калия (силлиманит-кварцевая, андалузит-кварцевая, мусковит-кварцевая метасоматические фации), и выводимые на основании анализа колонок ряды подвижности компонентов оказываются однотипными. Характерны высокая подвижность кальция и железа и относительная инертность магния. Относительная подвижность оснований меняется лишь при высокой активности натрия (плагноклаз-силлиманит-кварцевая, плагноклаз-андалузит-кварцевая субфации). В этом случае среди сильных оснований магний становится более подвижным компонентом, чем железо.

Фации основного метасоматоза. Различие подвижности сильных оснований при кислотном выщелачивании определяет последовательное развитие и пространственное разделение магнезиальных, магнезиально-железистых и магнезиально-железисто-кальциевых метасоматитов, что дает возможность их отдельного картирования.

В малоглубинных комплексах магнезиальные метасоматиты часто представлены кордиеритовыми породами (Свекофеннский, Кольско-Норвежский метаморфические пояса, Глебовицкий, Бушмин, 1979; Южно-Чуйский хребет, Бушмин, Соколов, 1978), метасоматические колонки которых объединяются в *кордиеритовую фацию магнезиального метасоматоза*. В зависимости от темпера-

туры процесса и активности магния выделяется ряд субфаций. При повышенной температуре формируются метасоматиты *андалузит-кордиеритовой* и *гранат-кордиеритовой* субфаций (парагенезисы последней отражают условия большей щелочности):

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+And+Bt+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO, K ₂ O
II. Qu+Pl+And+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO
III. Qu+And+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO Mg ↓
IV. Qu+Cord _{Mg}	SiO ₂ , FeO
V. Cord	FeO

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Qu+Gr+Pl+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO (или Na ₂ O)
II. Qu+Gr+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO Mg ↓
III. Qu+Cord _{Mg}	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ (или FeO)
IV. Cord	Al ₂ O ₃ (или FeO)

Первая зона метасоматита представлена парагенезисом Qu+Pl+Cord+Gr, существенно обогащенным кордиеритом. Инертными компонентами в этой зоне являются SiO₂, Al₂O₃, FeO и CaO. Во второй зоне с переходом кальция в подвижное состояние формируется парагенезис граната и кордиерита с подчиненным количеством кварца. Инертному поведению SiO₂ и Al₂O₃ соответствует существенно кордиеритовая порода третьей зоны. Внутренняя, четвертая, зона (инертен Al₂O₃) характеризует отчетливо проявленную тенденцию к образованию мономинеральной кордиеритовой породы. Приведенная метасоматическая колонка характеризуется следующим рядом подвижности компонентов: MgO/CaO, FeO, SiO₂, Al₂O₃.

Снижение температуры отражается в развитии парагенезисов с гидратированными фазами, также различающихся режимом щелочности и активности магния (*ставролит-кордиеритовая* и *жедрит-кордиеритовая субфации*):

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Qu+St+Pl+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO (или Na ₂ O)
II. Qu+St+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO Mg ↓
III. Qu+Cord _{Mg}	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
IV. Cord	Al ₂ O ₃

$\Phi = K_4 + 1$	Инертные компоненты
I. Qu+Gd+Gr+Pl+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO
II. Qu+Gd+Gr+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO
III. Qu+Gd+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ Mg ↓
IV. Qu+Cord _{Mg}	SiO ₂ (или Al ₂ O ₃)
V. Cord	—

Метасоматиты жедрит-кордиеритовой субфации обычны, например, для многих рудных районов Финляндии и Швеции (Глебовицкий, Турченко, 1970). Поскольку речь идет о жильных телах метасоматитов, формирование которых не связано непосредственно

со складчатыми деформациями, в данном случае принимается условие постоянства объема. Породы во всех выделяемых зонах отличаются массивным сложением, минералы в них часто образуют радиально-лучистые агрегаты или крупные порфиробласты. Магний в данном процессе рассматривается как вполне подвижный компонент, обладающий высокой активностью в растворе, а кордиерит — соответствующий ему «вполне подвижный минерал», обычно замещающий другие железо-магнезиальные фазы во всех зонах в изохорических условиях проявления метасоматоза, образуя в итоге мономинеральную зону. И наконец, развитие в магнезиальных метасоматитах при специфических условиях (очень низкое давление, повышенная кислотность и высокая активность магния в растворах) парагенезиса кордиерита с роговой обманкой (Глебовицкий, Бушмин, 1979), обнаруженного, например, на Холдинском месторождении в Северном Прибайкалье (Nb+CORD, Nb+CORD+Gd, Nb+CORD+Gd+Cum), позволяет предварительно выделить *роговообманково-кордиеритовую субфацию магнезиального метасоматоза*.

Железистые метасоматиты обычно представлены ставролит-кордиеритовыми, жедрит-гранатовыми, куммингтонит-гранатовыми и другого состава высокожелезистыми породами. Они не всегда отличаются по минеральному составу от магнезиальных метасоматитов, поэтому в ряде случаев принадлежность железо-магнезиальных пород к магнезиальным или железистым метасоматитам может быть установлена только с учетом химизма составляющих минералов. Выделяются *кордиеритовая* и *гранатовая фации железистого метасоматоза*, подразделяющиеся на субфации, колонки которых развиваются в следующей последовательности при снижении температуры и увеличении щелочности растворов (Глебовицкий, Бушмин, 1979).

Обобщенная колонка кордиеритовой фации железистого метасоматоза (*гранат-кордиеритовая* (а), *ставролит-кордиеритовая* (б) и *жедрит-кордиеритовая* (в) субфации):

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Qu+Gr+Gd+Pl+Cord Qu+St+Pl+Gd+Cord Qu+St+Gd+Gr+Cord	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O, CaO
II. Qu+Pl+Gd+Cord Qu+Pl+St+Cord Qu+St+Gd+Cord Qu+Gr+Gd+Cord	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O
III. а) Qu+Gr+Cord б) Qu+St+Cord в) Qu+Gd+Cord	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO Fe \downarrow
IV. Qu+Cord _{Fe}	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Cord	} Al ₂ O ₃

Поведение кальция и натрия во внешних зонах колонки не совсем ясно, поскольку плагиоклаз присутствует в парагенезисах

и первой и второй зон. Тем не менее оптическое изучение свидетельствует о том, что плагиоклаз в четырехминеральных ассоциациях не повышает своей основности, а в некоторых случаях становится более кислым. Напротив, есть данные, указывающие на то, что в пятиминеральных парагенезисах встречается основной плагиоклаз (анортит). Принимая во внимание эти особенности, а также тот факт, что при замещении амфиболитов первым, как правило, исчезает кальциевый амфибол и появляются натрийсодержащие амфиболы (жедрит), а также куммингтонит, устойчивые в плагиоклазовых ассоциациях до внутренних зон колонок, заключаем, что кальций в рассматриваемом процессе ведет себя как более подвижный компонент по сравнению с натрием. Этому не противоречит высокая активность кальция при кислотном выщелачивании.

Колонка *жедрит-гранатовой* субфации гранатовой фации железистого метасоматоза:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Gd+Hb+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O, CaO
II. Qu+Pl+Gd+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O
III. Qu+Gd+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
IV. Qu+Gr _{Fe}	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Gr	Al ₂ O ₃

Для рассматриваемой колонки достаточно отчетливо устанавливается поведение кальция и натрия, так как исчезновение во второй зоне роговой обманки и появление бескальциевого амфибола при сохранении кислого плагиоклаза свидетельствуют о переходе кальция во вполне подвижное состояние при инертном поведении натрия.

Колонка *куммингтонит-гранатовой* субфации гранатовой фации железистого метасоматоза:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Cum+Hb+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O, CaO
II. Qu+Pl+Cum+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O
III. Qu+Cum+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
IV. Qu+Gr _{Fe}	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Gr	Al ₂ O ₃

При высокой активности калия в растворах жедрит, а также гранат в парагенезисах оказываются неустойчивыми, замещаясь высокожелезистым биотитом (*биотит-гранатовая* субфация):

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Bt+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, CaO
II. Qu+Bt+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
III. Qu+Gr _{Fe} (или Bt _{Fe})	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
IV. Gr (или Bt)	Al ₂ O ₃

В ряде случаев железистый метасоматоз протекает при высокой фугитивности кислорода. При этом во всех зонах метасоматической колонки развивается магнетит, последовательно замещающий

силикатные минералы вплоть до образования практически моно-минеральных рудных зон. В осадочных железистых пачках полосы, прожилки, зонки магнетитовой (гематитовой) породы обычно наследуют прослой, сложенные высокожелезистыми силикатами, образуя тонко- или грубополосчатые силикатно-магнетитовые руды. В данном случае замещение силикатов магнетитом протекает на фоне нарастающей фугитивности кислорода при инертном поведении железа. Но геологические наблюдения (Ханинское железорудное месторождение Олёкминского метаморфического пояса) свидетельствуют о том, что на определенной стадии железорудного процесса система открывается в отношении железа, переходящего во вполне подвижное состояние. При этом формируются участки неправильной формы, гнезда, часто жильные тела массивной силикатно-магнетитовой, магнетитовой породы, пересекающие границы рудной пачки, прослеживаясь на удалении во вмещающих маложелезистых породах. Наблюдения свидетельствуют о том, что процесс протекает при постоянстве объема ($\Phi = K_i + 1$), что и приводит к замещению силикатов вполне подвижным минералом — магнетитом и образованию жил богатых магнетитовых руд. В зависимости от температуры и кислотности среды минералообразования выделяются колонки *кордиерит-силлиманит-магнетитовой* (Ханинское месторождение) и *куммингтонит-гранат-магнетитовой* субфаций (Вороньи Тундры, Кольско-Норвежский метаморфический пояс). Метасоматиты кордиерит-силлиманит-магнетитовой субфации формируются при большей кислотности и характерны для высокотемпературных метаморфических зон:

$\Phi = K_i + 1$	Инертные компоненты	
I. Qu + Cord + Sill + Mgt	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO	
II. Qu + Sill + Mgt	SiO ₂ , Al ₂ O ₃	
III. Sill + Mgt	Al ₂ O ₃	Fe ↓
IV. Mgt	—	O ₂ ↓

Со снижением температуры и кислотности растворов формируются колонки куммингтонит-гранат-магнетитовой субфации:

$\Phi = K_i + 1$	Инертные компоненты	
I. Qu + Cum + Gr + Mgt	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO	
II. Qu + Cum + Mgt	SiO ₂ , Al ₂ O ₃	}
Qu + Gr + Mgt		
III. Cum + Mgt	Al ₂ O ₃	} Fe ↓
Gr + Mgt		
IV. Mgt	—	

Магнезиально-железисто-кальциевые или просто кальциевые метасоматиты зон сопряженного переотложения малоглубинных метаморфических комплексов в силу высокой подвижности кальция при кислотном выщелачивании являются наиболее поздними образованиями и обычно развиваются вслед за магнезиальными и железистыми метасоматитами. Они представлены диопсидовыми и

тремолитовыми породами (Свекофеннский, Кольско-Норвежский метаморфические пояса), метасоматическая зональность которых описывается колонками, объединяемыми *диопсидовой* и *тремолитовой* фациями кальциевого метасоматоза (плагноклаз-диопсидовая, гранат-диопсидовая, карбонат-диопсидовая, скаполит-диопсидовая и карбонат-тремолитовая субфации в зависимости от температуры, кислотности растворов и активности вполне подвижных компонентов).

ФАЦИИ ПОСЛЕМИГМАТИТОВОГО МЕТАСОМАТОЗА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КИАНИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА

Фаии кислотного выщелачивания. В глубинных метаморфических комплексах (Беломорско-Лапландский метаморфический пояс и др.) процессы кислотного выщелачивания осуществляются в условиях иной подвижности оснований. Они характеризуются условиями высокой подвижности магния и относительной инертности кальция и особенно железа. Следует обратить внимание на принципиальные отличия этого ряда подвижности от ряда подвижности компонентов при малоглубинном кислотном выщелачивании.

Кислотное выщелачивание в условиях *силлиманит-кварцевой* фации проявляется в зональных метаморфических комплексах киаанитового типа с большим диапазоном в режиме давления. Специфика протекания кислотных процессов в глубинных гранулитовых комплексах лапландского (Прияткина, Шарков, 1979; Прияткина, 1977) и сугамского типов вызывает необходимость выделения *гиперстен-гранат-силлиманит-кварцевой* субфации выщелачивания,¹ метасоматические парагенезисы которой устойчивы в наиболее высокотемпературных зонах гранулитовой ступени метаморфизма при давлениях больше 9—10 кбар:

$\Phi = K_2$	Инертные компоненты
I. Hup+Gr+Sill+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, MgO
II. Gr+Sill+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO
III. Sill+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
IV. Qu	SiO ₂

При более низких давлениях, как и в комплексах андалузит-силлиманитового типа, выделяются *микроклин-гранат-силлиманит-кварцевая* и *мусковит-гранат-силлиманит-кварцевая* субфации кислотного выщелачивания. Метасоматические колонки этих субфаций принципиально отличаются от микроклин (мусковит)-кордиерит-силлиманит-кварцевой субфации выщелачивания андалузитового типа метаморфизма рядом подвижности компонентов, в котором среди сильных оснований магний является наиболее подвижным, а кальций и железо — инертными. В колонках субфаций, о которых идет речь, эти особенности выражаются в иной

¹ Метасоматиты выделенной субфации характерны для областей догранитного метаморфизма и в данную классификацию помещены условно.

последовательности распада минералов, например в метапелитах, бедных калием (без микроклина или мусковита):

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Bt + Pl + Gr + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO, MgO
II. Pl + Gr + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO
III. Gr + Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO
IV. Sill + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Qu	SiO ₂

Выщелачивание в условиях кианит-кварцевой фации в отличие от малоглубинных комплексов широко проявлено не только в кислых (гнейсы и сланцы), но и основных, богатых кальцием, породах. Это позволяет путем сопоставления парагенезисов одновременно метасоматизирующихся пород не только выделить, но и точнее оценить интервалы физико-химических условий, отвечающих определенным субфациям. При средних величинах общего давления 6—7 кбар и температурах 500—600°, как правило, в породах, богатых кальцием (амфиболитах, амфиболовых сланцах и гнейсах), формируются редкие парагенезисы с гранатом, ставролитом, кианитом и роговой обманкой. Метасоматические колонки, их объединяющие, при сходном составе внешних полиминеральных зон отличаются внутренними зонами, парагенезисы которых преимущественно определяются составом и свойствами растворов — температурой, давлением, активностью вполне подвижных компонентов (Беломорско-Лапландский метаморфический пояс, месторождения Хизовара, Бушмин, 1978; Глебовицкий, Бушмин, 1979). На этом основании выделяется *роговообманково-ставролит-кианит-кварцевая* (а) и более *кислотная плагиоклаз-ставролит-кианит-кварцевая* (б) субфации выщелачивания:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты	
I. Hb + Gr + St _{Mg, Fe} + Ky + Pl + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO, MgO, Na ₂ O	
II. Hb + St + Ky + Pl + Qu Gr + Pl + St _{Mg, Fe} + Ky + Qu Hb + Gr + St _{Mg, Fe} + Ky + Qu	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO, MgO	
III. а) { Hb + St + Ky + Qu Hb + Pl _{Ca} + Ky + Qu		} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO
б) Pl _{Ca} + St + Ky + Qu		
IV. St _{Fe} + Ky + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO	
V. Ky + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃	
VI. Qu	SiO ₂	

Рассмотренный процесс кислотного выщелачивания характеризуется рядом подвижности компонентов MgO, CaO, FeO, Al₂O₃, SiO₂, в котором FeO и CaO инертны в большинстве метасоматических зон (Пинаева, 1970; Московченко, 1971). Нетрудно убедиться в том, что они подобны метасоматитам более высокотемпературных метаморфических зон. Этими особенностями процессы глубинного

кислотного выщелачивания отличаются от кислотного метасоматоза андалузит-кварцевой фации пониженных давлений, где среди сильных оснований имеет место отчетливо выраженная инертность магния и высокая подвижность кальция.

В более глубоких условиях, порядка 8—9 кбар и выше, при более высокой температуре и относительно большей щелочности растворов тип колоннок и ряд подвижности компонентов сохраняются, но состав метасоматитов меняется (Глебовицкий, Бушмин, 1979). При кислотном выщелачивании вместо кианит-ставролитовых формируются кианит-гранатовые кварциты, парагенезисы которых описываются колонками *роговообманково-гранат-кианит-кварцевой* (а) и *плагноклаз-гранат-кианит-кварцевой* (б) субфаций, развивающимися при нарастании кислотности в названном порядке:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. $\left. \begin{array}{l} \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Gd} + \text{St} + \text{Gr} + \text{Qu} \\ \text{Pl} + \text{St} + \text{Gd} + \text{Gr} + \text{Ky} + \text{Qu} \end{array} \right\}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{CaO}, \text{MgO}, \text{Na}_2\text{O}$
II. $\left. \begin{array}{l} \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Gr} + \text{Ky} + \text{Qu} \\ \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Gr} + \text{St} + \text{Qu} \\ \text{Gd} + \text{St} + \text{Gr} + \text{Ky} + \text{Qu} \end{array} \right\}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{CaO}, \text{MgO}$
III. а) $\left\{ \begin{array}{l} \text{Hb} + \text{Gr} + \text{Ky} + \text{Qu} \\ \text{Gd} + \text{Gr} + \text{Ky} + \text{Qu} \\ \text{Gd} + \text{St} + \text{Gr} + \text{Qu} \end{array} \right\}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{CaO}$
б) $\left\{ \begin{array}{l} \text{Pl} + \text{Gr} + \text{Ky} + \text{Qu} \\ \text{Gd} + \text{Gr} + \text{Ky} + \text{Qu} \\ \text{Gd} + \text{St} + \text{Gr} + \text{Qu} \end{array} \right\}$	
IV. $\text{Gr}_{\text{Fe}} + \text{Ky} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}$
V. $\text{Ky} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3$
VI. Qu	SiO_2

Наряду с вышеописанными в основных, богатых кальцием породах развиваются тела анортитсодержащих метасоматитов (Бушмин, 1978; Глебовицкий, Бушмин, 1979). Один из вариантов зональности представлен следующей сменой ассоциаций, объединяемых *анортит-кианит-кварцевой* субфацией выщелачивания: $\text{Qu} + \text{Ky} + \text{St} + \text{Hb} + \text{An} \rightarrow \text{Qu} + \text{Ky} + \text{St} + \text{An} \rightarrow \text{Qu} + \text{Ky} + \text{An}$. Такое замещение осуществляется в условиях повышенной кислотности и высокой активности кальция в растворах. Высокая активность летучих приводит к устойчивости во внутренних зонах турмалина или пирротина (пирита) вместо ставролита и граната и к формированию колоннок *турмалин (пирротин)-кианит-кварцевой* субфации, что особенно характерно, например, для месторождения Хиовара:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. $\text{Pl} + \text{Turm (Po)} + \text{Ky} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{CaO}$
II. $\text{Turm (Po)} + \text{Ky} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO} \quad \text{B} \downarrow$
III. $\text{Ky} + \text{Qu}$	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3 \quad \text{S}_2 \uparrow$
IV. Qu	SiO_2

В средне- и низкотемпературных метаморфических зонах (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая ступени метаморфизма) за пределами поля устойчивости ставролита с кварцем выщелачивание кианит-кварцевой фации протекает в условиях высокой подвижности железа (*хлорит-кианит-кварцевая* субфация). Один из вариантов колонок выделенной субфации развит, например, в диафторитах Южно-Чуйского хребта (Бушмин, Соколов, 1978). Там преобразования выразились в интенсивной дистенизации сланцев с тенденцией к образованию кварц-кианитовых жилков. Наименее устойчивыми оказываются биотит и хлорит:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Bt+Chl+Pl+Ky+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, MgO, FeO
II. Chl+Pl+Ky+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, MgO
III. Pl _{Na} +Ky+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O
IV. Ky+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Qu	SiO ₂

Особенностью этого типа колонок является высокая активность натрия в растворах, что приводит к стабилизации кислого плагиоклаза в сильноокварцованных дистенизированных участках.

Как и в случае силлиманит- и андалузит-кварцевой фаций выщелачивания, при высокой активности калия и пониженной температуре формируются колонки *мусковит-кианит-кварцевой* субфации (Беломорско-Лапландский пояс), сходные с теми, которые наблюдал, например, С. П. Кориковский (1967) в Становой зоне.

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Bt+Pl+Gr+Ky+Mu+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, FeO, CaO, MgO
II. Pl+Gr+Mu+Ky+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, FeO, CaO
III. Gr+Mu+Ky+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, FeO
IV. Mu+Ky+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O
V. Ky+Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
VI. Qu	SiO ₂

Аналогично для области высоких температур существует принципиальная возможность выделения *микроклин-кианит-кварцевой* субфации. Данных, позволяющих судить об особенностях колонок такого типа, недостаточно; есть лишь указания на развитие микроклин-кианит-кварцевых жилков и зонков при метаморфизме высоких температур и давлений. Такие явления наблюдал О. И. Володичев среди дистен-ортоклазовых (микроклиновых) гнейсов Беломорско-Лапландского метаморфического пояса (район Энгозера).

Нарастание активности щелочей при их вполне подвижном поведении приводит к формированию колонок микроклин-кварцевой, мусковит-кварцевой и альбит-кварцевой фаций кислотного выщелачивания. Принадлежность парагенезисов к той или иной метасоматической фации определяется прежде всего строением нижней части колонок (Глебовицкий, Бушмин, 1979). При высокой температуре формируются колонки *микроклин-кварцевой* фа-

ции выщелачивания, в пределах которой в зависимости от температуры и активности щелочей выделяются *мусковит-микроклин-кварцевая* (а) и *альбит-микроклин-кварцевая* (б) субфации:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. $Pl_{Ca, Na} + Mu + Mi + Qu$	$SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, CaO$
II. а) $Mu + Mi + Qu$ } б) $Ab + Mi + Q$ }	SiO_2, Al_2O_3, Na_2O
III. $Mi + Qu$	SiO_2, Al_2O_3 $K \updownarrow$
IV. Mi } Qu }	SiO_2 (или Al_2O_3)

При средне-низкотемпературном выщелачивании в условиях *мусковит-кварцевой* фации процесс заканчивается формированием мусковитовых пород (*альбит-мусковит-кварцевая* субфация):

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. $Pl_{Ca, Na} + Mi + Mu + Qu$	$SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, CaO$
II. $Ab + Mu + Qu$	SiO_2, Al_2O_3, Na_2O
III. $Mu + Qu$	SiO_2, Al_2O_3 $K \updownarrow$
IV. Qu } Mu }	$SiO_2(Al_2O_3)$

Внешние части колонок могут быть разными в зависимости от состава исходной породы. При выщелачивании гранат-биотитовых гнейсов (Беломорско-Лапландский пояс, месторождение Хизовара) в участках максимальной мусковитизации развиваются кварц-мусковитовые сланцы с гранатом или без него с мономинеральными кварцевыми зонами. В данном случае процесс характеризуется колонкой с инертным поведением железа (*гранат-мусковит-кварцевая* субфация):

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. $Gr + Bt + Pl + Mu + Qu$	$SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO, MgO$
II. $Gr + Pl + Mu + Qu$	SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO
III. $Gr + Mu + Qu$	SiO_2, Al_2O_3, FeO
IV. $Mu + Qu$	SiO_2, Al_2O_3 $K \updownarrow$
V. Qu	SiO_2

Нетрудно убедиться, что ряд подвижности оказывается таким же, как и при выщелачивании кианит-кварцевых субфаций нормальной щелочности. Парагенезисы этой субфации развиваются и в неизмененных метаморфических породах и накладываются на метасоматиты кианит-кварцевой фации. Продолжение мусковитизации на фоне дальнейшего снижения температуры приводит к формированию колонок *плаггиоклаз (альбит)-мусковит-кварцевой* субфации:

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Gr + Bt + Pl + Mu + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O (или CaO), FeO
II. Bt + Pl + Mu + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O
III. Pl _{Na} + Mu + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O
IV. Mu + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ K ↓
V. Qu	SiO ₂

Парагенезисы данной субфации накладываются и на железомagneзиальные метасоматиты зон переотложения, что является одним из свидетельств их низкотемпературного характера. Ряд подвижности колонок такого типа в гнейсах отличается от ряда подвижности гранат-мусковитовой субфации высокой подвижностью железа и инертным поведением натрия (или кальция).

Метасоматические колонки *альбит-кварцевой* фации выщелачивания при сходстве качественного состава парагенезисов отличаются от вышеописанных калиевых метасоматитов тем, что формируются при вполне подвижном поведении натрия и его высокой активности в растворе. В результате в участках интенсивного метасоматоза формируются альбититы. Они известны в глубинных комплексах, но наиболее характерны для метаморфических поясов андалузит-силлиманитового типа (редкометалльные альбититы, пегматиты).

Направленность и принципиальные особенности кислотной альбитизации пород разного минерального и химического состава отражаются прежде всего в строении нижних частей метасоматических колонок (*микроклин-альбит-кварцевая* (а) и более низкотемпературная *мусковит-альбит-кварцевая* (б) субфации):

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Qu + Pl _{Ca, Na} + Mu + Mi	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, CaO
II. а) Mi + Ab + Qu } б) Mu + Ab + Qu }	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O
III. Ab + Qu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ Na↑↓
IV. Qu } Ab }	SiO ₂ , Al ₂ O ₃

Так же как и для калиевых метасоматитов, верхние части колонок могут быть разнообразными и определяться, наряду с вариацией интенсивных параметров, содержанием в исходной породе главных петрогенных компонентов (скаполит-альбит-кварцевая, хлорит-альбит-кварцевая и другие субфации).

Таким образом, кислотное выщелачивание, сопровождающее региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа (в смысле относительной подвижности сильных оснований), проявляется одинаково как в высокотемпературных, так и в среднетемпературных метаморфических зонах при низкой активности щелочей (силлиманит-кварцевая, кианит-кварцевая фации), причем выводимые на основании анализа колонок ряды подвижности компонентов оказываются однотипными. Характерны высокая

подвижность магния и относительная инертность кальция и особенно железа. Относительная подвижность оснований меняется в низкотемпературных условиях (хлорит-кианит-кварцевая, альбит-мусковит-кварцевая метасоматические субфации). В этом случае магний и кальций становятся более инертными компонентами, а железо приобретает высокую подвижность, что благоприятно для формирования железных (окисных и сульфидных) руд. В этом смысле низкотемпературные глубинные кислотные процессы близки к рудообразующим метасоматическим процессам фаций низких давлений, также протекающих при высокой подвижности железа.

Необычная для кианит-кварцевой фации последовательность выщелачивания наблюдается в музкольском метаморфическом комплексе (Центральный Памир), где в биотит-жедритовых метасоматических плагиогранито-гнейсах зоны гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации (Эволюция. . ., 1981) появляется кордиерит, а на фронте замещения первым исчезает плагиоклаз, что означает переход в подвижное состояние кальция и (или) натрия. Затем по направлению к внутренним зонам появляется кианит, но исчезают сначала жедрит, а затем и кордиерит. Названные метасоматиты описываются колонкой Cord-Ky-Qu субфации:

$$\Phi = K_4$$

Инертные компоненты

- I. $Pl_{20-25} + Gd + Cord + Ky + Qu$
- II. $Gd + Cord + Ky + Qu$
- III. $Cord + Ky + Qu$
- IV. $Ky + Qu$
- V. Qu

- $SiO_2, Al_2O_3, MgO, FeO, CaO (Na_2O)$
 SiO_2, Al_2O_3, MgO, FeO
 SiO_2, Al_2O_3, MgO
 SiO_2, Al_2O_3
 SiO_2

В целом ряд подвижности компонентов выглядит так же, как и при метасоматозе андалузит-кварцевой фации. Об этом же говорит наблюдаемая последовательность образования основных метасоматитов, возникших в результате переотложения вынесенных при кислотном выщелачивании кальция, железа и магния: кварц-кианит-кордиеритовые \rightarrow кварц-кордиерит-жедритовые \rightarrow \rightarrow кварц-жедрит-гранатовые \rightarrow жедрит-гранат-плагиоклазовые метасоматиты.

Фации основного метасоматоза. Как и в случае малоуглубинного метасоматоза, выносимые при кислотном выщелачивании сильные основания при изменении параметров флюида (снижении температуры, кислотности и т. п.) переотлагаются в последовательности, обратной ряду подвижности компонентов. Иными словами, последовательность проявления глубинного железистого, кальциевого и магниезиального метасоматоза в зонах переотложения иная, с ними связаны уже другие типы полезных ископаемых. Железистые и кальциевые метасоматиты обычно локализируются в периферических частях зон выщелачивания. Магниезиальные метасоматиты образуют более поздние самостоятельные тела, часто располагающиеся в основных породах вне зон выщелачивания (Глебовицкий, Бушмин, 1979).

Железистые метасоматиты глубинных метаморфических комплексов часто представлены гранатовыми породами, метасоматические колонки которых объединяются в *гранатовую* фацию железистого метасоматоза. Состав внешних зон колонок зависит от исходной породы, но заканчивается колонка всегда высокожелезистой гранатовой зоной. Протекание процесса при повышенном потенциале калия в растворах приводит к формированию одного из вариантов колонок (*биотит-гранатовая* субфация):

$\Phi = K_1$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Bt+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, CaO
II. Qu+Bt+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
III. Qu+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ Fe \updownarrow
IV. Gr	Al ₂ O ₃ K \updownarrow

Кальциевые метасоматиты глубинных комплексов привлекают внимание прежде всего тем, что нередко они представлены различными анортитовыми породами (основной плагиоклаз ряда битовнит—анортит), объединяемыми в *анортитовую* фацию кальциевого метасоматоза. Анортитовые метасоматиты выделенной фации (Бушмин, 1978; Глебовицкий, Бушмин, 1979) состоят преимущественно из основного плагиоклаза с переменным содержанием реликтовых метаморфических и метасоматических минералов. Один из вариантов зональности, наблюдавшийся, например, на месторождении Хизовара, представлен следующей сменой ассоциаций (вмещающая порода амфиболит):

$\Phi = K_1$	Инертные компоненты
I. Qu+St+Hb+An	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, MgO
II. Qu+St+An	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO
III. St+An	Al ₂ O ₃ , FeO Ca \updownarrow
IV. An	Al ₂ O ₃

Метасоматиты анортитовой фации свойственны только глубинным метаморфическим поясам (типа Беломорско-Лапландского пояса). К преобразованиям этой фации, по-видимому, относятся и явления метасоматической анортозитизации (Баженова, 1974, и др.), характерные для зон метаморфизма высоких давлений вблизи анортозитовых плутонов (Сутамский метаморфический пояс).

Магнезиальные метасоматиты высоких давлений наряду с другими представлены роговообманково-ставролит-гранатовыми, антофиллитовыми и гранат-жедритовыми породами (Глебовицкий, Бушмин, 1979), условия формирования которых соответствуют *ставролит-гранатовой*, *кианит-антофиллитовой* и *жедрит-гранатовой* фациям магнезиального метасоматоза. При средних величинах общего давления порядка 6—7 кбар и температурах 500—600° формируются колонки *ставролит-гранатовой* фации в амфиболитах (Бушмин, 1978):

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Gr+St+Hb	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO, Na ₂ O
II. Qu+Pl+St+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO
III. Qu+St+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO Mg ↓
IV. Qu+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Gr	Al ₂ O ₃

Метасоматический процесс выражается в последовательном замещении гранатом всех минералов, в первую очередь роговой обманки. В результате формируется крупнозернистая ставролит-гранатовая или гранатовая порода с содержанием граната до 70—95%. Рассматривая этот процесс как магнезиальный метасоматоз, магний можно считать вполне подвижным компонентом. Остальные компоненты будут переходить в недосыщенный ими раствор в соответствии с определенным рядом подвижности. Учитывая, что первой исчезает роговая обманка при сохранении плагиоклаза, а во внутренних зонах устойчивы ставролит и гранат, и принимая во внимание относительно подвижность сильных оснований при кислотном выщелачивании, заключаем, что приведенной метасоматической колонке соответствует следующий ряд подвижности компонентов: MgO/Na₂O, CaO, FeO, SiO₂, Al₂O₃.

Внешняя зона метасоматита представлена пятиминеральным парагенезисом, где инертными компонентами являются SiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO и Na₂O. Роговая обманка в этой зоне интенсивно замещается гранатом. Во II зоне инертному состоянию SiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO соответствует четырехминеральный парагенезис Qu+Pl+St+Gr. Такая порода сложена скелетным гранатом с множеством включений перечисленных минералов. С переходом кальция в подвижное состояние из ассоциаций исчезает плагиоклаз и формируется парагенезис Qu+St+Gr, где инертными являются SiO₂, Al₂O₃, FeO. Инертному поведению SiO₂ и Al₂O₃ соответствует почти мономинеральный гранатовый метасоматит IV зоны. Рассмотренные метасоматиты ставролит-гранатовой фации являются глубинными аналогами магнезиальных пород жедрит-кордиеритовой субфации пониженных давлений ориарвинского типа, состоящих из кордиерита и антофиллита (жедрита) и слагающих подобную метасоматическую колонку, построенную на основе содержащихся в литературе данных (Eskola, 1914):

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Gd+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO
II. Qu+Gd+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO
III. Qu+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ Mg ↓
IV. Cord	Al ₂ O ₃

При средних давлениях (6—7 кбар), но меньших температурах и в растворах повышенной кислотности иногда развиваются парагенезисы *кианит-антофиллитовой* фации, известные, например, на месторождении Хизовара:

$\Phi = K_i + 1$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Ky+Ant+Hb	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO
II. Qu+Pl+Ky+Ant	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO
III. Qu+Ky+Ant	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ (или FeO) Mg ↓
IV. Qu+Ant	SiO ₂
V. Ant	—

В более глубинных условиях, при давлениях 8—9 кбар и выше, при более высоких температурах и большей щелочности растворов (Глебовицкий, Бушмин, 1979) формируются парагенезисы, объединяемые в колонку *жедрит-гранатовой* фации магнезиального метасоматоза:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Gr+Gd+Hb Qu+Pl+St+Gd+Gr Qu+Pl+Ky+Gd+Gr } }	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO, Na ₂ O
II. Qu+St+Gd+Gr } Qu+Ky+Gd+Gr } }	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO (или Na ₂ O) Mg ↓
III. Qu+Gd+Gr	SiO ₂ , FeO, CaO
IV. Qu+Gr } Qu+Gd } }	SiO ₂ , FeO (или CaO)
V. Gr } Gd } }	FeO

При картировании метасоматитов на основе рассмотренной фациальной классификации на картах могут быть выделены зоны определенных метасоматических фаций, контролирующие вполне определенный вид оруденения и являющиеся перспективными участками. В комплексах андалузитового типа, в которых размещено основное промышленное реометаморфическое сульфидное оруденение, с метасоматитами кордиеритовой фации магнезиального метасоматоза связаны медноколчеданные руды, тогда как полиметаллические — с метасоматитами кордиеритовой и гранатовой фаций железистого метасоматоза и диоксидовой и тремолитовой фаций кальциевого метасоматоза. В комплексах кианитового типа мусковитовые пегматиты контролируются зонами кислотного выщелачивания только мусковит-кварцевой фации, кианитовые руды — кианит-кварцевой фации, а с зонами проявления магнезиального метасоматоза ставролит-гранатовой и особенно жедрит-гранатовой фаций связаны гранатовые руды. В следующих главах рассмотрены конкретные примеры рудных метасоматических зон и месторождений, формирующихся при разных термодинамических параметрах.

МЕТАСОМАТОЗ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСАХ
АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА

На Балтийском щите выделяются четыре крупных тектоно-метаморфических цикла: доребольский (более 3000 млн. лет), ребольский (2550—2600 млн. лет), селецкий (2500—2200 млн. лет) и свекофеннский (2200—1800 млн. лет, Земная кора. . ., 1978). В ребольский период развития обособились Карельский, Беломорский и Кольско-Норвежский метаморфические пояса. Последний отличался проявлением неоднородного малоглубинного метаморфизма в режиме ставролит-кордиерит-силлиманитовой (A_3) фациальной серии (Глебовицкий, 1973). В этом метаморфическом поясе в наиболее низкотемпературной зоне, совпадающей с так называемой Кейвско-Поросозерской шовной структурой, широко проявились процессы кислотного выщелачивания и магнезиально-железистого метасоматоза, являющиеся объектом нашего дальнейшего детального рассмотрения (участок Вороньи тундры, рис. 1).

В свекофеннское время на территории Балтийского щита обособились два параллельных метаморфических пояса: глубинный Беломорско-Лапландский, характеризующийся метаморфизмом ставролит-кордиерит-кианит-силлиманитовой и ставролит-жедрит-кианит-ортоклазовой фациальных серий (B_1 и B_2), и малоглубинный Свекофеннский с метаморфизмом ставролит-кордиерит-силлиманитовой (A_3) фациальной серии (рис. 2). В осевых зонах этих структур интенсивно проявлены процессы ультраметаморфизма, а в ореолах полей гранитизации на регрессивных стадиях метаморфического цикла осуществлялись метасоматические преобразования гнейсов и кристаллических сланцев.

СВЕКОФЕННСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС

В малоглубинных метаморфических поясах, типичным представителем которых является Свекофеннский, широко развиты процессы кислотного выщелачивания в условиях мусковит-кварцевой, андалузит-кварцевой и силлиманит-кварцевой фаций. При высоких температурах чаще всего формируются породы с парагенезисом кварца и силлиманита, тогда как преобразования андалузит-кварцевой и мусковит-кварцевой фаций выщелачивания свой-

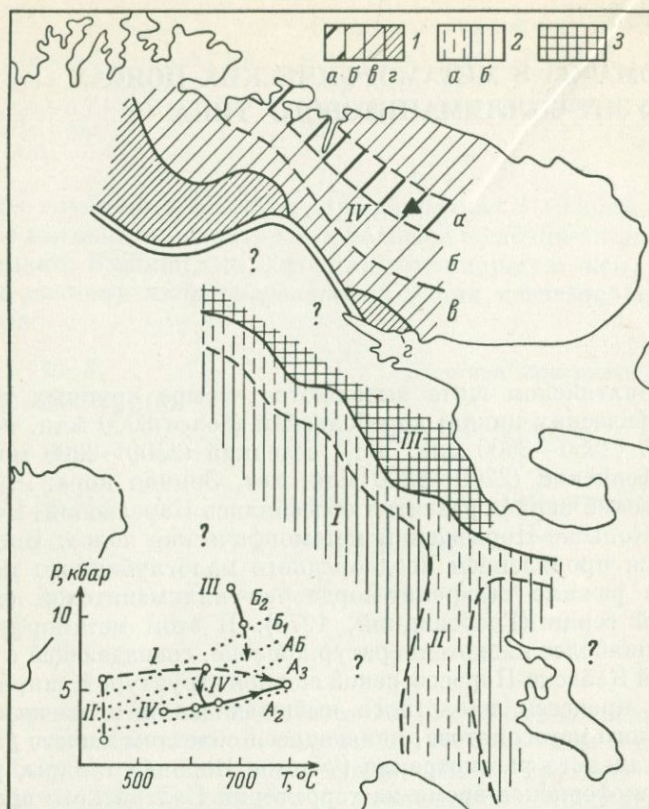


Рис. 1. Условия метаморфизма ребольского периода (Земная кора . . . , 1978).

1 — зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии: а — ставролитовых, б — гранат-биотит-силлиманит-мусковитовой, в — гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой и гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой субфаций куммингтонит-амфиболитовой фации, г — гранулитовой фации; 2 — метаморфизм кианит-силлиманитовой (Б₁) и промежуточной (АБ) фациальных серий: а — преимущественно зеленосланцевой, б — альмандин-амфиболитовой фации; 3 — метаморфизм кианит-силлиманитовой фациальной серии повышенных давлений (Б₂); главные структуры Балтийского щита: I — Центрально-Карельский сегмент, II — Хаутоварско-Койварская и Восточно-Карельская шовные зоны, III — Беломорский мегаблок, IV — Кольский мегаблок. Темный треугольник — район Вороньих тундр.

ственны для среднетемпературных метаморфических зон. Как показали исследования (Глебовицкий, Бушмин, 1979), метасоматические породы, формирующиеся в условиях перечисленных фаций, слагают небольшие тела, как правило тяготеющие к замковым частям складок и сланцеватости осевой поверхности. В тех случаях, когда рассматриваемые преобразования проявляются в значительных масштабах, выносимые при выщелачивании сильные основания концентрируются во внешних частях зональных метасоматитов либо образуют самостоятельные крупные тела.

Кварц-силлиманитовые тела образуют уплощенные линзы, ориентированные вдоль кристаллизационной сланцеватости, часто

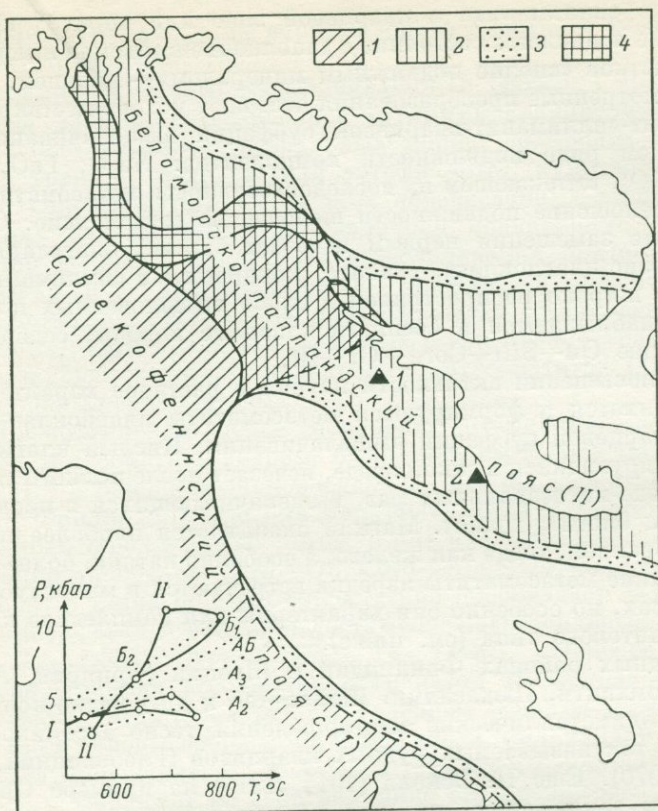


Рис. 2. Условия метаморфизма свекофенского периода.

Зональный метаморфизм: 1 — андалузит-силлиманитовой (A_2 и A_3) и 2 — кианит-силлиманитовой (B_1 и B_2) фациальных серий; 3 — зоны высоких горизонтальных температурных градиентов; 4 — метаморфизм гранулитовой фации повышенных давлений. Темный треугольник с цифрой 1 — район месторождения Хизовара, с цифрой 2 — район Шюерецких месторождений.

параллельно осевым поверхностям сжатых складок. Образование этого парагенезиса обычно сопровождается развитием кордиерит-силлиманитовых и кордиерит-гранат-силлиманитовых пород, слагающих самостоятельные периферические зоны метасоматитов, которые залегают среди глиноземистых гнейсов с ассоциацией $Qu + Pl + Kfs + Gr + Cord + Vt$.

Поскольку кислотное выщелачивание в данном случае явно сопряжено с деформацией замещаемых толщ, давление должно рассматриваться как фактор равновесия, а отсюда число фаз в каждой зоне должно равняться числу инертных компонентов ($\Phi = K_i$). Если метасоматоз продолжается после завершения деформаций в статических условиях, становится возможной кристаллизация дополнительных фаз, например развитие сноповидных

агрегатов силлиманита в кварцевой зоне или переход кремния во вполне подвижное состояние с заполнением объемов выщелоченных участков «вполне подвижным минералом» — кварцем.

Рассмотренные преобразования отвечают условиям микроклин-кордиерит-силлиманит-кварцевой субфации выщелачивания при следующем ряде подвижности компонентов: Na_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , вытекающем из последовательности метасоматических зон. Соотношение подвижности щелочей не совсем ясно. Обычно на фронте замещения первым исчезает биотит, благодаря чему парагенезис плагиоклаза, граната, кордиерита и силлиманита достаточно широко распространен в слабо выщелоченных породах. Однако наблюдаются и бесплагиоклазовые породы, содержащие ассоциацию $\text{Qu} + \text{Sill} + \text{Cord} + \text{Gr} + \text{Bt}$.

При повышении активности натрия в растворе характер процесса меняется и формируются метасоматиты плагиоклаз-силлиманит-кварцевой субфации выщелачивания. Кислый плагиоклаз, стабилизирующийся в такой среде, исчезает после полного замещения железо-магнезиальных фаз, выщелачивающихся в последовательности биотит, гранат. Магний оказывается наиболее подвижным основанием, тогда как железо, а особенно натрий, более инертными. Такие метасоматиты изредка встречаются в малоуглубинных комплексах, но особенно они характерны для комплексов кианит-силлиманитового типа (см. ниже).

В рудных районах Финляндии и Швеции (Ориярви, Айала, Фалун, Виханти, Пюхасалми, Шеллефтео и др.) медно-колчеданные и полиметаллические месторождения тесно ассоциируются с телами так называемых рудных кварцитов (Глебовицкий, Турченко, 1970). Еще П. Эскола (1914, 1915) на примере Ориярви пришел к заключению, что эти породы связаны постепенными переходами с вмещающими их лептитовыми гнейсами и андалузит-содержащими кристаллическими сланцами. Из полиморфов Al_2SiO_5 в них присутствует андалузит, что однозначно определяет фацию кислотного выщелачивания. Метасоматическая зональность в указанных районах не изучалась, поэтому можно высказать лишь предварительные суждения о направленности процесса, исходя из следующих соображений. Наряду с чисто андалузитовыми кварцитами присутствуют породы с ассоциациями $\text{Qu} + \text{And} + \text{Cord}$ и $\text{Qu} + \text{And} + \text{Cord} + \text{Bt}$. Гранат и плагиоклаз для них не характерны, а первый из них редко встречается и во вмещающих породах. Из сказанного вытекает, что выщелачивание минералов происходит в последовательности плагиоклаз, биотит, кордиерит, андалузит, а ряд подвижности компонентов выглядит следующим образом: Na_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 . Процесс протекал в условиях мусковит-андалузит-кварцевой субфации выщелачивания при повышенной активности калия, о чем свидетельствует не только кристаллизация биотита в ассоциации с кордиеритом, но и постоянное присутствие в «рудных кварцитах» ассоциаций с мусковитом: $\text{Qu} + \text{Mu} + \text{And}$, $\text{Qu} + \text{Mu} + \text{And} + \text{Cord} + \text{Pl}$. Отдельные участки пород обогащены кордиеритом, что можно связать

с эффектом переотложения перемещенного инертного компонента магния (Коржинский, 1955).

С зонами кислотного выщелачивания, а особенно андалузит-кварцевой фации, представленной «рудными кварцитами», тесно связаны тела железо-магнезиальных пород, состоящих из кордиерита, граната, жедрита (или антофиллита), куммингтонита и биотита. Они присутствуют на всех перечисленных выше месторождениях сульфидных руд. Различная подвижность сильных оснований во время кислотного выщелачивания предопределяет метаморфическую дифференциацию вещества и обуславливает пространственное обособление магнезиальных (существенно кордиеритовых), магнезиально-железистых (существенно гранатовых) и магнезиально-железисто-кальциевых метасоматитов (диопсидовых и диопсид-скаполитовых).

В Свекофенском поясе кордиерит-антофиллитовые магнезиальные метасоматиты впервые были описаны П. Эскола (Eskola, 1914, 1915) в районе медноколчеданного месторождения Ориярви (Южная Финляндия), где они приурочиваются к контактам выщелоченных пород и амфиболитов. В них наблюдаются следующие ассоциации минералов: Cord+Qu, Cord+Ant+Qu, Cum+Gr+Qu. Кордиерит в таких породах существенно преобладает над остальными минералами и является достаточно магнезиальным ($f=21-22\%$, $Np=1.534$, $Nm=1.537$, $Ng=1.540$). Непосредственно в районе Ориярви ассоциации с гранатом П. Эскола не были обнаружены, тогда как в районе Трашболе развиты участки кордиеритовых пород, содержащих в том числе и альмандин (гранат: $f=87.22\%$, кордиерит: $f=28.35\%$, антофиллит: $f_1=43.53\% \rightarrow f_2=54.57\%$). Обращает на себя внимание повышение железистости кордиерита в гранатовых ассоциациях и повышение железистости антофиллита с увеличением содержания в породе граната. Данные о метасоматической зональности в рассматриваемых образованиях отсутствуют, что не дает возможности определенно говорить о направленности процесса. Имеющиеся сведения о характере замещения с тенденцией к образованию богатой кордиеритом магнезиальной породы, отсутствие, как правило, в ассоциациях плагиоклаза, а также появление в отдельных участках гранатовых парагенезисов, в которых иногда альмандин ($f=88.66\%$) полностью замещает остальные минералы и порода переходит в биотит-альмандиновую породу с подчиненным количеством кварца, дают возможность предположить развитие магнезиального метасоматоза кордиеритовой фации на флангах зон выщелачивания с дальнейшим переходом в условиях высокой подвижности кальция к более железистым гранатовым blastолитам гранатовой фации железистого метасоматоза.

Ассоциации куммингтонит-гранатовой субфации железистого метасоматоза развиваются непосредственно по амфиболитам в процессе куммингтонитизации роговой обманки. Гранат (Pyg — 12.7%, Alm — 76.6, Spess — 1.0, Andr — 2.4, Gross — 7.3%, $f=85.8\%$) и куммингтонит ($Na_{0.02}$, $Ca_{0.18}$, $Mg_{3.21}$, $Fe_{3.41}^{2+}$, $Mn_{0.01}$,

$\text{Fe}_{0.06}^{3+}$, $\text{Ti}_{0.02}$ ($\text{Si}_{7.66}$, $\text{Al}_{0.32}$) $_{7.98}\text{O}_{22}(\text{OH})_{2.00}$, $f=51.8\%$) характеризуются повышенной железистостью. В Свекофенском поясе такие породы широко распространены (Геологическое развитие... , 1970), хотя и не всегда обнаруживают непосредственную пространственную связь с магнезиальными метасоматитами. Пониженная кальциевость граната и возникающего при этом плагиоклаза свидетельствует о выносе СаО. Возможно, что часто наблюдающееся замещение амфиболитов диопсидовыми, диопсид-скаполитовыми, иногда гранатсодержащими (в гранате существенная примесь гроссуляра — до 35—40%) породами (плагиоклаз-, скаполит- и гранат-диопсидовая субфации) является следствием переотложения вынесенного из зон выщелачивания и магнезиально-железистого метасоматоза кальция.

Магнезиальные метасоматиты кордиеритовой фации известны во всех упомянутых выше рудных районах Финляндии и Швеции (Глебовицкий, Турченко, 1970; Турченко, 1978), а в частности в зоне Виханти—Киурувеси—Пюхасалми (Центральная Финляндия). Эти породы по минеральному составу и последовательности метасоматических зон удивительно сходны с магнезиальными метасоматитами Ориярви. Они отчетливо тяготеют к телам основного состава, одновременно тесно ассоциируясь с окварцованными породами и метасоматическими («рудными») кварцитами. Обращают на себя внимание масштабы процесса, приводящего к возникновению тел метасоматитов мощностью в десятки метров. Соотношение между породами различного состава отвечают колонке жедрит-кордиеритовой субфации магнезиального метасоматоза:

$\Phi = K_i + 1$	Инертные компоненты
I. Qu+Gd+Gr+Pl+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, Na ₂ O
II. Qu+Gd+Gr+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO
III. Qu+Gd+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
IV. Qu+Cord	SiO ₂
V. Cord	—

В данном случае принимается условие постоянства объема, так как речь идет о жильных телах метасоматитов, формирование которых не связано непосредственно со складчатыми деформациями. Породы во всех выделяемых зонах отличаются массивным сложением, амфибол в них часто образует радиально-лучистые агрегаты, а кордиерит и гранат — крупные порфиробласты. Однако это не означает, что аналогичные процессы во время складчатой деформации при изобарических условиях не проявлялись. Напротив, в порфиробластических кордиерит-жедритовых метасоматитах часто встречаются реликты сланцеватых гранат-жедрит-кварцевых пород, которые сами являются продуктами магнезиального метасоматоза амфиболитов. Но изохорический процесс обычно проявлен весьма интенсивно, и все зоны замещаются «вполне подвижным минералом» кордиеритом. Поэтому первичная зональность сохраняется в фрагментарном виде, что затрудняет вывод соответствующей колонки.

Парагенезисы первой зоны непосредственно развиваются по амфиболитам, что сопровождается полным замещением роговой обманки и отложением, кроме жедрита и кордиерита, нового малокальциевого граната, что означает переход в подвижное состояние и вынос из системы кальция. Натрий оказывается более инертным компонентом, чем кальций, так как плагиоклаз исчезает только во второй зоне. Гранат, характеризующийся повышенной магнетиальностью по сравнению с вмещающими породами, исчезает полностью в третьей зоне в связи с переходом железа во вполне подвижное состояние и низкой активностью этого компонента в растворе. Это же является причиной замещения граната, а позже и жедрита кордиеритом, который в конечном итоге образует мономинеральную зону как «вполне подвижный минерал».

КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС

Кольско-Норвежский пояс характеризуется многократным проявлением метаморфических процессов (Загородный и др., 1972) (рис. 1). К наиболее ранним из них относится метаморфизм гранулитовой фации, накладывающийся на толщи кольской серии. Поздний метаморфизм кольской серии (Бондаренко, Дагелайский, 1968; Другова, Талдыкина, 1969; Метаморфические комплексы. . ., 1971; Глебовицкий, 1973; Салье, Глебовицкий, 1976) проявился в условиях фации альмандиновых амфиболитов (гранат-кианит-биотит-мусковитовая и гранат-силлиманит-ортоклазовая субфации) и сопровождался интенсивным ультраметаморфизмом. Следующий этап метаморфизма осуществлялся в условиях низкотемпературных ставролитовых субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов и накладывался на все образования, связанные с предшествующим этапом метаморфизма. Последующий андалузит-силлиманитовый метаморфизм (Прияткина, Дагелайский, 1963; Болотов, Белолипецкий, 1972; Геология и метаморфизм. . ., 1975, и др.) в режиме фациальных серий A_2 и A_3 (2800—2900 млн. лет) проявился только в пределах узкого пояса северо-западного простирания, так называемой зоны Колмозеро-Воронья, на контакте Мурманского и Центрально-Кольского блоков.

В настоящее время парагенезисы, соответствующие архейскому андалузит-силлиманитовому метаморфизму, устанавливаются только в северо-западной части зоны, в районе Вороньих тундр, который и выбран нами в качестве объекта для исследования метасоматических процессов в связи с малоуглубленным метаморфизмом.

Зона Колмозеро-Воронья, район Вороньих тундр

Грабен-синклиналиная структура зоны Колмозеро-Воронья сложена вулканогенно-осадочной серией полмос-порос. Особенности геологического строения и определенные петрологические черты пород серии позволяют сопоставлять зону Колмозеро-

Воронья с типичными для архея зеленокаменными поясами (Высокоградиентные режимы. . ., 1982; Вревский, 1980). Если нижняя часть разреза серии полмос-порос сильно обогащена основными метавулканитами от базальтовых до перидотитовых коматитов, то выше по разрезу преобладают метаэффузивы среднего, а затем и кислого состава с пачками метаосадочных пород.

Метаморфизм пород Вороньих тундр соответствует условиям среднетемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов. Положение парагенезисов метапелитов в $P-T$ поле устойчивости андалузита определяется моновариантными равновесиями $Qu+St+Mu=Gr+Bt+And$, $Qu+St=Gr+Cord+And$ и $St+Mu+Cord=Qu+St+And$ и соответствует интервалу температур $550-650^\circ$ и давлений 3—5 кбар биотит-ставролит-мусковит-андалузитовой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов ставролит-кордиерит-силлиманитовой фациальной серии (Глебовицкий, 1976). Отсутствие явлений мигматизации в толщах благоприятного состава рассматриваемого района не противоречит указанным температурам. Критическими парагенезисами, свидетельствующими о малоуглубинном метаморфизме в условиях названной субфации, являются ассоциации $Qu+Pl+Gr+Bt+And$ и $Qu+Pl+Gr+Bt+Cord+And$, а также $Qu+Pl+Bt+And$ и $Qu+Pl+Bt+St+Cord$, которые устойчивы при давлении меньше 4—5 кбар. На этом основании находит себе объяснение широкое развитие кордиерит-гранатовых и кордиерит-гранат-жедритовых (в метасоматитах) парагенезисов, поле устойчивости которых при низком давлении смещается в наиболее низкотемпературную область. Повсеместная устойчивость ставролит-кварцевых и ставролит-биотит-кварцевых ассоциаций, отсутствие равновесных ассоциаций ставролита, граната и кордиерита с мусковитом и хлоритом, а также хлоритоидных пород могут свидетельствовать о том, что термодинамические условия прогрессивного метаморфизма не снижались до уровня эпидот-амфиболитовой фации и ограничены приблизительно ее высокотемпературной границей ($530-550^\circ$).

В рассматриваемом районе нами не были встречены дивариантные ассоциации с гранатом, кордиеритом и андалузитом — возможное указание того, что давление при метаморфизме не опускалось до величин, меньших 2—3 кбар за пределами устойчивости ставролита с кварцем.

Из числа полиминеральных следует упомянуть ассоциации $Qu+Pl+Bt+And+Gr+Cord+St$ и $Qu+Pl+Mu+Bt+Gr+And+St$, которые представляют собой моновариантные равновесия: $Qu+Mu+St=Gr+Bt+And$ и $Qu+St=Gr+Cord+And$ и характеризуют условия, переходные к андалузит-гранат-мусковитовой субфации.

Среди пород, вмещающих метасоматические тела, был встречен парагенезис $Qu+Pl+Bt+And+St+Cord$ с мусковитом. Мусковит представлен мелкочешуйчатым агрегатом, который в ассоциации со ставролитом и кордиеритом разбегает зерна андалузита, образуя вокруг последнего оторочки. Вне кордиеритовых образо-

ваний мусковит не наблюдается. Описанные реакционные соотношения минералов могут свидетельствовать о тенденции к смещению равновесия $Qu + And + Bt = St + Mu + Cord$ вправо и соответственно об условиях, переходных к ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовой субфации. Последнее может знаменовать снижение температуры и переход к регрессивным метасоматическим преобразованиям.

Малоглубинные условия метаморфизма, выявленные при анализе метапелитовых ассоциаций, находят свое подтверждение и в парагенезисах богатых СаО пород. Широкое развитие парагенезисов куммингтонита с роговой обманкой и плагиоклазом в области установленных температур, а также пониженная глиноземистость роговой обманки (табл. 2) в ассоциации с куммингтонитом, гранатом и плагиоклазом являются признаками невысоких давлений (Кориковский, 1967; Глебовицкий, 1973, 1976), что хорошо согласуется с условиями фации куммингтонитовых амфиболитов.

В описываемых породах широко проявлены поздние низкотемпературные изменения в виде интенсивной хлоритизации, эпидотизации и актинолитизации, которые пространственно локализованы в узких зонах рассланцевания субширотного—северо-западного простирания. Следует подчеркнуть, что подобные изменения являются наиболее поздними во времени и накладываются как на парагенезисы прогрессивного этапа метаморфизма, так и на метасоматические ассоциации регрессивного этапа, о которых речь пойдет ниже.

Наряду с обычными метаморфическими породами в районе Вороньих тундр широко развиты мусковитовые сланцы, андалузитовые, андалузит-мусковитовые, андалузит-кордиеритовые кварциты и окварцованные породы с кордиеритом, гранатом и ставролитом, а также тесно ассоциирующие с ними железо-магнезиальные породы, состоящие из кордиерита, граната, жедрита, ставролита, роговой обманки, куммингтонита, биотита, диопсида. Происхождение их интерпретировалось по-разному. В частности, развитие метасоматических куммингтонитовых и жедритовых образований в районе Вороньих тундр отмечали В. В. Жданов и Т. П. Малкова (1974), а для ряда железорудных месторождений Кольского полуострова, включая рассматриваемый район, предположили возрастную последовательность проявления процессов «скарнирования», или «базификации» (переотложение кальция, магния, железа), вслед за «гранитизацией». На метасоматическое происхождение подобных пород указывали В. В. Андронов и др. (1976), а процессы, приводящие к их формированию, систематически описал В. И. Болотов (1976). Напротив, А. А. Глаголев и В. А. Боронихин (1976), изучившие минералогию железо-магнезиальных образований, пришли к заключению о том, что они возникли в результате изохимического метаморфизма малокальциевых пород, обогащенных магнием и алюминием. Наличие в кварцитах и железо-магнезиальных образованиях района Вороньих тундр зональности и ряд других признаков позволяет уверенно относить

Таблица 2

Химические составы минералов из пород района Вороньих тундр по данным микрозондового анализа

Оксиды	Б-356-3	Б-357-8			Б-221-12	Б-226-6	Б-226-1	
	Cord	St	Cord-1	Cord-2	Cord	Hb	Gr	Pl
SiO ₂	51.68	25.14	52.04	50.84	49.86	49.52	34.97	41.45
Al ₂ O ₃	30.98	59.48	32.62	29.18	28.93	5.14	16.97	36.38
FeO	8.55	14.83	6.88	7.02	5.73	19.21	39.29	0.27
MnO	0.06	0.06	0.04	—	0.72	0.54	2.75	—
MgO	8.30	-2.42	9.47	9.70	11.05	13.29	3.07	—
CaO	—	—	—	—	—	11.65	2.17	18.79
Na ₂ O	0.49	—	0.53	0.65	0.30	0.24	—	0.44
Σ	100.06	101.93	101.58	97.39	96.59	99.59	99.22	97.33
f	36.6	77.5	28.9	28.9	22.5	44.5	87.8	96
Pyр							10.83	
Spess							5.56	
Alm							78.04	
Gross							5.56	

Таблица 2 (продолжение)

Оксиды	Б-221-4			Б-221-11-2				Б-221-11-2-a			Б-221-4-a
	Gr	Cord	Gd	Gr-2	Gd-1	Gd-2	St-1	Gr	St	St-2	Gr
SiO ₂	36.90	49.24	51.79	35.91	41.05	39.55	30.73	35.54	29.76	26.58	38.0
Al ₂ O ₃	21.13	31.94	2.49	18.12	13.82	14.35	49.37	18.46	51.74	54.77	23.44
FeO	30.67	5.77	31.32	38.36	32.28	32.33	16.09	41.11	17.88	16.28	38.70
MnO	1.02	—	0.06	1.28	0.30	0.31	0.05	1.68	—	0.08	1.03
MgO	3.85	9.13	12.81	3.31	10.87	9.95	2.10	2.32	1.84	1.85	2.37
CaO	4.20	—	0.21	2.72	0.42	0.41	—	1.36	—	—	4.19
Na ₂ O	—	0.01	0.17	—	1.36	1.57	—	—	—	—	—
Σ	97.77	96.09	98.85	99.70	100.10	98.47	98.34	100.47	101.22	99.56	107.63
f	81.7	26.2	57.8	86.7	62.5	64.6	81.1	90.9	84.5	83.2	90.2
Pyр	15.57			12.0				8.42			8.60
Spess	2.31			2.64				3.54			2.06
Alm	69.84			78.31				84.49			78.43
Gross	12.27			7.04				3.54			10.91

Таблица 2 (продолжение)

Элементы	Б-221-11-2-а						Б-221-4-а	
	Gr		St		St-2		Gr	
Количество ионов								
Si	2.95	2.90	4.14	4.16	3.75	3.01	2.87	2.84
Al	1.81	1.78	8.49	8.53	9.11	8.76	2.09	2.07
Fe	2.86	2.81	2.08	2.09	1.92	1.85	2.45	2.42
Mn	0.12	0.12	—	—	0.01	0.01	0.07	0.06
Mg	0.29	0.28	0.38	0.38	0.39	0.37	0.27	0.26
Ca	0.12	0.12	—	—	—	—	0.34	0.34
Al _{IV}	0.05	0.10	—	—	0.25	0.39	0.13	0.16
Al _{VI}	1.76	1.68	—	—	8.86	8.37	1.96	1.91

Таблица 2 (продолжение)

Элементы	Б-221-4						Б-221-11-2							
	Gr		Cord		Gd		Gr-2		Gd-1		Gd-2		St-1	
Количество ионов														
Si	2.99	3.00	5.11	5.14	7.75	7.72	2.97	2.92	6.22	5.93	6.12	5.81	4.37	4.52
Al	2.02	2.02	3.91	3.93	0.44	0.44	1.77	1.74	2.47	2.35	2.62	2.48	8.27	8.56
Fe	2.08	2.08	0.50	0.50	3.92	3.91	2.66	2.61	4.09	3.90	4.19	3.97	1.91	1.98
Mn	0.07	0.07	—	—	0.01	0.01	0.09	0.09	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01
Mg	0.47	0.47	1.41	1.42	2.86	2.85	0.41	0.40	2.45	2.34	2.30	2.18	0.44	0.46
Ca	0.36	0.36	—	—	0.03	0.03	0.24	0.24	0.07	0.06	0.07	0.06	—	—
Na	—	—	—	—	0.05	0.05	—	—	0.40	0.38	0.47	0.45	—	—
Al _{IV}	0.01	—	0.89	0.86	0.25	0.28	0.03	0.08	1.78	2.07	1.88	2.19	—	—
Al _{VI}	2.01	—	3.02	3.07	0.19	0.16	1.74	1.66	0.69	0.28	0.74	0.29	—	—

Таблица 2 (продолжение)

Элементы	Б-356-3		Б-357-8						Б-21-12		Б-226-6		Б-226-1		
	Cord		St		Cord-1		Cord-2		Cord		Hb		Gr	P1	
Количество ионов															
Si	5.22	5.23	3.44	3.21	5.14	5.14	5.25	5.24	5.19	5.15	7.25	7.01	2.95	2.88	1.96
Al	3.69	3.69	9.60	8.95	3.80	3.80	3.55	3.54	3.55	3.52	0.89	0.86	1.69	1.65	2.03
Fe	0.72	0.72	1.70	1.58	0.57	0.57	0.61	0.60	0.50	0.49	2.35	2.27	2.78	2.71	0.01
Mn	0.5	0.005	0.01	0.01	0.004	0.004	—	—	0.06	0.06	0.07	0.06	0.20	0.19	—
Mg	1.25	1.25	0.49	0.46	1.39	1.39	1.49	1.49	1.71	1.70	2.90	2.80	0.39	0.38	—
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.83	1.77	0.20	0.19	0.95
Na	0.10	0.10	—	—	0.10	0.10	0.13	0.13	0.06	0.06	0.07	0.07	—	—	0.04
Al _{IV}	0.78	0.78	0.56	0.79	0.86	0.86	0.75	0.76	0.81	0.85	0.75	—	0.05	0.12	—
Al _{VI}	2.91	2.91	9.04	8.16	2.94	2.94	2.80	2.78	2.74	2.67	0.14	—	1.64	1.53	—

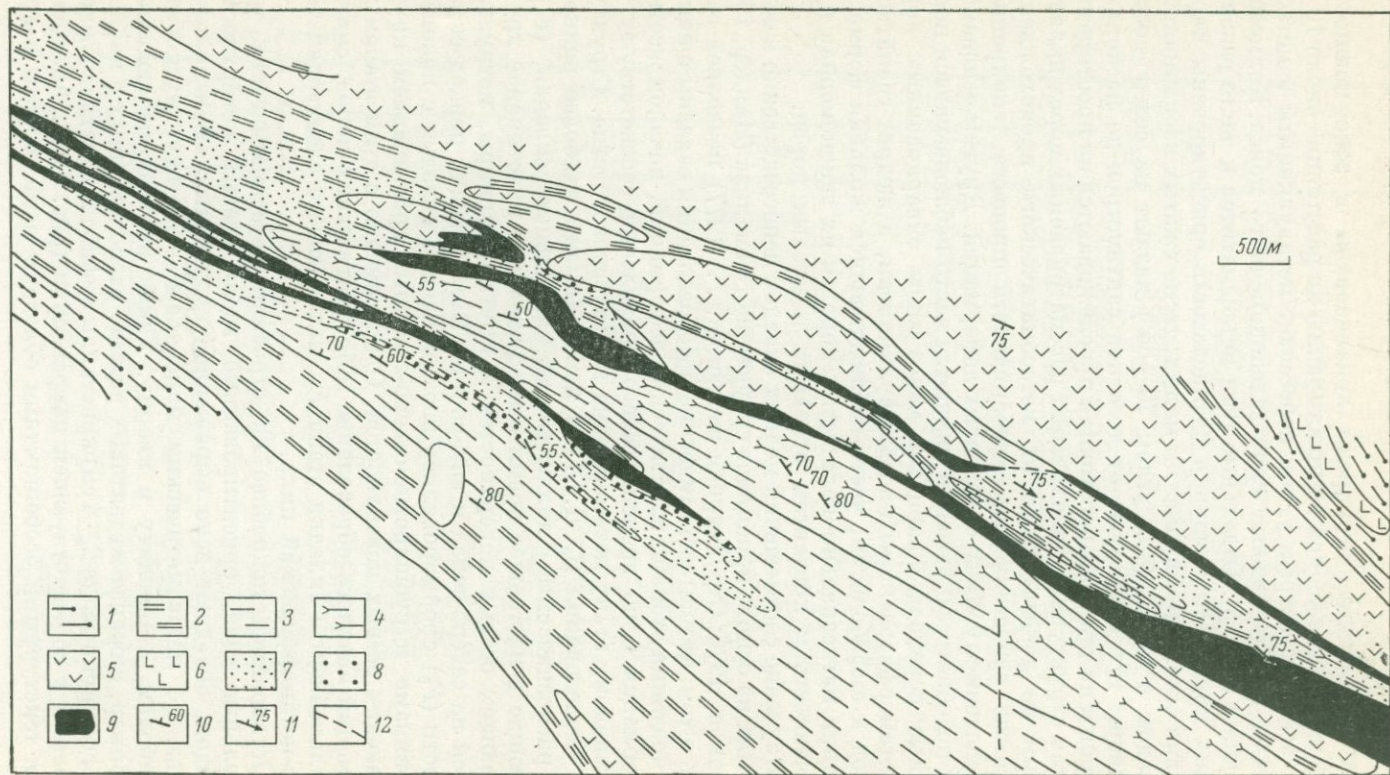
Примечание. Б-356-3 — сланец, Qu + P1 + And + Cord + Gr + Bt; Б-226-6 — амфиболит, Qu + P1 + Hb. Остальные анализы из метасоматитов: Б-357-8 — Qu + Cord + Gr + St; Б-221-12 — Qu + Cord; Б-226-1 — Qu + P1 + Gr + Gd; Б-221-4 — Qu + P1 + Gr + Gd + Cord; Б-221-11-2 — Qu + P1 + Gr + Gd, Gd-2 и St-1 — на контакте с парагенезисом Б-221-11-2-а, Б-221-11-2-а, Qu + P1 + Gr + St; Б-221-4-а — Qu + P1 + Cum + Gr. Локальный рентгеноспектральный анализ проводился на микроанализаторе «Камебакс» Е. Б. Андерсоном. Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда $0.2 \cdot 10^{-7}$ А; использовались кристаллы PET, LiF, TAP. В качестве эталонов применялись природные минералы близкого состава. Для определения истинных концентраций в значения относительных интенсивностей вводились поправки на атомный номер и поглощение. Относительная ошибка анализа $100 \pm 5\%$. Здесь и далее состав минералов рассчитан по кислороду без учета воды (левая колонка) и катионам (правая колонка).

эти породы к метасоматитам (Бушмин, 1976; Глебовицкий, Бушмин, 1979).

Метасоматические породы локализованы в зоне мощностью до 1 км, прослеженной по простиранию на расстояние около 10 км. Эта зона под острым углом пересекает метавулканиды и метаосадочные породы разных свит зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (рис. 3). Отдельные тела метасоматитов и часто развитая в них кристаллизационная сланцеватость ориентированы параллельно осевым поверхностям малых, тесно сжатых изоклинальных складок и круто (под углом $70-85^\circ$) падают на северо-восток. Размеры тел варьируют от десятков сантиметров до нескольких метров и на такие же расстояния прослеживаются по простиранию. Такая структурная локализация рассматриваемых пород является одним из доказательств их метасоматического происхождения, а также свидетельством изобаричности процесса, синхронного определенному этапу складчатых деформаций. Другим основанием для подобного заключения являются часто наблюдающиеся постепенные переходы кварцитов через зоны окварцованных пород к метаморфизованным кислым вулканитам, а жедрит-гранатовых пород к амфиболитам, часто наблюдающаяся жильная форма залегания магнезиально-железистых пород и их закономерная приуроченность к контактам основных и кислых пород.

Изучение соотношений мелких складок непосредственно в обнажениях на основе принципов структурного анализа (Миллер, 1973; Казаков, 1976; Структурная эволюция. . ., 1977) позволяет говорить о том, что метасоматические преобразования связаны с наиболее поздними этапами пластических деформаций, началом жестких деформаций и по времени своего проявления соответствуют регрессивному этапу метаморфизма андалузитового типа. Структурные исследования В. Л. Дука показали, что наиболее ранними из распознаваемых являются изоклинальные складки (F_{n+1}), имеющие в настоящее время северо-западное простирание крутопадающих осевых поверхностей и крутые шарниры, погружающиеся на северо-запад и юго-восток. В следующий период складчатости (F_2) сформировались изоклинальные складки с пологими шарнирами и субшироко-северо-западным простиранием крутопадающих осевых поверхностей. Одновременно с этим этапом деформаций началось образование метасоматических пород, смятых в дальнейшем в складки этапа F_3 , начинающего следующий текто-метаморфический цикл.

Остановимся подробнее на строении метасоматических тел. Отдельные тела, ориентированные вдоль осевых поверхностей складок, обладают ясно выраженной сланцеватостью и полосчатостью по метасоматическим минералам — биотиту, мусковиту, амфиболом, ставролиту и кварцу. Такая картина наблюдается, например, в гранат-жедритовых жилах, расположенных в кварцитах, где крупные (до 2—4 см) кристаллы амфибола отчетливо ориентированы в соответствующем направлении (рис. 4, а). Аналогичными текстурными особенностями обладают метасоматиты и дру-



го состава, например мусковитовые сланцы. Наряду с описанными выше полосчато-сланцеватыми жильными телами развиты породы, локализованные в замковых частях складок или же представленные крупными желваками или раздувами без видимой связи с элементами складок. Такие тела, преимущественно кордиеритового или гранатового, реже жедритового состава, не обладают, как правило, отчетливой сланцеватостью или полосчатостью (рис. 4, б), не всегда имеют резкие границы и в этих случаях переходят во вмещающие породы постепенно, через зону, насыщенную порфиробластами. Кордиерит или гранат замещают остальные минералы; при этом отдельные зерна разрастаются, сливаются между собой и образуют существенно кордиеритовую или гранатовую породу с массой включений других минералов. В этом процессе наблюдается, как исчезает ранее существовавшая сланцеватость, новая не образуется, и порода приобретает массивную текстуру. Такой процесс свидетельствует о преобразованиях в статических условиях, где фактором состояния системы является объем.

Учитывая изложенное выше, можно прийти к заключению, что рассматриваемые метасоматические процессы были растянуты во времени и условия их протекания могли меняться от одной системы к другой. Наиболее ранние синхронны поздним этапам складчатости и в основном являются изобарическими, где фактором равновесия является давление. Более поздние преобразования осуществлялись на фоне перехода от пластических к жестким деформациям, в более или менее статической обстановке, и обладают признаками изохорического течения процесса.

Кислотное выщелачивание

Андалузит-кварцевая фация выщелачивания. Метасоматические кварциты и окварцованные гнейсы отличаются большим текстурным и вещественным разнообразием и представляют собой средне- и крупнозернистые линзовидно- и ветвисто-полосчатые породы с кварц-андалузитовыми обособлениями (рис. 5). Наблюдается частое чередование полностью окварцованных и реликтовых пород переменного минералогического состава. При этом непосредственно с зонами интенсивного выщелачивания контакти-

Рис. 3. Схема геологического строения зоны метасоматов района Вороних тундр (Кольский полуостров). Составлена с использованием материалов Б. П. Зуевой и Ловозерской ГРП.

Нижний протерозой, тундровая серия. 1 — полмостундровская свита: амфиболиты, амфиболовые гнейсы и сланцы; 2 — вороньетундровская свита: порфириды (измененные кислые и средние аффузвы); 2 — гранат-биотит-амфиболсодержащие гнейсы; 3 — кейвская серия. Червуртская свита: биотитовые и кордиерит-биотитовые гнейсы и сланцы с андалузитом, гранатом, ставролитом. Интрузивные образования: 4 — амфиболиты хр. Оленьего; 5 — метагаббро-диабазы и амфиболиты по ним; 6 — метасульфидные породы. Зоны, содержащие тела метасоматов: 7 — андалузит-кварцевой и мусковит-кварцевой фаций выщелачивания, 8 — кордиеритовой фации магнетитового метасоматоза, 9 — кордиеритовой и гранатовой фаций железистого метасоматоза и диопсидовой фации кальциевого метасоматоза; 10 — сланцеватость, 11 — полосчатость метасоматов; 12 — разрывные нарушения.

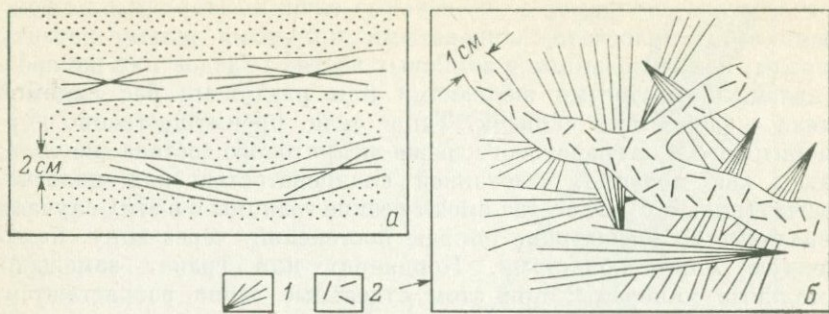


Рис. 4. Жедритовые метасоматиты (Вороньи тундры).

a — жилки жедритовой породы в кварците, ориентированные вдоль сланцеватости осевой поверхности складок; *b* — крупные кристаллы жедрита, растущие неориентированно по отношению к элементам складок. 1 — кварц+жедрит+гранат, 2 — кварц+биотит ± гранат.

руют породы, содержащие в различных сочетаниях кордиерит, гранат и ставролит, которые далее сменяются почти неизменными плагиоклазсодержащими андалузит-кордиерит-ставролит (или гранат)-кварцевыми сланцами, залегающими среди исходных гнейсов (кислых метавулканитов) и сланцев.

Метасоматические кварциты и окварцованные породы характеризуются вкрапленным и прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением, что сближает их с «рудными кварцитами» Финляндии. Среди них нередко присутствуют полосчатые кварц-турмалиновые породы.

Гнейсы, подвергнутые выщелачиванию, представляют собой грубозернистые ветвистополосчатые породы, в которых реликто-

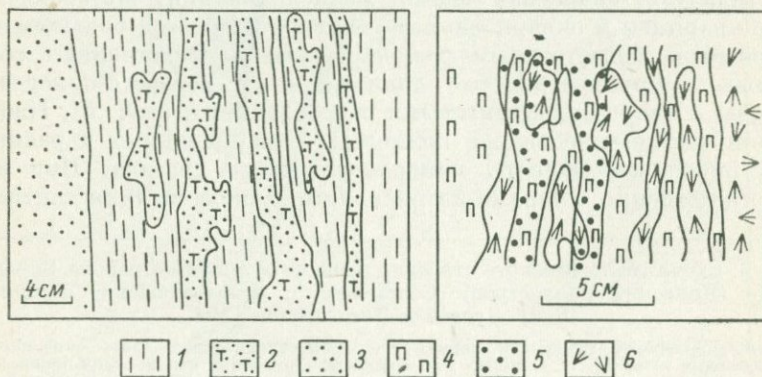


Рис. 5. Зональность в породах, измененных при кислотном выщелачивании (Вороньи тундры).

1 — $Qu+Pl+And+St+Bt+Cord$ гнейс; 2 — окварцованный гнейс (Qu до 50%) с $And, St, Gr, Cord, Pl$; 3 — $Cord-And$ кварцит; 4 — $Qu+Pl+Bt$ порфиرويد; 5 — андалузитовый кварцит по порфиroidу; 6 — $Qu+Gd+Cord$ порода, развивающаяся по порфиroidу и кварциту.

вые участки гнейса чередуются с более светлыми кварцитовидными породами, состоящими из кварца и андалузита с переменным содержанием других минералов. При выщелачивании минералы гнейсов в последовательности биотит—плагиоклаз—гранат или ставролит—кордиерит замещаются кварцем и андалузитом. В результате формируются андалузитовые кварциты со ставролитом, гранатом и кордиеритом. Реже наблюдается мономинеральная кварцевая зона. Андалузит в таких породах представлен крупными порфиробластами с включением других минералов. Если выщелачиванию подвергаются ставролит-биотитовые или гранат-биотитовые гнейсы, то во внутренних зонах метасоматитов формируются андалузит-ставролитовые или андалузит-гранатовые кварциты. В порфироидах (кварц-альбит ± биотит) замещение биотита кварцем и андалузитом сразу приводит к формированию андалузитового кварцита.

Полной зональности, с последовательным переходом от полиминеральной ассоциации к кварцевому ядру, не наблюдалось, в нашем распоряжении имелись только ее фрагменты. Часто встречающиеся соотношения показаны на рис. 5, б. Процесс выщелачивания, например в гранат-кордиерит-биотитовом гнейсе (биотит: $Nm=1.653$; $2V_{Np}=15^\circ$, гранат: $N=1.795-1.800$), характеризуется следующей последовательностью метасоматических зон: $Bt+Gr++Cord+Pl+And+Qu \rightarrow Gr+Cord+Pl+And+Qu \rightarrow Gr+Cord++And+Qu \rightarrow Cord+And+Qu \rightarrow And+Qu \rightarrow Qu$.

Переход SiO_2 во вполне подвижное состояние в процессе, одновременном с деформациями (P — фактор состояния системы $\Phi = K_i$), должен приводить к полному выщелачиванию породы. Однако при условии продолжения метасоматоза после деформаций (когда фактором состояния становится объем) SiO_2 заполняет выщелоченное пространство, что реально выражается в интенсивном окварцевании пород и образовании значительных масс вторичных кварцитов.

Наблюдения, аналогичные упомянутым выше, имели место в случае выщелачивания гнейсов разного минерального состава. Независимо от последнего парагенезисы образующихся при этом процессе метасоматических пород соответствуют гранат-кордиерит-андалузит-кварцевой (а) и гранат-ставролит-андалузит-кварцевой (б) субфациям выщелачивания и объединяются следующей обобщенной метасоматической колонкой андалузит-кварцевой фации:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. $Pl+St$ (или Gr) $+Cord+$ $+And+Qu$	$SiO_2, Al_2O_3, MgO, FeO, CaO$ (или Na_2O)
II. а) $St+Cord+And+Qu$ б) $Gr+Cord+And+Qu$ в) $Qu+Cord+St+Gr$ }	SiO_2, Al_2O_3, MgO, FeO
III. $Cord+And+Qu$	SiO_2, Al_2O_3, MgO
IV. $And+Qu$	SiO_2, Al_2O_3
V. Qu	SiO_2

Присутствие участков, сложенных парагенезисом Cord+St+Gr (в), для такой зональности обычно и связано с обогащением конкретной зоны перемещенными инертными компонентами — железом и магнием относительно алюминия (Коржинский, 1955). По имеющимся данным, ставролит в указанном парагенезисе (табл. 2, обр. 357-8) имеет железистость 77.5%, а контактирующий с ним кордиерит более магнезиальный (железистость 28.9%), чем во вмещающем гнейсе (табл. 2, $f=36.6\%$, парагенезис Qu+Pl+And+Cord+Gr+Bt, обр. 356-3).

Обращает на себя внимание тот факт, что, как и в Свекофенском поясе, из числа сильных оснований в ряду K_2O , CaO, FeO, MgO, Al_2O_3 , SiO_2 магний при кислотном выщелачивании оказывается наименее подвижным компонентом. Этим рассматриваемые процессы отличаются, например, от кислотного выщелачивания андалузит-кварцевой фации удоканской серии, где, согласно данным С. П. Кориковского (1967), ряд подвижности компонентов выглядит следующим образом: MgO, FeO, K_2O , Al_2O_3 .

Наряду с описанными выше малокалийевыми метасоматитами встречаются породы, обогащенные этим компонентом. В них, в отличие от первых, мусковит оказывается стабильным в зонах очень интенсивного выщелачивания вместе с андалузитом и кварцем. Такие породы обнаруживают переходы к частично выщелоченным породам с парагенезисом Mu+And+Cord, а затем и Mu+And+Cord+Bt. Последние развиваются непосредственно по плагиоклазсодержащим сланцам с андалузитом, кордиеритом, биотитом, гранатом или ставролитом. Отсюда вытекает следующая колонка мусковит-андалузит-кварцевой субфации:

$\Phi = K_2$	Инертные компоненты
I. Pl+Bt (или Gr)+Cord+ +And+Mu+Qu	SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , MgO, FeO, CaO (или Na_2O)
II. Bt+Cord+Mu+And+Qu	SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , MgO, FeO
III. Cord+Mu+And+Qu	SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , MgO
IV. Mu+And+Qu	SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O
V. And+Qu	SiO_2 , Al_2O_3
VI. Qu	SiO_2

Анализ этой колонки приводит к заключению о меньшей подвижности магния по сравнению с кальцием (или натрием) и железом при данных термодинамических условиях и в случае высокой активности калия. Существует большое сходство рассмотренных только что метасоматитов с так называемыми рудными кварцитами Финляндии.

Мусковит-кварцевая фация выщелачивания. В районе тундры Вороньей, как и в Свекофенском поясе, широко распространены как метасоматические кварциты с мусковитом, так и кварц-мусковитовые сланцы. При образовании последних за счет метаморфизованных кислых вулканитов в них сохраняются вкрапленники кварца. В процессе замещения происходит смена двуслюдяных полевошпатовых парагенезисов сначала биотит-мусковит-кварце-

Таблица 3

Химические составы минералов из метасоматитов района Вороньих тундр

Окислы	Б-357-17		Б-315-41		Б-315-47		Б-221-7	
	Gr	Bt	Gr	Bt	Gr	Gd	Gr	Gd
SiO ₂	38.34	36.38	37.72	35.48	35.36	41.38	38.42	44.0
TiO ₂	0.12	1.60	0.44	1.53	0.32	0.30	0.09	0.57
Al ₂ O ₃	21.27	18.65	20.52	18.78	22.66	17.78	21.20	15.34
Fe ₂ O ₃	0.40	1.79	0.70	2.75	0.16	0.64	0.62	0.76
FeO	32.15	16.79	35.82	16.09	34.47	25.67	32.88	24.39
MnO	2.30	0.01	0.34	<0.02	1.24	0.15	0.64	0.07
MgO	2.85	11.49	2.82	11.64	3.03	9.13	3.52	10.54
CaO	2.62	0.11	1.70	—	2.26	0.79	2.49	1.13
Na ₂ O	—	0.36	—	0.33	—	1.42	—	1.12
K ₂ O	—	8.15	—	8.64	—	0.08	—	0.05
H ₂ O ⁺	—	4.35	—	4.30	—	—	—	—
Σ	100.05	99.68	100.06	99.54	99.50	99.54	99.86	99.87
<i>f</i>	86.4	47.4	88.0	47.4	86.6	61.7	84.4	57.2
Pyr	11.91	—	11.58	—	12.4	—	14.54	—
Spess	5.38	—	0.85	—	2.8	—	1.50	—
Alm	74.82	—	82.59	—	78.3	—	76.57	—
Andr	1.00	—	1.99	—	—	—	2.0	—
Gross	6.89	—	2.98	—	6.5	—	5.37	—

Таблица 3 (продолжение)

Элементы	Б-357-17				Б-315-41				Б-315-47				Б-221-7			
	Gr		Bt		Gr		Bt		Gr		Gd		Gr		Gd	
Si	2.95	2.95	2.72	2.77	3.03	2.97	2.67	2.71	2.86	2.85	6.23	6.09	2.97	2.96	6.51	6.43
Ti	0.01	0.01	0.09	0.09	0.03	0.03	0.09	0.09	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.06	0.06
Al	2.06	2.06	1.64	1.67	1.94	1.98	1.66	1.69	2.16	2.15	3.15	3.08	2.04	2.03	2.68	2.64
Fe ³⁺	0.02	0.02	0.10	0.10	0.04	0.04	0.15	0.16	0.01	0.01	0.07	0.07	0.04	0.04	0.08	0.08
Fe ²⁺	2.21	2.21	1.05	1.07	2.41	2.46	0.01	1.03	2.33	2.32	3.23	3.16	2.24	2.28	3.02	2.98
Mn	0.16	0.16	—	—	0.02	0.02	—	—	0.08	0.08	0.02	0.02	0.04	0.04	0.01	0.01
Mg	0.35	0.35	1.28	1.30	0.34	0.34	1.30	1.32	0.36	0.36	2.05	2.0	0.43	0.43	2.33	2.29
Ca	0.23	0.23	0.01	0.01	0.15	0.15	—	—	0.20	0.19	0.13	0.12	0.22	0.22	0.18	0.18
Na	—	—	0.05	0.05	—	—	0.05	0.05	—	—	0.41	0.40	—	—	0.32	0.32
K	—	—	0.78	0.79	—	—	0.83	0.84	—	—	0.01	0.01	—	—	0.01	0.01
Al _{IV}	0.05	0.05	1.28	1.23	—	0.03	1.33	1.29	0.14	0.15	1.77	1.91	0.03	0.04	1.49	1.57
Al _{VI}	2.01	2.01	0.36	0.44	—	1.95	0.33	0.40	2.02	2.00	1.38	1.17	2.01	1.99	1.19	1.07

Примечание. Б-357-17, Б-315-41, Qu + Gr + Bt; Б-315-47, Qu + Gr + Gd; Б-221-7, Qu + Pl + Gr + Gd. Анализы выполнены в лаборатории ИГГД АН СССР. Аналитики В. Д. Бугрова, С. С. Коноплева, В. Ф. Гусева.

выми, а затем и мусковит-кварцевыми, с которыми связана мол иб денитовая минерализация. Такие преобразования характерны для зоны, прослеживающейся вдоль северо-восточного склона хр. Оленьего, и описываются следующей метасоматической колонкой:

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты	
I. Qu+Pl+Bt+Mu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, CaO (или Na ₂ O)	
II. Qu+Bt+Mu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO	
III. Qu+Mu	SiO ₂ , Al ₂ O ₃	K ↓
IV. Qu	SiO ₂	

Появление в осевых частях рассланцованных мусковитизированных тел кварц-мусковитового парагенезиса свидетельствует о принадлежности этого процесса к преобразованиям мусковит-кварцевой фации выщелачивания. Нетрудно убедиться, что и в этом случае, в условиях вполне подвижного поведения калия, сохраняется ряд относительной подвижности сильных оснований.

Таким образом, кислотное выщелачивание, сопровождающее региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, проявляется примерно одинаково как в высокотемпературных, так и в среднетемпературных зонах (силлиманит-кварцевая, андалузит-кварцевая метасоматические фации соответственно), причем выводимые на основании анализа колонок ряды подвижности компонентов оказываются однотипными. Характерны высокая подвижность натрия, кальция и железа и относительная инертность магния и, как правило, низкая активность щелочей в растворах, что является причиной ограниченного распространения метасоматитов мусковит-кварцевой фации.

Основной метасоматоз

С метасоматическими кварцитами тесно ассоциируют тела железо-магнезиальных и железо-магнезиально-кальциевых пород. Они состоят из минералов (кордиерит, гранат, ставролит, жедрит, куммингтонит, биотит, роговая обманка, диопсид) повышенной железистости, магнезиальности или кальциевости по сравнению с минералами вмещающих пород, что позволяет рассматривать их как продукты существенно магнезиального, железистого и кальциевого метасоматоза.

Важно отметить, что в районе Вороньих тундр относительная подвижность компонентов, выявленная при анализе зональности алюмо-кремниевых метасоматитов, закономерно выдерживается и при основном метасоматозе в зонах переотложения. Здесь наблюдается особенно четкое разделение в пространстве существенно магнезиальных и существенно железистых метасоматитов. Первые из них представлены бластолитами, резко обогащенными кордиеритом, вплоть до образования мономинеральных пород. Они залегают непосредственно в метасоматических кварцитах или рядом

с ними во вмещающих их пелитовых сланцах или метавулканитах. Наиболее характерны кордиеритовые породы для участков развития метасоматических кварцитов по андалузит-биотит-кордиеритовым сланцам на юго-западном склоне хр. Оленьего.

В целом породы, измененные магниезиальным метасоматозом в условиях кордиеритовой фации, представляют собой среднезернистые линзовидно-полосчатые образования, в которых участки неизмененных или выщелоченных гнейсов чередуются с участками кордиеритовых пород. В последних кордиерит образует совместно с кварцем и подчиненным количеством других минералов жилки и линзовидные тела мощностью от 10 до 50 см. Промежутки между скоплениями кордиерита и кварца заполнены встречающимися в различных комбинациях плагиоклазом, андалузитом, биотитом, гранатом и ставролитом. Кордиеритовые тела обычно ориентированы вдоль кристаллизационной сланцеватости и одновременно осевых поверхностей малых изоклинальных складок, а изредка приурочиваются к их замкам. Иными словами, в рассмотренном случае кордиеритовые породы обнаруживают признаки такой же структурной локализации, как и продукты кислотного выщелачивания, что естественно было ожидать, если учесть их тесную пространственную связь. Следовательно, эти метасоматиты возникли в процессе деформаций, что позволяет рассматривать давление как фактор состояния системы.

В других случаях можно наблюдать образование массивных, часто крупнозернистых кордиеритовых пород по в той или иной мере выщелоченным сланцам. В участках, содержащих небольшое количество желваков кордиерита, видны малые складчатые структуры, образованные сланцеватостью. По мере усиления кордиеритизации сланцеватая текстура исчезает, не испытывая дополнительной деформации. Такие процессы можно считать изохорическими.

Наряду с мономинеральными кордиеритовыми и кварц-кордиеритовыми породами наиболее типичными и распространенными являются образования с парагенезисом $Qu + Gr + Cord$, в которых дополнительно к перечисленным фазам появляется плагиоклаз среднего состава. Плагиоклазсодержащие метасоматиты непосредственно контактируют с вмещающими кристаллическими сланцами. Исходя из сказанного, можно привести следующую колонку для магниезиальных метасоматитов, отвечающую гранат-кордиеритовой субфации кордиеритовой фации:

$\Phi = K_f$	Инертные компоненты
I. $Qu + Gr + Pl + Cord$	SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO (или Na_2O)
II. $Qu + Gr + Cord$	SiO_2, Al_2O_3, FeO Mg ¶
III. $Qu + Cord$	SiO_2, Al_2O_3
IV. $Cord$	Al_2O_3

Процесс рассматривается как магниезиальный метасоматоз, и магний принимается вполне подвижным компонентом. Замещение

кордиеритом плагиоклаза и граната сопровождается переходом в подвижное состояние CaO и FeO. Проанализированный на микрозонде кордиерит из третьей зоны (табл. 2, обр. 221-12) обладает повышенной магнезиальностью, которая повышается от центра зерна ($f=22.5\%$) к краю ($f=19.1\%$), что может свидетельствовать о повышении щелочности среды или активности магния в процессе магнезиального метасоматоза. Из анализа колонки вытекает следующий ряд подвижности компонентов: Mg/CaO, FeO, SiO₂, Al₂O₃.

Нередко магнезиальные метасоматиты имеют более сложный и разнообразный минеральный состав. Это связано с наложением поздних парагенезисов и соответствующей зональности более низкотемпературных субфаций на ранние высокотемпературные. Так, в I и во II зонах вместо граната появляется ставролит, что можно связывать с понижением температуры и гидратацией минералов по схеме $Gr + Cord + H_2O = St + Qu$. Тогда колонка приобретает вид, отвечающий ставролит-кордиеритовой субфации: $Qu + Cord + St + Pl \rightarrow Qu + Cord + St \rightarrow Qu + Cord_{Mg} \rightarrow Cord$. Одновременное снижение химического потенциала магния может привести к образованию ассоциации граната со ставролитом, изредка встречающейся в рассматриваемых породах. Переход от изобарического к изохорическому состоянию системы сопровождается дополнительной кристаллизацией кордиерита во всех зонах и приводит к появлению ассоциации $St + Gr + Cord$. Поведение щелочи в этом процессе не совсем понятно. Очевидно только, что плагиоклаз и биотит исчезают до замещения граната и ставролита, но неясно, в какой последовательности. В то же время биотит часто выступает как относительно поздний минерал, развивающийся во всех зонах колонки магнезиальных метасоматитов. Рассмотренные кордиеритовые метасоматиты являются аналогами глубинных гранатовых метасоматитов, развитых в пределах зоны кислотного выщелачивания на изученном автором кианитовом месторождении Хизовара в Северной Карелии (последние будут рассматриваться в дальнейшем).

Большая подвижность железа по сравнению с магнием, выявленная при анализе процессов кислотного выщелачивания, проявляется в том, что существенно железистые гранатовые и гранат-жедритовые метасоматиты являются более поздними по отношению к магнезиальным, кордиеритовым породам (они встречены в последних в виде жил), редко встречаются в той или иной степени выщелоченных глиноземистых сланцах и метаморфизованных кислых вулканитах и обычно локализованы в амфиболитах, на некотором удалении от зон выщелачивания.

Так, в гранат-кордиеритовых породах присутствуют жилы кварц-кордиерит-гранат-жедритовых и более поздних кварц-гранат-биотитовых пород. Указанные соотношения отражают условия повышенной активности железа в зонах переотложения. Среди андалузитовых кварцитов по порфироидам железо-магнезиальные метасоматиты представлены участками андалузит-кордиеритовых и андалузит-кордиерит-жедритовых пород (рис. 5, б).

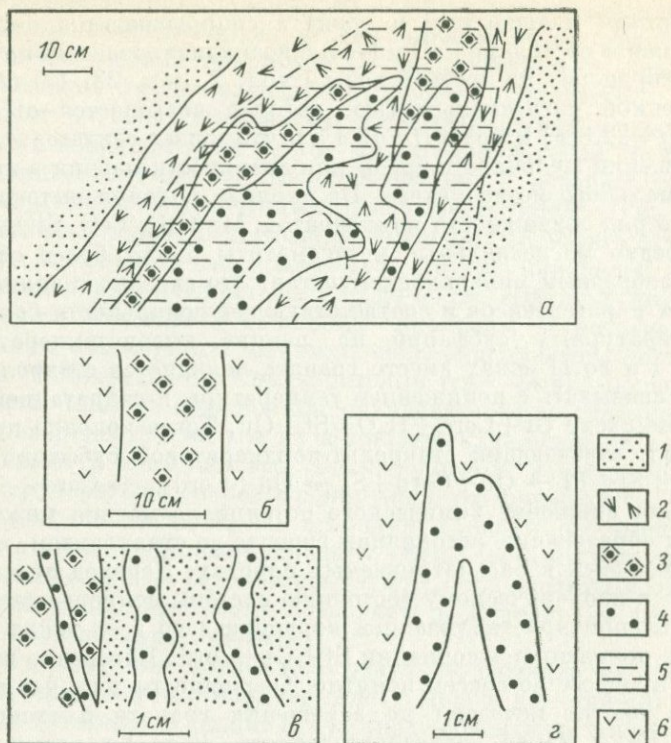


Рис. 6. Соотношение метасоматитов различного состава во фрагментах зональности (Вороньи тундры).

a — зональный кордиерит-гранат-жедрит-биотитовый метасоматит в кварците: 1 — Cord-And кварцит, 2 — Qu+Gd, 3 — Qu+Gd+Gr, 4 — Qu+Gr, 5 — наложенная биотитизация; *б* — жила состава Qu+Pl+Gd+Gr в амфиболите (6); 6 — секущие кварц-гранатовые жилки в кварците и метасоматите состава Qu+St+Gr+Gd±Bt; *г* — кварц-гранатовая жила в амфиболите.

Тенденция к появлению все более железистых ассоциаций отчетливо проявляется при замещении андалузит-кордиеритовых кварцитов по гнейсам (рис. 6, *a*), в которых присутствуют кварц-жедритовые (жедрит: $N_p=1.668$, $N_g=1.690$, $2V_{Ng}=70^\circ$) и более поздние кварц-гранат-жедритовые жилы (гранат: $f=86.6\%$, Alm — 78.3%, Pyg — 12.4, Gross — 6.5, Spess — 2.8%, $N=1.802-1.811$, жедрит с $f=61.7\%$, $N_p=1.677$, $N_m=1.697$, $N_g=1.704$; табл. 3, обр. 315-47). Те и другие развиваются по blastomylonitized выщелоченным гнейсам.

Кварц-жедритовая порода имеет характерную blastokataclastic структуру, где на фоне микрозернистой основной массы присутствуют выделения кварца и жедрита. В кварц-гранат-жедритовой породе структура также blastokataclastic.

В еще более поздних ассоциациях кварца, граната и биотита гранат имеет $f=88.0\%$ и минимальный состав: Alm — 82.6%, Pyg — 11.6, Gross — 3.0, Andr — 2.0, Spess — 0.8%. $N=1.806-1.813$,

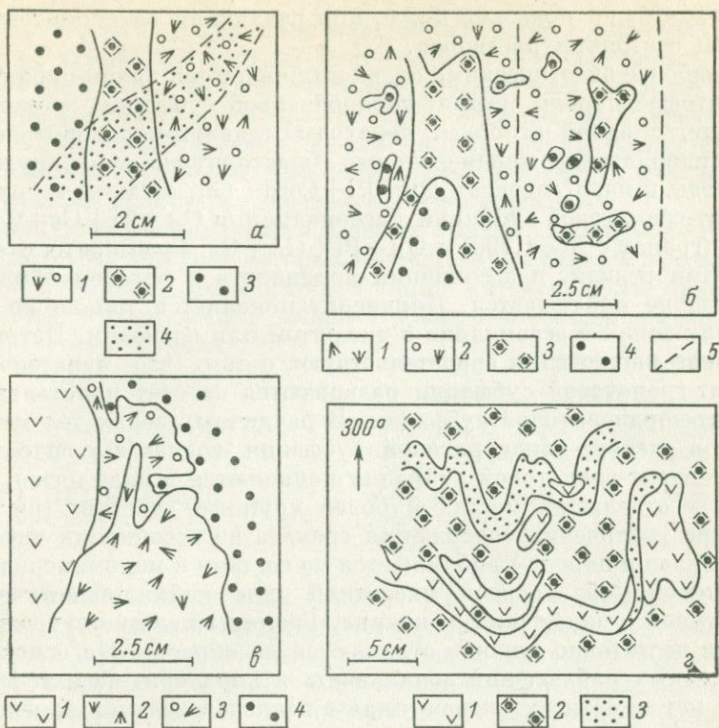


Рис. 7. Соотношение метасоматитов различного состава во фрагментах зональности (Вороньи тундры).

а — кордиерит-жедрит-гранатовый метасоматит в амфиболите: 1 — $Qu + Cord + Gd + Gr$, 2 — $Qu + Gd + Gr$, 3 — $Qu + Gr$, 4 — ассоциации, содержащие куммингтонит. *б* — кордиерит-жедрит-гранатовый метасоматит в амфиболите: 1 — $Qu + Pl + Cord + Gd$, 2 — $Qu + Pl + Cord + Gd + Gr$, 3 — $Qu + Gr + Gd (\pm Pl)$, 4 — $Qu + Gr$; 5 — условные границы между зонами. *в* — кордиерит-жедрит-гранатовый метасоматит в амфиболите: 1 — $Qu + Pl + Hb$, 2 — $Qu + Pl + Gd + Cord$, 3 — $Qu + Pl + Cord + Gd + Gr$, 4 — $Qu + Gr$. *г* — жилы гранат-куммингтонитового метасоматита в гранат-жедритовом метасоматите: 1 — $Qu + Hb$, 2 — $Qu + Pl + Gr + Gd$, 3 — $Qu + Pl + Gr + Cum$.

а биотит обладает железистостью 47.4%, $Nm=1.637-1.633$ (табл. 3, обр. 315-41). Жилы гранатовых и гранат-биотитовых метасоматитов полностью перекристаллизованы, граната около 60—80%. На все разновидности метасоматитов накладывается более поздняя биотитизация.

В амфиболитах железистые метасоматиты представлены гранат-жедритовыми, гранат-жедрит-куммингтонитовыми, гранатовыми, гранат-куммингтонитовыми, кордиерит-жедрит-гранатовыми, гранат-ставролит-жедрит-кордиеритовыми и гранат-кордиерит-жедрит-куммингтонитовыми породами (рис. 6, 7).

Изучение метасоматической зональности показало, что существует несколько типов зональных метасоматитов, различающихся по парагенезисам внутренних зон и относящихся к кордиеритовой и гранатовой фациям железистого метасоматоза. Они формирова-

лись, как будет показано ниже, при различном щелочно-температурном состоянии растворов.

Наиболее экзотическими среди них являются кварц-кордиерит-жедритовые породы жедрит-кордиеритовой субфации, обнаруживающие, с одной стороны, переходы к кварц-кордиеритовым и мономинеральным кордиеритовым blastsлитам, а с другой — переходы к парагенезисам $Qu + Pl + Cord + Gd$, а также к породам жедрит-гранатовой субфации с ассоциациями $Qu + Pl + Gr + Cord + Gd$ (гранат с $N=1.790$) и $Qu + Pl + Gd + Gr$. Граница их с амфиболитами резкая, и ассоциация кордиерита с роговой обманкой никогда не наблюдается. Кордиерит появляется только во внутренних зонах в ассоциации с жедритом или гранатом. Петрографические наблюдения свидетельствуют о том, что парагенезисы жедрит-гранатовой субфации развиваются за счет парагенезисов жедрит-кордиеритовой субфации. В различных зонах тел метасоматитов жедрит-кордиеритовой субфации гранатовые парагенезисы жедрит-гранатовой субфации появляются в виде пятен, сливаясь в отдельных местах в более крупные участки (рис. 7). По мере увеличения содержания граната из ассоциаций исчезает плагиоклаз и порода приближается по составу к мономинеральной гранатовой, обладающей скелетной или пойкилобластической структурой с включениями кварца. Границы между внутренними зонами достаточно хорошо отличаются по окраске. На основании изложенных наблюдений зональность в кордиерит-жедрит-гранатовых метасоматитах, выраженная в последовательном замещении минералов гранатом, может быть представлена следующей обобщающей колонкой, в которой совмещены ранние парагенезисы жедрит-кордиеритовой субфации (а) и поздние парагенезисы жедрит-гранатовой субфации (б):

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. $Qu + Pl + Cord + Gd + Gr$	$SiO_2, Al_2O_3, MgO, Na_2O, CaO$
II. а) $Qu + Pl + Cord + Gd$ б) $Qu + Pl + Gr + Gd$ }	$SiO_2, Al_2O_3, MgO, Na_2O$
III. $Qu + Gd + Gr$	SiO_2, Al_2O_3, MgO $Fe \downarrow$
IV. $Qu + Gr$	SiO_2, Al_2O_3
V. Gr	Al_2O_3

В парагенезисе $Qu + Pl + Gr + Gd + Cord$ (табл. 2, обр. 221-4) на микрозонде был изучен состав минералов. Оказалось, что ромбический амфибол имеет специфический состав и при высокой железистости 57.8% характеризуется низкой глиноземистостью ($Al_2O_3=2.49$ вес. %), свойственной для амфиболов ряда антофилита. Указанный минерал контактирует с кордиеритом с железистостью 26.2%. Несколько большей железистостью (31.3%) характеризуется кордиерит на контакте с гранатом ($f=81.7\%$; минеральный состав: Alm — 69.84%, Pyg — 15.57, Spess — 2.31, Gross — 12.27%). Железистость зерна граната, расположенного на некотором удалении, составляет 91.4% ($FeO=33.13, MgO=3.12$ вес. %).

Кроме того, было проанализировано зерно граната в центральной и краевой частях вне контакта с другими железо-магнезиальными минералами. При этом установлено повышение железистости от центра ($f=81.6\%$, FeO—31.18, MgO—3.94 вес.%) к краю ($f=86.3\%$, FeO—31.22, MgO—2.77 вес.%) зерна. Выявленная тенденция может указывать на повышение щелочности или активности железа в процессе железистого метасоматоза.

Наряду с вышеописанными развит и другой тип кордиеритовых метасоматитов, колонки которых соответствуют ставролит-кордиеритовой субфации. По мере нарастания интенсивности процесса в них вместо граната или жедрита совместно с кордиеритом стабилизируется ставролит:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+St+Cord+Gd	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O, CaO
II. Qu+Pl+St+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O (или CaO)
III. Qu+St+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO Fe \uparrow
IV. Qu+Cord	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Cord	Al ₂ O ₃

В этой метасоматической колонке отражена тенденция к образованию существенно кордиеритовой породы, наиболее измененные участки которой сложены плагиоклаз-ставролит-кордиеритовыми и ставролит-кордиеритовыми ассоциациями. Среди последних присутствуют участки, не содержащие ставролита. Они выделены в IV зону. В качестве I зоны рассматриваются парагенезисы, слагающие отдельные участки на контакте с неизменным амфиболитом или внутри последнего.

Временные соотношения с метасоматитами жедрит-кордиеритовой субфации не совсем ясны. Можно предположить, что развитие ставролита вместо жедрита связано с пониженной активностью натрия в растворах. По отношению же к гранатсодержащим метасоматитам они также являются более ранними и «съедаются» зональностью жедрит-гранатовой субфации.

Обычными являются кварц-плагиоклаз-гранат-жедритовые метасоматиты жедрит-гранатовой субфации гранатовой фации (табл. 3, обр. 221-7), в которых постоянно обнаруживается тенденция к образованию мономинеральных гранатовых зон. Эти породы слагают линзовидные, пластообразные, иногда ветвящиеся тела, ориентированные параллельно кристаллизационной сланцеватости, выраженной ориентировкой жедрита в метасоматитах и роговой обманки во вмещающих их амфиболитах.

Формирование гранат-жедритовых метасоматитов сопровождается резким увеличением железистости минералов. Так, роговая обманка амфиболита с железистостью 35 ($N_g=1.656-1.660$)—37% замещается жедритом с железистостью 57.2%, $N_g \geq 1.699$, $N_m = 1.694$, $N_p \leq 1.674$ и гранатом с железистостью 84.4%, Alm—76.9%, Pgr—14.3, Gross—7.3, Spess—1.5; $N=1.799-1.807$ (табл. 3, обр. 221-7). Судя по оптическим свойствам, железистость

амфибола колеблется в определенных пределах. В одном из образцов жедриты ($N_g=1.672$, $N_p=1.645$, $2V_{N_p}=70^\circ$), расположенные в стороне от граната, менее железистые, чем жедриты ($N_g=1.683$, $N_p=1.656$), непосредственно контактирующие с гранатом ($N=1.780-1.785$). В этом же образце гранат и жедрит замещаются биотитом ($N_m=N_g=1.653$, $2V_{N_p}=15^\circ$).

Контакты метасоматитов жедрит-гранатовой субфации с вмещающими амфиболитами резкие. Зональность метасоматитов, выраженная в последовательном замещении всех минералов гранатом вплоть до образования кварц-гранатовой породы, представлена следующей колонкой:

$\Phi=K_4$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Gr+Gd+Hb	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O, CaO
II. Qu+Pl+Gd+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O Fe ↓
III. Qu+Gd+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
IV. Qu+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Gr	Al ₂ O ₃

Этот процесс, так же как и предыдущие, рассматривается как железистый метасоматоз при вполне подвижном поведении FeO. При этом кальций, натрий и магний последовательно переходят в подвижное состояние в соответствии с их относительной подвижностью. В качестве I зоны метасоматической колонки выделен парагенезис кварца, плагиоклаза, граната, жедрита и роговой обманки, слагающий участки в обычных амфиболитах. В данном случае разложение во II зоне роговой обманки и появление бескальциевого амфибола при сохранении плагиоклаза свидетельствуют о переходе кальция во вполне подвижное состояние при инертном поведении натрия. На примере зональности этого же типа выявлено повышение железистости граната по направлению к внутренним зонам колонки (зона II, Qu+Pl+Gd_{57.2}+Gr_{84.4} → → зона IV, Qu+Gr_{90.2-91.7}).

Гранат-куммингтонитовые метасоматиты (куммингтонит-гранатовая субфация), в которых фиксируется собственная зональность, формируются позже гранат-жедритовых метасоматитов, слагая самостоятельные жилы в амфиболитах или замещая ранее образованные железо-магнезиальные породы. Гранат-куммингтонитовые и ранее описанные метасоматиты образуют совместно линзовидно-полосчатый комплекс метасоматитов, в общем обладающий весьма сложно построенной зональностью, которая восстанавливается по отдельным фрагментам. Тектурные особенности пород позволяют считать процесс изобарическим и давление — фактором состояния системы для предлагаемой и выше рассмотренных колонок:

$\Phi=K_4$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Gr+Cum+Hb	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, CaO, Na ₂ O
II. Qu+Pl+Cum+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O
III. Qu+Cum+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO Fe ↓
IV. Qu+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Gr	Al ₂ O ₃

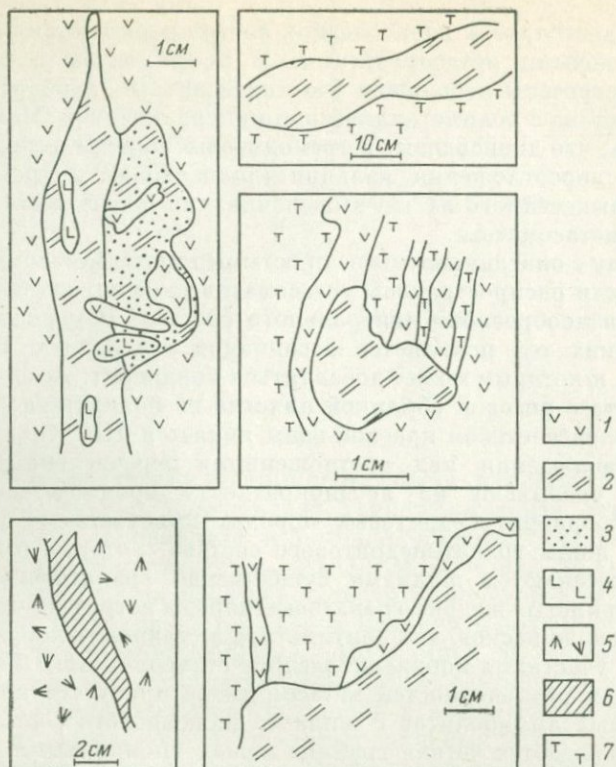


Рис. 8. Диопсидовые метасоматиты (Вороньи тундры).

1 — амфиболит (Qu+Pl+Nb), 2 — диопсид, 3 — карбонат, 4 — кварц, 5 — гранат-жидритовая порода, 6 — кварц-диопсидовая порода, 7 — ставролит-жидритовая порода.

Если рассматриваемый процесс осуществляется в гранат-жидритовых метасоматитах, то при замещении жидрита куммингтонитом и гранатом также формируется кварц-кумингтонит-гранатовая порода. В целом куммингтонизация приводит к появлению ассоциаций с наиболее железистыми минералами (гранат: $f = 91.9\%$; куммингтонит: $f = 60.9\%$; Прияткина, Дагелайский, 1963), в связи с чем также рассматривается как железистый метасоматоз при вполне подвижном поведении железа.

В парагенезисе Qu+Pl+Gr+Cum (табл. 2, обр. 221-4-а) на микрозоне проанализирован гранат, имеющий железистость 90.2% и следующий минеральный состав (в %): Alm — 78.43, Pyr — 8.6, Spess — 2.06, Gross — 10.91.

В рассмотренных метасоматических образованиях, а также в неизменных амфиболитах постоянно присутствуют полосы, линзы, участки сложной формы крупнозернистых диопсидовых пород с кварцем, карбонатом, плагиоклазом, а иногда гранатом (рис. 8). Пересечение их гранат-жидритовыми породами никогда

не наблюдается, тела же последних часто прерываются на границе с диопсидовыми метасоматитами. В порфироидах и кварцитах по ним встречены небольшие участки и жилки карбонат-тремолитового состава с полиметаллической минерализацией. Можно предположить, что диопсидовые и тремолитовые породы возникли в результате переотложения кальция (диопсидовая и тремолитовая фации), вынесенного из зон выщелачивания и магнезиально-железистого метасоматоза.

Наряду с описанными выше простыми типами метасоматической зональности распространены метасоматические породы более сложного и разнообразного минерального состава. В периферических зонах таких тел появляется ассоциация ставролита, граната и жедрита, к которым может добавляться кордиерит. Ассоциация же ставролита с роговой обманкой никогда не появляется. Наиболее частым парагенезисом краевой зоны является $Hb + Gr + Gd + Pl + Qu$. Наблюдения над соотношениями перечисленных метасоматитов указывают на неоднократность процесса замещения. Так, в кордиерит-жедритовых породах присутствуют участки и секущие жилы гранат-жедритового состава, которые в свою очередь пересекаются жилками существенно гранатового состава. Среднезернистые жедрит-гранатовые породы встречены в виде жил мощностью до нескольких сантиметров в ставролит-кордиеритовой породе с участками кордиерит-жедрит-ставролитового бластолита. Среди всех разновидностей метасоматитов присутствуют реликты замещаемых амфиболитов с жилами диопсидового состава. Чаще всего наблюдается четкая граница между упомянутыми разновидностями пород. Но иногда обнаруживаются постепенные переходы между ними на расстоянии порядка 2 м. Сначала исчезает ставролит с появлением ассоциации граната, кордиерита и жедрита, а затем и кордиерит с одновременным увеличением содержания граната, вплоть до образования мономинеральной породы.

Анализ всех имеющихся данных по соотношению различных по составу метасоматических пород позволяет составить следующую обобщающую колонку:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты				
I. а) { <table style="display: inline-table; vertical-align: middle; border: none;"> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Cord + Gd + Pl + Gr</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Cord + St + Pl + Gd</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + St + Cord + Gd + Gr</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Gr + Gd + Pl + Hb</td></tr> </table>	Qu + Cord + Gd + Pl + Gr	Qu + Cord + St + Pl + Gd	Qu + St + Cord + Gd + Gr	Qu + Gr + Gd + Pl + Hb	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O, CaO
Qu + Cord + Gd + Pl + Gr					
Qu + Cord + St + Pl + Gd					
Qu + St + Cord + Gd + Gr					
Qu + Gr + Gd + Pl + Hb					
б) { <table style="display: inline-table; vertical-align: middle; border: none;"> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Cum + Gd + Gr + Cord</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Cum + Gd + Gr + Pl</td></tr> </table>	Qu + Cum + Gd + Gr + Cord	Qu + Cum + Gd + Gr + Pl			
Qu + Cum + Gd + Gr + Cord					
Qu + Cum + Gd + Gr + Pl					
в) Qu + Gr + Cum + Pl + Hb					
II. а) { <table style="display: inline-table; vertical-align: middle; border: none;"> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Cord + Gd + Pl</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Cord + St + Pl</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + St + Cord + Gd</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Gr + Cord + Gd</td></tr> </table>	Qu + Cord + Gd + Pl	Qu + Cord + St + Pl	Qu + St + Cord + Gd	Qu + Gr + Cord + Gd	
Qu + Cord + Gd + Pl					
Qu + Cord + St + Pl					
Qu + St + Cord + Gd					
Qu + Gr + Cord + Gd					
б) { <table style="display: inline-table; vertical-align: middle; border: none;"> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Gr + Gd + Pl</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Cum + Gd + Gr</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">Qu + Gr + St + Pl</td></tr> </table>	Qu + Gr + Gd + Pl	Qu + Cum + Gd + Gr	Qu + Gr + St + Pl	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O	
Qu + Gr + Gd + Pl					
Qu + Cum + Gd + Gr					
Qu + Gr + St + Pl					

в) {	{	Qu+Gr+Cum+Pl	}	
		Qu+Cum+Pl+Hb		
		Qu+Gr+Pl+St		
		Qu+Pl+Cum+Gd	}	
III. а) {	{	Qu+Gd+Cord	}	
		Qu+St+Cord		
б) {	{	Qu+Gd+Gr	}	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO
		Qu+Cum+Gd		
в) Qu+Cum+Gr				
IV. а) Qu+Cord	{		}	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
б) {		Qu+Gr		
в) {				Fe↑
V. а) Cord	{		}	Al ₂ O ₃
б) {		Gr		
в) {				

Зона I представлена пятиминеральными парагенезисами, состоящими из кварца, плагиоклаза, граната, жедрита, ставролита, куммингтонита, кордиерита и роговой обманки, где инертными компонентами являются SiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O. В этой зоне число фаз всегда превышает число минералов в замещаемом амфиболите. Во II зоне с переходом кальция в подвижное состояние при инертном поведении SiO₂, Al₂O₃, MgO, Na₂O формируются четырехминеральные парагенезисы. Они слагают незональные жилы магниебно-железистых пород в амфиболитах или представляют внешнюю зону в зональных жильных телах метасоматитов, имеющую, как правило, резкие границы с амфиболитом. По времени образования куммингтонитсодержащие ассоциации являются более поздними. В III зоне с переходом натрия во вполне подвижное состояние из ассоциаций исчезает плагиоклаз и формируются трехминеральные ассоциации при инертном поведении SiO₂, Al₂O₃ и MgO. Парагенезисы этой зоны, так же как и парагенезисы следующей зоны, представляют внутренние зоны жильных тел метасоматитов. Биминеральным ассоциациям IV зоны соответствует инертное поведение SiO₂ и Al₂O₃. Приведенная метасоматическая колонка характеризуется следующим рядом подвижности компонентов: FeO/CaO, Na₂O, MgO, SiO₂, Al₂O₃.

Как следует из рассмотренных ранее простых типов зональности, в этой колонке объединены три главных типа зональных метасоматитов кордиеритовой фации (а), жедрит-гранатовой (б) и куммингтонит-гранатовой (в) субфаций гранатовой фации. Ниже будет показано, что они отличаются друг от друга режимом кислотности—щелочности процесса.

Заканчивая описание метасоматической зональности, необходимо отметить, что наряду с зональностью, которая характеризуется различным числом минералов в разных зонах, наблюдались метасоматические тела с одинаковым числом фаз в зонах разного минерального состава, как правило, с резкими границами. Можно выделить два типа такой зональности. Первый тип изображен

на рис. 9, а, на котором видно, что центральная зона сложена кварц-плагноклаз-гранат-ставролитовым парагенезисом, а зоны, граничащие с вмещающим амфиболитом, состоят из кварца, плагноклаза, жедрита и граната. При условии, что парагенезисы характеризуются одинаковым набором инертных компонентов, нетрудно убедиться в том, что они отличаются по содержанию инертного магния (см. рис. 18). Действительно, более магнезиальные ассоциации располагаются в краевой части тела железистого метасоматита, на контакте с достаточно магнезиальным мономинеральным амфиболитом, тогда как осевая зона сложена более железистой ассоциацией, о чем свидетельствуют также результаты микронзондового изучения состава минералов в каждой из упомянутых зон, а также на их контакте (табл. 2, обр. 221-11-2). В парагенезисе $Qu+Pl+Gd+Gr$ одно зерно граната имеет железистость 86.7% и следующий минеральный состав (в %): Alm — 78.3, Pyg — 12.00, Spess — 2.64, Gross — 7.04; другое характеризуется железистостью 85.7% (FeO — 28.47, MgO — 2.67 вес. %). Железистость жедрита из рассматриваемого парагенезиса составляет 62.5% (ан. 221-11-2-1), а на контакте с зоной состава $Qu+Pl+Gr+St$ вблизи ставролита с железистостью 81.1% (ан. 221-11-2-1) железистость жедрита повышается до 64.6% (ан. 221-11-2-2). В этой зоне гранат, характеризующийся железистостью 90.9% и минеральным составом (в %): Alm — 84.49, Pyg — 8.42, Spess — 3.54, Gross — 3.54% (обр. 221-11-2-а), контактирует со ставролитом, железистость которого колеблется от 83.2 (ан. 221-11-2-2) до 84.7% (FeO—18.25, MgO — 1.85 вес. %). Для одного из зерен ставролита было выполнено три определения по направлению от центральной части зерна к краю ($f_1=84.5\%$, FeO — 17.88, MgO — 1.84 вес.%; $f_2=85.7\%$, FeO — 17.93, MgO — 1.68 вес.%; $f_3=86.2\%$, FeO — 17.45, MgO — 1.57 вес. %), граничащему с гранатом ($f=91.8\%$, FeO — 30.19, MgO — 1.51 вес. %). Видно, что железистость отчетливо увеличивается в упомянутом направлении. Последнее может указывать на повышение активности железа (или щелочности) в процессе роста зерна.

Во втором типе зональности наблюдается сочетание зон, относящихся к разным типам ранее описанных колонок. Один из таких примеров отображен на рис. 10, из которого видно, что кордиерит-ставролит-плагноклаз-кварцевая порода (ставролит с $f=71.4\%$, FeO — 12.20, MgO — 2.74 вес.%; обр. 226-3) (тип «а», зона II) граничит с зоной с парагенезисом кварц-гранат-жедрит-плагноклазового состава (плагноклаз № 96, гранат с $f=87.8\%$; Alm — 78.04, Pyg — 10.83, Spess — 5.56, Gross — 5.56%; табл. 2, обр. 226-1) (тип «б», зона II), залегающей в замещаемом амфиболите (актинолитовая роговая обманка с $f=44.5\%$, табл. 2, обр. 226-б). Очевидно, что смена кордиеритовых ассоциаций на гранат-жедритовые осуществлялась при увеличении химического потенциала железа (или уменьшении кислотности растворов, см. рис. 17). Другой аналогичный пример показан на рис. 9, б. По-видимому, рассмотренная зональность однотипна с метасоматической зональ-

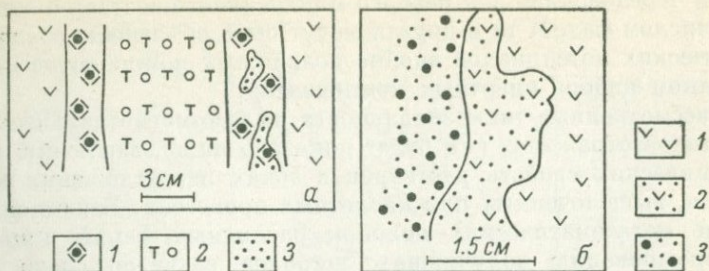


Рис. 9. Зональность в магнезиально-железистых метасоматитах по амфиболитам (Воронья тундры).

a — гранат-ставролит-жедритовый метасоматит: 1 — $Qu+Pl+Gd+Gr$, 2 — $Qu+Pl+Gr+St$, 3 — куммингтонитсодержащие ассоциации. *б* — куммингтонит-гранатовый метасоматит: 1 — амфиболит ($Qu+Pl+Hb$), 2 — $Qu+Pl+Hb+Cum$, 3 — $Qu+Pl+Cum+Gr$.

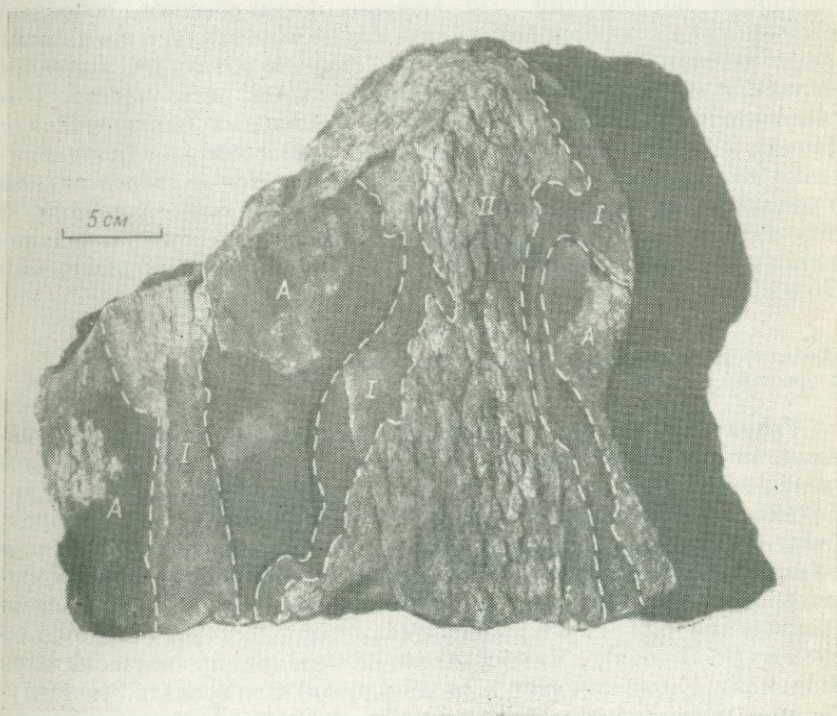


Рис. 10. Зональный гранат-жедрит-ставролит-кордиеритовый метасоматит по амфиболиту (Воронья тундры). Фотография штуфа.

A — исходный амфиболит; I — внешняя зона, мелкозернистая темно-серая порода ($Qu+Pl+Gr+Gd$); II — внутренняя зона, крупнозернистая светло-серая порода ($Qu+Pl+St+Cord$).

ностью, распространенной в скарпах и обычно характеризующейся чередованием зон разного минерального состава с одинаковым числом фаз. И та и другая могут быть объяснены градиентом химических потенциалов вполне подвижных компонентов при неизменном наборе инертных компонентов.

Рассмотренные типы зональности железо-магнезиальных метасоматитов отражают, как будет показано ниже, эволюцию термодинамических свойств растворов в зонах переотложения компонентов, выщелоченных при кислотных процессах. Взаимное наложение метасоматических колонок различных фаций приводило к формированию получивших широкое развитие среди пород района Вороньих тундр сложных по составу и строению «пятнистых» метасоматитов (рис. 11) с очень разнообразными парагенезисами железо-магнезиальных минералов. Железо-магнезиальные метасоматиты тесно пространственно сочетаются с метасоматическими кварцитами, связаны с ними единой зональностью сложных метасоматических тел, что позволяет рассматривать алюмокремниевые и железо-магнезиальные метасоматиты как комплексные образования. По времени формирования основные метасоматиты являются более поздними по отношению к кислотным метасоматитам, что в определенной степени объясняет источник железа и магния при железо-магнезиальном метасоматозе. Последовательное развитие сначала магнезиальных (кордиеритовая фация), а затем существенно железистых метасоматитов (кордиеритовая и гранатовая фации) хорошо согласуется с относительной подвижностью компонентов при кислотном выщелачивании и отражает, по-видимому, переход от стадии кислотного выщелачивания к поздней щелочной стадии постмагматических изменений (Коржинский, 1955).

Особенности и изменение состава минералов в процессе метасоматоза

Гранаты. Главные особенности компонентного состава отражены на рис. 12, на котором видно, что гранаты из магнезиально-железистых метасоматитов, развитых преимущественно по амфиболитам, лежат в стороне от поля составов гранатов из пород, богатых кальцием, андалузитового типа метаморфизма (Великославинский, 1972) и располагаются в области метапелитовых пиральспитов ставролитовой и силлиманитовой зон с низким содержанием пиропса (7—15%). Последнее свидетельствует о малом давлении (< 5 кбар). Иными словами, гранат из метасоматитов Вороньих тундр отличается от изофациальных гранатов малоглубинных метаморфических комплексов несколько повышенной железистостью. Умеренное содержание спессартина, пониженное содержание андрадита и гроссуляра также является закономерным следствием режима пониженных давлений (Маракушев, 1965; Кориковский, 1967; Геологическое развитие. . ., 1970; Великославинский, 1972, и др.). Резкое обогащение гранатов кальциевым

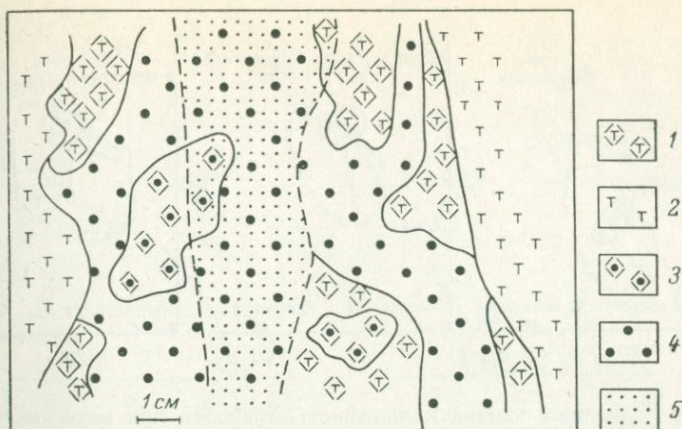


Рис. 11. «Пятнистый» ставролит-жедрит-кордиерит-гранатовый метасоматит в амфиболите (Вороньи тундры).

1 — $Qu+St+Gd+Cord$, 2 — $Qu+St+Gd+Cord+Gr$, 3 — $Qu+St+Gd+Gr$, 4 — $Qu+St+Gr$, 5 — зона биотитизации.

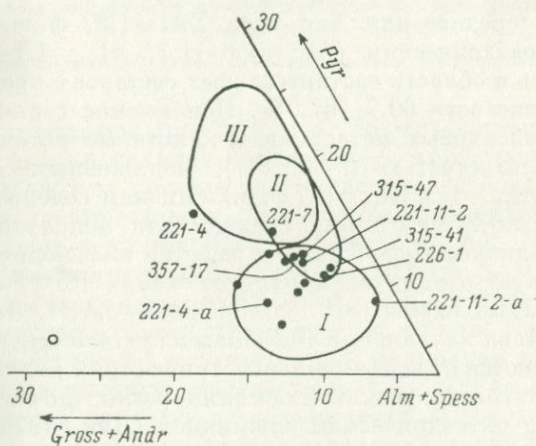


Рис. 12. Составы гранатов из магнезиально-железистых (темные кружки) и кальциевых метасоматитов (светлый кружок). Вороньи тундры.

Зоны: I — ставролита, II — силлиманита, III — второго силлиманита андалузитового типа метаморфизма (Великославинский, 1972). Цифры — номера анализов в табл. 2, 3. Составы без номеров — Л. А. Прияткина, В. Б. Дагелайский (1963); А. А. Глаголев, В. А. Боронихин (1976).

миналом ($Gross+Andr=27\%$) (Болотов, 1971) наблюдается только в зонах кальциевого метасоматоза среди диопсидовых пород.

Амфиболы. Кальциевые амфиболы из метасоматических пород (рис. 13) по параметрам a_{Ca} , a_{VI} , a_{Si} (Дук, 1976) попадают в поле составов кальциевых амфиболов амфиболитовой фации андалузитового типа метаморфизма. Они почти в полтора раза обогащены



Рис. 13. Изменения состава кальциевых амфиболов при магнезиально-железисто-кальциевом метасоматозе (Вороньи тундры).

Амфиболы из: 1 — амфиболита, 2 — жедрит-гранатового метасоматита, 3 — диопсидового метасоматита, 4 — поля составов кальциевых амфиболов андалузит-силлиманитового типа метаморфизма (Дук, 1976). Используются данные В. И. Болотова (1972) и А. А. Глаголева, В. А. Боронихина (1976).

алюминием (среднее для And типа $\Sigma Al = 1.87$ ф. е.), несколько больше тетраэдрическим ($Al_{IV} = 1.6-1.7$, $Al_{VI} = 1.1-1.4$ ф. е.), приближаясь к области гастингситовых составов с пределами колебания железистости 60.7—67.0%. Исключение составляют амфиболы из диопсидовых метасоматитов, которые отличаются повышенной железистостью ($f = 69.1\%$), пониженным содержанием глинозема ($Al_{IV} = 1.3$, $Al_{VI} = 0.7$ ф. е.) и низким содержанием щелочей ($Na + K \approx 0.2$ ф. е.) при среднем для андалузитового типа 0.47 ф. е. Близкое содержание в решетке амфиболов Al_{IV} и Al_{VI} свидетельствует о наличии наряду со схемой $[Si^{4+}] \leftarrow Al^{3+} + Na^{+}$ изоморфизма по схеме $[Si^{4+}] + (Mg, Fe) \leftarrow 2Al^{3+}$. Этими особенностями состава кальциевые амфиболы из метасоматитов Вороньих тундр отличаются от изофациальных типов серий низких давлений, в которых тетраэдрический алюминий резко, почти вдвое, преобладает над октаэдрическим алюминием (Дук, 1976). Как известно (Кориковский, 1967; Московченко, 1971; Глебовицкий, 1973), высокая концентрация октаэдрического алюминия в роговых обманках является отражением повышенных давлений при метаморфизме, но в данном случае обогащение алюминием как перемещенным инертным компонентом (Коржинский, 1955), по-видимому, связано с режимом инертного поведения глинозема в условиях основного метасоматоза.

Куммингтониты и жедриты. Железистость куммингтонитов и жедритов из метасоматических пород колеблется в пределах 51.9—60.9 и 61.7—74.1% соответственно. Последний всегда является более железистой фазой. Куммингтонит из гранат-кумингтонитовой породы более железистый, чем из гранат-жедритовых ассоциаций. Для характеристики химических особенностей минералов

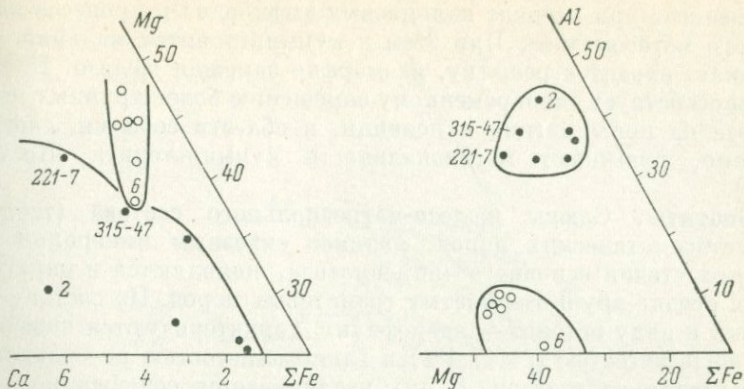


Рис. 14. Составы жедритов и куммингтонитов из метасоматитов (Вороньы тундры).

Темные кружки — составы жедритов, светлые — куммингтонитов. Составы без номера — данные А. А. Глаголева, В. А. Бороиных (1976) и Л. П. Прияткиной, В. Б. Дагалайского (1963).

Рис. 15. Составы жедритов и куммингтонитов из метасоматитов (Вороньы тундры).

Темные кружки — составы жедритов, светлые — куммингтонитов.

построены диаграммы (рис. 14, 15). По содержанию алюминия (0.06—0.73 ф. е.) и кальция (0.06—0.15 ф. е.) составы куммингтонитов не выходят за пределы, допускаемые особенностями структуры амфиболов этой группы. То же самое можно сказать и в отношении составов жедритов ($\text{Ca}=0.07\text{—}0.22$ ф. е.).

Один из ромбических амфиболов ($\text{Ca}=0.03$ ф. е.) в парагенезисе с кордиеритом и гранатом (табл. 2, обр. 221-4), проанализированный на микросонде, имеет специфический состав. По содержанию алюминия (2.49 вес.%) он относится к минералам ряда антофиллита, но имеет высокую железистость (57.8%), не свойственную антофиллитам и близкую к железистости высокоглиноземистых жедритов. Возможно, что амфибол такого состава обязан своим появлением специфическим условиям основного метасоматоза, протекавшего при высокой активности железа в растворах. Следует отметить, что в целом жедриты характеризуются несколько большей кальциевостью, хотя обычными являются обратные соотношения, где предел содержания CaO в жедритах составляет 1.80 вес.%, тогда как для куммингтонитов он расширен до 3.22% (Костюк, 1970). Наиболее кальциевый жедрит ($\text{Ca}=0.22$ ф. е.), не содержащий натрия, встречен в ассоциации с анортитовым плагиоклазом. Повышенное содержание кальция, а также железа в жедритах может быть связано с изоморфизмом наряду со схемой $[\text{Si}^{4+}] \leftarrow \leftarrow \text{Al}^{3+} + \text{Na}^+$ по схеме $[\text{Si}^{4+}] \leftarrow \text{Al}^{3+} + 0.5 (\text{Ca}^{2+}, \text{Fe}^{2+})$, отражающими обогащение глиноземом, кальцием и натрием как перемещенными инертными компонентами в зонах полиминеральных па-

рагенезисов при распаде кальциевых амфиболов в процессе железистого метасоматоза. При этом в куммингтонитах кальций, как правило, входит в решетку, изоморфно замещая железо. Последнее способствует одновременному замещению более крупных ионов железа на ионы магния в позиции, и оба эти события, соответственно, повышают магнезиальность куммингтонита (Костюк, 1970).

Биотиты. Слюды железо-магнезиального состава (табл. 3) из метасоматических пород, являясь сквозным минералом для поздних стадий основного метасоматоза, появляются в парагенезисах средне-крупнозернистых гранатовых пород. По составу они близки к ряду истонит—сидерофилит, характеризуются повышенной железистостью ($f=47.4\%$) и глиноземистостью по сравнению с биотитами из гнейсов. В них увеличивается содержание октаэдрического алюминия (от 0.28 до 0.40 ф. е.) при относительно постоянной концентрации алюминия в четверной координации (1.28—1.32 ф. е.). По содержанию титана (3.12 ат.%) и катионов шестерной координации ($Al+Fe^{3+}=15.97-16.64$ ат.%) попадают в поле составов биотитов зоны ставролита андалузитового типа метаморфизма (Великославинский, 1972).

Ставролиты. Ставролиты (табл. 2) из метасоматических магнезиально-железистых пород по амфиболитам (обр. 221-11-2) характеризуются повышенной железистостью 83.2—86.2% (в парагенезисе с гранатом) и 81.1% (в парагенезисе с жедритом) по сравнению со ставролитом ($f=77.5\%$) из железо-магнезиальной породы (обр. 357-8, $Qu+Cord+St+Gr$), слагающей участки в выщелоченном гнейсе. Наиболее магнезиальный ставролит с железистостью 71.4% (по данным частичного микронзондового анализа: $FeO=12.20$, $MgO=2.74$ вес.%) встречен в плагиоклаз-ставролит-кордиеритовой породе, развитой за счет амфиболита (обр. 226-3).

Кордиериты. Железистость изученных кордиеритов колеблется в широких пределах (табл. 2), что является признаком их образования как при магнезиальном, так и магнезиально-железистом метасоматозе. В нашем распоряжении имеется один анализ кордиерита из гнейса ($Qu+Pl+And+Cord+Gr+Bt$, обр. 356-3), железистость которого равна 36.6%. Кордиерит из железо-магнезиальной породы (обр. 357-8, $Qu+Cord+St+Gr$), слагающей участки в выщелоченном гнейсе, имеет железистость 28.9%. Наименее железистым оказался кордиерит ($f=19.1-22.5\%$) из метасоматической кордиеритовой породы ($Qu+Cord$, обр. 221-12), сформированной во фронтальной части выщелоченного гнейса, на контакте с амфиболитом. Повышенной железистостью, которая колеблется от 31.3 до 26.2% (кордиерит на контакте с антофиллит-жедритом с $f=57.8\%$), характеризуются рассматриваемые минералы из магнезиально-железистой породы ($Qu+Gr+Gd+Cord+Pl$, обр. 221-4), залегающей в амфиболите. На основании оптического изучения (Болотов, 1976) также обнаружены высокожелезистые кордиериты ($Ng=1.577$, $Np=1.572$) в парагенезисе с жедритом ($f=55\%$) и биотитом ($f=47\%$). Наличие данных о присут-

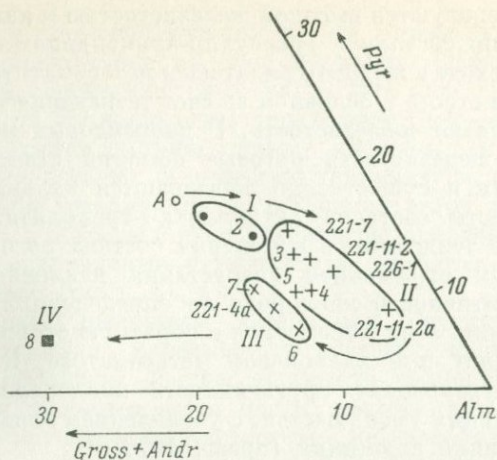


Рис. 16. Изменение состава гранатов при магнизиально-железисто-кальциевом метасоматозе в амфиболитах (Вороньи тундры).

Гранаты из амфиболита (A), метасоматитов: I — кордиеритовой фации, II — жедрит-гранатовой субфации гранатовой фации, III — куммингтонит-гранатовой субфации гранатовой фации, IV — диопсидовой фации. 1 — обр. 183-2, 2 — обр. 428, 6 — обр. 453, 7 — обр. 1-71 (Прияткина, Дагелайский, 1963; 3, 4, 5 — обр. 356 (Глаголева, Боронихин, 1976).

ствии в ассоциациях с кордиеритом более железистых жедритов (67%) позволяет предполагать существование еще более железистых кордиеритов.

Плаггиоклазы. Основной плаггиоклаз ряда анортита (№ 90—100) известен только в полиминеральной ассоциации кордиерита, куммингтонита, граната и жедрита и в ассоциации кварца, граната и жедрита (табл. 2, обр. 226-1), которые слагают внешние зоны метасоматических тел, формирующиеся в условиях инертного поведения кальция при распаде кальциевых амфиболов. В гранат-жедритовых метасоматических породах, как правило, встречается плаггиоклаз № 28—35, и некоторое повышение анортитовой составляющей (Pl № 40—48) отмечается в поздних кальциевых метасоматитах среди диопсидовых пород.

Изменение состава минералов при метасоматозе. Гранаты и кальциевые амфиболы могут быть объединены в группы, отвечающие последовательности их образования при магнизиальном, железистом и кальциевом метасоматозе. Главные тенденции в изменении состава минералов отражены на диаграммах (рис. 13, 16). Обращают на себя внимание факты обеднения гранатов пироповым и кальциевым миналами при переходе к кордиеритсодержащим (кордиеритовая фация) и жедрит-гранатовым парагенезисам (жедрит-гранатовая субфация) и некоторое повышение кальциевости гранатов при еще более низкой магнизиальности в куммингтонит-гранатовых породах (куммингтонит-гранатовая субфация). Наиболее поздние гранаты из диопсидовых ассоциаций (диопсидовая

фация) характеризуются высокой железистостью и кальциевостью, приближаясь по составу к гроссуляр-альмандинам. Роговые обманки при переходе к жедрит-гранатовым метасоматитам повышают свою глиноземистость в основном за счет тетраэдрического алюминия и увеличивают железистость. В диоксидовых метасоматитах при высокой железистости роговые обманки становятся менее глиноземистыми и существенно обогащаются кальцием, приближаясь к области составов актинолита—тремолита.

Отмеченные тенденции в изменении состава роговых обманок могут являться отражением возрастания давления флюида и снижения фугитивности кислорода на определенной стадии процесса и изменения этих параметров в обратную сторону на заключительных этапах при кальциевом метасоматозе. В кальциевых амфиболах с увеличением фугитивности кислорода содержание натрия и алюминия уменьшается, с увеличением давления флюида растет содержание алюминия (Sreag, 1976).

Изложенный материал позволяет прийти к заключению о том, что эволюция состава отдельных минералов подчеркивает установленный при анализе метасоматической зональности кислотного выщелачивания ряд относительной подвижности сильных оснований (CaO, FeO, MgO), определяющий дальнейшую последовательность проявления в зонах переотложения вынесенных компонентов сначала существенно магнезиального, затем существенно железистого и позднее магнезиально-железисто-кальциевого метасоматоза.

Физико-химические условия проявления метасоматоза

Термометрия. Наиболее удобной для прямого определения температур формирования метасоматических пород наряду с мусковитовым термометром (Котов и др., 1969; Болтыров, Огородников, 1974) является гранат-биотитовая пара. На основе этой пары Л. Л. Перчуком (1967) был предложен гранат-биотитовый термометр, позволяющий анализировать гранат-биотитовые парагенезисы при условии, если составы минералов близки к средним, выбранным для градуировки изотерм. В случае резкого отклонения от средних составов применение термометра приводит к большим погрешностям. В последнее время появилась возможность использовать гранат-биотитовую пару и из метасоматических пород, внося соответствующие поправки на отклонения от расчетных составов и влияние давления, в частности на содержание Fe, Mn, Ca в гранате и Fe, Mn, Ti в биотите (Термо- и барометрия. . ., 1977).

На основании уточненного гранат-биотитового термометра с введением поправки ΔK к коэффициентам распределения магния и железа $\Delta K = +0.08 (\text{Fe}^{2+} - 2.13)^{\text{Gr}} + 0.11 (\text{Mn} - 0.26)^{\text{Gr}} - 1.07 (\text{Ti} - 0.12)^{\text{Bt}}$ (группа 10, 500—650°; 3.5—5.0 кбар), а также гранат-амфиболового термометра Л. Л. Перчука (1970) для мета-

морфических и метасоматических пород Вороньих тундр были определены температуры их формирования (табл. 4), которые соответственно составляют 580—650 и 520—580°. Температуры, определенные по мусковитовому термометру (480—580°, табл. 5), хорошо согласуются с приведенными цифрами. Полученные величины свидетельствуют о снижении температуры при метасоматических преобразованиях на регрессивном этапе метаморфизма. По сравнению с известными из литературы однотипными образованиями рассматриваемые метасоматиты являются более низкотемпературными (табл. 4).

Качественные диаграммы химических потенциалов. Среди различных по составу магнезиально-железисто-кальциевых метасоматитов наибольший интерес в смысле разнообразия состава парагенезисов и последовательности появления их во времени представляют магнезиально-железистые метасоматиты. Различные типы зональности (колонок), выделенные среди последних, особенно четко различаются по минералогическому составу второй зоны. Поэтому анализ ее четырехминеральных парагенезисов может дать наиболее полную информацию об условиях проявления процесса.

Факторами состояния данной четырехкомпонентной системы ($\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—MgO—Na}_2\text{O}$) являются температура T , давление P и химические потенциалы вполне подвижных компонентов: H_2O , H^+ , Fe^{2+} . Для одного из компонентов, например Ca^{2+} , химический потенциал не является независимым параметром системы, а задается величинами активностей H_2O , H^+ и Fe^{2+} .

Обычно в сложных по составу природных гидротермальных системах общая, или валовая, активность (химический потенциал) растворенных компонентов наряду с кислотностью выступает как независимый фактор состояния (Жариков и др., 1972), т. е. задается извне системы. А величины активностей конкретных ионизированных форм растворенных компонентов, точнее соотношение между ними, кроме прочих параметров определяются кислотностью раствора. В нашем случае, например, если валовая активность кальция в растворе $a_{\text{Ca}} = a_{\text{Ca}^{2+}} + a_{\text{Ca}(\text{OH})^+} + a_{\text{Ca}(\text{OH})_2}$, рассматривается как независимый параметр, то величины активностей ионизированных форм будут зависеть в том числе и от pH среды. В случае амфотерных элементов в растворе присутствуют и более сложные комплексные анионы типа AlO_2^- , $[\text{Al}(\text{OH})_4]^-$ и $[\text{Al}(\text{OH})_6]^{3-}$. В кислых растворах преобладают катионные формы, тогда как в щелочных активность катионных форм ничтожно мала. При определенных ограничениях следует считать, что преобладающей формой нахождения в растворах с любым pH для щелочей является катионная. Остальные петрогенные компоненты могут находиться в виде простых катионов только в кислой среде. В нейтральных и щелочных растворах они переносятся в основном в форме комплексных анионов. Для сравнительного петрологического анализа процессов кислотного выщелачивания и основного метасоматоза становится удобным при построении диаграмм принять однообразную

Т а б л и ц а 4

P—T параметры минеральных равновесий в породах района Вороньих тундр

Номер образца	Парагенезис	Минеральная пара	X [*] Mg	K ^{Mg} _D ^{Fe}	ΔK	T, °C *	T, °C	T + Δ	Источник
Метаморфические породы зоны Колмозеро-Воронья									
191-8	Qu Pl Gr Bt	Gr	0.184	0.156	+0.008	590	585	600	Прияткина, 1960
		Bt	0.556						
170	Qu Pl Gr St Bt	Gr	0.172			550			Прияткина, Дагелайский, 1963
		St	0.246						
185-2	Qu Pl Gr Hb	Gr	0.184			650	720		Прияткина, 1960
		Hb	0.435						
1270	Qu Pl Bt Hb	Bt	0.659			580			Болотов, 1971
		Hb	0.604						
Метаморфические породы района Вороньих тундр									
Б-630	Qu Pl Gr Bt	Gr	0.129	0.131	+0.020	540	555	580	Данные авторов
		Bt	0.514						
М-305	Qu And Gr St Pl Bt	Gr	0.084	0.105	+0.074	450	520	620	Глаголев, Боронихин, 1977
		Bt	0.467						
М-324	Qu Cord Gr Gd Pl Bt	Gr	0.196	0.129	+0.032	530	555	595	То же
		Bt	0.654						
М-297-Б	Qu Cord Gr St Pl Bt	Gr	0.190	0.127	+0.023	525	550	580	
		Bt	0.649						
М-339-1	Qu Cord Gr St Pl Bt	Gr	0.158	0.113	+0.051	510	530	600	
		Bt	0.624						
М-339-2	Qu Cord Gr St Pl Bt	Gr	0.143	0.100	+0.052	480	500	580	
		Bt	0.624						

Таблица 4 (продолжение)

Номер образца	Парагенезис	Минеральная пара	X_{Mg}^*	K_D^{MgFe}	ΔK	$T, ^\circ C^*$	$T, ^\circ C$	$T + \Delta$	Источник
Метасоматиты района Вороньих тундр									
Б-357-17	Qu Bt Gr	Gr Bt	0.128 0.526	0.121	+0.027	510	540	580	Данные авторов
Б-315-41	Qu Bt Gr	Gr Bt	0.119 0.526	0.108	+0.032	500	520	540	То же
Б-315-13	Qu Bt Gr ($\pm Gd$)	Gr Bt	0.121 0.547	0.093	+0.012	480	500	520	»
Парагенезисы с кордиеритом, гранатом и жедритом из других районов (по литературным данным)									
1	Pl Qu Gr Bt	Gr Bt	0.296 0.590	0.263	$\frac{-0.082}{\Gamma P 9}$	675	710	620	Хлестов, Ушакова (1963)
112	Qu Pl Cord Bt Gr Gd	Gr Bt	0.356 0.642	0.278	$\frac{-0.1}{\Gamma P 9}$	680	725	620	То же
112	То же	Gr Bt	0.356 0.777	—	—	700	—	—	»
4765	Qu Pl Gd Cord Gr Bt	Gr Bt	0.212 0.463	0.315	$\frac{-0.106}{\Gamma P 9}$	675	760	650	Гельман (1961)
4765	Qu Pl Gd Hb Bt	Bt Hb	0.783 0.762	—	—	630	—	—	То же

Примечание. Здесь и далее температуры определялись по диаграммам фазового соответствия из книги «Термо- и барометрия метаморфических пород» (1977); звездочкой отмечены температуры по термометрам Л. Л. Перчука.

Таблица 5

Результаты рентгеноструктурного анализа мусковитов района Вороньих тундр

Номер образца	Полиптипия	Примеси	d_{000}	d_{0010}	$T, ^\circ\text{C}$ при $P = 5$ кбар
Б-511-56	Не опр.	—	1.498	1.988	500
Б-511-43	»	—	1.498	1.989	480
Б-510-11	$2M_1$	Хлорит, кварц	1.498	1.988	500
Б-510-24	Не опр.	—	1.496	1.987	560
Б-510-19	$2M_1$	Хлорит, кварц	1.496	1.988	550
Б-510-47	Не опр.	—	1.498	1.998	210
Б-902	$2M_1$	Каолинит	1.496	1.986	580

Примечание. Здесь и далее «ДРОН-2, Си-излучение, аналитик Т. Л. Турченко.

форму ионизированных растворенных компонентов, например катионную, имея в виду, что последняя преобладает только в кислых растворах. Эти упрощения в дальнейшем будут приняты во внимание и при построении диаграмм с количественными координатами.

В рассматриваемой системе в различном сочетании появляется восемь минеральных фаз: Qu , Pl_{30} , Cum_{54} , $Cord_{58}$, Hb_{60} , Gd_{65} , St_{82} , Gr_{89} (табл. 6). При расчете химических реакций использовались данные полных химических анализов минералов из парагенезиса $Qu+Pl+Gr+Gd+Cum+Hb$ района Вороньих тундр (Глаголев, Боронихин, 1976). Железистость кордиерита и ставролита определена по корреляционным диаграммам для сосуществующих минералов. Молекулярные объемы вычислялись с учетом состава минералов по значениям этого параметра для чистых минералов из справочника И. К. Карпова и др. (1971).

Для открытых систем с вполне подвижными компонентами правило фаз имеет вид $n = K_i + K_m + 2 - \Phi$, где K_i — число инертных компонентов, а $K_m + 2$ — число независимых параметров состояния системы. Для рассматриваемого случая $K_i = 4$, $K_m = 3$ (из четырех

Таблица 6

Составы минералов, использованных при расчете диаграмм химических потенциалов (Вороньих тундр)

Минерал	SiO_2	MgO	$AlO_{3/2}$	$NaO_{1/2}$	CaO	FeO	f
Pl	2.7	0	1.3	0.7	0.3	0	30.0
Gr	3.0	0.3	2.0	0	0.35	2.35	88.7
Cum	7.3	3.4	0.6	0	0.1	4.0	54.0
Gd	6.225	2.1	2.9	0.2	0.1	3.9	65.0
Hb	6.375	1.7	2.8	0.5	1.5	2.6	60.5
Cord	5	0.84	4	0	0	1.16	58.0
St	4	0.36	9	0	0	1.64	82.0

$H_2O, Ca^{2+}, Fe^{2+}, H^+$) правило фаз будет иметь вид: $n=4+5-\Phi$. Из правила фаз следует, что геометрической моделью системы является пятимерная диаграмма (пять факторов состояния). Ее топология может быть частично исследована с помощью построения двухмерных сечений, в данном случае $\mu_{H_2O}(T)-\mu_{H^+}$ и $\mu_{H^+}-P$, для каждого из которых число степеней свободы равно -2 ($n=K_f+2-\Phi=4+2-8=-2$). Такая мультисистема описывается многопучковой диаграммой с $C_{K+2-n}^{K+2}=28$ стабильными и метастабильными неинвариантными точками и $C_{K+2-n}^{K+1}=56$ линиями моновариантных равновесий (Скрейнмакерс, 1948; Коржинский, 1957б, 1969).

При выбранном наборе фаз в число возможных неинвариантных точек и моновариантных линий входят пучки и равновесия, не содержащие кварца. Петрографическое изучение метасоматических парагенезисов свидетельствует о том, что кварц присутствует во всех случаях. Это дает возможность, рассматривая в дальнейшем только кварцсодержащие ассоциации, исключить из построения семь неинвариантных точек и 21 моновариантную линию. Наличие сингулярных моновариантных и неинвариантных равновесий (линии Cord Cum St, Gr Cum St, Gr Cord St, Gr Cord Cum, пучки [PlGd], [PlHb], [GdHb]) с индифферентными фазами Hb, Gd, Pl значительно упрощает систему сокращения на 2 — число неинвариантных точек и на 9 — число моновариантных линий. В результате для построения всех вариантов топологической диаграммы необходимо 19 пучков и 26 линий моновариантных равновесий (табл. 7, 8).

Т а б л и ц а 7

Варианты диаграммы состояния $\mu_{H_2O}-\mu_{H^+}$ (Вороши тундры)

№№ п. п.	Символ пучка	I	II	III	IV	V	VI	VII
1	[Pl Gr]					+		
2	[Pl Cord]		+				+	
3	[Pl St]					+		+
4	[Pl Cum]				+	+		+
5	[Gr Cord]	?	?	?	?	?	?	?
6	[Gr Gd]					+	+	
7	[Gr St]							+
8	[Gr Cum]				+			+
9	[Gr Hb]	+			+			+
10	[Cord Gd]		+					+
11	[Cord St]	+		+	+			
12	[Cord Cum]	+		+				
13	[Cord Hb]			+				
14	[Gd St]					+	+	+
15	[Gd Cum]				+	+	+	+
16	[Gd Hb Pl]	+	+	+	+	+	+	+
17	[St Cum]				+			
18	[St Hb]	+			+			
19	[Hb Cum]	+						

Таблица 8

Характеристика вариантов диаграммы состояния $\mu_{\text{H}_2\text{O}}-\mu_{\text{H}^+}$ (Воронья тундры)

№№ п. п.	Моновариантные линии	Пучки, общие для моновариантных линий
1	Pl Gr Cord Gd	[St Cum] [St Hb] [Cum Hb]
2	Gr Cord St	[Gd Cum] [Cum Hb] [Cum Pl] [Gd Pl Hb]
3	Gr Cord Cum	[Gd St] [St Hb] [St Pl] [Gd Pl Hb]
4	Pl Gr Cord Hb	[Gd St] [Gd Cum] [St Cum]
5	Pl Gr Gd St	[Cord Cum] [Cord Hb] [Cum Hb]
6	Pl Gr Gd Cum	[Gord St] [Cord Hb] [St Hb]
7	Pl Gr Gd Hb	[Cord St] [Cord Cum] [St Cum]
8	Gr St Cum	[Cord Gd] [Cord Hb] [Cord Pl] [Gd Pl Hb]
9	Pl Gr St Hb	[Cord Gd] [Cord Cum] [Gd Cum]
10	Pl Gr Cum Hb	[Cord Gd] [Cord St] [Gd St]
11	Pl Cord Gd St	[Gr Cum] [Gr Hb] [Cum Hb]
12	Pl Cord Gd Cum	[Gr St] [Gr Hb] [St Hb]
13	Pl Cord Gd Hb	[Gr St] [Gr Cum] [St Cum]
14	Cord St Cum	[Gr Hb] [Gr Gd] [Gr Pl] [Gd Pl Hb]
15	Pl Cord St Hb	[Gr Gd] [Gr Cum] [Gd Cum]
16	Pl Cord Cum Hb	[Gr Gd] [Gr St] [Gd St]
17	Pl Gd St Cum	[Gr Cord] [Gr Hb] [Cord Hb]
18	Pl Gd St Hb	[Gr Cord] [Gr Cum] [Cord Cum]
19	Pl Gd Cum Hb	[Gr Cord] [Gr St] [Cord St]
20	Pl St Cum Hb	[Gr Cord] [Gr Gd] [Cord Gd]
21	Gr Cord Gd Hb	[Pl St] [Pl Cum] [St Cum]
22	Gr Gd St Hb	[Pl Cord] [Pl Cum] [Cord Cum]
23	Gr Gd Cum Hb	[Pl Cord] [Pl St] [Cord St]
24	Cord Gd St Hb	[Pl Gr] [Pl Cum] [Gr Cum]
25	Cord Gd Cum Hb	[Pl Gr] [Pl St] [Gr St]
26	Gd St Cum Hb	[Pl Gr] [Pl Cord] [Gr Cord]

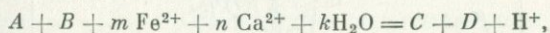
В основу построения вариантов диаграммы были положены неинвариантные точки и моновариантные линии, отвечающие стабильным ассоциациям метасоматитов. Для мультисистем с вариантностью -2 при известных наклонах моновариантных линий возможны четыре главных варианта диаграммы. Кроме них возможны второстепенные варианты, обусловленные изменением расстояния между центрами опорных пучков с изменением относительного расположения других неинвариантных точек диаграммы (Коржинский, 1957б).

При построении диаграмм $\mu_{\text{H}_2\text{O}}-\mu_{\text{H}^+}$ выяснилось, что неинвариантные равновесия, содержащие пару кордиерит—роговая обманка, нестабильны по отношению к большинству неинвариантных равновесий, в которых каждый из этих минералов присутствует отдельно. В первых трех вариантах поле устойчивости кордиеритовых ассоциаций не перекрывается с областью устойчивости роговой обманки. В остальных вариантах указанные поля перекрываются и стабильными оказываются парагенезисы кордиерита с роговой обманкой. При выборе одного из вариантов диаграммы принимались во внимание результаты наблюдений над природными ассоциациями, в которых обычным является парагенезис плагио-

клаза, ставролита, кордиерита, граната и жедрита и отсутствуют ассоциации роговой обманки с кордиеритом. Из первых трех II и III варианты не соответствуют отмеченным особенностям, поскольку в них нестабильны кордиерит-жедритовые ассоциации. Всем условиям удовлетворяет первый вариант диаграммы, в основу которого положен пучок [Hb Cum].

А. А. Маракушевым (1961, 1968 и др.) был разработан метод анализа природных парагенезисов с помощью диаграмм, на которых по одной из осей откладывается химический потенциал воды (как обратная ось температуры). В основу этого метода были положены простые соображения о том, что энтропийный эффект реакций дегидратации в основном определяется числом молей воды. Очевидно, что подобные рассуждения не применимы к большинству реакций гидролиза, а также смешанных реакций гидролиза-дегидратации. Количественные расчеты таких реакций показывают, что число молей гидролизной воды не определяет энтропийного эффекта реакции и соответственно ось $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ нельзя рассматривать как ось обратной температуры. В связи с выказанными соображениями для первого варианта диаграммы была построена диаграмма $\mu_{\text{H}_2\text{O}}(T) - \mu_{\text{H}^+}$ (рис. 17, 18), где $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ — химический потенциал воды, высвобождающейся в процессе дегидратации минералов, без учета гидролизной воды. Следует иметь в виду, что предлагаемая диаграмма условна и весьма схематична, поскольку при построении не учтена переменность состава минералов в зависимости от режима кислотности, температуры и других параметров раствора.

При интерпретации подобных двухмерных сечений диаграмм для систем с числом ионов больше одного (кроме водорода) следует иметь в виду, что активность остальных ионов не постоянна в разных частях таких условных сечений. В нашем случае реакции записываются в виде



где $k\text{H}_2\text{O}$ — гидролизная вода, $k=1/2$, $2(m+n)=1$, или $n=1/2 - m$. Термодинамический потенциал такой реакции можно записать в следующем виде:

$$\Delta G_{T,P}^r - mRT \ln a_{\text{Fe}^{2+}} - nRT \ln a_{\text{Ca}^{2+}} - \frac{1}{2} RT \ln f_{\text{H}_2\text{O}} - 4.58T \text{pH} = 0.$$

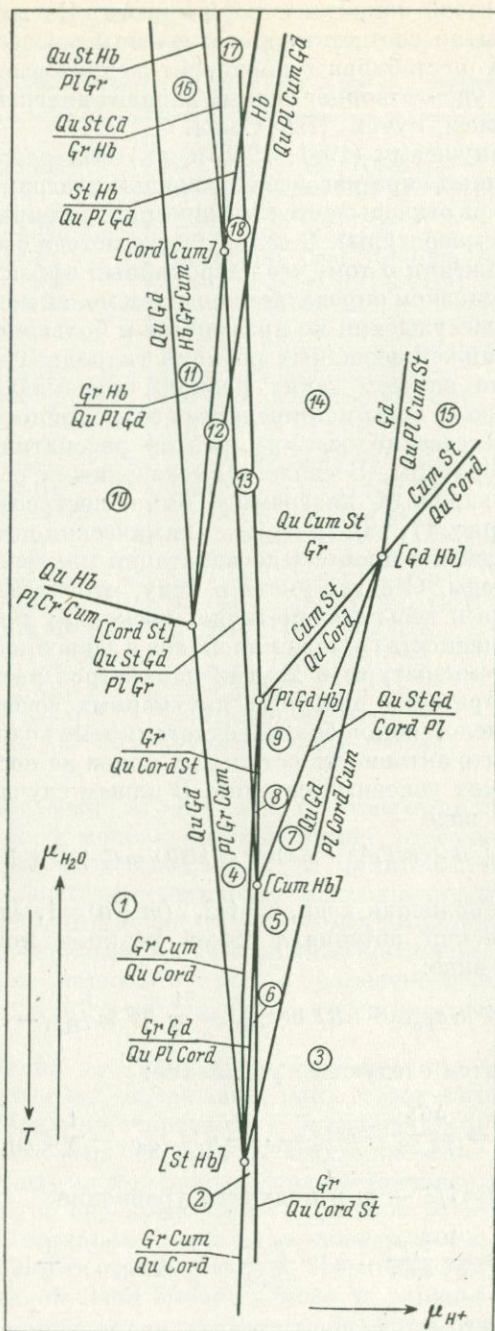
Отсюда выводится следующее уравнение:

$$\text{pH} = \frac{\Delta G_T^r}{T \cdot 4.58} - m \lg a_{\text{Fe}^{2+}} - n \lg a_{\text{Ca}^{2+}} - \frac{1}{2} \lg f_{\text{H}_2\text{O}}.$$

Подставляем $n=1/2 - m$ и получаем уравнение

$$\text{pH} = \frac{\Delta G_{T,P}^r}{T \cdot 4.58} - m \lg \frac{a_{\text{Fe}^{2+}}}{a_{\text{Ca}^{2+}}} - \frac{1}{2} \lg a_{\text{Ca}^{2+}} - \frac{1}{2} \lg f_{\text{H}_2\text{O}}.$$

Из последнего выражения следует, что величина pH (или μ_{H^+}) на диаграмме pH (μ_{H^+}) — $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ зависит не только от активности



растворенных компонентов и $\Delta G_{T, P, \mu_{H_2O}}^r$ при определенных температуре и давлении, но и от переменной величины коэффициента (в данном случае m) перед ионом Fe^{2+} (или Ca^{2+}) в уравнении реакции, т. е. зависит от числа молей ионизированного компонента (табл. 9). В системах, содержащих больше двух ионов, отмеченные зависимости окажутся еще более сложными.

Из сказанного следует, что в данном случае нельзя построить сечения диаграммы, например в координатах $\mu_{H^+} - \mu_{H_2O}$, при фиксированной активности катионов, так как при переходе от одной инвариантной точки к другой активность одного из катионов может меняться. Те качественные двухмерные сечения, которые тем не менее строятся для систем с числом факторов состояния больше трех (за счет активностей вполне подвижных ионов), обладают неопределенностью в отношении остальных факторов состояния и в этом смысле достаточно условны. Сделанные замечания относительно условности диаграмм будут приниматься во внимание в дальнейшем при интерпретации качественных диаграмм и учитываться при построении количественных диаграмм.

На диаграмме $\mu_{H_2O} - \mu_{H^+}$ линии моновариантных равновесий полого наклонены к оси μ_{H_2O} , что свидетельствует об определяющей роли кислотности растворов в появлении различных парагенезисов. Исключение составляет моновариантное равновесие $Qu + Hb = Pl + Gr + Csm$, которое мало зависит от кислотности растворов и существенно от температуры процесса. Объемный эффект большинства реакций гидролиза устанавливается достаточно надежно по положению катионов в правой или левой части уравнения. Реакции, идущие с поглощением катионов, характеризуются положительным объемным эффектом. В случае присутствия катионов в обеих частях уравнения реакции вопрос может быть решен непосредственным расчетом по фазам.

На диаграмме $\mu_{H_2O} - \mu_{H^+}$ выделяется четыре поля (или четыре группы минеральных фаций) парагенезисов, различающихся по режиму кислотности растворов (рис. 17, 18). В наиболее кислой области устойчивы безгранатовые и безжедритовые парагенезисы с кордиеритом, плагиоклазом, ставролитом и куммингтонитом (фации 3, 15). Причем при относительно повышенных температурах устойчивы кордиеритовые ассоциации (фация 3), тогда как при определенном снижении температуры кордиерит становится неустойчивым и сменяется исключаяющим его куммингтонит-ставролитовым парагенезисом (фация 15). С повышением температуры поле устойчивости безгранатовых и безжедритовых парагенезисов расширяется в сторону повышенной щелочности растворов за счет

Рис. 17. Диаграмма химических потенциалов в координатах $\mu_{H_2O} - \mu_{H^+}$ в системе $SiO_2 - Al_2O_3 - MgO - Na_2O$ для железистых метасоматитов района Вороньих тундр (μ_{H_2O} — химический потенциал воды, высвобождающейся при дегидратации минералов). Первый вариант.

Цифры в кружках — номера минеральных фаций.

Таблица 9

Наклоны линий моновариантных равновесий для построения диаграмм $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{H}^+}$ (Воронья тундры)

Равновесия	$\arctg \frac{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{H}^+}}$	$\arctg^* \frac{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{H}^+}}$
0.046Pl+1.16Cord+1.429Qu+0.743Ca ²⁺ +4.257Fe ²⁺ +5.162H ₂ O=0.162Gd+2.116Gr+10H ⁺	+63	+89
0.179St+0.737Cord+2.433Qu+0.797Ca ²⁺ +4.203Fe ²⁺ +4.911H ₂ O=2.277Gr+10H ⁺	+64	-89
1.634Qu+1.116Cord+0.781Ca ²⁺ +4.219Fe ²⁺ +5.081H ₂ O=2.209Gr+0.081Cum+10H ⁺	+63	+89
0.135Pl+1.119Cord+1.429Qu+0.964Ca ²⁺ +4.036Fe ²⁺ +5.189H ₂ O=2.060Gr+0.189Hb+10H ⁺	+63	+53
0.489St+0.281Ga+4.179Qu+0.891Ca ²⁺ +4.109Fe ²⁺ +4.474H ₂ O=0.080Pl+2.557Gr+10H ⁺	+66	-87
4.134Gd+6.888Qu+1.759Ca ²⁺ +3.241Fe ²⁺ +3.015H ₂ O=2.139Cum+1.181Pl+4.581Gr+10H ⁺	+73	-79
2.529Pl+4.358Gd+1.424Qu+6.929Ca ²⁺ +5.926H ₂ O=0.566Gr+5.284Hb+1.929Fe ²⁺ +10H ⁺	+59	+85
3.982Qu+0.157Cum+0.525St+0.828Ca ²⁺ +4.172Fe ²⁺ +4.581H ₂ O=2.409Gr+10H ⁺	+65	-88
0.523St+0.365Hb+4.370Qu+0.474Ca ²⁺ +4.526Fe ²⁺ +4.374H ₂ O=0.26Pl+2.694Gr+10H ⁺	+67	-86
97.23Hb+107.435Qu+98.376Fe ²⁺ =69.45Pl+78.472Gr+41.691Cum+93.376Ca ²⁺ +50.524H ₂ O+10H ⁺	-11	-10
0.653Pl+6.723Cord+0.033Ca ²⁺ +4.967Fe ²⁺ +8.46H ₂ O=2.287Gd+2.345St+11.76Qu+10H ⁺	+50	+71
2.156Cord+1.845Cum+1.1Pl+5.129Fe ²⁺ +7.004H ₂ O=3.849Gd+3.257Qu+0.129Ca ²⁺ +10H ⁺	+55	+79
6.009Gd+3.435Pl+1.422Qu+9.188Ca ²⁺ +6.204H ₂ O=0.424Cord+7.213Hb+4.188Fe ²⁺ +10H ⁺	+58	+83
13.416Cord+0.27Ca ²⁺ +4.73Fe ²⁺ +10.592H ₂ O=2.7022Cum+5.782St+24.223Qu+10H ⁺	+43	+51
1.42Pl+4.752Cord+2.557Ca ²⁺ +2.443Fe ²⁺ +7.838H ₂ O=1.699St+1.989Hb+8.126Qu+10H ⁺	+52	+74
2.011Pl+1.124Cum+1.149Cord+3.508Ca ²⁺ +1.492Fe ²⁺ +6.692H ₂ O=2.816Hb+1.429Qu+10H ⁺	+56	+80
1.31Pl+2.714Cum+1.107St+0.758Qu+5.206Fe ²⁺ +6.316H ₂ O=4.584Gd+0.206Ca ²⁺ +10H ⁺	+58	+82
3.27Pl+5.517Gd+0.641Qu+8.645Ca ²⁺ +6.338H ₂ O=0.139St+6.786Hb+3.645Fe ²⁺ +10H ⁺	+58	+82
3.052Pl+0.305Cum+4.39Gd+0.667Qu+7.664Ca ²⁺ +6.338H ₂ O=6.033Hb+2.664Fe ²⁺ +10H ⁺	+58	+82
0.541St+1.482Cum+2.2Pl+0.705Qu+3.811Ca ²⁺ +1.189Fe ²⁺ +6.326H ₂ O=3.079Hb+10H ⁺	+58	+82
1.182Cord+0.098Hb+1.429Qu+0.628Ca ²⁺ +4.372Fe ²⁺ +5.148H ₂ O=2.144Gr+0.246Gd+10H ⁺	+63	+89
0.474St+0.407Gd+4.095Qu+1.077Ca ²⁺ +3.923Fe ²⁺ +4.356H ₂ O=2.496Gr+0.163Hb+10H ⁺	+66	-86
4.205Gd+5.14Qu+3.405Ca ²⁺ +1.595Fe ²⁺ +3.942H ₂ O=1.682Hb+3.303Gr+1.465Cum+10H ⁺	+68	-84
8.401Cord+1.694Hb+7.118Fe ²⁺ +8.989H ₂ O=2.896St+4.235Gd+14.856Qu+2.118Ca ²⁺ +10H ⁺	+48	+68
3.369Cord+2.711Cum+3.394Hb+9.514Fe ²⁺ +7.38H ₂ O=8.485Gd+5.456Qu+4.514Ca ²⁺ +10H ⁺	+54	+77
4.532Hb+1.939St+4.527Cum+0.837Qu+11.118Fe ²⁺ +6.302H ₂ O=11.331Gd+6.118Ca ²⁺ +10H ⁺	+58	+83

* Углы наклона моновариантных равновесий с учетом только той воды, которая высвобождается при дегидратации минералов.

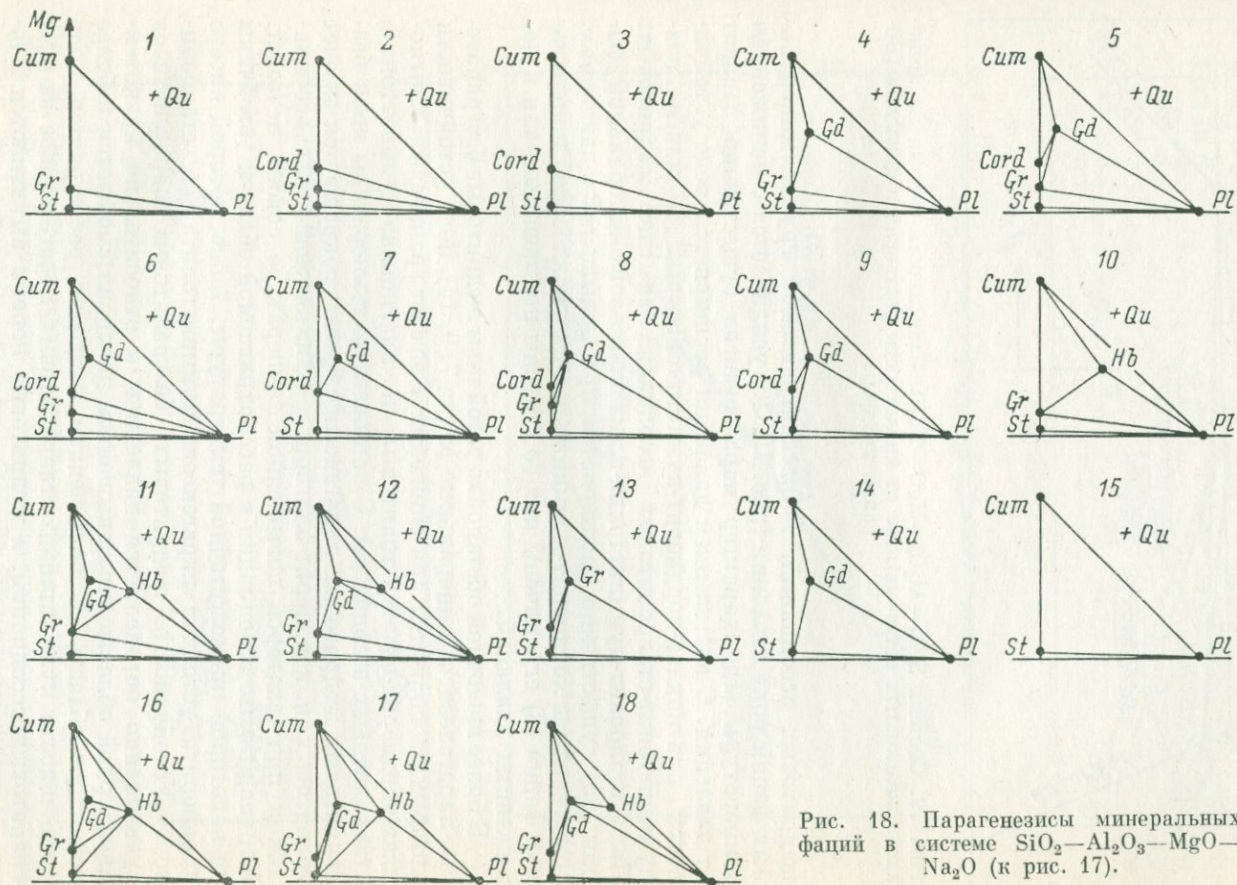


Рис. 18. Парагенезисы минеральных фаций в системе $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-Na}_2\text{O}$ (к рис. 17).

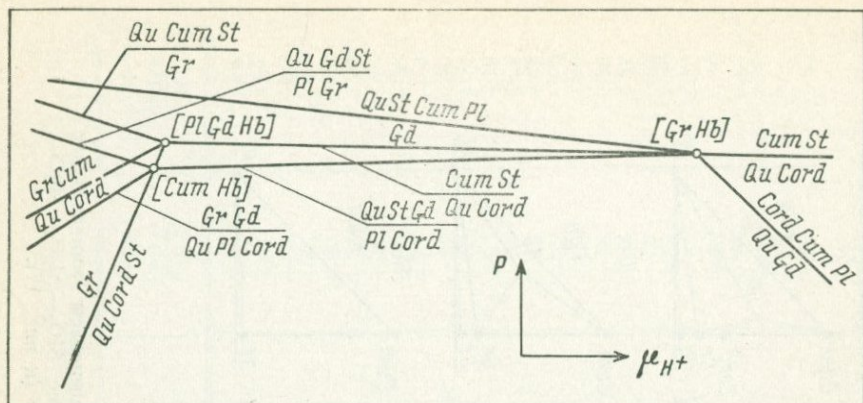
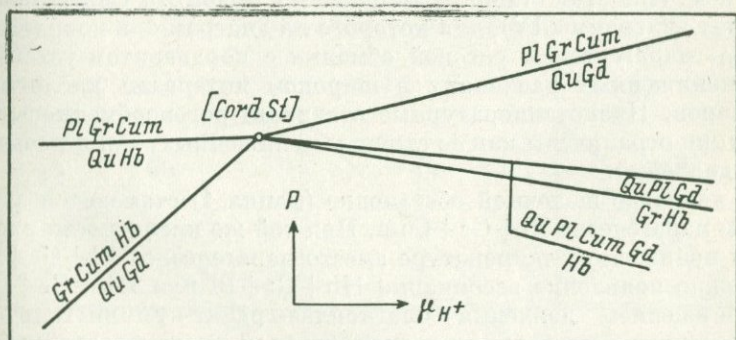
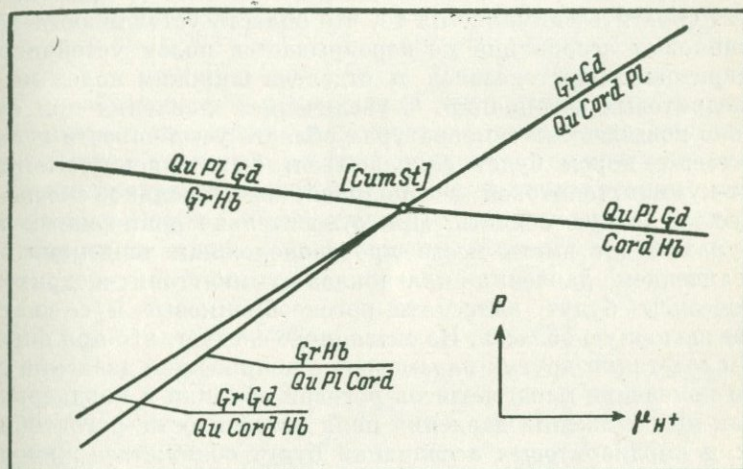
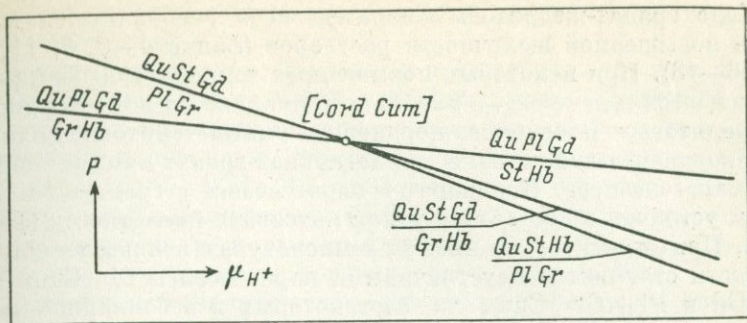


Рис. 19. Система $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—MgO—Na}_2\text{O}$. Зависимость состава парагенезисов железистых метасоматитов от кислотности растворов и давления (Воронья тундры).

жедритовых ассоциаций. В рассматриваемой группе минеральных фаций роль давления (рис. 19, 20) усиливается с понижением температуры, где характер парагенезисов существенно зависит от давления. С повышением давления расширяется поле устойчивости плагиоклаз-кордиерит-куммингтонитовых и плагиоклаз-куммингтонит-ставролитовых ассоциаций за счет жедритовых. Поле ставролит-куммингтонит-плагиоклазовой минеральной фации (15) существенно расширяется при повышенных давлениях. Парагенезисы кордиерит-куммингтонит-плагиоклазовой минеральной фации (3) ограничены как со стороны повышенных, так и пониженных давлений.

В более щелочной обстановке устойчивы жедритовые безгранатовые парагенезисы (минеральные фации 7, 9, 14), поле устойчивости которых расширяется при снижении T за счет гранатовых, плагиоклаз-кордиерит-куммингтонитовых и плагиоклаз-куммингтонит-ставролитовых ассоциаций. С повышением температуры поле безгранатовых жедритовых парагенезисов резко сокращается за счет гранатовых и кордиерит-плагиоклаз-куммингтонитовых ассоциаций и при некоторой повышенной температуре совсем исчезает. Кордиеритовые ассоциации в рассматриваемой области устойчивы до некоторой промежуточной температуры, ниже которой вместо кордиерита устойчив парагенезис куммингтонита со ставролитом. Устойчивость жедритовых безгранатовых парагенезисов существенно определяется давлением в относительно низкотемпературной области и с повышением давления смещается в более щелочную область. С повышением давления расширяется поле устойчивости куммингтонит-ставролитовых парагенезисов за счет гранатовых ассоциаций, а жедритовые породы вытесняются плагиоклаз-куммингтонит-ставролитовой ассоциацией.



ис. 20. Фрагменты вариантов диаграммы $P-\mu_{H^+}$ в системе $SiO_2-Al_2O_3-gO-Na_2O$. Зависимость состава парагенезисов железистых метасоматитов от кислотности растворов и давления (Воронья тундры).

Поле гранат-ждритовых парагенезисов располагается в области повышенной щелочности растворов (фазии 4—6, 8, 11, 12, 13, 16—18). При некоторых повышенных температурах оно резко сокращается и исчезает, а вместо него появляется поле кордиерит-ставролитовых, плагиоклаз-кордиерит-куммингтонитовых, плагиоклаз-кордиерит-гранатовых и плагиоклаз-гранат-куммингтонитовых парагенезисов. Кордиерит в парагенезисе с гранатом и ждритом устойчив в достаточно узком интервале кислотности (фазии 5, 8). При относительно низких температурах и повышенной щелочности становятся неустойчивыми парагенезисы $Pl + Cum + Gd$, $Pl + Gd$ и $Pl + Gr + Cum$, за счет которых в ассоциациях появляется роговая обманка (фазии 10—12, 18). В низкотемпературной области, в узком интервале кислотности растворов возможно появление парагенезисов $St + Gd + Nb$ и $Gr + St + Nb$ (фазии 16, 17). Следует обратить внимание на то, что область устойчивости роговообманковых ассоциаций не перекрывается полем устойчивости кордиеритовых парагенезисов и отделена широким полем развития ждритовых ассоциаций. С увеличением давления при относительно повышенных температурах область устойчивости гранат-ждритовых пород будет сокращаться, вытесняясь плагиоклаз-гранат-куммингтонитовой ассоциацией, и несколько смещаться в более кислотную область. При относительно пониженных температурах будет иметь место противоположная тенденция, где с увеличением давления плагиоклаз-куммингтонит-ждритовые парагенезисы будут вытеснять роговообманковые и смещаться в более щелочную область. Из сказанного следует, что при определенном сочетании других параметров с понижением давления возможно появление парагенезисов роговой обманки с кордиеритом, так как при снижении давления поля устойчивости роговообманковых и кордиеритовых ассоциаций будут сближаться в координатах $\mu_{H_2O} - \mu_{H^+}$, вытесняя куммингтонит-ставролитовые, гранат-куммингтонитовые и плагиоклаз-куммингтонит-ждритовые парагенезисы. При этом стабильным окажется пучок $[St\ Cum]$ (табл. 7, вариант диаграммы IV), для которого на диаграмме в координатах $P - \mu_{H^+}$ парагенезисы роговой обманки с кордиеритом устойчивы при пониженных давлениях в широком интервале кислотности растворов. Низкотемпературные ставролит-роговообманковые ассоциации ограничены как со стороны пониженных, так и повышенных давлений.

В наиболее щелочной обстановке (фазия 1) становится устойчивым парагенезис $Pl + Gr + Cum$. При той же кислотности растворов и пониженной температуре вместо парагенезиса $Pl + Gr + Cum$ возможно появление ассоциации $Nb + Gr + Pl$ или $Nb + Gr + Cum$. С понижением давления плагиоклаз-гранат-куммингтонитовые парагенезисы вытесняются в менее кислой среде роговой обманкой, а в более кислой — ждритом.

Очевидно, что с повышением активности железа в воздействующих растворах должны существенно расширяться поля устойчивости наиболее железистых минералов, в первую очередь гранато-

вые парагенезисы, область устойчивости которых будет смещаться в сторону большей кислотности.

Повышение активности кальция в растворах приведет к появлению ассоциаций с основным плагиоклазом и сокращению полей устойчивости бесплагиоклазовых ассоциаций парагенезисами, содержащими плагиоклаз. Это может вызвать исчезновение парагенезисов фаций 8, 9, 13, 14. Поле устойчивости роговообманковых парагенезисов расширится за счет жермитовых пород и, смещаясь в более кислотную и высокотемпературную область, сблизится с областью устойчивости кордиеритовых ассоциаций.

Проведенный анализ диаграмм позволяет проследить эволюцию термодинамических параметров метасоматических растворов во времени, основываясь на описанной выше последовательной смене парагенезисов метасоматитов. Особенно отчетливо это выражено в районе Вороньих тундр, где последовательная смена парагенезисов ряда $Qu+Pl+Cord+Gd \rightarrow Qu+Gr+Cord+Gd \rightarrow Qu+Pl+Gr+Gd \rightarrow Qu+Pl+Cum+Gr$ и $Qu+Pl+Hb+Cum$ с тенденцией к образованию существенно гранатовых пород отражает закономерное повышение щелочности и активности железа метасоматических растворов на фоне снижения температуры (рис. 21).

Из литературы известен ряд примеров описания магнезиально-железистых пород, аналогичных по парагенезисам метасоматитам Вороньих тундр. При сравнении этих образований в смысле

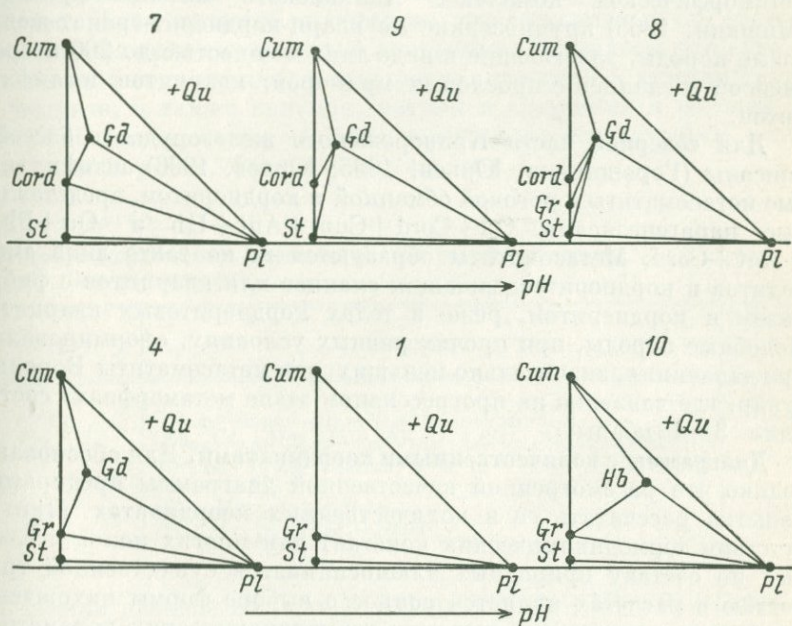


Рис. 21. Изменение во времени состава парагенезисов железистых метасоматитов с увеличением щелочности и снижением температуры (Вороньи тундры).

условий их формирования возникает неопределенность, потому что, во-первых, не всегда ясно, являются ли описанные породы метасоматическими образованиями, а во-вторых, что существенно, не всегда ясно, какие компоненты этих пород должны рассматриваться в качестве инертных. Тем не менее рассматривая систему с вполне подвижным поведением железа, попытаемся сделать некоторые сравнения.

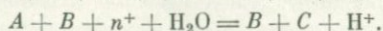
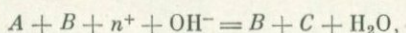
К метасоматитам Вороньих тундр по условиям образования близки парагенезисы «ориярвинского типа» ($Qu + Gd + Cord + Gr$) Свекофеннского метаморфического пояса. Породы упомянутого состава характерны для многих сульфидных месторождений и рудных районов Финляндии, Швеции и Японии. Так, для месторождений Янахара, Хиташи (Kano, 1963; Kuroda, 1956) типичными являются парагенезисы антофиллита и кордиерита в ассоциации с сульфидами. Для Казахстана описаны парагенезисы $Qu + Pl + Cord + Ant$ и $Qu + Cord + Ant$ (Болгов, 1953). На Китайском месторождении (Восточный Саян) с силлиманитовыми рудами ассоциируют кордиерит-антофиллит-гранатовые породы (Брадинская, 1966). На сульфидном месторождении Гирвас (Финляндия) распространены парагенезисы с кордиеритом, антофиллитом и куммингтонитом (Härme, Perttunen, 1971). Возможно, в условиях, сходных с метасоматитами Вороньих тундр (по температуре и щелочности растворов), сформировались и известные в докембрийском метаморфическом комплексе Ханкайского массива Приморья (Мишкин, 1965) крупнозернистые кварц-кордиерит-гранат-жестриновые породы, залегающие в виде линз мощностью до 200 м среди гнейсов и сланцев с прослоями мраморов, кварцитов и амфиболитов.

Для северной части Криворожского железорудного бассейна описаны (Горошников, Юрьев, 1965; Юрьев, 1966) антофиллитовые метасоматиты с роговой обманкой и кордиеритом, представленные парагенезисами $Qu + Cord + Cum + Ant + Nb$ и $Qu + Phl + Ant + Cord$. Метасоматиты образуются на контакте линз амфиболитов и кордиеритсодержащих сланцев или кварцитов с фибролитом и кордиеритом, реже в телах кордиеритовых кварцитов. Подобные породы, при прочих равных условиях, сформировались при давлениях, значительно меньших, чем метасоматиты Вороньих тундр, где давление на прогрессивном этапе метаморфизма составляло 3—4 кбары.

Диаграммы с количественными координатами. Для обоснования только что рассмотренной качественной диаграммы предпринята попытка рассчитать ее в количественных координатах. При отсутствии термодинамических констант для многих ионов и сложных по составу природных алюмосиликатов существенной трудностью в расчетах является вопрос о выборе формы нахождения ионов в растворах при высоких термодинамических параметрах. Авторы отдают себе отчет в том, что в силу сделанных ограничений и допущений все расчеты прикидочные, носят приближенно-количественный характер, но тем не менее они дополняют метод

парагенетического анализа, имеющий сугубо качественный характер.

Любая реакция ионного равновесия может быть представлена двумя формами записи с учетом или без учета ионов OH^- :



При расчетах реакций с ионом OH^- к активности водородных ионов (рН) легко перейти, используя выражение $\lg k_w = \lg a_{\text{H}^+} + \lg a_{\text{OH}^-}$. Вид конечных уравнений типа $\text{pH} = A + B \lg a_{\text{иона}}$ практически не зависит от исходной формы написания уравнений и последовательности вычислений. Коэффициент A может отличаться на незначительную величину разницы объемных поправок констант равновесия рассматриваемых вариантов реакций и будет зависеть от точности используемых термодинамических констант. Авторы отдают предпочтение записи и последовательности расчета ионных равновесий с участием иона H^+ прежде всего потому, что в этом случае расчет более прост и требует меньшего количества термодинамических констант.

Состав минералов, использованных в расчетах, приведен в табл. 10. Предварительно была предпринята попытка расчетов с чистыми миналами, а также с фазами промежуточного железомagneзиального состава. Это было вызвано отсутствием надежных термодинамических констант для минералов более сложного состава. После расчетов выяснилось, что топология такой системы не соответствует качественной диаграмме. Оказалось, что существенно влияют содержания кальция и алюминия в куммингтоните и жедрите, а также кальция, натрия и алюминия в роговой обманке. В связи с этим мы были вынуждены остановиться на составах минералов, близких к реальным.

Т а б л и ц а 10

Составы минералов, использованных при расчете диаграмм T —рН (Вороньи тундры)

Минерал	Формула	f
Cum	$(\text{Fe}_{3.92}\text{Mg}_{3.28}\text{Ca}_{0.1})_{7.3}(\text{Si}_{7.4}\text{Al}_{0.6})_{8.0}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	54.4
Gd	$(\text{Na}_{0.2}\text{Ca}_{0.08}\text{Mg}_{2.15}\text{Fe}_{3.89}\text{Al}_{1.11})_{7.43}(\text{Si}_{6.24}\text{Al}_{1.76})_{8.0}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	64.3
Gr	$(\text{Fe}_{2.433}\text{Mg}_{0.303}\text{Ca}_{0.264})_{3.0}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ Alm=81.1, Pyr=10.1, Gross=8.8%	88.9
Cord	$(\text{Fe}_{1.16}\text{Mg}_{0.84})_{2.0}\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$	58.0
St	$(\text{Fe}_{1.6}\text{Mg}_{0.4})_{2.0}\text{Al}_9\text{Si}_4\text{O}_{23}(\text{OH})$	80.0

Линии равновесий $\text{Gr} = \text{Qu} + \text{Cum} + \text{St}$, $\text{Qu} + \text{Hb} = \text{Pl} + \text{Gr} + \text{Cum}$ и $\text{Hb} = \text{Qu} + \text{Pl} + \text{Cum} + \text{Gd}$ проведены примерно в соответствии с качественной диаграммой; остальные линии рассчитаны с погрешностью, определяемой точностью термодинамических кон-

стант минералов и ионов в справочниках И. К. Карпова и др. (1971), Г. Б. Наумова и др. (1971). Константы, использованные в расчетах, приведены в табл. 11. Для куммингтонита и жедрита они

Т а б л и ц а 11

Термодинамические константы, использованные в расчетах (Вороньи тундры)

	ΔG_{298}° , кал	S_{298}° , э. е.	$C_p = a + bT + cT^{-2}$			V , кал/бар	$\bar{c}_{P_{298}}$
			a	$b \cdot 10^3$	$c \cdot 10^{-5}$		
Константы минералов для расчета G_{298}° ставролита с $f=80\%$							
Cord ₃₅	-2012093	102.52	145.19	26.05	-38.18	5.5645	
Gr ₈₉	-1214308	73.36	113.01	11.84	-37.90	2.7498	
And	-583010	22.28	41.22	6.24	-12.22	1.2316	
Константы минералов и ионов для расчета диаграммы T - p H							
H ₂ O (г)	-54644	45.11	7.3	2.46	-	-	
Qu	-204644	9.88	11.22	8.2	-2.7	0.54229	
Pl ₃₀	-904643	49.66	62.52	13.84	-15.57	2.39696	
Gr	-1238759	73.672	104.985	20.782	-37.928	2.7713759	
Cord	-1973388	105.959	146.08	26.22	-37.91	5.55827	
St ₈₀	-2706200	140.805	174.74	51.0	-36.87	5.33	
Gd	-2473060	156.4	199	34.1	-52.3	6.52833	
Cum	-2426180	159.25	199	34.1	-52.3	6.49658	
H ⁺	0	0	0	0	0	0	
Fe ²⁺	-22050	-25.0					7.9
Ca ²⁺	-132100	-13.2					0.2

рассчитывались по методу Л. В. Горбунова (1971). Судя по предварительным расчетам, этот метод в ряде случаев дает удовлетворительные результаты. Для паргасита состава $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ΔG_{298}° и ΔS_{298}° по справочнику И. К. Карпова соответственно составляют 2850.51 ккал и 140.37 э. е. Эти же величины, вычисленные по методу Л. В. Горбунова, составляют 2847 ккал и 143.5 э. е. Для природного жедрита сложного состава (Термодинамические функции. . ., 1976) $\text{Na}_{0.64}\text{Ca}_{0.08}\text{Mg}_{4.69}\text{Fe}_{0.61}^{2+}\text{Fe}_{0.10}^{3+} \cdot \text{Al}_{1.38}[(\text{Si}_{6.10}\text{Al}_{1.90})\text{O}_{21.88}](\text{OH})_{2.12}$ стандартная энтропия, установленная экспериментальным методом, составляет 133.09 э. е. Эта же величина, рассчитанная по Л. В. Горбунову, составляет 138.28 э. е. В отношении железистого ставролита разница между справочными и расчетными данными составляет ощутимую величину — 12 ккал. В связи с этим термодинамические константы для ставролита с $f=80\%$ были рассчитаны по материалам В. В. Федькина (1975) из реакции $2\text{St}_{80} + 4.222\text{Qu} = 1.111\text{Gr}_{89} + 7.222\text{And} + 0.333\text{Cord}_{35} + \text{H}_2\text{O}$. Равновесные температуры и давление, снятые с рис. 71 работы указанного автора, составляют 2500 бар и 550°C при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ бар. Константы для минералов, участвующих в реакции, вычислены по крайним значениям чистых минералов из справочника И. К. Карпова и др. (табл. 11). Для ставролита S_{298} , a , b , c взяты по железистому минералу. Величина ΔG_{550}° для ставролита определялась из уравнения ($\Delta V^{\circ} = +0.8126$ кал/бар):

$$2\Delta G_{550}^{St} = 1.111\Delta G_{550}^{Gr} + 7.222\Delta G_{550}^{And} + 0.333\Delta G_{550}^{Cord} + \Delta G_{550}^{H_2O} + V_r P_s + \\ + \Delta G_{1000\text{бар}}^{H_2O} - 4.222\Delta G_{550}^{Ou} = -1424807.5 - 4377127 - 701784 - 80933 + \\ + 2031 + 10280 + 903260 = -5669080 \text{ кал.}$$

Отсюда находим $\Delta G_{550}^{St} = -2834540$ кал. Из выражения $\Delta G_{298}^{St} = \Delta G_T^{St} + [S_{298}^{St}(T - 298) + aA + bB + cC]$ найдена величина $\Delta G_{298}^{St} = -2706200$ кал.

На основании уравнений, приведенных в табл. 12, была построена диаграмма T — pH (рис. 22). При построении диаграммы принимался во внимание тот факт, что в природных гидротермальных системах с внешне задаваемой кислотностью активность конкретных ионизированных форм растворенных компонентов не является независимым фактором состояния системы. Соответственно при построении диаграммы был учтен произвольно выбранный градиент изменения активностей простых катионов при изменении величины pH . Имея в виду погрешность, с которой построена

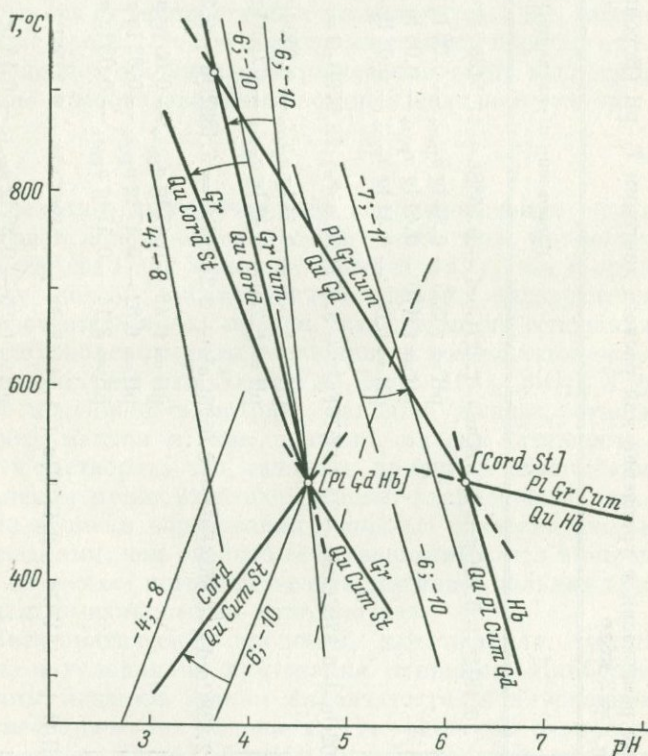


Рис. 22. Часть диаграммы в координатах T — pH в системе SiO_2 — Al_2O_3 — MgO — Na_2O для железистых метасоматитов Вороньих тундр.

Тонкие линии — положение моновариантных равновесий при постоянной активности ионов Ca и Fe, жирные — с учетом изменения активности Fe^{2+} и Ca^{2+} при изменении pH . Цифры около линий — десятичные логарифмы активности Fe^{2+} и Ca^{2+} соответственно. Штрихи — pH нейтральной точки воды. $P_s = 4$ кбар, $P_{H_2O} = 2$ кбар.

Таблица 12

Моновариантные равновесия и уравнения для расчета диаграмм T - pH (Вороньи тундры)
 $P_s = 4$ кбар, $P_{H_2O} = 2$ кбар

$T, ^\circ C$	Равновесия и уравнения
	$26.18H^+ + 5.96Gr = 6.373Qu + 1.927Cord + 0.468St + 11.5166Fe^{2+} + 1.5734Ca^{2+} + 12.856H_2O$
500	$pH = 1.335 - 0.44 \lg a_{Fe^{2+}} - 0.06 \lg a_{Ca^{2+}}$
600	$pH = 1.170 - 0.44 \lg a_{Fe^{2+}} - 0.06 \lg a_{Ca^{2+}}$
700	$pH = 1.057 - 0.44 \lg a_{Fe^{2+}} - 0.06 \lg a_{Ca^{2+}}$
	$9.4202Qu + 6.3782Cord + 25.130576Fe^{2+} + 3.377424Ca^{2+} + 28.976H_2O = 12.616Gr + 0.468Cum + 57.016H^+$
500	$pH = 1.339 - 0.44 \lg a_{Fe^{2+}} - 0.059 \lg a_{Ca^{2+}}$
600	$pH = 1.230 - 0.44 \lg a_{Fe^{2+}} - 0.059 \lg a_{Ca^{2+}}$
	$2.928Cord + 0.9584Fe^{2+} + 0.0596Ca^{2+} + 2.2448H_2O = 5.1832Qu + 1.2616St + 0.596Cum + 2.036H^+$
500	$pH = 1.48 - 0.47 \lg a_{Fe^{2+}} - 0.03 \lg a_{Ca^{2+}}$
600	$pH = 1.82 - 0.47 \lg a_{Fe^{2+}} - 0.03 \lg a_{Ca^{2+}}$
700	$pH = 2.14 - 0.47 \lg a_{Fe^{2+}} - 0.03 \lg a_{Ca^{2+}}$
	$3.6793H_2O + 4.4647Gd + 8.4378Qu + 4.1144Fe^{2+} + 1.5496Ca^{2+} = 1.2756Pl + 4.8337Gr + 2.48Cum + 11.3281H^+$
500	$pH = 1.86 - 0.36 \lg a_{Fe^{2+}} - 0.14 \lg a_{Ca^{2+}}$
600	$pH = 1.55 - 0.36 \lg a_{Fe^{2+}} - 0.14 \lg a_{Ca^{2+}}$

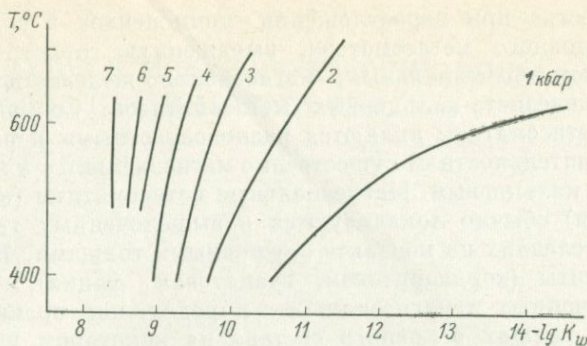


Рис. 23. Зависимость величины ионного произведения воды от P и T (по данным J. W. Shade, 1974).

диаграмма, а также учитывая зависимость величины рН нейтрального раствора от температуры и давления (рис. 23), можно заключить, что в процессе метасоматоза имел место переход от слабокислой к щелочной обстановке, отражающий смену кислотного выщелачивания преобразованиями поздней щелочной стадии.

Выводы

1. Кислотное выщелачивание, сопровождающее региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, проявляется примерно одинаково как в высокотемпературных, так и среднетемпературных зонах (силлиманит-кварцевая, андалузит-кварцевая фации соответственно), причем выводимые на основании метасоматических колонок ряды подвижности компонентов оказываются однотипными (CaO или Na_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2). Характерны высокая подвижность натрия, кальция, железа, относительная инертность магния и, как правило, низкая активность щелочей (калия) в растворах, что является причиной ограниченного распространения метасоматитов мусковит-кварцевой фации.

2. По времени образования основные метасоматиты являются более поздними, чем кислотные метасоматиты, что в определенной степени объясняет источник железа, магния и кальция при железомagneзиально-кальциевом метасоматозе.

3. Метасоматические процессы, как правило, растянуты во времени, и условия их протекания меняются. Наиболее ранние синхронны поздним этапам складчатости и в основном протекают в изобарических условиях, где фактором равновесия является давление. Более поздние преобразования осуществлялись на фоне перехода от пластических деформаций к жестким, в более или менее статической обстановке, и обладают признаками изохорического течения процесса.

4. Различие подвижности сильных оснований при кислотном выщелачивании предопределяет метасоматическую дифференциацию

цию вещества при переотложении компонентов в сопряженных зонах основного метасоматоза, выраженную пространственным разделением магнезиальных, магнезиально-железистых и магнезиально-железисто-кальциевых метасоматитов. Сопряженные основные метасоматиты являются разновозрастными и развиваются в последовательности от существенно магнезиальных к железистым и далее к кальциевым. Магнезиальные метасоматиты (кордиеритовая фация) обычно локализуются в выщелоченных гнейсах или вблизи последних на контакте с основными толщами. Железистые метасоматиты (кордиеритовая, гранатовая фации), встречаясь в выщелоченных и магнезиальных породах, как правило, развиваются в толщах основного состава на некотором удалении от участков выщелачивания. Кальциевые метасоматиты (диопсидовая, тремолитовая фации) чаще всего обнаруживаются в породах, не измененных предшествующим метасоматозом.

5. Эволюция состава отдельных минералов не противоречит установленному при анализе метасоматической зональности кислотного выщелачивания ряду относительной подвижности сильных оснований (CaO , FeO , MgO), определяющему дальнейшую последовательность проявления магнезиально-железисто-кальциевого метасоматоза в зонах переотложения вынесенных компонентов.

6. Метасоматические породы формировались при более низких температурах ($520-580^\circ$ — Gr—Vt и Gr—Hb термометры; $480-580^\circ$ — мусковитовый термометр), чем парагенезисы прогрессивного этапа регионального метаморфизма ($580-650^\circ$).

7. Анализ парагенезисов минералов метасоматитов приводит к заключению о том, что в процессе метасоматоза имел место переход от слабокислой к щелочной обстановке, отражающий смену кислотного выщелачивания преобразованиями поздней щелочной стадии регрессивного этапа метаморфизма.

МЕТАСОМАТОЗ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСАХ
КИАНИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА

В глубинных метаморфических комплексах процессы кислотного выщелачивания осуществляются в условиях силлиманит-кварцевой, мусковит- и кианит-кварцевой фаций. В отличие от малоглубинных комплексов они широко проявлены не только в кислых, но и основных породах, хотя и не затрагивают большие объемы пород, что может свидетельствовать о более кислотном состоянии растворов в условиях повышенных давлений.

Глубинное выщелачивание пород является обычным явлением и описано в ряде районов многими исследователями. При этом по сравнению с метасоматитами силлиманит- и кианит-кварцевой фаций метасоматиты мусковит-кварцевой фации развиты наиболее широко, на что в свое время указывал еще Д. С. Коржинский (1955), и многочисленные примеры мусковитизации в глубинных комплексах хорошо известны.

Процесс кислотного выщелачивания кианит-кварцевой фации рассмотрен С. П. Кориновским (1967) на примере дистенизированных гнейсов становой серии (удокано-становой комплекс). Т. Г. Чхотуа и Г. Д. Думбадзе (1971) в породах лабинской серии описаны зональные метасоматические дистеновые кварциты, развитые среди апелитовых сланцев и амфиболитов и приуроченные к замкам изоклинальных складок. В районе Северного Улутау (Казахстан) М. Ф. Трусовой (1969) описаны зональные дистеновые кварциты, развивающиеся по метапелитам в ядрах мелких складок. В южной части Байкало-Патомского нагорья известен пример (Кузнецова, 1962, 1972) образования метасоматических кварц-гранат-кианитовых и кварц-гранат-силлиманитовых пород в периферических зонах метасоматических кварцитов по плагиогнейсам. В метаморфических породах мамского комплекса (Лобач-Жученко, 1960) среди плагиогнейсов и дистеновых сланцев развиты метасоматические кианит-ставролит-жедрит-роговообманковые породы. Характерно, что с амфиболовыми метасоматитами тесно ассоциируют линзы кварцитов, которые могут являться участками выщелоченных пород. По данным Д. А. Великославинского и др. (1963), в этом же комплексе широко развиты гнезда и жилы кварц-силлиманитовых и кварц-кианитовых пород, появляющиеся на регрессивной стадии метаморфизма. В юго-восточной части сысертско-ильменогорского комплекса (Глушкова, 1970) в массивах гра-

нодиоритов, жильных порфировых гранитах, на контакте с гнейсами и в гнейсах развиты зоны рассланцевания, сложенные мусковит-силлиманит-кварцевыми (\pm кианит) породами. К периферическим частям зоны приурочены участки флогопит-кордиеритовых пород. Вне зоны рассланцевания ни силлиманит, ни кордиерит в породах не встречается. Можно привести еще целый ряд примеров, свидетельствующих о широком развитии кислотного выщелачивания в глубинных условиях в пределах различных метаморфических комплексов. Особенности проявления этих процессов рассмотрим на примере Беломорско-Лапландского и Байкало-Патомского метаморфических поясов.

БЕЛОМОРСКО-ЛАПЛАНДСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС

На Балтийском щите кислотные метасоматиты характерны для Беломорско-Лапландского метаморфического пояса, который является областью проявления метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа. В связи с тем что упомянутый метаморфический пояс является полиметаморфическим (Глебовицкий, 1973), коротко рассмотрим основные этапы регионального метаморфизма и определим место интересующих нас глубинных метасоматических процессов.

Характерной особенностью эволюции метаморфических процессов рассматриваемого пояса было постоянство режимов высоких давлений от наиболее ранних к заключительным этапам (Глебовский, 1973; Прияткина и др., 1975; Володичев, 1975; Салье, Глебовицкий, 1976; Другова, 1978). В Западном Беломорье к наиболее ранним метаморфическим процессам относится метаморфизм гранулитовой фации, осуществлявшийся в условиях высоких температур и давлений, близких к режиму раннего метаморфизма кольской серии. Повторный метаморфизм архейского возраста (2700—2950 млн. лет) происходил в условиях кианит-гранат-биотит-ортоклазовой субфации фации альмандиновых амфиболитов при температурах 650—750° и давлениях 9—10.5 кбар. Поздний раннепротерозойский метаморфизм проявлялся в условиях гранат-кианит-биотит-мусковитовой и гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Не останавливаясь на ранних этапах, перейдем к характеристике протерозойского метаморфизма, поскольку с последним связаны рассматриваемые в дальнейшем метасоматические процессы.

Как следует из имеющихся опубликованных материалов, особенностью метаморфизма является принадлежность к режиму высоких давлений в условиях ставролит-жедрит-кианит-ортоклазовой фацальной серии (B₂). Одним из признаков нестандартного для кианитового типа метаморфизма режима давления является специфика парагенезисов калиевых метапелитов, не содержащих при благоприятных условиях ставролита. Появляется ставролит, как правило, в метасоматитах регрессивной стадии метаморфизма или известен среди парагенезисов гранат-жедрит-кианитовой суб-

фации прогрессивной стадии в участках проявления повышенных температур (с. Шуерецкое, Федькин, 1975), что свидетельствует об условиях, близких к пределам существования этого минерала (температуры 550—650°, давления более 7—8 кбар, Пинаева, 1970; Московченко, 1971; Московченко, Турченко, 1975). Прямое определение режима давления, выполненное Л. Л. Перчуком (1972) на основе гранат-ставролит-биотитового барометра, хорошо согласуется с указанными величинами. Данные о широком развитии в метаморфических парагенезисах района оз. Кереть (гора Хизовара) ставролитовых ассоциаций биотит-кианит-ставролит-мусковитовой субфации заставляют предполагать, что заключительные стадии прогрессивного метаморфизма, переходные к регрессивным процессам, в отдельных участках Беломорско-Лапландского пояса характеризовались более низкими давлениями, порядка 6—7 кбар (Салье, Глебовицкий, 1977).

Специфика условий прогрессивного этапа метаморфизма высоких давлений нашла отражение в характере проявления и типе парагенезисов послемигматитовой регрессивной стадии метаморфизма, когда проявились кислотное выщелачивание и связанные с ним процессы переотложения выщелоченных компонентов (Глебовицкий, 1973). В осевых частях зональных метасоматических тел при инертном поведении Al_2O_3 и SiO_2 возникает ассоциация кианита с кварцем. Кварц-силлиманитовые метасоматиты не характерны и появляются только в зонах максимального метаморфизма в северной части Беломорско-Лапландского пояса, где режим метаморфизма приближается к стандартному кианит-силлиманитовому типу.

В среднетемпературных метаморфических зонах широко распространены зоны мусковитизации. Имеющийся в настоящее время опубликованный материал свидетельствует о приуроченности таких процессов к породам кислого состава и участкам интенсивной мигматизации. Сопряженность метасоматических процессов с определенным этапом складчатых деформаций и соответствующие текстурные особенности являются признаками изобаричности процесса, при котором распад минералов в последовательности железо-магнезиальные слюды, гранат, плагиоклаз приводит к формированию кварц-мусковитовых сланцев гранат-мусковит-кварцевой субфации. В таком процессе MgO оказывается более подвижным, чем FeO , на что в свое время указывали Н. И. Московченко и С. И. Турченко (1975).

Наряду с описанными метасоматическими мусковитовыми сланцами существуют микроклин-мусковитовые метасоматические породы, обычные для ареалов гранитизации, полей гранитоидов и связанные с этапом стабилизации последних. Они приурочены к контактам кислых вмещающих пород (гнейсов и гранито-гнейсов) и гранитоидов, формируются как по вмещающим гнейсам, так и по гранитоидам и отвечают условиям мусковит-микроклин-кварцевой, альбит-микроклин-кварцевой и альбит-мусковит-кварцевой субфаций кислотного выщелачивания. Рассматриваемые

процессы изучались в районе Тикшеозеро — гора Рябовара. Метасоматиты представляют собой крупнозернистые породы, наиболее измененные зоны которых представлены сочетанием мономинеральных участков кварцевой, микроклиновой или мусковитовой породы. Сланцеватые текстуры не характерны, обычны признаки замещения вмещающей породы с сохранением объема:

$\Phi = K_i + 1$	Инертные компоненты	
I. Qu+Mu+Mi+Pl+Bt+Gr	Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, CaO, MgO, FeO	
II. Qu+Mu+Mi+Pl+Bt	Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, CaO, MgO	
III. Qu+Mu+Mi+Pl	Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, CaO	
IV. Qu+Mu+Mi } Qu+Mu+Ab } Qu+Mi+Ab }	Al ₂ O ₃ , Na ₂ O	K ↓
V. Qu+Mu } Qu+Mi }	Al ₂ O ₃	
VI. Qu } Mu } Mi }	—	

Такая метасоматическая колонка формируется в условиях повышенной активности щелочей в растворах, с чем связаны стабилизация калий- и натрийсодержащих минералов в интенсивно выщелоченных породах и метасоматическое замещение всех минералов кварц-микроклин-мусковитовым комплексом.

В отличие от описанного выше данный процесс характеризуется более высокой подвижностью железа. Именно с такого рода процессами генетически связаны промышленные мусковитовые пегматиты зон глубинного метаморфизма (Чупинско-Лоухская пегматитовая мусковитоносная провинция и др.).

В целом особенностью кислотного метасоматоза, сопровождающего метаморфизм в Беломорско-Лапландском поясе, является инертное поведение FeO и CaO и подвижное поведение MgO. Следствием дифференциальной подвижности компонентов является разделение сильных оснований и формирование на фронте кислотного выщелачивания зональных тел железо-магнезиально-кальциевых метасоматитов (Пинаева, 1970).

Процессы кислотного выщелачивания наиболее детально изучались нами в районе глиноземистого месторождения Хизовара (Северная Карелия) и группы Шуерецких гранатовых месторождений (рис. 2). Выбор участков определился различием P — T параметров проявления метасоматоза.

Судя по устойчивости ассоциации роговая обманка—ставролит—кианит—гранат±хлорит, кислотное выщелачивание на месторождении Хизовара осуществлялось в интервале температур 580—620° и давлений 6.5—7.5 кбар. Температура и давление, определенные по $K_{D_{CaO-MgO}}^{GrHb}$, соответственно составляют 640°, >7 кбар — неизменный амфиболит (Термо- и барометрия... , 1977).

На Шуерецких гранатовых месторождениях метасоматоз осуществлялся при более высоких температурах (620—670°) и более

высоких давлениях, на пределе устойчивости ставролита с кварцем (7.5—8 кбар). Среди пород, вмещающих метасоматическую зону, присутствуют участки гранат-цоизитовых амфиболитов (обр. 14-5, табл. 16). Температура и давление, определенные по K_2 в паре гранат—амфибол, соответственно составляют 650°, 9 кбар и 700°, 8 кбар. Метасоматиты, сходные с хизоварскими, известны в районе Тикшеозера. В работах Н. И. Московченко (1971; Пинаева, 1970), Н. И. Московченко и С. И. Турченко (1975) предполагается, что парагенезис роговая обманка+ставролит+гранат+кианит+основной плагиоклаз+кварц формируется на стадии кислотного выщелачивания кварц-кианитовой фации. В связи с этим породы, содержащие данную ассоциацию, рассматриваются как аналоги магнезиальных метасоматитов низких давлений. Не разделяя процесс кислотного выщелачивания и перераспределения выщелоченных компонентов во времени, эти авторы описывают его одной метасоматической колонкой.

С этими положениями нельзя целиком согласиться. Ниже будет показано, что процессы выщелачивания и перераспределения основных не являются полностью синхронными и разделяются в пространстве и во времени.

Месторождение Хизовара

Кианитовое месторождение Хизовара, открытое в 1939 г. Н. А. Волотовской (Борисов, Волотовская, 1941), расположено в западной части Лоухского синклинория в пределах Беломорско-Лапландского метаморфического пояса. В строении месторождения принимают участие породы архейского возраста беломорской серии (Беломорский комплекс. . ., 1962). Метаморфические образования представлены биотитовыми, кианит-биотитовыми, кианит-ставролит-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, кианит-ставролит-гранат-биотитовыми, биотит-мусковитовыми, графитизированными кианит-гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми гнейсами, полевошпатовыми и гранатовыми амфиболитами.

Как отмечалось ранее, для метаморфических ассоциаций района Хизовара обычно присутствие ставролита, что является отражением P — T условий метаморфизма, близких к стандартному кианит-силлиманитовому типу (давление меньше 7—8 кбар). В породах, бедных кальцием, наиболее широким распространением пользуются кианит-гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотит-мусковитовые парагенезисы гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации фации альмадиновых амфиболитов (Глебовицкий, 1973, 1976), устойчивость которых в поле ставролита свидетельствует о температурах 620—670° и давлениях примерно 6.5—7.5 кбар ($Bt+Ky+Gr$, $Bt+Ky+Gr+St$, $Bt+Mu+Gr+St$, $Bt+Mu+Gr+Ky$, $Bt+Mu+Ky+Gr+St$). Отсутствие среди метаморфических пород равновесных ассоциаций с хлоритом указывает на то, что температуры при прогрессивном метаморфизме не опускались ниже 600—620°. Повсеместная распространенность

двуслюдяных гнейсов и сланцев, кристаллизующихся при температурах меньше $650-670^{\circ}$, не противоречат отсутствию ясно выраженной мигматизации в породах района.

Об относительно пониженном давлении, меньше 6.5—7.0 кбар, по-видимому, характеризующем режим, переходный к метасоматическим регрессивным преобразованиям, свидетельствуют биотит-мусковит-ставролитовые парагенезисы калиевых метапелитов, устойчивые в пределах биотит-ставролит-мусковит-кианитовой субфации. Показательным в этом отношении является присутствие взаимоисключающих ставролит-мусковит-кварцевых и кианит-гранат-биотитовых ассоциаций, а также моновариантного парагенезиса кварца, мусковита, ставролита, кианита, биотита и граната, реакционные соотношения минералов в котором свидетельствуют о смещении равновесия $Gr+Bt+Ky=Qu+Mu+St$ вправо.

В породах, богатых кальцием, широко развиты парагенезисы $Pl+Gr+Hb$ и $Pl+Hb+Bt+Gr$. На снижение давления в процессе метаморфизма указывает развитие поздних парагенезисов $Pl+Hb+Cum$, $Pl+Cum+Gr$, $Pl+Hb+Cum+Gr$.

Реакционные соотношения минералов в куммингтонит-рогово-обманковых ассоциациях свидетельствуют о более позднем образовании куммингтонита. Характерно, что куммингтонизация в породах основного состава наблюдалась фрагментарно и, как правило, в связи с зонами рассланцевания. В рассматриваемом интервале температур парагенезисы граната, роговой обманки и плагиоклаза с куммингтонитом устойчивы начиная с давлений 6.5—7 кбар (Глебовицкий, 1976), что хорошо согласуется с областью устойчивости ставролит-мусковит-кварцевых метапелитов.

Метасоматиты месторождения локализованы в полосе изоклиальной складчатости (рис. 24), ориентированной в северо-западном направлении, смятой в простую складку с шарниром, погружающимся на юго-запад под углом около 60° . Мощность зоны метасоматических изменений достигает 600 м. На основании наблюдений над соотношениями мелких складчатых форм устанавливается, что рассматриваемые процессы связаны с поздними этапами деформаций и по времени проявления могут соответствовать регрессивному этапу метаморфизма (Московченко, 1971; Глебовицкий, 1973).

Тела метасоматических пород располагаются вдоль осевых поверхностей изоклиальных складок. Связь с кливажом осевых плоскостей складок является доказательством синдеформационного характера процесса метасоматоза и определяющей роли давления как фактора равновесия (изобарическая модель процесса). Другим основанием для подобного заключения является одинаковая ориентировка линейности в метасоматитах, а также линейности и шарниров изоклиальных складок вмещающих метаморфических пород.

Наряду с описанными встречаются метасоматические тела, внутреннее строение которых указывает на то, что процесс происхо-

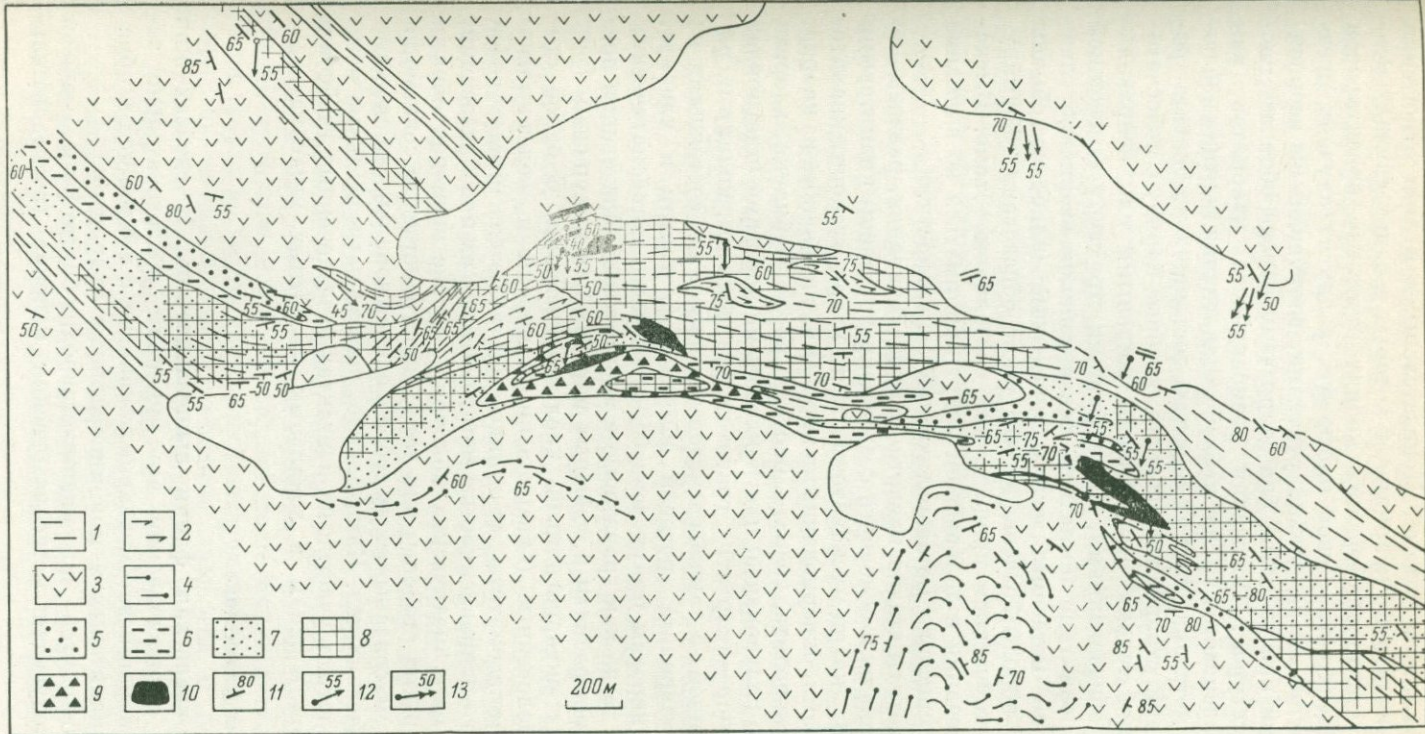


Рис. 24. Схема геологического строения зоны метасоматитов месторождения Хизовара (Северная Карелия).

1 — биотитовые гнейсы с кианитом, ставролитом, гранатом; 2 — графитосодержащие кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 3 — массивные, порфиробластические и сланцеватые мономинеральные и гранатые амфиболиты; 4 — гранатосодержащие биотитовые, биотит-амфиболитовые, амфиболовые гнейсы, полевошпатовые амфиболиты. Зоны, содержащие тела метасоматитов: 5 — роговообманково-ставролит-кианит-кварцевой субфации (полиминеральные парагенезисы внешних зон метасоматической колонки), 6 — кианит-кварцевой фации (преимущественно ставролит-кианитовые кварциты с подчиненным количеством граната и роговой обманки), 7 — кианит-кварцевой фации (преимущественно кианитовые кварциты), 8 — мусковит-кианит-кварцевой субфации кианитовой фации и мусковит-кварцевой фации, 9 — анортитовой фации, 10 — преимущественно ставролит-гранатовой фации; 11 — сланцеватость; 12 — минеральная и агрегатная линейность; 13 — шарниры складок.

дил с сохранением объема. Показательными в этом отношении являются кианитовые кварциты, в которых в одних случаях мелкий игольчато-призматический кианит отчетливо ориентирован вдоль сланцеватости осевой плоскости, в других случаях представлен крупными радиальнолучистыми, сноповидными неориентированными кристаллами, благодаря чему порода обладает массивной текстурой. Последняя разновидность кварцитов, как правило, развивается за счет первой. Аналогичная картина наблюдается и в метасоматических породах, состоящих из биотита, роговой обманки, ставролита и граната, которые наряду с полосчато-сланцеватыми телами представлены жильными или неправильной формы образованиями, наследующими структуру замещенной породы, с реликтами последней, без признаков вторичной сланцеватости по метасоматическим минералам (наиболее обычны гранатовые породы). Очевидно, что такие образования формируются в изохорическом процессе при постоянном объеме. Высказанные замечания в дальнейшем будут приниматься во внимание при характеристике метасоматической зональности.

Метасоматиты стадии кислотного выщелачивания, развитые по породам кислого и основного состава, представлены кианитовыми кварцитами, кварц-мусковитовыми и кварц-мусковит-кианитовыми сланцами, окварцованными породами, состоящими из кварца, кианита, ставролита, граната, биотита, роговой обманки, хлорита и основного плагиоклаза; плагиоклазовыми породами (плагиоклаз ряда лабрадор—анортит) с гранатом, ставролитом, кианитом, роговой обманкой, а также гранатовыми породами, состоящими из граната, ставролита, роговой обманки, флогошита и хлорита. К кислым породам приурочена большая часть метасоматических кварцитов, тогда как гранатовые и анортитовые образования преимущественно развиты в основных породах или приурочены к их контактам с окварцованными кислыми гнейсами. С одной стороны, выщелоченные (окварцованные) породы и железо-магнезиальные метасоматиты отчетливо различаются между собой прежде всего направленностью метасоматических преобразований, строением метасоматических колонок, а также временем образования. С другой стороны, они тесно пространственно сочетаются друг с другом, связаны между собой в единой зональности сложных метасоматических тел. Как правило, железо-магнезиальные метасоматиты слагают участки на контактах выщелоченных гнейсов и амфиболитов и жилы в зональных кислотных метасоматитах.

Кислотное выщелачивание

Кианит-кварцевая фация выщелачивания. В гнейсах при кислотном выщелачивании все минералы последовательно замещаются парагенезисом кварца и кианита с тенденцией к образованию кианитовых и мономинеральных кварцитов.

Для кварцитов по кианит-ставролит-биотитовым гнейсам обычна следующая метасоматическая колонка (последователь-

ность зон), отвечающая плагиоклаз-ставролит-кианит-кварцевой субфации кианит-кварцевой фации выщелачивания: I. $Bt+Pl+St+Ky+Qu \rightarrow II$. $Pl+St+Ky+Qu \rightarrow III$. $St+Ky+Qu \rightarrow IV$. $Ky+Qu \rightarrow V$. Qu .

Явный синтетектонический характер по крайней мере части мета-

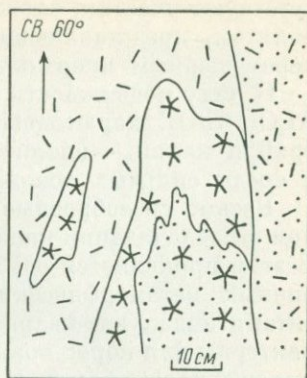


Рис. 25. Рудный кианитовый кварцит (месторождение Хизовара).

1 — мелко-среднезернистый кварцит с игольчато-призматическим кианитом; 2 — массивная средне-крупнозернистая кианитовая порода с радиальнолучистым кианитом (Ky до 80—95%); 3 — полосы с обильной сульфидной сыпью.

соматических парагенезисов позволяет рассматривать давление в качестве фактора равновесия в данном и в рассматриваемых ниже случаях. На порядок исчезновения фаз может влиять количество плагиоклаза в породе, и в случае незначительного содержания он первый распадается на фронте замещения.

I зона представлена пятиминеральным парагенезисом дистенизированной гнейса, где инертными компонентами являются SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, CaO, MgO.

Все минералы, в первую очередь биотит, замещаются и корродируются кварцем и кианитом. Переход магния в подвижное состояние сопровождается исчезновением в следующей реакционной зоне биотита, где в условиях инертного поведения SiO_2 , Al_2O_3 , FeO и CaO образуется четырехминеральный парагенезис кварца, плагиоклаза, кианита и ставролита. В этой зоне к участкам, сложенным кварц-кианитовым комплексом иногда с реликтами замещенного биотита, приурочены скелетные выделения новообразованного ставролита. В III зоне трем минеральным фазам — кварцу, кианиту и ставролиту — соответствует инертное состояние SiO_2 , Al_2O_3 и FeO при подвижном поведении кальция. Скелетный ставролит интенсивно замещается кварцем и кианитом. В IV зоне с переходом железа в подвижное состояние формируется биминеральный парагенезис кварца и кианита, которому соответствует инертное поведение кремния и алюминия. В условиях подвижного поведения железа, при достаточной активности серы в растворах во внутренних зонах метасоматических тел формируются кварц-кианитовые сульфидные кварциты с прожилково-вкрапленным оруденением (одновременный тип оруденения, по В. А. Жарикову) (рис. 25). Зональность часто имеет более сложное строение, особенно когда процесс выщелачивания осуществляется в гранатосодержащих гнейсах. В этом случае в процессе постепенного распада гранат может сохраняться во внутренних зонах. Кроме того, среди парагенезисов II и III зон нередко при-

существуют участки, сложенные преимущественно гранатом и ставролитом, представляющие собой зоны обогащения железом как перемещенным инертным компонентом (Коржинский, 1955).

В ряду подвижности компонентов K_2O , Na_2O/MgO , CaO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2 , характеризующем рассмотренную зональность, натрий и калий — вполне подвижные компоненты во всех зонах, а среди сильных оснований наиболее инертно железо.

Весьма своеобразные метасоматиты формируются при кислотном выщелачивании кианит-кварцевой фации в основных породах. В этом проявляется особенность кислотного выщелачивания глубинных метаморфических комплексов по сравнению с метасоматитами андалузит-кварцевой фации, которые совершенно не характерны для пород повышенной основности. Выщелачивание кианит-кварцевой фации в амфиболитах приводит к формированию во внутренних зонах метасоматических тел кианитовых кварцитов (рис. 26, 27). Внешние зоны характеризуются редкими ассоциациями роговой обманки, кианита, ставролита и граната. Состав промежуточных зон определяется термодинамическим состоянием компонентов в системе. При переходе ко внутренним зонам метасоматической колонки закономерно исчезает по одному минералу — сначала из парагенезисов исчезает роговая обманка, а затем плагиоклаз. Внутренние зоны представлены кианитовыми кварцитами (\pm ставролит, гранат). Железистость минералов, судя по показателям преломления, увеличивается во внутренних зонах. Наиболее сложной является зональность метасоматитов, которые формируются по порфиробластическим гранатовым амфиболитам. В них наряду с вновь образованным скелетным гранатом присутствует гранат исходной породы, как правило, деформированный, с зональным строением. Часто зональные жильные тела метасоматитов представлены двумя-тремя первыми зонами; реже имеет место полная зональность, которая схематично может быть отражена в следующей обобщенной колонке роговообманково-ставролит-кианит-кварцевой (а) и плагиоклаз-ставролит-кианит-кварцевой (б) субфаций кислотного выщелачивания (вмещающий гранатовый амфиболит: плагиоклаз № 35—40; гранат: $f=81.1\%$, Alm — 64.34, Pyr — 15.25, Gross — 15.95, Spess — 3.48, Andr — 0.97%, $N=1.790-1.794$; роговая обманка: $f=47.6\%$, $Ng=1.648$, $Nm=1.670$, $Np=1.658$; табл. 13, обр. 45-35-4):

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. Hb+Gr+St+Pl+Ky+Qu	SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, CaO, MgO, Na_2O
II. Hb+Pl+St+Ky+Qu Hb+Gr+St+Ky+Qu Pl+Gr+St+Ky+Qu	} SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, CaO, MgO
III. а) Hb+Pl+Ky+Qu б) Pl+St+Ky+Qu Gr+St+Ky+Qu	
IV. St+Ky+Qu	SiO_2 , Al_2O_3 , FeO
V. Ky+Qu	SiO_2 , Al_2O_3
VI. Qu	SiO_2

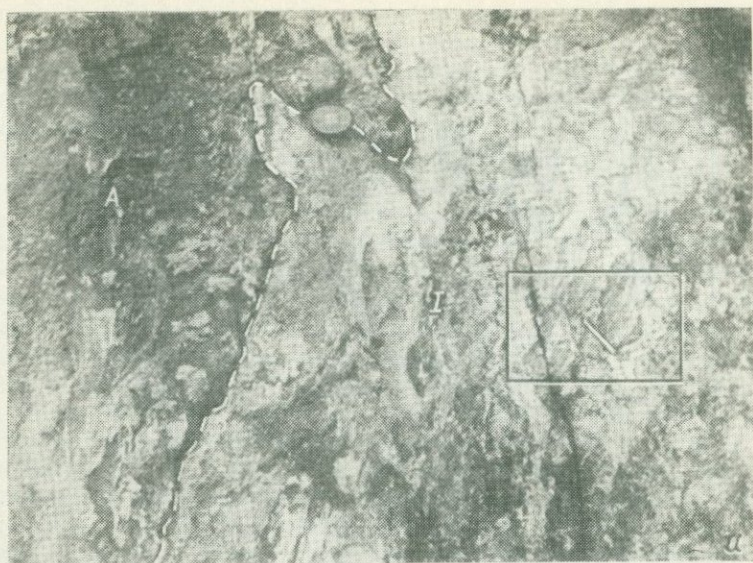


Рис. 26. Фрагменты зональности метасоматического тела, сформированного при кислотном выщелачивании амфиболита (месторождение Хизовара, обн. 45-35).

a — контакт гранатового амфиболита (*A*) с первой зоной метасоматита (*I*). Прямоугольник — участок с зональными гранатами, увеличенный на рис. 28; *б* — контакт третьей и четвертой зон метасоматического тела.

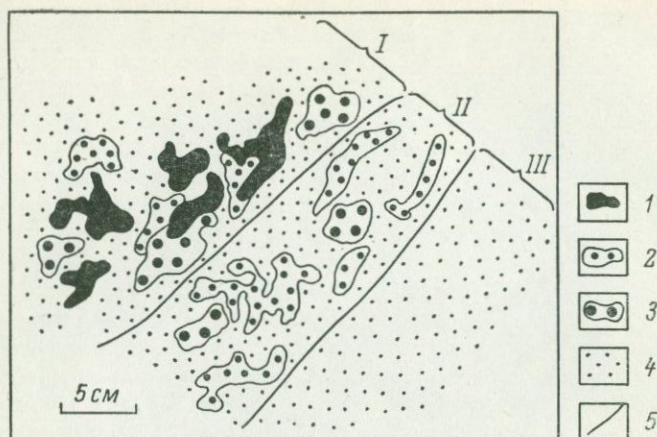


Рис. 27. Метасоматическая зональность в окварцованном (выщелоченном) амфиболите (месторождение Хизовара).

1 — скопления роговой обманки, 2 — ставролита, 3 — скелетного граната; 4 — кианитовый кварцит со ставролитом, редким скелетным гранатом; 5 — условные границы между метасоматическими зонами. Контактующая с неизменным амфиболитом внешняя зона I — $Hb+Pl+Gr+St+Ky+Qu$, зона II — $Gr+St+Ky+Qu\pm Pl$, зона III — $St+Ky+Qu\pm Gr$.



Рис. 28. Зональные гранаты во внешней (первой) метасоматической зоне (см. рис. 26).

Внешняя зона метасоматических тел, представленная полиминеральной ассоциацией с числом фаз, всегда превышающим число фаз в неизменном амфиболите, формируется в условиях инертного поведения SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO , MgO и Na_2O . Характерной особенностью этой зоны является присутствие зональных деформированных гранатов, в которых чередуются зонки более железистого и менее железистого состава, различающиеся по окраске (рис. 28) и показателям преломления ($N_1=1.790-1.794$, $N_2=1.785-1.792$). Граница с неизменным амфиболитом, как правило, резкая (рис. 26, а). При переходе натрия во вполне подвижное состояние появляются пятиминеральные парагенезисы II зоны. В пределах этой зоны участки, содержащие роговую обманку, чередуются с участками, в которых роговая обманка отсутствует или присутствуют ее реликты. В целом вся зона имеет неравномерно-зернистую, пятнистую текстуру. В метасоматитах по менее железистым безгранатовым амфиболитам, как правило, встречается ассоциация кварц—плагиоклаз—кианит—ставролит—роговая обманка, тогда как ассоциации кварц—плагиоклаз—кианит—ставролит—гранат и кварц—кианит—ставролит—гранат—роговая обманка (роговая обманка: $f=38.4\%$, $N_p=1.644$, $N_m=1.659$, $N_g=1.669$, $2V_{N_p}=80^\circ$; ставролит: $f=65.7\%$, $N_p=1.736$, $N_m=1.743$, $N_g=1.750$, $2V_{N_g}=88^\circ$; гранат: $f=81.1\%$, $\text{Alm}=61.08$, $\text{Pyg}=14.2$, $\text{Gross}=12.74$, $\text{Spess}=11.01$, $\text{Andr}=0.96\%$, $N=1.785-1.792$; табл. 13, обр. 85-1) обычны для более железистых порфиробластических гранатовых амфиболитов. В этой зоне плагиоклаз резко повышает основность с № 40 до 80—90 за счет кальция, высвободившегося из замещенного амфибола (обогащение перемещенным инертным компонентом, по Д. С. Коржинскому, 1955).

В III зоне при инертном поведении SiO_2 , Al_2O_3 , FeO и CaO формируются четырехминеральные парагенезисы. Ассоциации кианит—плагиоклаз—роговая обманка и кианит—ставролит—плагиоклаз характерны для метасоматитов по безгранатовым амфиболитам, причем вторая ассоциация, обычная для выщелоченных гнейсов и критическая для колонок плагиоклаз—ставролит—кианит—кварцевой субфации, чаще встречается в выщелоченных амфиболитах на контакте с вмещающими породами кислого состава. Ниже при анализе физико-химических условий протекания метасоматоза будет показано, что парагенезисы роговообманково-ставролит—кианит—кварцевой и плагиоклаз—ставролит—кианит—кварцевой субфаций отличаются режимом кислотности.

Ассоциация кианит—ставролит—гранат обычна для метасоматитов по порфиробластическим гранатовым амфиболитам. Наблюдения над реакционными соотношениями минералов в указанных парагенезисах свидетельствуют о том, что кварц и кианит замещают остальные минералы, в первую очередь плагиоклаз и роговую обманку. С переходом кальция в подвижное состояние в IV зоне (инертные компоненты SiO_2 , Al_2O_3 и FeO) формируются трехминеральные парагенезисы с кианитом, ставролитом и гра-

Таблица 13

Химические составы минералов из пород месторождения Хизовара

Окислы	Б-45-35-4		Б-45-34-1		Б-45-22-1		Б-45-22-6	Б-85-1		
	Hb	Gr	Bt	Gr	Bt	Gr	Gr	Hb	Gr	St
SiO ₂	42.84	38.10	35.92	37.22	35.96	37.20	41.88	43.98	39.18	32.60
TiO ₂	0.44	0.13	1.95	0.24	2.75	0.11	0.25	0.40	0.18	0.64
Al ₂ O ₃	16.69	21.40	19.03	21.55	17.97	20.83	19.01	18.56	20.52	50.25
Fe ₂ O ₃	3.73	0.40	2.38	0.56	4.37	0.64	0.86	1.40	0.38	0.42
FeO	11.50	28.49	16.43	33.80	17.15	30.87	30.64	10.68	26.79	10.19
MnO	0.15	1.60	<0.01	1.56	0.03	1.20	0.44	0.08	4.81	0.10
MgO	9.14	3.80	10.92	3.43	8.70	3.07	1.85	10.79	3.55	3.09
CaO	11.53	5.81	—	1.48	0.11	6.15	4.75	10.24	4.76	0.23
Na ₂ O	1.21	—	0.20	—	0.14	—	—	1.45	—	—
K ₂ O	0.25	—	9.19	—	8.95	—	—	0.29	—	—
H ₂ O ⁺	2.60	—	4.20	—	3.90	—	—	1.85	—	2.50
Σ	100.08	99.73	100.23	99.84	100.03	100.07	99.68	99.72	100.12	100.02
<i>f</i>	47.6	81.1	49.0	85.0	57.7	85.4	90.6	38.4	81.1	65.7
Alm		64.34		77.97		68.37	75.70		61.08	
Pyr		15.25		14.07		12.06	8.15		14.2	
Gross		15.95		2.84		15.61	12.41		12.74	
Andr		0.97		1.49		1.23	2.66		0.96	
Spess		3.48		3.62		2.73	1.07		11.01	

Таблица 13 (продолжение)

Окислы	Б-57-2			Б-45-35-7			Б-45-35-3			Б-210-4	Б-210-5	
	Hb	Gr	St	Hb	Gr	Bt	Gr	St	Chl	Ant	Hb	Ant
SiO ₂	42.74	38.7	29.76	43.12	39.16	38.84	39.50	29.84	25.88	53.64	46.34	53.78
TiO ₂	0.55	0.10	0.78	0.34	0.17	1.13	0.25	0.73	0.12	0.35	0.50	0.15
Al ₂ O ₃	17.17	21.35	51.46	17.43	21.12	18.26	21.11	50.82	22.90	6.01	14.18	3.92
Fe ₂ O ₃	3.73	0.48	2.45	3.35	0.48	1.87	0.40	0.59	1.20	0.79	0.98	0.98
FeO	10.65	28.50	11.06	10.80	28.59	7.96	29.16	12.91	15.19	14.32	9.38	16.63
MnO	0.11	1.52	0.13	0.10	0.83	0.04	0.66	0.06	0.04	0.12	0.19	0.30
MgO	9.56	4.31	2.76	10.29	5.51	18.56	5.44	2.89	22.28	21.27	13.80	20.53
CaO	10.48	4.75	0.11	10.85	4.29	0.07	3.84	0.06	—	0.45	10.40	0.68
Na ₂ O	1.54	—	—	1.10	—	0.60	—	—	0.02	0.52	1.45	0.30
K ₂ O	0.49	—	—	0.39	—	8.00	—	—	—	0.01	0.25	0.01
H ₂ O ⁺	3.17	—	1.95	2.25	—	4.95	—	2.15	12.60	2.40	2.50	2.75
Σ	100.19	99.71	100.46	100.02	100.15	100.28	100.36	100.05	100.25	99.88	99.97	100.03
<i>f</i>	45.1	79.0	72.9	43.0	74.5	22.5	75.2	72.1	29.1	28.3	29.4	32.3
Alm		65.07			63.89		65.67					
Pyr		17.57			22.01		21.84					
Gross		12.44			10.73		10.05					
Andr		1.47			1.44		0.97					
Spess		3.44			1.92		1.46					

Таблица 13 (продолжение)

Элементы	Б-45-35-4				Б-45-34-1				Б-45-22-1				Б-45-22-6		Б-85-1	
	Hb		Gr		Bt		Gr		Bt		Gr		Gr		Hb	
	Количество ионов															
Si	6.27	6.26	3.01	2.98	2.68	2.74	2.94	2.94	2.71	2.80	2.97	2.97	3.29	2.98	6.30	6.20
Ti	0.05	0.05	0.01	0.01	0.11	0.11	0.01	0.01	0.16	0.16	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.04
Al	2.88	2.87	1.99	2.02	1.68	1.71	2.06	2.06	1.59	1.65	1.96	1.96	1.76	1.97	3.13	3.08
Fe ³⁺	0.41	0.41	0.02	0.02	0.13	0.14	0.03	0.03	0.25	0.26	0.04	0.04	0.05	0.06	0.15	0.15
Fe ²⁺	1.41	1.40	1.88	1.91	1.03	1.05	2.29	2.29	1.08	1.12	2.06	2.06	2.01	2.25	1.28	1.26
Mn	0.02	0.02	0.11	0.11	—	—	0.11	0.11	—	—	0.08	0.08	0.03	0.03	0.01	0.01
Mg	1.99	1.99	0.45	0.45	1.22	1.24	0.41	0.41	0.98	1.01	0.36	0.36	0.22	0.24	2.30	2.26
Ca	1.81	1.80	0.49	0.50	—	—	0.13	0.13	0.01	0.01	0.52	0.52	0.40	0.45	1.57	1.55
Na	0.34	0.34	—	—	0.03	0.03	—	—	0.02	0.02	—	—	—	—	0.40	0.40
K	0.05	0.04	—	—	0.88	0.90	—	—	0.86	0.89	—	—	—	—	0.05	0.05
Al _{IV}	1.73	1.74	—	0.02	1.32	1.26	0.06	0.06	1.29	1.20	0.03	0.03	—	0.02	1.70	1.80
Al _{VI}	1.15	1.13	—	2.00	0.36	0.45	2.00	2.00	0.30	0.45	1.93	1.93	—	1.95	1.43	1.28

Таблица 13 (продолжение)

Элементы	Б-85-1				Б-57-2						Б-45-35-7				Б-45-35-3			
	Gr		St		Hb		Gr		St		Hb		Gr		Bt		Gr	
	Количество ионов																	
Si	3.01	3.01	4.54	4.87	6.26	6.21	3.05	2.97	4.16	4.27	6.24	6.17	3.0	3.0	2.78	2.80	2.98	2.98
Ti	0.01	0.01	0.07	0.07	0.06	0.06	0.01	0.01	0.08	0.08	0.04	0.04	—	—	0.06	0.06	0.01	0.01
Al	1.96	1.96	8.24	8.87	2.96	2.94	1.98	2.03	8.48	8.70	2.98	2.94	1.98	1.99	1.54	1.55	2.0	2.0
Fe ³⁺	0.02	0.02	0.04	0.05	0.41	0.41	0.03	0.03	0.26	0.26	0.36	0.36	0.03	0.03	0.10	0.10	0.02	0.02
Fe ²⁺	1.81	1.82	1.19	1.27	1.30	1.29	1.88	1.93	1.29	1.33	1.31	1.29	1.89	1.90	0.48	0.48	1.96	1.96
Mn	0.33	0.33	0.01	0.01	0.01	0.01	0.10	0.10	0.01	0.02	0.01	0.01	0.06	0.06	—	—	0.04	0.04
Mg	0.43	0.43	0.64	0.69	2.08	2.07	0.51	0.52	0.57	0.59	2.22	2.19	0.65	0.66	1.98	2.00	0.65	0.65
Ca	0.41	0.41	0.03	0.04	1.64	1.63	0.40	0.41	0.02	0.02	1.68	1.66	0.37	0.37	—	—	0.33	0.33
Na	—	—	—	—	0.44	0.43	—	—	—	—	0.31	0.30	—	—	0.08	0.08	—	—
K	—	—	—	—	0.09	0.09	—	—	—	—	0.07	0.07	—	—	0.73	0.74	—	—
Al _{IV}	—	—	—	—	1.74	1.79	—	0.03	—	—	1.76	1.83	—	—	1.22	1.20	0.02	0.02
Al _{VI}	—	—	—	—	1.22	1.15	—	2.00	—	—	1.22	1.11	—	—	0.32	0.35	1.98	1.98

Таблица 13 (продолжение)

Элементы	Б-45-35-3				Б-210-4		Б-210-5			
	St		Chl		Ant		Hb		Ant	
Количество ионов										
Si	4.21	4.34	2.38	2.39	7.52	7.53	6.62	6.50	7.66	7.66
Ti	0.08	0.08	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02
Al	8.46	8.72	3.24	3.26	0.99	0.99	2.39	2.34	0.66	0.66
Fe ³⁺	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10
Fe ²⁺	1.52	1.57	1.17	1.18	1.68	1.68	1.12	1.10	1.98	1.98
Mn	0.01	0.01	—	—	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.04
Mg	0.61	0.63	3.06	3.07	4.44	4.45	2.94	2.88	4.36	4.36
Ca	0.01	0.01	—	—	0.07	0.07	1.59	1.56	0.10	0.10
Na	—	—	—	—	0.14	0.14	0.40	0.39	0.08	0.08
K	—	—	—	—	—	—	0.04	0.04	—	—
Al ^{IV}	—	—	1.62	1.61	0.48	0.47	1.38	1.50	0.34	0.34
Al ^{VI}	—	—	1.62	1.65	0.51	0.52	1.01	0.84	0.32	0.32

Примечание. Б-45-35-4 — амфиболит, Qu + Pl + Gr + Hb; Б-45-34-1 — гнейс, Qu + Pl + Ky + St + Gr + Bt. Остальные анализы из метасоматитов: Б-45-22-1 — Qu + Bt + Gr; Б-45-22-6, Qu + Gr; Б-85-1, Qu + Ky + Gr + St + Hb; Б-57-2, Qu + Pl + Gr + St + Hb; Б-45-35-7, Qu + Hb + Gr (+ Bt); Б-45-35-3, Qu + St + Gr + (Chl); Б-210-4, Qu + Ky + Ant + (Chl); Б-210-5, Qu + Pl + Hb + Ky + Ant (+ Chl). Анализы выполнены в лаборатории ИГГД АН СССР. Аналитики В. Д. Бугрова, В. Ф. Гусева, С. С. Коноплева.

натом. Ставролит с $Ng=1.755$ имеет $f=75\%$, определенную по диаграмме состав—свойства для ставролитов района Северной Карелии (Федькин, 1975), гранат имеет $N=1.795$. Граница между III и IV зонами бывает резкая (рис. 26, б). В участках максимального выщелачивания формируются кианитовые кварциты с мономинеральными кварцевыми зонами. При достаточной активности серы в растворах выщелоченное железо связывается с серой и среди кварцитов формируются тела вкрапленных сульфидных руд (рис. 25). Отметим, что благоприятной для сульфидообразования на месторождении была высокая восстановительная обстановка при метасоматозе, о чем свидетельствует не только наличие стратифицированных горизонтов метаморфических графитовых сланцев, но и присутствие обильной графитовой пыли в кислотных метасоматитах по гнейсам и амфиболитам. Обратим внимание на то, что в приведенных колонках среди четырехминеральных ассоциаций отсутствует парагенезис кварца, кианита, граната и роговой обманки, а среди трехминеральных — кварца, кианита и граната. Эти парагенезисы появляются в подобных колонках шведских метасоматитов. Отмеченные различия позволяют выяснить специфику проявления процессов на участках.

Рассмотренный процесс кислотного выщелачивания в кислых и основных породах характеризуется рядом подвижности компонентов Na_2O , MgO , CaO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2 . Этими особенностями, а также, по-видимому, большей кислотностью воздействующих растворов процессы глубинного кислотного выщелачивания кианит-кварцевой фации отличаются от процессов выщелачивания андалузит-кварцевой фации, где среди сильных оснований отчетливо выражены инертность магния и высокая подвижность кальция.

Выявленный ряд подвижности компонентов совпадает с рядом подвижности компонентов, установленным для глубинных метасоматитов района Тикшеозера (Пинаева, 1970) и отличается от ряда подвижности для глубинных метасоматитов по породам станового комплекса, для которых имеют место резко выраженная инертность кальция и высокая подвижность железа и магния (Кориковский, 1967).

Мусковит-кварцевая фация выщелачивания. Метасоматические процессы мусковит-кварцевой фации выщелачивания развиты в метаморфических породах кислого состава, а также накладываются на метасоматиты кианит-кварцевой фации и приурочены к узким зонам рассланцевания. Мусковитизированным породам свойственна сланцеватая текстура, связанная с определенным этапом складчатости, что характеризует их как синдеформационные образования, при формировании которых существенную роль играли ориентированные нагрузки. Поэтому для метасоматических колонок, описывающих эти процессы, принимается модель метасоматоза, где фактором состояния является давление.

Судя по имеющимся данным, процесс мусковитизации характеризуется двумя типами колонок. В одном случае (гранат-муско-

вит-кварцевая субфация) на фронте замещения первым выщелачивается биотит, в связи с чем парагенезис кварца, мусковита, плагиоклаза и граната распространен в слабовыщелоченных гнейсах. Среди таких пород в участках максимальной мусковитизации развиваются кварц-мусковитовые сланцы с гранатом или без него, с мономинеральными кварцевыми зонами. Из описания следует, что в данном случае выщелачивание характеризуется следующей метасоматической колонкой: I. $Bt+Pl+Gr+Mu+Qu \rightarrow$ II. $Pl+Gr+Mu+Qu \rightarrow$ III. $Gr+Mu+Qu \rightarrow$ IV. $Mu+Qu \rightarrow$ V. Qu .

Нетрудно убедиться в том, что рассматриваемый процесс характеризуется тем же рядом относительной подвижности компонентов, что и метасоматиты кианит-кварцевой фации ($K_2O/MgO, CaO, FeO, Al_2O_3, SiO_2$).

Однако наблюдается и другая последовательность распада минералов при мусковитизации гнейсов (плагиоклаз-мусковит-кварцевая субфация). В этом случае из железо-магнезиальных фаз первым исчезает гранат и в слабовыщелоченных породах кристаллизуется парагенезис кварца, плагиоклаза, мусковита и биотита. В условиях такого протекания процесса плагиоклаз исчезает после полного замещения биотита и оказывается устойчивым в сильномусковитизированных сланцах, перемежающихся с породами кварц-мусковитового состава. Из сказанного вытекает следующая метасоматическая колонка:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. $Gr+Bt+Pl+Mu+Qu$	SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO (или Na_2O), MgO
II. $Bt+Pl+Mu+Qu$	SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO
III. $Pl+Mu+Qu$	SiO_2, Al_2O_3, CaO K ↓
IV. $Mu+Qu$	SiO_2, Al_2O_3
V. Qu	SiO_2

Имеющиеся наблюдения свидетельствуют о том, что данный процесс накладывается и на железо-магнезиальные метасоматиты, рассматриваемые ниже. Последнее может указывать на его более низкотемпературный характер, если принять во внимание широкий температурный интервал кристаллизации мусковитов ($550-300^\circ$). Из анализа приведенной колонки вытекает ряд подвижности компонентов $K_2O/FeO, MgO, CaO, Al_2O_3, SiO_2$, который отличается от ряда подвижности компонентов выше рассмотренного процесса высокой подвижностью железа и инертным поведением кальция. Он также отличается от ряда подвижности компонентов для однотипных процессов в районе Тикшеозера, в котором среди сильных оснований магний оказывается наиболее подвижным, а кальций наиболее инертным (Московченко, Турченко, 1975). Отметим, что несколько по-иному этот же процесс кварц-мусковитового выщелачивания интерпретируется в работе Н. И. Московченко (1971), которая рассматривает калий как инертный компонент.

Подвижное поведение железа при мусковит-кварцевом выщелачивании, как показывают исследования С. И. Турченко (Москов-

ченко, Турченко, 1975), благоприятно для формирования сульфидных прожилково-вкрапленных руд. В этом смысле процессы глубинного мусковит-кварцевого выщелачивания близки с рудообразующими метасоматическими процессами андалузит-кварцевой фации Свекофеннского метаморфического пояса, осуществлявшимися при подвижном поведении железа.

Основной метасоматоз

С зонами кислотного выщелачивания на месторождении Хизовара тесным образом связаны участки переотложения выщелоченных компонентов, представленные метасоматическими жилами гранатовых и аноритовых пород, а также телами сульфидных кварцитов. Обращает на себя внимание факт разделения в пространстве кальциевых и железо-магнезиальных метасоматитов. Гранатовые породы отличаются от вмещающих их кристаллических сланцев повышенным содержанием железа или магния, что позволяет рассматривать их как продукты железо-магнезиального метасоматоза. Они залегают в виде линзовидных тел, жил, ветвистых участков среди амфиболитов, гнейсов, метасоматических кварцитов, часто встречаясь на контактах выщелоченных и неизмененных пород. Жилы метасоматитов ориентированы вдоль осевых плоскостей изоклинальных складок, залегая согласно со сланцеватостью вмещающих пород или пересекая ее.

Состав гранатовых метасоматитов разнообразен. В мелкозернистых мусковитовых, биотит-мусковитовых сланцах часто присутствуют жилы крупнозернистых пород, в одних случаях состоящих из кварца, граната и биотита, в других только из кварца и граната (рис. 29). В метасоматических кварцитах, состоящих из ставролита, кианита, граната, биотита и роговой обманки, встречены своеобразные жилы крупнозернистых очковых гранат-мусковитовых сланцев (рис. 30). Мусковит в них крупночешуйчатый, гранаты диаметром до 5—6 см содержат множество включений кварца, кианита, ставролита, биотита, роговой обманки, причем состав включений определяется составом вмещающего кварцита. В кианит-ставролитовых кварцитах по амфиболиту гранатовые метасоматиты слагают участки крупнозернистых пород, состоящих на 80—90% из граната.

В меланократовых гранат-биотитовых плагиогнейсах рядом с выщелоченными породами встречены зональные жилы крупнозернистых кварц-гранатовых пород повышенной железистости с сульфидной сырьей, мощностью до нескольких десятков сантиметров. Зоны внешне отчетливо различаются по зернистости, которая увеличивается по направлению к осевой части метасоматического тела, и по содержанию темноцветных минералов (рис. 31). От вмещающего гнейса гранатовая порода отделена зоной кварц-плагиоклаз-гранат-биотитового состава, резко обогащенной гранатом (60—70%). Последний замещает остальные минералы и обладает скелетной структурой. В последующей зоне

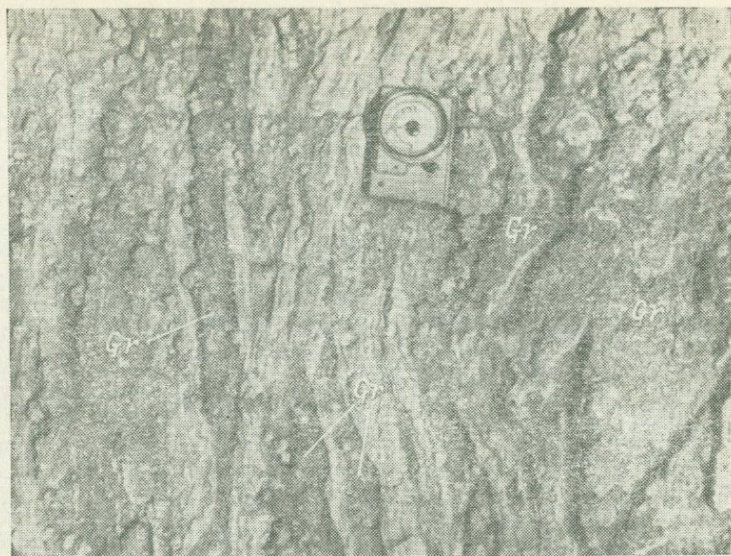


Рис. 29. Жилы гранатовой породы (*темное*) в мусковитизированном гнейсе (месторождение Хизовара).

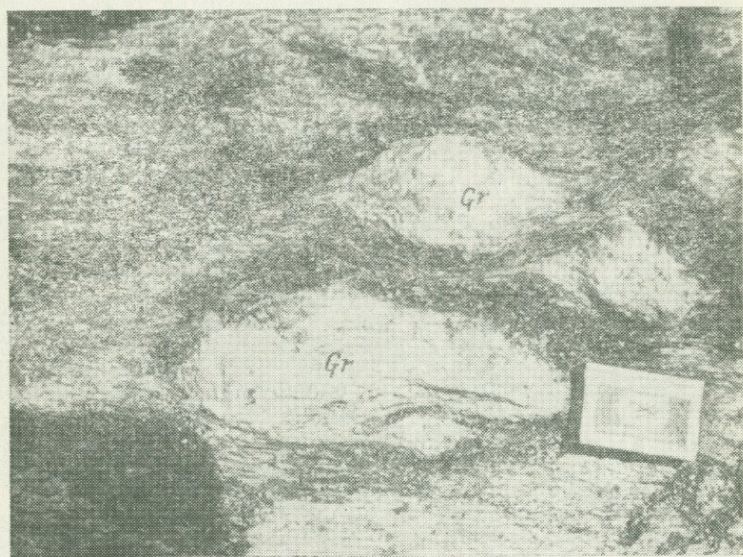


Рис. 30. Крупнозернистая мусковит-гранатовая порода (месторождение Хизовара).

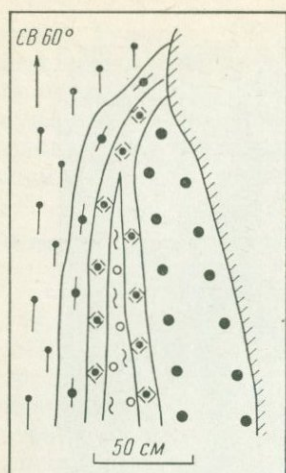


Рис. 31. Зональное жильное тело гранатовой породы (месторождение Хизовара). План.

1 — гранат-биотитовый гнейс ($Qu+Pl+Gr+Bt$); 2 — гнейс с порфиробластами и скоплением порфиробласт граната ($Qu+Pl+Bt+Gr$); 3 — средне-крупнозернистая биотит-гранатовая порода ($Qu+Bt+Gr$); 4 — крупнозернистая гранатовая порода ($Qu+Gr \pm Bt$, граната до 95—98%); 5 — гранат-мусковитовый сланец по гранат-биотитовой породе.

из парагенезиса полностью исчезает плагиоклаз, одновременно увеличивается содержание граната. Внутренние зоны представляют собой кварц-гранатовую породу (граната 80—95%), в отдельных участках которой кварц присутствует только во включениях. Из описания зональности вытекает следующая метасоматическая колонка биотит-гранатовой субфации гранатовой фации железистого метасоматоза: I. $Qu+Pl+Bt+Gr \rightarrow$ II. $Qu+Bt+Gr \rightarrow$ III. $Qu+Gr \rightarrow$ IV. Gr.

Рассматриваемый процесс протекает при повышенном потенциале калия в растворах, в связи с чем биотит устойчив во внутренних зонах, а на фронте замещения, с переходом кальция в подвижное состояние, первым исчезает плагиоклаз. На повышенную активность калия в ряде случаев указывает присутствие более поздних зоннок, сложенных гранат-мусковитовой породой. Стабилизация граната во внутренних зонах и повышение в этом же направлении железистости минералов (II зона: гранат имеет $f=85.4\%$, $Pyg=12.06$, $Spess=2.73$, $Alm=68.37\%$, $Andr=1.23$, $Gross=15.61\%$, $N=1.789$; биотит имеет $f=57.4\%$; табл. 13, обр. 45-22-1; IV зона: гранат имеет $f=90.6\%$, $Pyg=8.15$, $Spess=1.07$, $Alm=75.7$, $Andr=2.66$, $Gross=12.41\%$, $N=1.802-1.807$; обр. 45-22-6) позволяют рассматривать железо в данном процессе как вполне подвижный компонент, обладающий высокой активностью в растворе. О высокой активности кальция в растворе свидетельствует повышенное содержание кальциевых минералов в гранатах по сравнению с обычными гранатами из метапелитов. Следует отметить, что кристаллизация существенно алмадин-гроссуляровых гранатов при железистом метасоматозе хорошо согласуется с относительной подвижностью FeO и CaO при кислотном выщелачивании.

Кальциевые метасоматиты, представленные разнообразными анортитовыми породами (анортитовая фация кальциевого метасоматоза), состоят преимущественно из основного плагиоклаза ряда лабрадор—анортит с гранатом, ставролитом, кианитом, роговой обманкой. Они развиты в обычных метаморфических породах — гнейсах и амфиболитах, встречены среди затронутых

кислотным выщелачиванием пород. Появление анортита в различных парагенезисах рассматривается как результат кальциевого метасоматоза в зонах переотложения. Так, дистенизированные и мусковитизированные гнейсы, плагиоклаз в которых представлен № 20—30, содержат участки пород, сложенных ассоциациями кварца, биотита, кианита, ставролита, граната, мусковита и плагиоклаза № 65—75. Причем рядом часто расположены выщелоченные амфиболиты. Большая часть анортитовых метасоматитов приурочена к внешним зонам выщелоченных амфиболитов, на контактах с неизменной породой.

Морфологически анортитовые метасоматиты представляют собой полосчатые породы, в которых полосы (мощность сантиметры—десятки сантиметров), состоящие из кварца, кианита, ставролита, граната, роговой обманки и плагиоклаза, чередуются с полосами, сложенными анортитовым плагиоклазом (№ 85—95) с кианитом, ставролитом, роговой обманкой (рис. 32). В целом тела кальциевых метасоматитов ориентированы вдоль сланцеватости и осевых плоскостей изоклинальных складок вмещающих пород. Один из вариантов зональности представлен следующей сменой ассоциаций: $Qu+Ky+St+Hb+An \rightarrow Qu+Ky+St+An \rightarrow Qu+Ky+An \rightarrow Qu+An$. Иногда метасоматиты содержат обильную вкрапленность сульфидов. Очевидно, что такое замещение осуществляется в условиях повышенной кислотности и высокой активности кальция в растворах.

Зональность магнизиальных метасоматитов (ставролит-гранатовая фация) рассмотрим на примере ставролит-гранатовой породы, образованной в гранатовом амфиболите, на контакте с выщелоченным амфиболитом, состоящим из кварца, плагиоклаза, роговой обманки, кианита, ставролита и граната (состав вмещающего амфиболита приводился выше, при описании колонки кислотного выщелачивания, обр. 45-35-4): I. $Qu+Pl+Hb+St+Gr \rightarrow$ II. $Qu+Pl+St+Gr \rightarrow$ III. $Qu+St+Gr \rightarrow$ IV. $Qu+Gr \rightarrow$ V. Gr.

Такой процесс выражается в последовательном замещении гранатом всех минералов с образованием в итоге гранатового бластолита. При этом железистость граната уменьшается от 81 (I зона) до 74% (IV зона). Внешняя зона, контактирующая с амфиболитом, характеризуется большой насыщенностью порфиробластами граната в парагенезисе со ставролитом и их скоплениями. Промежутки заполнены кварцем, плагиоклазом и в подчиненном количестве роговой обманкой. Переход ко второй зоне фиксируется полным исчезновением амфибола. По направлению ко внутренним зонам метасоматиты, как правило, становятся более крупнозернистыми, участки существенно гранатовой породы сливаются и порода переходит в гранатит. Самостоятельные жильные тела гранатитов или гнезда неправильной формы мощностью сантиметры—десятки сантиметров могут пересекать зональность, прослеживаясь как в неизменных амфиболитах, так и в соседствующих участках выщелоченных амфиболитов.



Рис. 32. Полосчатый анортитовый метасоматит (светлые полосы) в кварц-кианит-плаггиоклаз-ставролит-роговообманковом (темное) метасоматите (месторождение Хизовара).

На основании всего имеющегося материала (Бушмин, 1978) была составлена следующая обобщенная метасоматическая колонка, характеризующая зональность ставролит-гранатовой фации магнезиального метасоматоза в гранатовых породах:

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Gr+St+Hb	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO, Na ₂ O
II. Qu+Gr+St+Pl Qu+Gr+St+Hb Qu+Pl+Gr+Hb	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO
III. Qu+Gr+St Qu+Gr+Pl Qu+Gr+Hb	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO Mg ↓
IV. Qu+Gr	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Gr	Al ₂ O ₃

Все перечисленные зоны представляют собой породы, резко обогащенные гранатом, образующим скелетные кристаллы, которые замещают другие минералы и содержат многочисленные

включения кварца, ставролита, плагиоклаза, роговой обманки. В некоторых парагенезисах может присутствовать флогопит. Количественное содержание граната увеличивается по направлению ко внутренним зонам, вплоть до образования почти мономинерального гранатового метасоматита. I зона метасоматита представлена парагенезисом кварц—плагиоклаз—гранат—ставролит—роговая обманка, где инертными являются SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO , Na_2O (гранат: $f=79.0\%$, $\text{Pyg} = 17.57$, $\text{Spess} = 3.44$, $\text{Alm} = 65.07$, $\text{Andr} = 1.47$, $\text{Gross} = 12.44\%$, $N=1.790-1.793$; ставролит: $f=72.9\%$, $\text{Ng}=1.755$, $\text{Nm}=1.749$, $\text{Np}=1.741$; роговая обманка: $f=45.1\%$, $\text{Ng}=1.680$, $\text{Nm}=1.671$, $\text{Np}=1.654$; табл. 13, обр. 57-2).

Во II зоне с инертными компонентами SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO парагенезис кварца, граната, ставролита и плагиоклаза наблюдался в зональном ставролит-гранатовом метасоматите, сформированном на контакте амфиболита с выщелоченным амфиболитом. Парагенезисы кварца, граната, ставролита, роговой обманки и кварца, плагиоклаза, граната и роговой обманки обычны для гранатовых пород в амфиболитах вблизи зон выщелачивания.

В III зоне парагенезис кварц+роговая обманка+гранат+флогопит характеризует гранатовые метасоматиты по амфиболитам (гранат: $f=74.5\%$, $\text{Alm} = 63.89$, $\text{Pyg} = 22.01$, $\text{Gross} = 10.73$, $\text{Spess} = 1.92$, $\text{Andr} = 1.44\%$, $N=1.794$; роговая обманка: $f=43.0\%$, $\text{Ng}=1.678$, $\text{Nm}=1.669$, $\text{Np}=1.654$; флогопит: $f=22.5\%$, $\text{Nm}=1.608-1.612$; табл. 13, обр. 45-35-7). Парагенезисы кварц+плагиоклаз+гранат и кварц+ставролит+гранат+хлорит обычны для гранатовых метасоматитов, которые формируются в выщелоченных амфиболитах (кварцитах) (гранат: $f=75.2\%$, $\text{Alm} = 65.67$, $\text{Pyg} = 21.84$, $\text{Gross} = 10.05$, $\text{Spess} = 1.46$, $\text{Andr} = 0.97\%$, $N=1.796-1.798$; хлорит: $f=29.1\%$, $N=1.607$; ставролит: $f=72.1\%$, $\text{Ng}=1.756$, $\text{Nm}=1.749$, $\text{Np}=1.741$; табл. 13, обр. 45-35-3). Во внутренних зонах формируется крупнозернистая гранатовая порода с содержанием граната до 95%.

Рассмотренный процесс гранатизации пород обращает на себя внимание однотипностью с метасоматическими процессами, приводящими к образованию практически мономинеральных гранатовых пород в малоглубинном комплексе Вороньих тундр на поздних стадиях магнезиально-железистого метасоматоза. И в глубинных, и в малоглубинных условиях геологические наблюдения над конкретными телами гранатовых метасоматитов (наследование структуры замещающей породы, отсутствие ориентированных структур по метасоматическим минералам, соответствие периоду жестких деформаций) свидетельствуют о том, что в ряде случаев метасоматоз происходит при постоянстве объема. С того момента, когда процесс становится изохорическим, во всех зонах появляется дополнительная фаза, представленная в данных комплексах гранатом. В связи с этим находит себе объяснение факт постоянно наблюдающегося замещения всех минералов гранатом.

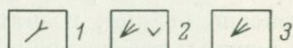
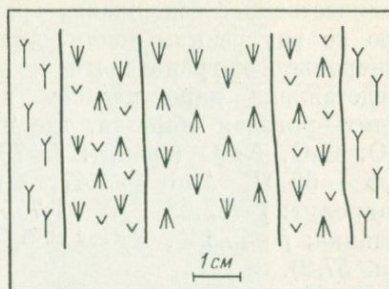
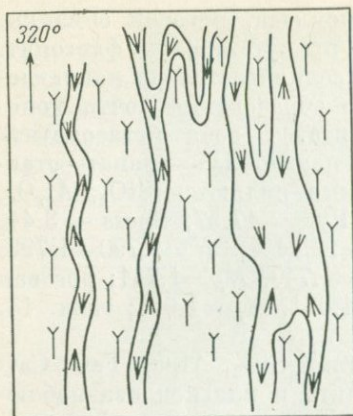


Рис. 33. Жилы антофилитовых метасоматитов в амфиболите (месторождение Хизовара). План.

Рис. 34. Зональность жил антофилитовых метасоматитов.

1 — сланцеватый амфиболит; 2 — антофилилит-роговообманковая порода ($Qu + Ky + Pl + Hb + Ant \pm Chl$); 3 — существенно антофилилитовая порода ($Qu + Ant \pm Pl \pm Ky$) с участками мономинеральной антофилилитовой породы.

В северо-восточной части участка, на фланге зоны выщелачивания в хлоритизированных амфиболитах встречены симметрично зональные жилы антофилитовых пород мощностью до первых десятков сантиметров (рис. 33), сформированные в изохорическом процессе и характеризующиеся следующей зональностью кианит-антофилитовой фации магнезиального метасоматоза (рис. 34) (Глебовицкий, Бушмин, 1979): I. $Qu + Pl + Ky + Ant + Hb \rightarrow$ II. $Qu + Pl + Ky + Ant \rightarrow$ III. $Qu + Ky + Ant \rightarrow$ IV. $Qu + Ant \rightarrow$ V. Ant.

В парагенезисах всех зон присутствует незначительное количество хлорита. Отчетливо проявлена тенденция к образованию в осевой части жил мономинеральной антофилилитовой породы. Границы между зонами резкие. I зона метасоматической колонки, где инертными компонентами являются SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, CaO, представлена ассоциацией кварц+плагноклаз+кианит+антофилилит+роговая обманка (антофилилит с $f=32.3\%$ и роговая обманка с $f=29.4\%$; табл. 13, обр. 210-5). По направлению ко внутренним зонам отмечается повышение магнезиальности антофилилита. Так, в парагенезисе III зоны с инертными компонентами SiO_2 , Al_2O_3 антофилилит имеет $f=28.3\%$ (табл. 13, обр. 210-4).

Во вмещающих амфиболитах присутствуют карбонатные жилы, участки карбонатированных амфиболитов, а также полосы хлоритовых сланцев. Хотя соотношение с гранатовыми метасоматитами неясно, формирование антофилилитовых жил, по-видимому, связано с наиболее поздними этапами железно-магнезиального метасоматоза и в целом появление антофилилитовых пород отра-

жает закономерную смену ранних, более железистых гранатовых образований более магнезиальными антофиллитовыми метасоматитами. Такая последовательность вполне согласуется с установленным рядом подвижности компонентов при кислотном выщелачивании.

Особенности и изменение состава минералов в процессе метасоматоза

Гранаты. В нашем распоряжении имеется два химических анализа минерала из метаморфических пород, не затронутых процессами метасоматоза (табл. 13). Гранат из амфиболита (обр. 45-35-4), имеющий железистость 81.1% и компонентный состав: Alm 64.34, Pyg 15.25, Gross 15.95, Andr 0.97, Spess 3.48%, на диаграмме Д. А. Великославинского (1972) близок к полю составов гранатов из пород, богатых кальцием, кианитового типа метаморфизма. Состав граната из ставролит-кианит-биотитового сланца (обр. 45-34-1) на упомянутой диаграмме попадает на границу полей составов гранатов метапелитов зон ставролита—кианита и кианита—силлиманита дистенового типа метаморфизма, характеризуясь железистостью 85% и следующим минеральным составом (в %): Pyg — 14.07, Spess — 3.63, Alm — 77.97, Andr — 1.49, Gross — 2.84.

В метасоматических породах развиты гранаты с железистостью 74.5—90.6% и содержанием минералов (в %): Alm — 61.08—75.70, Pyg — 8.15—22.01, Gross — 10.05—15.61, Andr — 0.96—2.66; Spess — 1.07—11.01. Вариации состава отражают прежде всего различные условия формирования гранатов при метасоматозе. Гранаты из железо-магнезиальных метасоматитов содержат небольшое и относительно постоянное количество спессартиновой и андрадитовой молекул. Резкое обогащение спессартином наблюдается в кислотном метасоматите (Spess — 11.01%, обр. 85-1). Отмеченная особенность состава гранатов была установлена ранее С. П. Кориновским (1967), который указывал на «обогащение спессартином в стадию нарастающего выщелачивания» (с. 38). Наименьшее содержание гроссуляра наблюдается в более магнезиальных гранатах, что находится в соответствии с относительной подвижностью сильных оснований при кислотном выщелачивании и определенном разделении этих компонентов в зонах переотложения. С указанным эффектом связано и отчетливое различие железистости. На диаграмме Д. А. Великославинского составы гранатов железистых метасоматитов располагаются в пределах зоны кианита—ставролита кианитового типа метаморфизма, тогда как составы гранатов из магнезиальных метасоматитов смещены в поле зоны кианита—силлиманита, что естественно было ожидать, учитывая их обогащенность пиропом.

Амфиболы. К а л ь ц е в ы е а м ф и б о л ы (табл. 13). Из амфиболитов с гранатом химически проанализирован один амфибол с железистостью 47.6% (обр. 45-35-4), который по параметрам

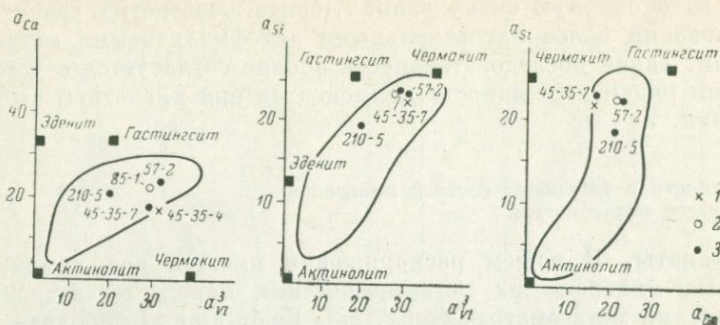


Рис. 35. Составы кальциевых амфиболов метаморфических и метасоматических пород (месторождение Хизовара).

1 — роговая обманка из амфиболита, 2 — из кислотного метасоматита, 3 — из железо-магнезиальных метасоматитов.

a_{Ca} , a_{VI}^3 , a_{Si} (Кориковский, 1967; Дук, 1976) попадает в поле кальциевых амфиболов квантитового типа метаморфизма (рис. 35), и состав его близок к среднему составу роговых обманок амфиболитовой фации. Этот амфибол характеризуется повышенной глиноземистостью при несколько большем содержании Al_{IV} (1.73 ф. е.) по сравнению с Al_{VI} (1.15 ф. е.), что свидетельствует о высоком содержании гастингситовой и чермакитовой молекул и является признаком повышенных давлений (Кориковский, 1967; Московченко, 1971; Глебовицкий, 1973). Количество щелочей указывает на приблизительно равное содержание упомянутых минералов.

Кальциевые амфиболы из кислотных и железо-магнезиальных метасоматитов ($f=29.4-45.1\%$) также богаты чермакитом и, судя по имеющимся данным, по содержанию глинозема и щелочей существенно не отличаются от роговой обманки из метаморфического парагенезиса. Исключение составляет амфибол ($f=29.4\%$) из наиболее магнезиальной ассоциации с антофиллитом, который обеднен алюминием, приближаясь по составу к эдениту. Отмеченные особенности состава, по-видимому, объясняются сложностью изоморфных замещений в структурах амфиболов, что порой затушевывает влияние внешних условий, а также амфотерными свойствами глинозема, меняющимися в зависимости от режима щелочности среды. В целом можно лишь отметить, что факты присутствия в однотипных метасоматитах чермакитовых роговых обманок отмечались и ранее (Московченко, 1971).

А н т о ф и л л и т ы. Химически изучены два минерала из различных зон магнезиального метасоматита по амфиболиту, характеризующиеся повышенной железистостью — 28.3—32.3% (табл. 13). По содержанию алюминия (0.66—0.99 ф. е.) составы антофиллитов являются переходными к группе высокоглиноземистых ромбических амфиболов ряда жедрита. Содержание остальных компонентов близко к составам известных минералов

этой группы (Костюк, 1970). В парагенезисе с роговой обманкой (обр. 210-5) антофиллит является более железистой фазой.

Биотиты. По содержанию титана и катионам шестерной координации точки составов биотитов (табл. 13) из ставролит-кианитового сланца ($Ti=3.68$, $Al_{VI}+Fe^{3+}=19.73$ ат.%; обр. 45-34-1), железистого ($Ti=5.33$, $Al_{VI}+Fe^{3+}=23.65$ ат.%; обр. 45-22-1) и магниального ($Ti=2.0$ ат.%, $Al_{VI}+Fe^{3+}=15.03$ ат.%; обр. 45-35-7) метасоматитов располагаются в поле составов железомagneзиальных слюд зоны ставролита и кианита кианитового типа метаморфизма, отклоняясь в различной степени в зависимости от специфики метасоматоза. Обогащенность алюминием свидетельствует о близости к истонит-сидерофиллитовому ряду. Слюда из железистого метасоматита характеризуется повышенной железистостью ($f=57.7\%$) и окисленностью ($Fe_2O_3=4.37$ вес.%) по сравнению с биотитом из магниального метасоматита ($f=22.5\%$, $Fe_2O_3=1.87$, $TiO_2=1.13$ вес.%) и почти в два раза большим содержанием титана (2.75 вес.%).

Ставролиты. Ставролиты присутствуют в метаморфических парагенезисах, но наиболее широко распространены в метасоматических породах. В последних проанализирован один ставролит из кислотного (обр. 85-1) и два из магниального (обр. 45-35-3, 57-2) метасоматитов по амфиболитам (табл. 13), характеризующиеся низкой железистостью (65.7—72.9%), которая свидетельствует о высокой активации магния в растворах. Интересно, что из аналогичных метасоматических парагенезисов известны еще более магниальные ставролиты с железистостью 68.2—58.2% (Московиченко, 1971).

Данные по составу ставролитов и ассоциирующих минералов из метасоматических фукситовых сланцев содержатся в работе Н. А. Волотовской и К. К. Жирова (1948). Очевидно, что повышенная железистость ставролита (86.7%) является отражением условий инертного поведения железа и обогащения последним как перемещенным инертным компонентом (Коржинский, 1955) при выщелачивании в условиях мусковит-кварцевой фации. Специфической особенностью химического состава ставролита является аномальное содержание хрома в парагенезисе с фукситом (изумрудно-зеленой слюдой) с синим кианитом ($Cr_2O_3=0.76$ вес.%). Высокое содержание в минералах хрома отмечается только в упомянутых метасоматитах стадии кислотного выщелачивания. По-видимому, так же как и в случае обогащения граната марганцем, условия низкой щелочности благоприятны для кристаллизации минералов с повышенным содержанием хрома. Региональная зараженность указанным элементом всех пород месторождения, установленная на основе спектрального анализа (Волотовская, Жиров, 1948), удовлетворительно объясняет источник хрома для дальнейшего перераспределения в процессе кислотного выщелачивания.

Хлориты. Имеется один химический анализ хлорита из кварц-ставролит-гранатового парагенезиса магниального метасоматита

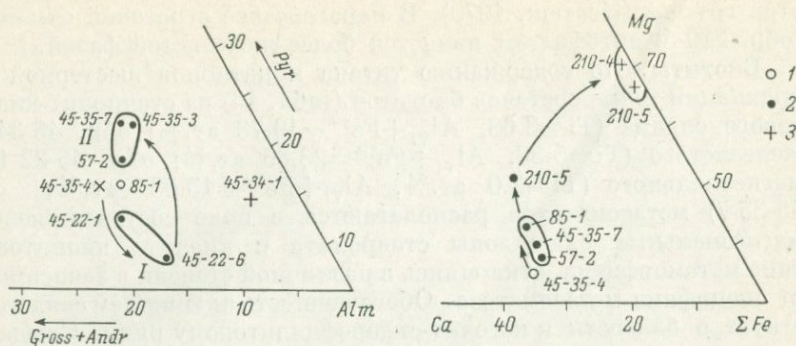


Рис. 36. Изменение состава гранатов при метасоматозе на месторождении Хизовара.

Гранаты из амфиболита (крестик); I — магнезиально-железистого метасоматита в плаггиогнейсе, II — железисто-магнезиальных метасоматитов в амфиболитах.

Рис. 37. Изменение состава амфиболов при метасоматозе на месторождении Хизовара.

1 — кальциевый амфибол из амфиболита, 2 — кальциевые амфиболы из метасоматитов, 3 — антофиллиты из метасоматитов.

(табл. 13, обр. 45-35-3). Соотношение с другими минералами дают основание предполагать его равновесность. По параметрам состава данный хлорит не соответствует средним значениям состава этого минерала ни одной из метаморфических фаций. Он характеризуется низкой железистостью (29.1%), высокой глиноземистостью ($Al=3.26$ ф. е.) с приблизительно равным содержанием алюминия в четвертой и шестерной координациях и по классификации К. Б. Кебезинскаса (Фации метаморфизма, 1970) относится к богатой магнием разновидности рипидолитов (f от 25 до 75%, $Si=2.8$ ф. е.).

Изменение состава минералов при метасоматозе. Главные тенденции в изменении состава минералов отражены на диаграммах (рис. 36, 37). Для гранатов наблюдается обогащение альмандиновыми и кальциевыми миналами в железистых метасоматитах и обеднение указанными компонентами в магнезиальных метасоматитах. Роговые обманки в магнезиальных метасоматитах снижают железистость и несколько обедняются кальцием. Отмеченные тенденции наиболее отчетливо проявляются на поздних стадиях магнезиального метасоматоза, когда при распаде роговых обманок появляются магнезиальные бескальциевые амфиболы ряда антофиллита. Обращает на себя внимание факт обогащения железом или магнием ставролитов, биотитов и хлоритов в соответствующих типах метасоматитов, а также высокая глиноземистость многих метасоматических минералов. Последняя особенность для кальциевых амфиболов может являться признаком повышенного давления флюида (Spear, 1976). В этом случае о снижении указанной величины на заключительных этапах

метасоматоза свидетельствует обеднение алюминием амфибола в антофиллитовых парагенезисах.

На основании изложенного выше можно прийти к заключению о том, что выявленные тенденции в изменении состава минералов являются отражением различной подвижности сильных оснований при кислотном выщелачивании и, соответственно, разделении этих компонентов в пространстве и во времени в зонах перетолжения в процессе основного метасоматоза. Из сказанного следует, что эволюция состава минералов подтверждает установленный при анализе метасоматической зональности кислотного выщелачивания ряд относительной подвижности сильных оснований.

Физико-химические условия проявления метасоматоза

Термометрия. Температуры формирования метасоматических пород на участке Хизовара, определенные по гранат-биотитовому термометру с учетом поправки к коэффициенту распределения магния и железа $\Delta K = +0.18 (\text{Fe}^{2+} - 2.14)\text{Gr} - 0.84 (\text{Ti} - 0.15)\text{Bt}$ ($T = 550 - 650^\circ$, $P = 6 - 6.5$ кбар), исключаяющей влияние состава сосуществующих фаз и давления (Термо- и барометрия, 1977), составляют $530 - 600^\circ$ (табл. 14). Более низкое значение температур $440 - 580^\circ$ получены по ставролит-гранатовому и хлорит-

Т а б л и ц а 14

P - T параметры минеральных равновесий в породах месторождения Хизовара

Номер образца	Парагенезис	Минеральная пара	X_{Mg}^*	K_D^{MgFe}	ΔK	$T, ^\circ\text{C}^*$	$T, ^\circ\text{C}$	$T + \Delta$
Метаморфические породы								
Б-45-35-4	Qu Pl Gr Hb	Gr Hb	0.181 0.521			610	630	
Б-45-34-1	Qu Ky Gr St Bt	Gr Bt	0.146 0.512	0.146	+0.061	575	575	650
Метасоматиты								
Б-45-22-1	Qu Bt Gr	Gr Bt	0.142 0.424	0.189	-0.023	630	630	600
Б-45-35-7	Qu Hb Gr (+Bt)	Gr Bt	0.249 0.774	0.081	+0.033	500	480	530
Б-45-35-7	Qu Hb Gr (+Bt)	Gr Hb	0.249 0.569			630		
Б-57-2	Qu Pl Gr St Hb	Gr Hb	0.201 0.548			Gr Hb 600 Gr St 550		
Б-45-35-3	Qu St Gr Chl	Gr Hb	0.201 0.548			Gr St 580 Gr Chl 550		
Б-85-1	Qu Ky St Gr Hb	Gr Hb	0.165 0.614			Gr Hb 490 Gr St 440		

гранатовому термометрам Л. Л. Перчука (1976), а также для мусковитовых сланцев (300—550°, табл. 15). Сравнивая полученные результаты с температурными условиями формирования метаморфических парагенезисов (610—650°, табл. 14), приходим к выводу о приуроченности метасоматоза к регрессивной стадии метаморфизма.

Т а б л и ц а 15

Результаты рентгеноструктурного анализа мусковитов района Хизовары

Номер образца	Полиптипия	Примеси	d_{002}	d_{0010}	$T, ^\circ\text{C}$ при $P = 6$ кбар
Б-66-6	2M ₁	—	1.501	1.986	460
Б-66-8	2M ₁	—	1.498	1.988	480
Б-34-4	2M ₁	—	1.498	1.994	360
Б-36-2	Не опр.		1.497	1.996	300
Б-45-Ф (фуксит)	2M ₁	—	1.498	1.985	520
Б-110-2	Не опр.		1.497	1.990	460
Б-45-34-40	2M ₁	Хлорит, кварц	1.496	1.985	550
Б-45-32	Не опр.		1.498	1.985	520
Б-45-29	»		1.497	1.988	490
Б-45-27	2M ₁	—	1.497	1.986	520
Б-45-22-5	Не опр.		1.497	1.988	490
Б-45-22-4	»		1.498	1.991	440
Б-88-2	»		1.498	1.990	450
Б-82-2	»		1.500	1.988	460

Качественные диаграммы химических потенциалов. Наибольший интерес представляют условия образования парагенезисов метасоматических кварцитов в основных породах. Зависимость между разнообразными парагенезисами III зоны кислотных метасоматитов и факторами состояний (T , $\mu_{\text{Mg}^{2+}}$, μ_{H^+}) может быть выяснена при анализе предлагаемой диаграммы (рис. 38). Для расчетов выбран парагенезис $\text{Qu} + \text{Ky} + \text{St}_{66} + \text{Gr}_{81} + \text{Hb}_{38} + \text{Pl}_{90}$ с полными химическими анализами минералов (обр. 85-1), который является невариантным в системе с четырьмя инертными компонентами — SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , FeO . Углы наклона моновариантных равновесий определялись из известных в термодинамике соотношений между химическими потенциалами вполне подвижных компонентов в открытых системах (Коржинский, 19576; Маркушев, 1965), где $\sum_1^i n_i d\mu_i = 0$. При записи реакций не учитывалось изменение отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Анализ диаграмм в координатах $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{H}^+}$ и $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{Mg}^{2+}}$, где $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ — химический потенциал воды, высвобождающейся в процессе дегидратации минералов, позволяет проследить характер смены парагенезисов в зависимости от кислотности и активности магния в растворах при различной температуре процесса.

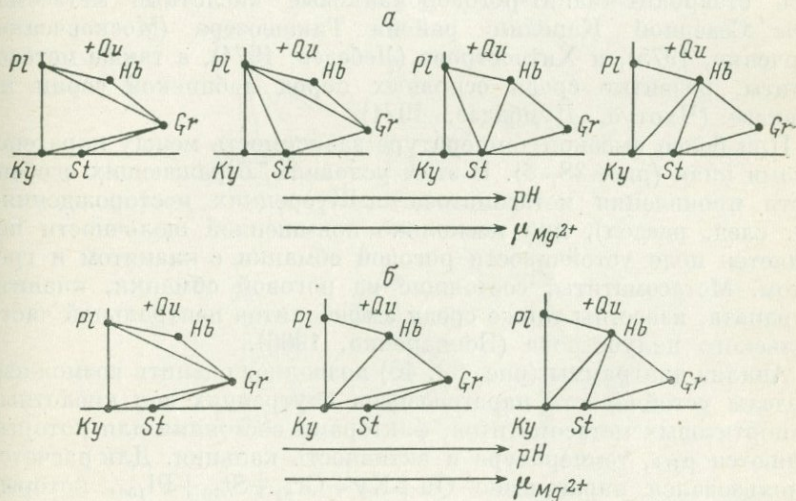
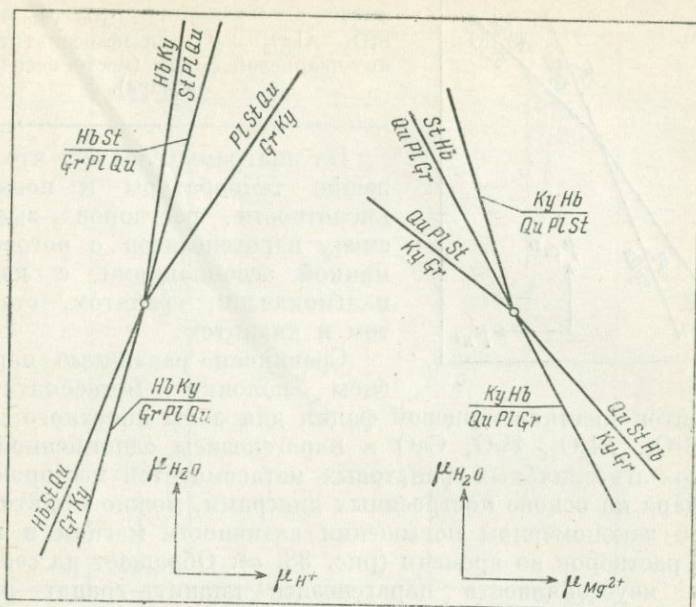


Рис. 38. Зависимость состава парагенезисов метасоматитов кианит-кварцевой фации выщелачивания от $\mu_{H_2O}(T)$, щелочности и активности Mg^{2+} в системе $SiO_2-Al_2O_3-FeO-CaO$ (месторождение Хизовара).

а — изменение состава парагенезисов с увеличением pH и $\mu_{Mg^{2+}}$ в области относительно пониженных температур; б — то же самое, в области относительно повышенных температур.

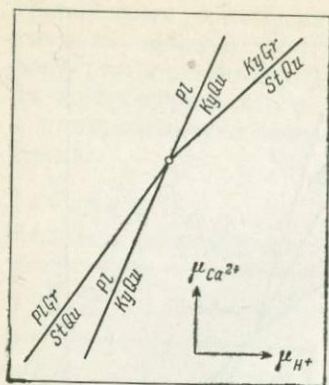


Рис. 39. Диаграмма химических потенциалов в координатах $\mu_{Ca^{2+}} - \mu_{H^+}$ в системе $SiO_2 - Al_2O_3 - FeO$ для метасоматитов кианит-кварцевой фации (месторождение Хизовара).

Из диаграмм следует, что понижение температуры и повышение кислотности растворов вызывают смену парагенезисов с роговой обманкой ассоциациями с кварцем, плагиоклазом, гранатом, ставролитом и кианитом.

Сравнивая различные парагенезисы колонки метасоматических кварцитов кианит-кварцевой фации для зоны инертного поведения SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO и парагенезисы одноименной зоны железо-магнезиальных гранатовых метасоматитов месторождения Хизовара на основе построенных диаграмм, можно прийти к выводу о закономерном повышении активности магния и щелочности растворов во времени (рис. 38, а). Обращает на себя внимание неустойчивость парагенезиса кианит—гранат—роговая обманка, что является характерной особенностью метасоматитов месторождения Хизовара. В сходных условиях формировались ставролит-кианит-роговообманковые кислотные метасоматиты Северной Карелии района Тикшеозера (Московченко, Турченко, 1975), и Хитоострова (Лебедев, 1974), а также метасоматиты, развитые среди основных пород лабинской серии на Кавказе (Чхотуга, Думбадзе, 1971).

При более высокой температуре зависимость между парагенезисами иная (рис. 38, б). В этих условиях, отражающих особенности проявления метасоматоза на Шуерецких месторождениях (см. след. раздел), при несколько повышенной щелочности появляется поле устойчивости роговой обманки с кианитом и гранатом. Метасоматиты, состоящие из роговой обманки, кианита и граната, известны также среди амфиболитов центральной части Кольского полуострова (Бондаренко, 1966).

Анализ диаграммы (рис. 39, 40) позволяет оценить возможные пределы устойчивости парагенезисов внутренних зон кислотных и анортитовых метасоматитов, факторами состояния для которых являются μ_{H^+} , температура и активность кальция. Для расчетов использовался парагенезис $Qu + Ky + Gr_{81} + St_{75} + Pl_{100}$, который является неинвариантным в трехкомпонентной системе $SiO_2 - Al_2O_3 - FeO$.

Диаграмма $\mu_{Ca^{2+}} - \mu_{H^+}$ дает возможность разделить по условиям образования метасоматиты, сформированные при определенной произвольной температуре. Из диаграммы следует, что ассоциации кианит-ставролит-гранатовых кварцитов образуются при повышенной кислотности растворов. Снижение кислотности приво-

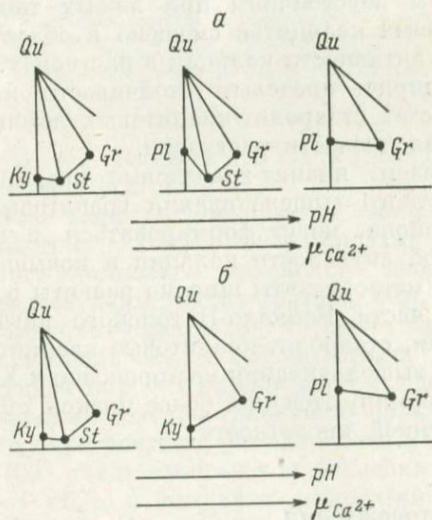
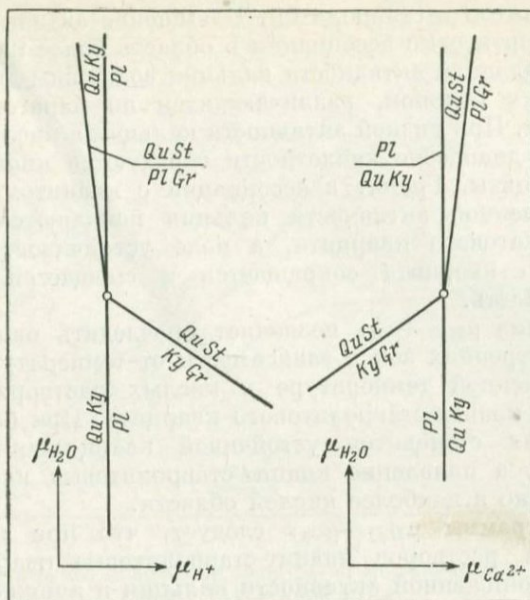


Рис. 40. Зависимость состава парагенезисов метасоматитов кянит-кварцевой фации выщелачивания от $\mu_{H_2O}(T)$, щелочности и активности Ca^{2+} в системе $SiO_2-Al_2O_3-FeO$ (μ_{H_2O} — химический потенциал воды, высвобождающейся при дегидратации минералов). Месторождение Хизовара.

а — изменение состава парагенезисов с увеличением рН и $\mu_{Ca^{2+}}$ в области относительно пониженных температур; б — то же самое, в области относительно повышенных температур.

дит к появлению ассоциаций анортитовых метасоматитов с гранатом, кианитом и ставролитом. Повышение активности кальция смещает анортитовые ассоциации в область более кислых растворов. При заданной активности кальция возможны два ряда метасоматических колонок, различающихся по парагенезисам внутренних зон. При низкой активности кальция в кислых растворах в широком диапазоне кислотности образуются кианит-ставролитовые кварциты. Гранат в ассоциации с кианитом отсутствует. При повышенной активности кальция появляются ассоциации кианит-гранатового кварцита, а поле устойчивости ставролит-кианитового кварцита сокращается и смещается в наиболее кислую область.

Диаграмма $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{H}^+}$ позволяет проследить изменение ассоциаций внутренних зон в зависимости от температуры процесса. При пониженной температуре в кислых растворах устойчива ассоциация кианит-ставролитового кварцита. При более высоких температурах становится устойчивой кварц-кианит-гранатовая ассоциация, а появление кианит-ставролитовых кварцитов возможно только в наиболее кислой области.

Из диаграммы $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{Ca}^{2+}}$ следует, что при произвольной кислотности растворов кианит-ставролитовые кварциты устойчивы при пониженной активности кальция и пониженных температурах. При повышенной активности кальция кианит-ставролитовые кварциты неустойчивы при любых температурах. Поле кианит-гранатовых кварцитов смещено в область более высокой температуры и активности кальция в растворах. Увеличение температуры расширяет пределы устойчивости кианит-гранатовых кварцитов за счет ставролит-кианитовых ассоциаций в сторону повышенной кальциевости растворов.

Таким образом, кианит-гранатовые кварциты, характерные для зон кислотного выщелачивания гранатовых месторождений Шуерецкого района, могут формироваться в кислых растворах при повышенной активности кальция и повышенных температурах. Подобные метасоматиты широко развиты в зонах выщелачивания южной части Байкало-Патомского нагорья (Кузнецова, 1972). Напротив, ставролит-кианитовые кварциты, типичные для зон кислотного выщелачивания месторождения Хизовара и района Тикшеозера, формируются при более низкой температуре, в растворах повышенной кислотности.

Шуерецкие месторождения

В районе Шуерецкой губы процессы кислотного выщелачивания и железо-магнезиального метасоматоза были изучены на гранатовых месторождениях Тербеостров, Еловый Наволок и Солохина Луда (Игнатьев, 1934) (рис. 41). Решению отдельных вопросов, связанных с геологическими особенностями этих месторождений, посвящены работы Н. А. Игнатьева (1934), Н. Г. Су-

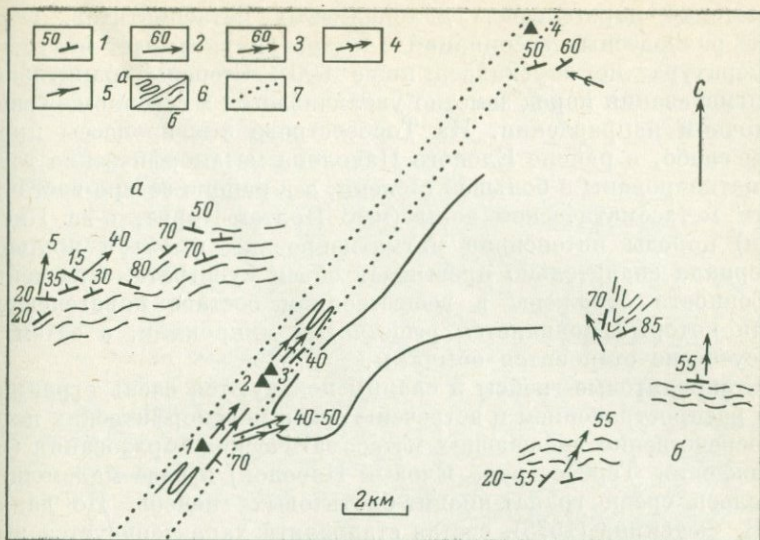


Рис. 41. Схематическое положение зоны развития гранатовых метасоматитов района Шуерецкой губы.

Участки развития гранатовых пород нанесены по данным Н. А. Игнатъева (1937) (черный треугольник с цифрами: 1 — Тербеостров, 2 — Солохина Луда, 3 — Еловый Наволок, 4 — о-ва Кислячихи). 1 — сланцеватость; 2 — линейность; 3 — шарниры складок; 4 — простирание осевых поверхностей складок; 5 — простирание полосчатости метасоматитов; 6 — характер складчатости (а — изоклиальная, б — пологая); 7 — условная граница зоны метасоматитов; а — район Кужручья; б — Медвежий остров, Варбар-Луда, Долгая Луда.

довикова (1939), В. И. Лебедева (1959), Г. М. Друговой и др. (1970), В. В. Федькина (1975).

Метаморфические породы, вмещающие зоны метасоматитов в ее юго-западной части, относятся к породам хетоламбинской свиты беломорского комплекса архейского возраста (Шуркин и др., 1962) и представлены гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, ставролит-кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, гранатовыми и полевошпатовыми амфиболитами.

В бедных кальцием породах района месторождения среди прочих наиболее широким распространением пользуются кианит-гранат-биотитовые парагенезисы, устойчивость которых при температурах 600—700° свидетельствует о давлениях при метаморфизме более 7—8 кбар в пределах жедрит-кианит-гранатовой и гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов ставролит-жедрит-кианит-ортоклазовой фациальной серии (Глебовицкий, 1973) (Bt+Mi, Bt+Ky+Gr, Bt+Gr+St, Bt+Ky+Gr+St, Bt+Gr+Mi, Bt+Ky+Gr+St+Gd, Bt+Ky+Gr+Gd). Очевидно, что преобладание на площади дистен-гранатовых гнейсов отражает в целом особенности термодинамического режима метаморфизма высоких давлений (8—9 кбар), о чем также свидетельствуют кианит-жедрит-

гранатовые парагенезисы малокалиевых метасоматитов. Отсутствие равновесных ассоциаций с хлоритом указывает на то, что температура не опускалась ниже 600° . Степень гранитизации и мигматизации пород заметно увеличивается в северном—северо-восточном направлении. На Тербеострове эти процессы проявлены слабо, в районе Елового Наволока метаморфические толщи мигматизированы в большей степени, а в районе северо-восточной части метасоматической зоны (мыс Полтам-Корга, о-ва Кислячихи) породы интенсивно мигматизированы и объем жильного материала значительно превышает объем субстрата. Отмеченные особенности отражены в вещественном составе парагенезисов, среди которых появляется решетчатый микроклин, а затем его присутствие становится обычным.

Ставролитовые гнейсы и сланцы пользуются очень ограниченным распространением и встречены среди метаморфических пород, непосредственно вмещающих метасоматические образования (месторождения Тербеостров, Еловый Наволок) в виде маломощных прослоев среди гранат-кианит-биотитовых гнейсов. По данным В. В. Федькина (1975), состав ставролита характеризуется высокой магнезиальностью ($f=60\%$), свидетельствующей об экстремальных $P-T$ условиях существования этого минерала в рассматриваемой области температур и давлений, которые, по-видимому, характеризуют условия метаморфизма на заключительных стадиях, переходных к регрессивному этапу. Показательным в этом отношении является моновариантный парагенезис кварца, кианита, граната, ставролита и жедрита, который может указывать на условия $P=8-7$ кбар, переходные между жедрит-кианит-гранатовой и ставролит-жедритовой субфациями. Гнейсы такого состава исключительно редки и встречены только среди метапелитов на месторождении Тербеостров (Другова и др., 1970).

Метаморфические парагенезисы в породах, богатых кальцием, в целом свидетельствуют о термодинамическом режиме фации альмандиновых амфиболитов ($Pl+Hb+Gr$, $Pl+Hb+Mi$, $Pl+Hb+Gr+Bt$, $Pl+Hb+Gr+Zo$, $Pl+Hb+Gr+Mi$, $Pl+Hb+Bt+Mi$, $Pl+Hb+Gr+Bt+Mi$). Так же как и в случае метапелитовых ассоциаций, породы с микроклином характерны для северной части района. Особого упоминания заслуживает парагенезис цоизит-гранатового амфиболита, который кристаллизуется при температурах меньше 620° и давлениях больше 6.5 кбар (Глебовицкий, 1976). Небольшие участки таких пород были встречены Г. М. Друговой среди обычных амфиболитов, и условия их формирования, вероятно, могут свидетельствовать о тенденции к снижению температуры на определенной стадии метаморфизма.

Метасоматические породы гранатовых месторождений отчетливо приурочены к зоне изоклинальной складчатости северо-восточного простирания, которая пересекает все другие складчатые структуры района, характеризующиеся субширотным северо-западным простиранием кристаллизационной сланцеватости с пологими углами падения — от 10° до 50° , осложненные мелкими

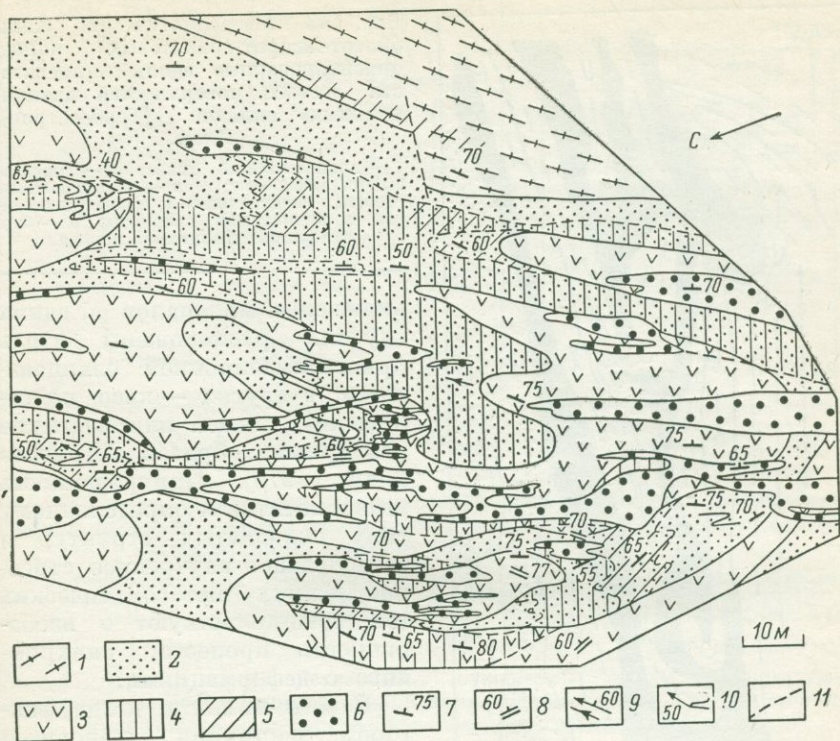


Рис. 42. Геологическая карта зоны развития метасоматитов на участке Тербеостров.

1 — биотитовые гранито-гнейсы; 2 — биотитовые гнейсы с кианитом, ставролитом и гранатом; 3 — гранатовые и полевошпатовые амфиболиты. Метасоматиты: 4 — роговообманково-гранат-кианит-кварцевой субфации, 5 — мусковит-кварцевой фации, 6 — жедрит-гранатовой фации; 7 — сланцеватость; 8 — полосчатость; 9 — полосчатость и сланцеватость в метасоматитах; 10 — шарниры складок и характер складчатости; 11 — разрывные нарушения.

складками с различной ориентировкой шарниров (рис. 41). Шарниры изоклиальных складок, опрокинутых на северо-запад, с круто падающей сланцеватостью и осевыми плоскостями на юго-восток $60-85^\circ$ погружаются на северо-восток под углами около $40-50^\circ$. В целом метасоматическая зона протяженностью более 15 км (с учетом данных Н. А. Игнатьева) имеет простирание $35-40^\circ$ северо-восток с крутым падением на юго-восток.

Полосчатость в окварцованных (выщелоченных) гнейсах и сланцах, обусловленная чередованием полос исходных пород различной степени измененности, а также жильные тела биотит-жедрит-гранатовых пород, обладающих отчетливой сланцеватостью по метасоматическим минералам, ориентированы вдоль кристаллизационной сланцеватости и сланцеватости осевой поверхности изоклиальных складок (рис. 43). Нередко гранаты в гранатовых породах сильно деформированы и раздроблены;

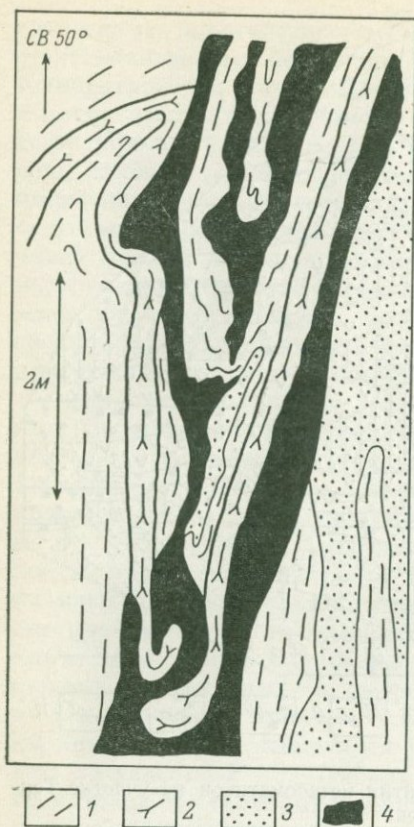


Рис. 43. Метасоматические жилы биотит-жедрит-гранатовых пород, ориентированные вдоль сланцеватости осевых поверхностей изоклинальных складок (Тербеостров). План.

1 — глиноземистый гнейс; 2 — гранатовый амфиболит; 3 — окварцованные гнейсы, переходящие в гранат-кианитовые и кианитовые кварциты; 4 — биотит-жедрит-гранатовая порода.

включения минералов в одних случаях расположены вдоль кристаллизационной сланцеватости, в других — косо по отношению к ней или изогнуты различным образом (Другова и др., 1970). Приуроченность метасоматитов к определенному типу складчатых структур и своеобразное внутреннее строение самих метасоматических тел свидетельствуют о изобразительности процесса, синхронного с деформациями.

С того момента, когда фактором состояния становится объем системы, при магнезиальном метасоматозе начинается кристаллизоваться дополнительная фаза и формируются гранаты

гигантских размеров (25—30 см в диаметре) с хорошо выраженными гранями. Часто можно наблюдать, что в таких гранатах сохраняется масса включений минералов, расположенных вдоль ранней сланцеватости. В отдельных случаях есть признаки, свидетельствующие о том, что изометричные, ограненные гранаты развиваются позже деформированных кристаллов. По-видимому, в аналогичных статических условиях формировались участки крупнозернистых, практически мономинеральных жедритовых пород массивной текстуры с разноориентированными кристаллами жедрита, а также кварц-кианит-гранатовых пород, обладающих отмеченными текстурными особенностями.

Метасоматиты стадии кислотного выщелачивания представлены окварцованными гнейсами, окварцованными амфиболитами, состоящими из роговой обманки, ставролита, граната, плагиоклаза, жедрита, кианит-гранатовыми и кианитовыми кварцитами. Железо-магнезиальные метасоматиты (жедрит-гранатовые и биотит-жедрит-гранатовые породы) состоят из биотита, жедрита и граната с присутствующими кианитом, плагиоклазом и ставролитом, содержат участки и гнезда кварц-кианитового и кварц-плагио-

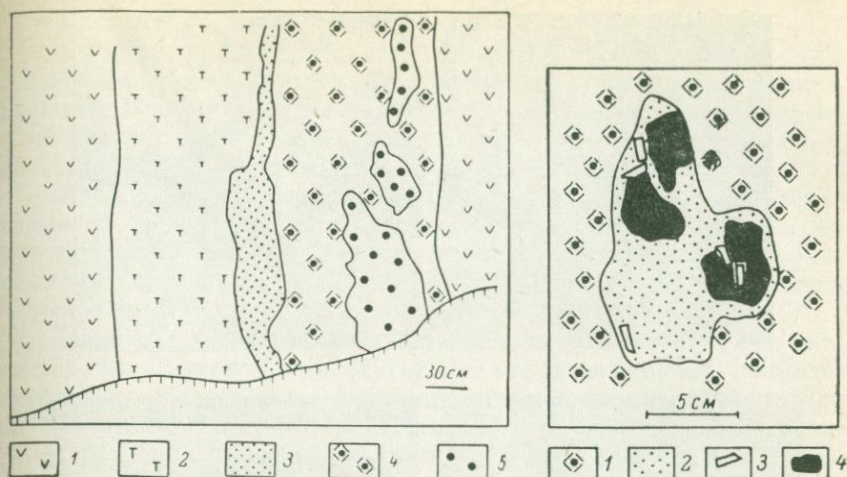


Рис. 44. Метасоматическая зональность в полосе измененного амфиболита. Пример пространственных соотношений между выщелоченными и железомagneзиальными породами (Еловый Наволок). План.

1 — порфиروбластический гранатовый амфиболит, 2 — окварцованный амфиболит ($Gd + Gr + Pl + St + Ky + Qu \pm Hb \pm Bt$), 3 — гранат-кианитовый кварцит по амфиболиту ($Gr + Ky + Qu \pm Pl$), 4 — крупнозернистая биотит-жедрит-гранатовая порода ($\pm St \pm Ky$), 5 — плагиоклазовая порода с Qu, Ky, St .

Рис. 45. Пример пространственных соотношений между железомagneзиальными метасоматитами и кварцитами (Тербеостров). Гнездо гранат-кианитового кварцита в биотит-жедрит-гранатовой породе.

1 — $Bt - Gd - Gr$ метасоматит, 2 — кианитовый кварцит $K (y + Qu)$, 3 — крупные кристаллы кианита, 4 — скопления скелетного граната.

глаз-кианитового состава. Кислотные и железомagneзиальные метасоматиты, изученные на участках Солохина Луда, Еловый Наволок и Тербеостров, по своему проявлению являются однотипными образованиями. Наиболее детально соотношения между метасоматитами кианит-кварцевой фации выщелачивания и железомagneзиальными метасоматитами были изучены на участке Тербеостров (рис. 42). Метасоматиты стадии кислотного выщелачивания развиваются преимущественно по гнейсам. В значительно меньшей степени процессами выщелачивания затронуты амфиболиты, как правило, на контакте с сильно выщелоченными гнейсами. Железомagneзиальные породы, представляющие собой зоны переотложения выщелоченных оснований, расположены в телах амфиболитов или на контактах амфиболитов с выщелоченными породами (рис. 44). Реже наблюдаются жилы гранатовых пород в выщелоченных гнейсах. Железомagneзиальные метасоматиты по амфиболитам состоят в основном из жедрита и граната (\pm биотит), тогда как в кислых, богатых калием породах, гнейсах или кварцитах преимущественно развиты биотит-гранатовые породы, лишь изредка содержащие жедрит.

О генетической связи железомagneзиальных и кислотных метасоматитов свидетельствует следующее: во-первых, и те и дру-

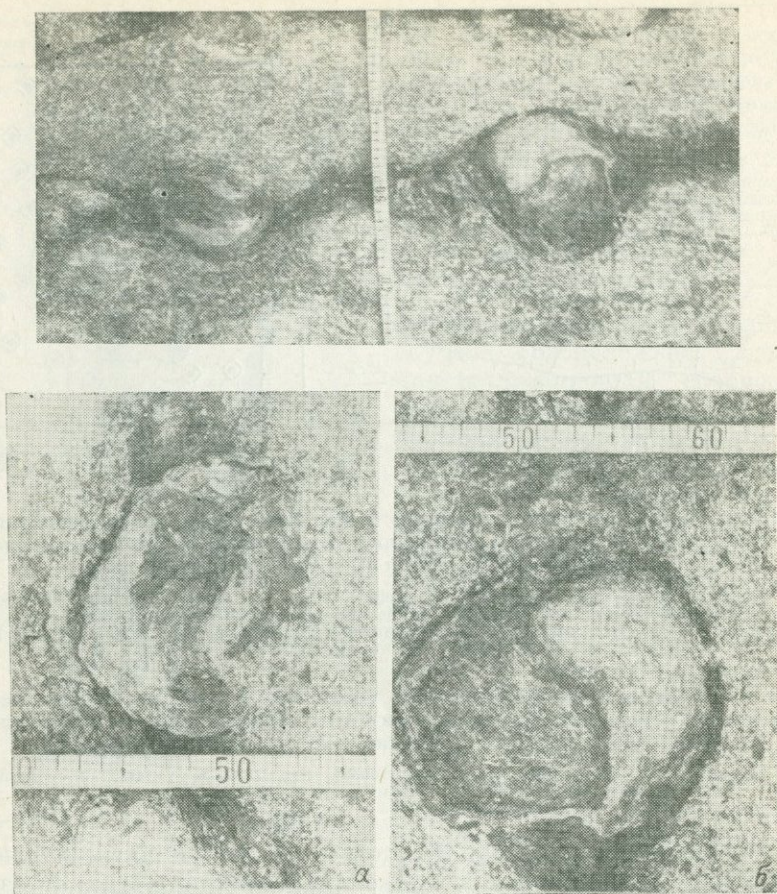


Рис. 46. Деформированные зональные гранаты в жиле жедрит-биотит-гранатового метасоматита, ориентированной вдоль сланцеватости осевой поверхности изоклинальных складок (Тербеостров).

а — Зональный гранат. Центральная зона — более железистая — темно-серого цвета. Внешняя зона — более магниальная — светло-серого цвета. С боков кристалла граната — жедрит-биотитовый материал черного цвета. Вмещающая порода — кyanит-гранат-биотитовый гнейс, *б* — то же. Центральная зона — более магниальная — светло-серого цвета.

гие являются зональными, а значит метасоматическими образованиями; во-вторых, они тесно пространственно сочетаются друг с другом и локализованы в одной узкой протяженной зоне; в-третьих, они контролируются одними и теми же структурами — системой наложенных изоклинальных складок. Как правило, по времени образования биотит-жедрит-гранатовые породы являются более поздними, чем продукты кислотного выщелачивания, и представлены жилами в гранат-кyanит-кварцевых породах. Но пространственно-временные соотношения между железо-магниальными породами и кварцитами не всегда однозначны. Есть данные о развитии в железо-магниальных поро-

дах и более поздних гнезд кианитовых кварцитов (рис. 45). Такого рода наблюдения не противоречат последовательности развития основного метасоматоза вслед за выщелачиванием, а лишь свидетельствуют о тесной сопряженности процессов и растянутости их во времени.

Интенсивность и масштабы процессов кислотного выщелачивания на рассматриваемом участке значительно меньше, чем на участке Хизовара. По объему железо-магнезиальные метасоматиты преобладают над выщелаченными породами, что объясняется относительно высокой щелочностью растворов.

Жедрит-биотит-гранатовые породы с предельной полнотой описаны Г. М. Друговой и др. (1970). Это крупнозернистые—гигантозернистые образования с огромными кристаллами граната (до 20—25 см), погруженного в биотит-жедритовую массу. Для гранатов характерна своеобразная зональная структура в виде оболочек темно-красного и розового цвета (рис. 46). Гранат содержит множество включений ставролита, кианита, кварца, плагиоклаза, жедрита и биотита; нередко эти включения ориентированно пересекают кристалл согласно со сланцеватостью основной массы. Как правило, гранаты и свойственная им зональность деформированы, иногда разбиты на отдельные угловатые части. Эти текстурные особенности, а также ясно выраженная метасоматическая полосчатость, сланцеватость и приуроченность тел метасоматитов к осевым поверхностям складок свидетельствуют о напряженной тектонической обстановке и, соответственно, о существенной роли давления как фактора равновесия при метасоматических изменениях.

Прежде чем приступить к описанию зональностей и соответствующих им метасоматических колонок, обратим внимание на существование, с одной стороны, процесса окварцевания пород с отчетливо выраженной тенденцией к образованию гранат-кианитовых и кианитовых кварцитов и, с другой стороны, процесса железо-магнезиального метасоматоза с явной тенденцией к образованию меланократовых гранатовых пород. Следует иметь в виду, что качественный состав парагенезисов может быть одинаковым в обоих типах зональности.

Кислотное выщелачивание

Кианит-кварцевая фация выщелачивания. При кислотном выщелачивании кианит-кварцевой фации в бедных СаО глиноземистых гнейсах процесс направленного окварцевания приводит к образованию во внутренних зонах метасоматических тел кианитовых кварцитов. В таких породах на фронте замещения развит парагенезис кварца, кианита, граната, плагиоклаза и биотита, обогащенный кварцем и кианитом. Среди наиболее выщелоченных гнейсов, часто в осевых частях метасоматических тел, развиты парагенезисы кварца и кианита с гранатом или без него, а также участки практически мономинерального кварцевого состава. Последовательность исчезновения минералов на фронте замещения не всегда

определена, и наряду с теми случаями, когда первым распадается биотит, встречаются бесплаггиоклазовые кианит-гранатовые ассоциации с биотитом, прежде всего в гнейсах с незначительным содержанием плагиоклаза. В ряде случаев реакционные соотношения минералов указывают на более позднее образование слюды. Из описания следует, что процесс выщелачивания характеризуется метасоматической колонкой плагиоклаз-гранат-кианит-кварцевой субфации кианит-кварцевой фации выщелачивания: I. $Vt + Pl + Gr + Ky + Qu \rightarrow$ II. $Pl + Gr + Ky + Qu \rightarrow$ III. $Gr + Ky + Qu \rightarrow$ IV. $Ky + Qu \rightarrow$ V. Qu . Поведение CaO в рассматриваемом процессе не всегда ясно, и могут быть случаи, когда во II зоне вместо плагиоклаза сохраняется биотит. Из анализа приведенной колонки вытекает следующий ряд подвижности компонентов: MgO , CaO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2 .

Кислотное выщелачивание в условиях кианит-кварцевой фации в основных, богатых CaO породах выражено в развитии в амфиболитах, чаще на контактах с зонами выщелачивания в гнейсах пород, существенно обогащенных кварцем в ассоциации с гранатом, кианитом, ставролитом, жедритом и роговой обманкой (рис. 44). Тела окварцованных амфиболитов в большинстве случаев состоят из одной-двух метасоматических зон. Граница с вмещающим амфиболитом всегда резкая. В полном виде метасоматическая зональность наблюдается достаточно редко, обычно фиксируются только отдельные ее фрагменты. Границы между внешними полиминеральными зонами, как правило, постепенные в первую очередь из-за существенной неоднородности и крупнозернистости пород. Обычно отчетливо фиксируется переход ко внутренним, преимущественно кварцевым зонам. Различные типы метасоматической зональности, наблюдавшейся в амфиболитах, различаются по парагенезисам внутренних зон, что и отражено в предлагаемой обобщенной колонке роговообманково-гранат-кианит-кварцевой (а) и плагиоклаз-гранат-кианит-кварцевой (б) субфаций кианит-кварцевой фации выщелачивания:

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. $Hb + Gd + St + Gr + Pl + Qu$ $Pl + Gd + Gr + St + Ky + Qu$ }	$SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO, MgO, Na_2O$
II. $Hb + Gd + St + Pl + Qu$ $Hb + Pl + Gr + Ky + Qu$ $Hb + Pl_{35-40} + Gr + St + Qu$ $St + Gr + Gr + Ky + Qu$ }	$SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO$
IIIa. а) $Hb + Gr + Ky + Qu$ б) $Pl_{40-50} + Gr + Ky + Qu$ $Gd + St + Ky + Qu$ }	SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO
IV. $Gr + Ky + Qu$	SiO_2, Al_2O_3, FeO
V. $Ky + Qu$	SiO_2, Al_2O_3
VI. Qu	SiO_2

Ниже будет показано, что парагенезисы колонок роговообманково-гранат-кианит-кварцевой и плагиоклаз-гранат-кианит-квар-

цевой субфаций развиваются при нарастании кислотности в названном порядке.

В парагенезисах различных зон может присутствовать биотит. Это свидетельствует об условиях повышенной активности калия при метасоматозе. Обратим внимание на то, что в приведенной колонке среди четырехминеральных ассоциаций появился парагенезис кварца, кианита, граната и роговой обманки, а среди трехминеральных — кварца, кианита и граната, которые отсутствовали в колонке кислотных метасоматитов месторождения Хизовара. Ниже будет показано, что эти различия связаны с условиями щелочности процесса. Как и на упомянутом месторождении, в данном случае среди сильных оснований магний оказывается наиболее подвижным компонентом, тогда как кальций, а особенно железо, инертны и выщелачивание граната осуществляется только на границе IV и V зон. Наблюдается эффект обогащения внешних зон перемещенным инертным компонентом кальцием, что определяет повышение основности плагиоклаза уже в III зоне колонки выщелачивания.

Рассмотренные типы метасоматических колонок метасоматитов кианит-кварцевой фации выщелачивания на примере двух различных участков позволяют обратить внимание на полную однотипность метасоматитов в смысле свойственного им ряда подвижности компонентов — Na_2O , MgO , CaO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2 , который характеризует процессы кислотного выщелачивания кианит-кварцевой фации в условиях повышенных давлений. Инертное поведение кальция и железа и подвижное поведение магния принципиально отличает глубинные кислотные метасоматиты от метасоматитов андалузит-кварцевой фации малоглубинных комплексов.

Мусковит-кварцевая фация. Выщелачивание в условиях мусковит-кварцевой фации проявлено очень ограниченно, и данных по этому процессу недостаточно, чтобы определенно судить о последовательности исчезновения минералов. В мусковитизированных гнейсах развиты парагенезисы, содержащие кроме обычных минералов большое количество кварца и мусковита. Наряду с кварц-кианит-мусковит-биотитовыми и кварц-мусковит-биотитовыми ассоциациями среди таких пород встречаются участки, сложенные кварцем, мусковитом и гранатом с реликтами биотита, но без плагиоклаза, а также кварцем и мусковитом. Последний парагенезис свидетельствует о принадлежности рассматриваемого процесса к преобразованиям кварц-мусковитовой фации кислотного выщелачивания. Последовательность кристаллизации биотита не всегда ясна, и в ряде случаев есть признаки, указывающие на его более позднее образование по отношению к мусковиту. Факты сохранения биотита и граната после исчезновения из ассоциаций плагиоклаза указывают на высокую подвижность кальция и инертное поведение железа при данном выщелачивании, в целом, по-видимому, обладающем особенностями, характерными для аналогичных глубинных процессов, которые рассмотрены ранее на примере участка Хизовара.

Зональностью железо-магнезиальных пород характеризуются особенности метасоматоза в участках переотложения магния и железа, вынесенных при кислотном выщелачивании гнейсов и амфиболитов. Данных для суждения о зональности существенно железистых гранатовых метасоматитов недостаточно. Можно лишь отметить, что среди выщелоченных пород преимущественно кварцевого состава обычными являются участки и гнезда, обогащенные гранатом. Судя по показателям преломления, они сложены гранатами, обладающими наибольшей железистостью (70%) по сравнению с изученными химически гранатами из других метасоматитов. Среди существенно магнезиальных метасоматитов наблюдений о характере зональности больше. Наиболее простые соотношения имеют место для случая жил гранатовых пород в кварцитах (гранат-кианитовый кварцит: гранат с $f=68.9\%$, Pyg — 28.33, Spess — 1.10, Alm — 61.80, Andr — 0.96, Gross — 7.82%, обр. 11-58-1. Кварц-биотит-гранатовый метасоматит: гранат с $f=61.8$, Pyg — 34.51, Spess — 1.26; Alm — 55.36; Andr — 0.47, Gross — 8.39%; биотит с $f=25.5\%$; обр. 11-58-2, табл. 16). Полная зональность метасоматитов, развитых среди амфиболитов, может быть представлена следующей обобщающей метасоматической колонкой жедрит-гранатовой фации магнезиального метасоматоза (вмещающий гранатовый амфиболит: роговая обманка с $f=41.2$, $N_g=1.677$, $N_m=1.668$, $N_p=1.659$; гранат с $f=73.7\%$; Pyg — 20.08, Spess — 5.49, Alm — 54.13, Andr — 2.43%, Gross — 17.86, $N=1.783-1.787$; обр. 8-1, табл. 16).

$\Phi = K_4$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+Gr+Gd+Hb Qu+Gr+Gd+Pl+St Qu+Gr+Gd+Ky+St Qu+Gr+Gd+Ky+Pl	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO, Na ₂ O
II. Qu+Gr+Gd+St Qu+Gr+Gd+Ky Qu+Gr+Gd+Pl	} SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO или Na ₂ O
III. Qu+Gr+Gd Qu+Gr+Pl	} SiO ₂ , FeO, CaO Mg ↓
IV. Qu+Gr Qu+Gd	} SiO ₂ , FeO
V. Gr Gd	} FeO

Следует иметь в виду, что в каждом парагенезисе приведенной метасоматической колонки, особенно во внешних зонах, обычен биотит, присутствие которого отражает условия повышенной активности калия при железо-магнезиальном метасоматозе. Парагенезисы II и III зоны метасоматической колонки характеризуют наиболее обычный состав жил крупнозернистых жедрит-гранатовых пород (кварц-кианит-биотит-жедрит-гранатовая порода: гра-

Таблица 16

Химические составы минералов из пород района Шуерецких месторождений

Окислы	Б-13		Б-8-1		Б-14-5		Б-8-4		
	Gr	Bt	Gr	Hb	Gr	Hb	Gr	Bt	Gd
SiO ₂	37.66	37.14	38.14	43.40	38.00	42.76	38.18	38.38	43.34
TiO ₂	0.03	2.40	0.11	0.71	0.22	0.60	0.19	1.35	0.45
Al ₂ O ₃	21.73	18.95	21.82	15.94	21.93	16.04	23.29	18.55	17.70
Fe ₂ O ₃	0.16	2.78	0.88	2.95	0.30	2.05	0.20	2.55	0.59
FeO	30.94	10.90	24.03	10.79	24.62	13.17	26.08	8.16	16.27
MnO	0.94	0.01	2.45	0.20	1.60	0.15	0.44	0.02	0.16
MgO	5.66	14.34	4.99	10.73	3.80	9.52	8.31	17.23	16.56
CaO	2.51	не обн.	7.03	10.85	9.68	12.08	2.71	0.06	0.45
Na ₂ O	—	0.79	—	1.53	—	1.29	—	0.70	1.59
K ₂ O	—	8.56	—	0.40	—	0.58	—	8.40	0.02
H ₂ O ⁺	—	4.10	—	2.75	—	2.00	—	4.15	2.50
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99.63	99.97	99.45	100.25	100.15	100.24	99.40	99.55	99.63
f	75.4	34.6	73.7	41.2	78.7	46.8	64.0	25.4	36.3
Pyr	22.27		20.08		14.83		33.08		
Spess	2.04		5.49		3.66		0.96		
Alm	68.53		54.13		54.16		58.25		
Andr	0.48		2.43		0.95		0.48		
Gross	6.68		17.86		26.40		7.22		

Примечание. Б-13 — гнейс, Куж-ручей, Qu + Pl + Ky + Gr + Bt; Б-8-1 — амфиболит, Тербеостров, Qu + Pl + Gr + Hb; Б-14-5 — амфиболит, Куж-ручей, Qu + Pl + Zo + Gr + Hb; Б-8-4 — метасоматит, Тербеостров, Qu + Ky + Bt + Gr + Gd; Б-11-58-1 — метасоматит, Тербеостров, Qu + Ky + Gr; Б-11-58-2 — метасоматит, Тербеостров, Qu + Gr + Bt; Б-11-27 — метасоматит, Тербеостров, Qu + Pl + St + Hb + Bt + Gd + Gr + Chl. Анализы выполнены в лаборатории ИГГД АН СССР, аналитики В. Д. Бугрова, В. Ф. Гусева, С. С. Коноплева.

Таблица 16 (продолжение)

Оксиды	Б-11-58-1	Б-11-58-2		Б-11-27				
	Gr	Gr	Bt	Gr	Bt	Hb	Gd	Chl
SiO ₂	38.42	38.40	38.14	38.44	38.90	44.22	44.30	27.88
TiO ₂	0.07	0.13	1.20	0.09	1.10	0.70	0.33	0.14
Al ₂ O ₃	22.55	23.00	17.67	23.14	18.70	16.70	17.03	22.40
Fe ₂ O ₃	0.29	0.16	1.97	0.16	1.34	1.97	0.47	0.20
FeO	27.76	25.55	9.22	26.09	9.43	9.05	15.89	14.00
MnO	0.50	0.58	0.01	0.78	0.03	0.10	0.09	0.03
MgO	7.12	8.96	18.00	8.04	18.08	12.83	17.48	22.88
CaO	3.06	3.19	—	3.42	0.23	10.02	0.17	0.23
Na ₂ O	—	—	0.82	—	0.44	1.70	1.40	0.09
K ₂ O	—	—	8.43	—	8.26	0.26	0.05	0.09
H ₂ O ⁺	—	—	3.96	—	3.60	2.35	2.80	12.05
F	—	—	0.39	—	—	—	—	—
Σ	99.77	99.97	99.65	100.16	100.11	99.90	100.01	99.99
f	68.9	61.8	25.5	64.7	24.6	32.1	34.4	25.7
Pyр	28.33	34.51	—	31.77	—	—	—	—
Spess	1.10	1.26	—	1.76	—	—	—	—
Alm	61.80	55.36	—	57.27	—	—	—	—
Andr	0.96	0.47	—	0.47	—	—	—	—
Gross	7.82	8.39	—	9.13	—	—	—	—

Таблица 16 (продолжение)

Элементы	Б-11-58-1		Б-11-58-2				Б-11-27									
	Gr		Gr		Bt		Gr		Bt		Hb		Gd		Chl	
Количество ионов																
Si	2.98	2.95	2.94	2.94	2.76	2.78	2.95	2.94	2.76	2.79	6.33	6.20	6.34	6.19	2.75	2.76
Ti	—	—	0.01	0.01	0.06	0.07	—	—	0.06	0.06	0.08	0.07	0.04	0.03	0.01	0.01
Al	2.06	2.09	2.08	2.08	1.50	1.52	2.09	2.10	1.57	1.58	2.82	2.76	2.87	2.81	2.60	2.62
Fe ³⁺	0.02	0.02	0.01	0.01	0.11	0.11	0.01	0.01	0.07	0.07	0.21	0.21	0.05	0.05	0.01	0.01
Fe ²⁺	1.80	1.82	1.64	1.64	0.56	0.56	1.68	1.68	0.56	0.56	1.08	1.06	1.90	1.86	1.15	1.16
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	—	—	0.05	0.05	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—
Mg	0.82	0.83	1.02	1.02	1.94	1.96	0.92	0.92	1.91	1.93	2.74	2.68	3.73	3.64	3.36	3.38
Ca	0.25	0.26	0.26	0.26	—	—	0.28	0.28	0.02	0.02	1.54	1.51	0.03	0.02	0.02	0.02
Na	—	—	—	—	0.11	0.12	—	—	0.06	0.06	0.47	0.46	0.40	0.38	0.02	0.02
K	—	—	—	—	0.77	0.78	—	—	0.75	0.75	0.05	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
Al _{IV}	0.02	0.05	0.06	0.06	1.24	1.22	0.05	0.06	1.24	1.21	1.67	1.80	1.66	1.81	1.25	1.24
Al _{VI}	2.04	2.04	2.02	2.02	0.26	0.30	2.04	2.04	0.33	0.37	1.15	0.96	1.21	1.00	1.35	1.38

Таблица 16 (продолжение)

Элементы	Б-13		Б-8-1				Б-14-5				Б-8-4							
	Gr		Bt		Gr		Hb		Gr		Hb		Gr		Bt		Gd	
Количество ионов																		
Si	2.98	2.98	2.70	2.77	2.85	2.95	6.32	6.26	2.97	2.97	6.26	6.25	2.95	2.92	2.76	2.81	6.24	6.07
Ti	—	—	0.13	0.13	0.01	0.01	0.08	0.08	0.01	0.01	0.07	0.07	0.01	0.01	0.07	0.07	0.05	0.05
Al	2.03	2.03	1.62	1.67	2.01	2.04	2.74	2.71	2.02	2.02	2.77	2.76	2.12	2.14	1.57	1.60	3.00	2.93
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.15	0.16	0.05	0.05	0.32	0.32	0.02	0.02	0.22	0.22	0.01	0.01	0.14	0.14	0.06	0.06
Fe ²⁺	2.05	2.05	0.66	0.68	1.57	1.60	1.31	1.30	1.61	1.61	1.61	1.61	1.68	1.70	0.49	0.50	1.96	1.91
Mn	0.06	0.06	—	—	0.16	0.16	0.02	0.02	0.11	0.11	0.02	0.02	0.03	0.03	—	—	0.02	0.02
Mg	0.67	0.67	1.55	1.59	0.58	0.59	2.33	2.31	0.44	0.44	2.08	2.07	0.95	0.96	1.84	1.88	3.55	3.46
Ca	0.21	0.21	—	—	0.59	0.60	1.69	1.68	0.81	0.81	1.90	1.89	0.22	0.23	—	—	0.07	0.07
Na	—	—	0.11	0.11	—	—	0.43	0.43	—	—	0.37	0.36	—	—	0.1	0.1	0.44	0.43
K	—	—	0.79	0.81	—	—	0.07	0.07	—	—	0.11	0.11	—	—	0.77	0.78	—	—
Al _{IV}	0.02	0.02	1.30	1.23	0.15	0.05	1.68	1.74	0.03	0.03	1.74	1.75	0.05	0.08	1.24	1.19	1.76	1.93
Al _{VI}	2.01	2.01	0.32	0.44	1.86	1.99	1.06	0.97	1.99	1.99	1.03	2.01	2.07	2.06	0.33	0.41	1.24	1.00



Рис. 47. Зональность биотит-жедрит-гранатового метасоматита (Тербеостров).

Вмещающий амфиболит — мелкозернистая темно-серая порода (А). I — полиминеральная внешняя зона метасоматита, полоса среднезернистой светло-серой породы; II и III — зоны метасоматита — крупнозернистая жедрит-гранатовая порода с мономинеральными участками гранатового или жедритового состава.

нат с $f=64.0\%$; Pyg — 33.08, Spess — 0.96, Alm — 58.25, Andr — 0.48%, Gross — 7.22, $N=1.785-1.780$; жедрит с $f=36.3\%$, $N_g=1.673$, $N_m=1.664$, $N_p=1.652$; биотит с $f=25.4\%$, $N_m=1.614-1.616$; обр. 8-4, табл. 16). I зона представляет собой полиминеральную среднезернистую гранат-жедритовую породу на контакте с вмещающим амфиболитом (кварц-плагноклаз-ставролит-рогово-обманково-биотит-жедрит-гранатовая порода + хлорит: гранат с $f=64.7\%$; Pyg — 31.37, Spess — 1.76, Alm — 57.27, Andr — 0.47, Gross — 9.13%; биотит с $f=24.6\%$; жедрит с $f=34.4\%$; роговая обманка с $f=32.1\%$; хлорит с $f=25.7\%$; обр. 11-27, табл. 16). Границы с амфиболитом и со II зоной резкие (рис. 47). Парагенезисы IV и V зон отражают тенденцию к образованию участков, существенно обогащенных гранатом или практически мономинеральной жедритовой породы, а также крупных (до 25—30 см) монокристаллов зонального граната. Зональности железо-магнезиальных метасоматитов соответствует следующий ряд подвижности компонентов: MgO/Na_2O , Al_2O_3 , CaO, SiO_2 , FeO.

Очевидно принципиальное отличие такого типа железо-магнезиального метасоматоза от процессов магнезиально-железистого метасоматоза в малоглубинных комплексах, которые осуществляются при инертном поведении магния и достаточно высокой подвижности железа.

Зоны переотложения выщелоченного кальция представлены жилами и гнездами кварц-плагноклазовой породы (плагноклаз № 45—55), содержащей минералы замещаемых метасоматитов (роговую обманку, гранат, кианит, ставролит) (рис. 44), и обычно расположены в периферических частях участков выщелачивания.

Особенности и изменение состава минералов в процессе метасоматоза

Гранаты (табл. 16). Из неизмененного амфиболита на контакте с метасоматической гранат-жедритовой породой проанализирован один минерал (обр. 8-1), имеющий железистость 73.7% и компонентный состав (в %): Alm — 54.13, Pyg — 20.08, Spess — 5.49, Andr — 2.43, Gross — 17.86. Кроме того, имеется химический анализ граната из образца цоизитового амфиболита, взятого на некотором удалении от зоны развития метасоматитов (обр. 14-5). Он характеризуется железистостью 78.7% и следующим минеральным составом (в %): Alm — 54.16, Pyg — 14.83, Spess — 3.66, Andr — 0.95, Gross — 26.40. На диаграмме Д. А. Великославинского (1972) точки упомянутых составов близки к составам гранатов гранулитовой фации кианитового типа метаморфизма умеренных давлений. Эта особенность свидетельствует о том, что рассматриваемые гранаты в температурном интервале амфиболитовой фации кристаллизовались при давлениях, больших, чем в случае стандартного кианитового метаморфизма. О высоких величинах давления свидетельствует повышенное содержание кальциевых минералов. Отклонение состава граната с железистостью 75.4% и содержанием Pyg 22.27, Gross 6.68% из кианит-биотитового гнейса в поле зоны кианита и силлиманита на рассматриваемой диаграмме также является отражением условий глубинности.

Главные особенности компонентного состава гранатов из метасоматитов показаны на диаграмме (рис. 50). Наиболее железистыми являются гранаты из кварц-кианитовой породы ($f=68,9\%$; Pyg — 28.33, Gross — 7.82%) и, по данным Г. М. Друговой и др. (1970), — из гранат-биотит-кианит-кварцевой породы ($f=71,6\%$; Pyg — 26.9, Gross — 4.1%). Последний является зональным с еще более железистым ядром ($f=83,0\%$) и оказывается наименее магнетиальным из всех химически проанализированных минералов. Не исключено, что такой состав граната является результатом обогащения железом во внутренних зонах кислотных метасоматитов. К сожалению, описание положения этого образца в метасоматической зональности отсутствует. Гранаты из магнетиальных метасоматитов характеризуются железистостью 61.8—68.9% и содержанием минералов — Alm — 61.80—55.36, Pyg — 35.2—28.33, Spess — 1.76—0.4, Gross — 11.6—0.9, Andr — 7.14—0.47, являясь практически двухкомпонентными пироп-альмандиновыми смесями. По сравнению с гранатами из амфиболитов обращают на себя внимание низкие содержания кальция и марганца. Последнее может являться отражением условий повышенной щелочности,

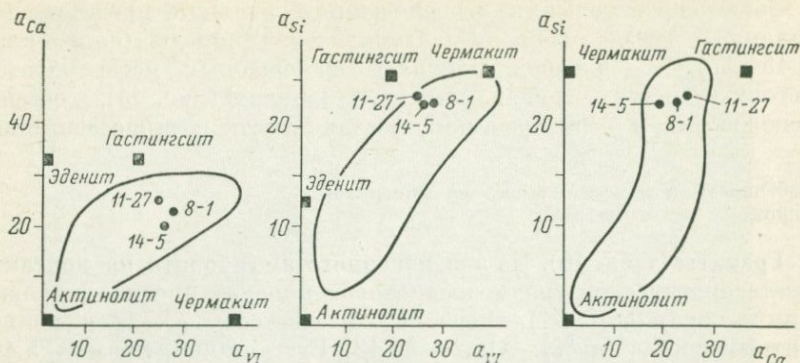


Рис. 48. Составы кальциевых амфиболов района Шуерецких месторождений. Нанесены поля составов кальциевых амфиболов кванитового типа метаморфизма по Г. Г. Дук (1976).

если учесть тенденцию обогащения спессартином граната из кислотного метасоматита на участке Хизовара. Очевидно, что бедность кальцием магнезиальных гранатов является следствием разделения обладающих различной подвижностью CaO и MgO в зонах основного метасоматоза. Перечисленные особенности химизма гранатов магнезиальных метасоматитов нашли свое отражение в смещении точек составов в поле зоны гиперстена кванитового типа метаморфизма.

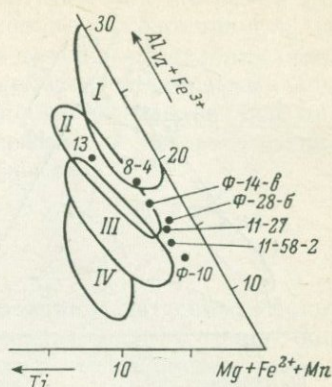
Амфиболы (табл. 16). Кальциевые амфиболы. Изучение двух минералов из гранатовых амфиболитов показало, что по параметрам a_{Ca} , a_{VI}^{3+} и a_{Si} (Кориковский, 1967; Дук, 1976) они располагаются в поле кальциевых амфиболов кванитового типа метаморфизма (рис. 48) и близки к средним составам роговых обманок амфиболитовой фации. Роговая обманка из амфиболита на контакте с метасоматической гранат-жедритовой породой более магнезиальная ($f=41.2\%$) по сравнению с роговой обманкой из гранат-цоизитового амфиболита. Высокая глиноземистость свидетельствует о повышенном содержании чермакитового и гастингситового миналов, а величина a_{VI}^{3+} и содержание щелочей указывают на некоторое преобладание последнего компонента. По сравнению с роговой обманкой района Хизовары рассматриваемые амфиболы содержат больше гастингситового минала.

Из магнезиального метасоматита в ассоциации с биотитом, ставролитом, жедритом, гранатом и хлоритом химически проанализирован один кальциевый амфибол с железистостью 32.1%. Сравнение с выше рассмотренными роговыми обманками по параметрам a_{Ca} , a_{VI}^{3+} и a_{Si} обнаруживает близость составов при сохранении высокой глиноземистости и несколько большей доли щелочей.

Жедриты. Железистость жедритов из магнезиальных метасоматитов, являясь достаточно низкой для минералов этой группы, колеблется в пределах 34.4—37.8%. По содержанию кальция

Рис. 49. Составы биотитов района Шуерецких месторождений.

Ан. Ф-14-в, Ф-28-б, Ф-10 — образцы из гранат-жедритовых пород В. В. Федыкина (1975). Остальные — анализы авторов (табл. 16). Поля составов биотитов кианитового типа метаморфизма (Великославинский, 1972); I — зона биотита и граната, II — зона ставролита и кианита, III — зона силлиманита, IV — зона второго силлиманита.



(0.23—0.59 вес.%) составы жедритов не выходят за пределы, допускаемые особенностями структуры амфиболов этой группы (Костюк, 1970). При высокой глиноземистости ($Al=2.26-2.93$ ф. е.), близкой к верхнему пределу для рассматриваемых минералов, содержание тетраэдрического алюминия почти в два раза превышает содержание октаэдрического, за исключением жедрита из образца Ф-28-б, в котором алюминий в четверной и шестерной координациях присутствует в приблизительно одинаковых количествах. Содержание остальных компонентов близко к известным составам глиноземистых ромбических амфиболов (Костюк, 1970; Перчук, 1971, 1976).

Биотиты (табл. 16). Слюда из кианит-гранатового гнейса, имеющая железистость 34.6% и повышенную глиноземистость, характерную для истонит-сидерофиллитового ряда, на диаграмме Д. А. Великославинского (1972) попадает в поле составов биотитов зоны ставролита и кианита дистенового типа метаморфизма.

Биотиты из магнезиальных метасоматитов при повышенной глиноземистости менее железистые ($f=24.0-30.1\%$). Сравнение с железо-магнезиальной слюдой из метаморфического парагенезиса обнаруживает различие в титанистости. Эти особенности химизма находят отражение в смещении точек на диаграмме (рис. 49) за пределы полей составов железо-магнезиальных слюд зоны ставролита и кианита.

Ставролиты. Ставролиты из магнезиальных биотит-жедрит-гранатовых метасоматитов, по данным В. В. Федыкина (1975), характеризуются низкой железистостью (58.4—62.9%). Такие составы исключительно редки и известны только среди однотипных глубинных метасоматитов на участке Хизовара и в районе Тикшеозеро (Московченко, 1971).

Хлориты. В нашем распоряжении имеется результат одного химического анализа хлорита из парагенезиса ставролита, роговой обманки, биотита, жедрита и граната (табл. 16, обр. 11-27), характеризующийся низкой железистостью (25.7%). При близком содержании алюминия в четверной и шестерной координациях общее количество глинозема соответствует среднему значению для хлоритов эпидот-амфиболитовой фации по К. Б. Кеппежинскому (1977). Согласно классификации этого автора (Фации метамор-

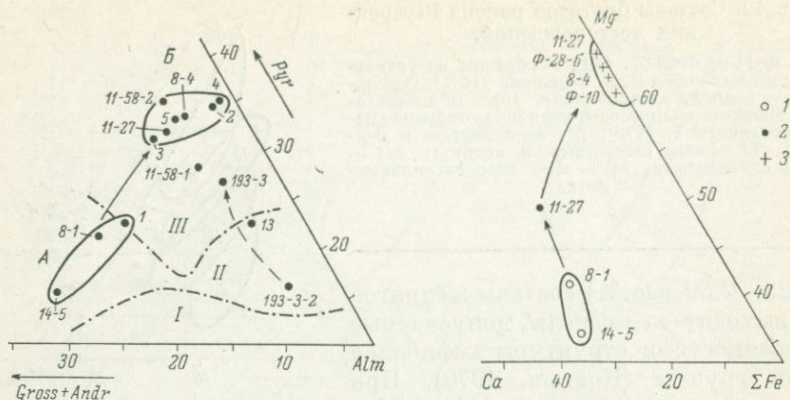


Рис. 50. Изменение состава гранатов при железо-магнезиальном метасоматозе на Шуерецких месторождениях.

А — гранаты из амфиболитов, Б — гранаты из метасоматитов. Ан 193-3-2 — ядро зонального граната, 193-3 — внешняя оболочка (Qu+Ку+Gr+Vt, Другова и др., 1970); I — амфиболит, 2 и 3 — гранат-ждритовая порода (СЗГУ); 4 — гранат-ждритовая порода (Лебедев, 1959), 5 — гранат-ждритовая порода, Ф-14-в (Федькин, 1975). Остальные — анализы авторов (табл. 16). Поля составов гранатов метаселитов кинанитового типа метаморфизма: I — зона ставролита и кинанита, II — зона кинанита и силлиманита, III — зона гиперстена (Великославинский, 1972).

Рис. 51. Изменение состава амфиболов при железо-магнезиальном метасоматозе на Шуерецких месторождениях.

1 — кальциевые амфиболы из амфиболитов, 2 — кальциевые амфиболы из метасоматита, 3 — ждриты из метасоматитов. Ан. Ф-28-5, Ф-10 — из гранат-ждритовой породы В. В. Федькина (1975), остальные — анализы авторов.

физма, 1970), минерал условно может быть отнесен к богатой магнием разновидности рипидолитов, хотя обращают на себя внимание граничное содержание кремния и значение железистости, отвечающее области составов наиболее редких хлоритов.

Изменение состава минералов при метасоматозе. Главные тенденции в изменении состава гранатов и амфиболов отражены на рис. 50, 51. Сразу же обращает на себя внимание отчетливое обогащение гранатов пироповым и обеднение кальциевыми миналами при переходе от амфиболитов к парагенезисам магнезиальных метасоматитов. Этот процесс сопровождается также обеднением минералов марганцем (табл. 16). В свою очередь в зональных малокальциевых гранатах при переходе от ядра к внешней оболочке отмечается увеличение содержания пироба от 15.6 до 26.9%. Роговая обманка из магнезиального метасоматита при сохранении высокой глиноземистости становится менее железистой и несколько менее кальциевой. Кальциевые амфиболы упомянутого состава, распадаясь, сменяются высокоглиноземистыми и еще более магнезиальными ждритами. Все эти признаки, а также весьма низкая железистость остальных метасоматических минералов, свидетельствуют о высокой активности магния и пониженной активности кальция в растворах.

Нетрудно убедиться, что в данном случае, так же как и для метасоматитов других участков, выявленные закономерности изменения состава минералов являются следствием разделения сильных оснований в зонах основного метасоматоза и тем самым подтверждают ряд относительной подвижности, установленный при анализе процесса кислотного выщелачивания, в котором магний оказывается наиболее подвижным компонентом.

Физико-химические условия проявления метасоматоза

Термометрия. Температуры формирования метасоматических пород Шуерецких месторождений определялись по гранат-биотитовому термометру с учетом поправки к коэффициенту распределения магния и железа $\Delta K = +0.43 (Fe^{2+} - 2.12)_{Gr} + 0.25 (Mn - 0.10)_{Gr} + 0.23 (Ca - 0.19)_{Gr} - 0.38 (Fe^{2+} - 1.06)_{Bt}$, исключающей влияние состава сосуществующих фаз и давления (Термо- и барометрия. . ., 1977). По четырем парам они оцениваются в 590—610°, а одно определение дает температуру 540° (табл. 17). С этими

Т а б л и ц а 17

P—*T* параметры минеральных равновесий в породах района месторождения Тербеостров

Номер образца	Парагенезис	Минеральная пара	X_{Mg}^*	K_D^{MgFe}	ΔK	$T, ^\circ C^*$	$T, ^\circ C$	$T + \Delta$	Источник
Метаморфические породы									
Б-14-5	Qu+Pl+Zo+	Gr	0.202			620	680		Данные авторов То же
	+Gr+Hb	Hb	0.529						
Б-8-1	Qu+Pl+Gr+	Gr	0.246			625	660		
	+Hb	Hb	0.585						
Б-13	Qu+Pl+Ky+	Gr	0.240	0.135	+0.109	580	560	690	»
	+Gr+Bt	Bt	0.654						
Метасоматические породы									
Б-11-58-2	Qu+Gr+Bt	Gr	0.378	0.176	-0.015	650	615	590	»
		Bt	0.745						
Б-11-27	Qu+Pl+St+	Gr	0.346	0.156	+0.010	600	585	600	»
	+Hb+Bt+	Bt	0.753						
	+Gd+Gr+Chl								
Б-11-27	То же	Gr	0.346			625			»
		Hb	0.677						
Б-8-4	Qu+Ky+Bt+	Gr	0.355	0.149	+0.024	600	580	600	»
	+Gr+Gd	Bt	0.746						
Ф-14-в	Qu+Pl+Ky+	Gr	0.344	0.183	-0.006		620	610	Федькин, 1975
	+Bt+Gd+	Bt	0.699						
	+Gr+St								
Ф-10	Qu+Ky+Bt+	Gr	0.113	0.078	+0.042		485	540	»
	+Gd+Gr+St	Bt	0.760						

цифрами хорошо согласуются значения температур 580—600°, полученные по гранат-ставролитовому термометру Л. Л. Перчука (1976). Температурный интервал формирования мусковит-содержащих ассоциаций составляет 290—410° (табл. 18) и представляется несколько заниженным. Сравнение полученных результатов с условиями кристаллизации метаморфических парагенезисов (620—690°, табл. 17) свидетельствует о снижении температуры при метасоматических процессах на регрессивном этапе метаморфизма. Судя по имеющимся данным, метасоматоз на рассматриваемом участке осуществлялся при несколько больших температурах по сравнению с однотипными процессами на месторождении Хизовара.

Т а б л и ц а 18

Результаты рентгеноструктурного анализа мусковитов месторождения Тербеостров

Номер образца	Полиития	Примеси	d_{000}	d_{0010}	$T, ^\circ\text{C}$ при $P = 8$ кбар
Б-11-60	He опр.		1.498	1.990	410
Б-11-61	2M ₁	—	1.501	1.989	375
Б-11-5	He опр.		1.501	1.992	320
Б-11-36	»		1.499	1.990	390
Б-11-63	»		1.500	1.994	290

Качественные диаграммы химических потенциалов. Прежде чем приступить к анализу диаграмм химических потенциалов, еще раз напомним некоторые различия режимов, существовавшие во время глубинного метасоматоза на участках.

Судя по схеме минеральных фаций бедных калием метапелитов (Термо- и барометрия. . ., 1977), при температуре около 600° общее давление при метасоматозе в районе Шуерецких месторождений было 8—9 кбар (устойчив парагенезис граната, жедрита и кианита), а в районе Хизовары — 6.5—7.0 кбар (о чем свидетельствует стабильность ассоциации роговой обманки, ставролита, кианита и плагиоклаза). Величины давлений на Шуерецких месторождениях и на месторождении Хизовара, определенные по коэффициентам распределения магния и кальция между гранатом и роговой обманкой из метаморфических пород, соответственно составляют 8 и меньше 7 кбар. Из сказанного следует, что различия в глубинности минералообразования, существовавшие во время прогрессивного метаморфизма, сохранялись и на регрессивном этапе процесса. Значит, фугитивность воды во флюиде, вызывающем метасоматические изменения пород, не была одинаковой при образовании рассматриваемых месторождений.

Ранее мы обращали внимание на интенсивное выщелачивание амфиболитов на Хизоваре при слабом его проявлении в районе Шуерецкой губы. Это приводит к заключению о большей кислот-

ности метасоматизирующих растворов на первом участке по сравнению со вторым.

Учитывая сказанное, а также характер проявления кислотного выщелачивания в малоглубинных условиях андалузит-силлиманитовой фациальной серии, приходим к выводу о существовании при температурах амфиболитовой фации некоторого интервала общего давления (5.5—7.0 кбар), в котором растворы приобретают (при прочих равных условиях) максимальную кислотность. Имея в виду, что в этом интервале общего давления величина P_{H_2O} наибольшая (Глебовицкий, 1973; Перчук, 1976), можно говорить об определенной зависимости кислотности растворов от величины P_{H_2O} , повышение которого вызывает увеличение кислотности растворов. Это не противоречит выводам (Самойлов, 1972) о том, что в природных гидротермальных системах с внешне задаваемой кислотностью (μ_{H^+}) существует экстремум при $P = P_{\text{экс}}$, отвечающий минимуму μ_{H^+} .

Из уравнения полного дифференциала химического потенциала протона $d\mu_{H^+} = -\bar{S}_{H^+} + dt + \bar{V}_{H^+} + dP + RT d \ln a_{H^+}$ следует, что характер изменения μ_{H^+} от давления определяется знаком частной производной $\partial\mu_{H^+}/\partial P = \bar{V}_{H^+}$.

где \bar{V}_{H^+} — парциальный молярный объем протона.

Из последнего выражения, представленного в виде

$$\left(\frac{\partial\mu_{H^+}}{\partial P}\right)_T = -\left(\frac{\partial\mu_{H^+}}{\partial T}\right)_P \left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{\mu_{H^+}},$$

В. С. Самойлов приходит к выводу о наличии экстремума, отвечающего минимуму μ_{H^+} при $P = P_{\text{экс}}$, при условии, что частные производные $(\partial T/\partial P)_{\mu_{H^+}}$ — имеет положительный знак, $(\partial\mu_{H^+}/\partial T)_P$ — меняет знак при переходе из низкотемпературной в высокотемпературную область (Самойлов, Алехин, 1971). Соответственно, в случае наличия щелочного максимума, при $P > P_{\text{экс}}$ кислотность растворов возрастает.

К выводам о зависимости кислотности растворов от P_{H_2O} можно прийти, обратив внимание на существование заметных различий в характере минеральных парагенезисов рассмотренных глубинных участков и сравнив их на основе качественных диаграмм химических потенциалов. Удобными для этой цели оказываются парагенезисы III зоны колонок выщелачивания и II зоны колонок магнезиального метасоматоза, где инертными компонентами являются SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO .

Факторами состояния такой четырехкомпонентной системы являются температура T , давление P и химические потенциалы вполне подвижных компонентов: H_2O , H^+ , Mg^{2+} (или Na^+). Химический потенциал одного из компонентов, например Na^+ , не является независимым параметром системы и определяется величинами активностей H_2O , H^+ и Mg^{2+} . По аналогии с ранее рассмотренными типами диаграмм для удобства изображения принята катионная форма ионизированных растворенных компонентов.

В данной системе в различном сочетании появляется семь минеральных фаз: Qu , Ky , Pl_{50} , Gd_{34} , St_{60} , Gr_{63} , Hb_{32} (табл. 19). При выборе состава сосуществующих фаз использовались данные полных химических анализов минералов (обр. 11-27).

Т а б л и ц а 19

Составы минералов, использованных при расчете диаграмм химических потенциалов (Шуерецкие месторождения)

Минерал	SiO ₂	AlO _{1.5}	FeO	CaO	MgO	NaO _{0.5}	f
Pl	2.5	1.5	0	0.5	0	0.5	50
Ky	1	2	0	0	0	0	—
Gd	6.52	2.8	1.9	0	3.6	0.5	34.5
Hb	6.52	2.8	1.3	1.5	2.7	0.5	32.5
Gr	3	2	1.7	0.3	1	0	63.0
St	4	9	1.2	0	0.8	0	60.0

Для открытых систем с вполне подвижными компонентами правило фаз имеет вид: $n = K_i + K_m + 2 - \Phi$, где K_i — число инертных компонентов, а $K_m + 2$ — число независимых параметров состояния системы. Для рассматриваемого случая $K_i = 4$, $K_m = 3$ (из четырех H_2O , H^+ , Mg^{2+} , Na^+), и правило фаз запишется: $n = 4 + 3 - \Phi$. Из правила фаз следует, что геометрической моделью системы является пятимерная диаграмма, топологию которой частично исследуем с помощью двухмерного сечения $\mu_{H_2O} - \mu_{H^+}$, для которого число степеней свободы равно -1 ($n = K_i + 2 - \Phi = 4 + 2 - 7 = -1$). Такая мультисистема описывается многопучковой диаграммой с $C_{K+2-n}^{K+2} = 7$ стабильными и метастабильными невариантными точками и $C_{K+2-n}^{K+1} = 21$ линией моновариантных равновесий (Скрейнемакерс, 1948; Коржинский, 1957).

Задача построения такой диаграммы упрощается, поскольку в дальнейшем мы будем рассматривать только кварцсодержащие ассоциации. Это дает возможность исключить из построения одну невариантную точку и шесть моновариантных линий. Наличие вырожденных моновариантных равновесий (линии $(Pl)KyStGd$, $(Gr)KyStGd$ и $(Hb)KyStGd$) с индифферентными фазами Gr , Pl , Hb упрощает систему еще на две моновариантные линии. В результате для построения диаграммы состояния необходимо шесть невариантных точек и 13 линий моновариантных равновесий, возможные сочетания которых исчерпываются двумя вариантами (Коржинский, 1957). Характеристика построенных вариантов диаграммы помещена в табл. 20.

Для дальнейшего анализа выбран первый вариант диаграммы, в котором устойчивость дивариантных равновесий подтверждается данными по реальным парагенезисам. Выше отмечалось, что прежде всего нас интересуют условия стабильности парагенезисов в зависимости от P_{H_2O} и кислотности среды. В связи с этим для анализа используется двухмерное сечение с координатами $\mu_{H_2O} - \mu_{H^+}$,

Т а б л и ц а 20

Варианты диаграммы состояния
 $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{H}^+}$ (Шуерецкие месторождения)

№№ п. п.	Символ пучка	I	II
1	[Pl]	+	
2	[Ky]		+
3	[Gr]		+
4	[St]	+	
5	[Gd]	+	
6	[Hb]		+

Т а б л и ц а 20 (продолжение)

№№ п. п.	Моновариантные линии	Пучки, общие для моновариант- ных линий	№№ п. п.	Моновариантные линии	Пучки, общие для моновариант- ных линий
1	Pl Ky Gr St	[Gd] [Hb]	8	Pl Gr St Hb	[Ky] [Gd]
2	Pl Ky Gr Gd	[St] [Hb]	9	Pl Gr Gd Hb	[Ky] [St]
3	Pl Ky Gr Hb	[St] [Gd]	10	Pl St Gd Hb	[Ky] [Gr]
4	Ky St Gd	[Pl] [Gr] [Hb]	11	Ky Gr St Hb	[Pl] [Gd]
5	Pl Ky St Hb	[Gr] [Gd]	12	Ky Gr Gd Hb	[St] [Pl]
6	Pl Ky Gd Hb	[Gr] [St]	13	Gr St Gd Hb	[Ky] [Pl]
7	Pl Gr St Gd	[Ky] [Hb]			

где учитывается число молей всей воды, высвобождающейся в процессе реакций гидролиза—дегидратации (табл. 21), и химический потенциал которой прямо связан с парциальным давлением или фугитивностью воды во флюиде: $d\mu_{\text{H}_2\text{O}} = -SdT + VdP + RTd \ln N_{\text{H}_2\text{O}} + RTd \ln \gamma_{\text{H}_2\text{O}} = -SdT + RTd \ln P_{\text{H}_2\text{O}} + RTd \ln \gamma_{\text{H}_2\text{O}} = -SdT +$

$+ RTd \ln f_{\text{H}_2\text{O}}$.
 Из диаграммы (рис. 52, 53) следует, что парагенезисы, характерные для метасоматитов Хизовары, при прочих равных условиях формируются в более кислой обстановке при повышенной величине $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ($\mu_{\text{H}_2\text{O}}$). Различия в их составе на основании рассматриваемой диаграммы могут быть объяснены условиями меняющейся щелочности метасоматизирующих растворов (рис. 54), когда при повышенных значениях μ_{H^+} устойчивы кианит-гранат-ставролитовые, плагиоклаз-ставролит-кианитовые (или гранатовые) и плагиоклаз-гранат-роговообманковые (из магнезиальных метасоматитов) парагенезисы (фации 4, 11), а со снижением указанной величины появляются ассоциации роговой обманки со ставролитом или кианитом, но не с кианитом и гранатом (фации 9, 10).

Напротив, метасоматитам Шуерецких месторождений свойственна более щелочная обстановка при меньших величинах $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ($\mu_{\text{H}_2\text{O}}$) (рис. 55). В этом случае в наиболее кислой области растворов формируются кианит-гранат-плагиоклазовые и гранат-жедрит-ставролитовые парагенезисы (фации 3, 4, 7), а при повыше-

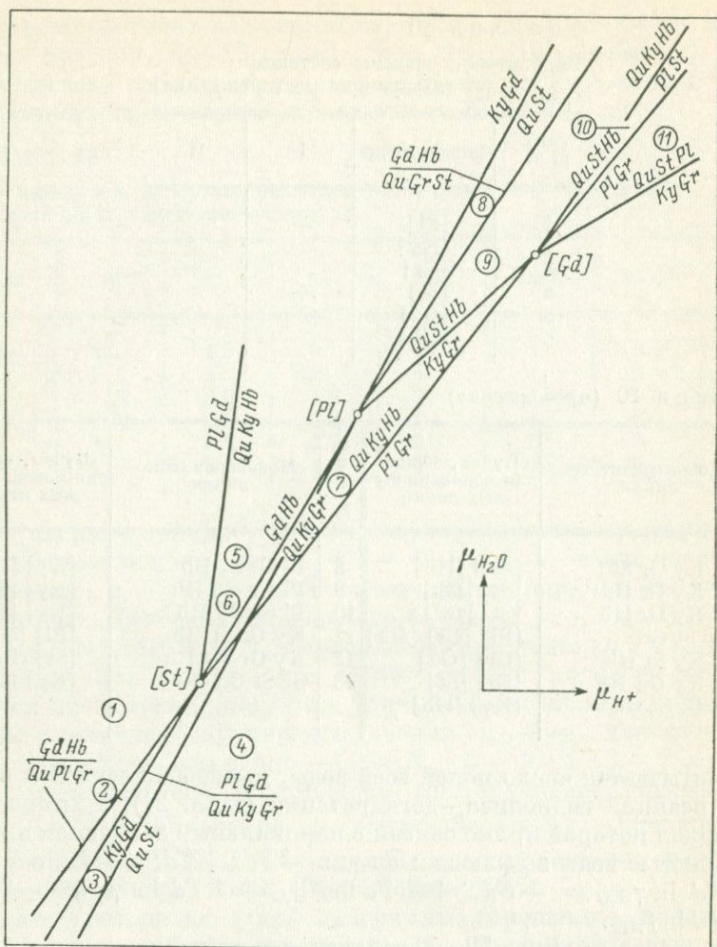


Рис. 52. Диаграмма химических потенциалов в координатах $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{H}^+}$ в системе $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{FeO}$ для метасоматитов горы Хизовары и Шуерцкой губы. Первый вариант.

Цифры в кружках — номера минеральных фаций.

нии щелочности среды (снижение μ_{H^+}) стабильными оказываются парагенезисы кианита и граната с роговой обманкой или жедритом (фация 6).

Таким образом, проведя петрологический анализ метасоматических парагенезисов рассматриваемых месторождений на основе качественной диаграммы состояния, мы также приходим к ранее сделанному выводу о снижении щелочности растворов с повышением парциального давления воды во флюиде. Из этой зависимости с учетом того, что величина $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в интервале общего давления 5.5—7.0 кбар проходит через максимум (Глебовицкий, 1973:

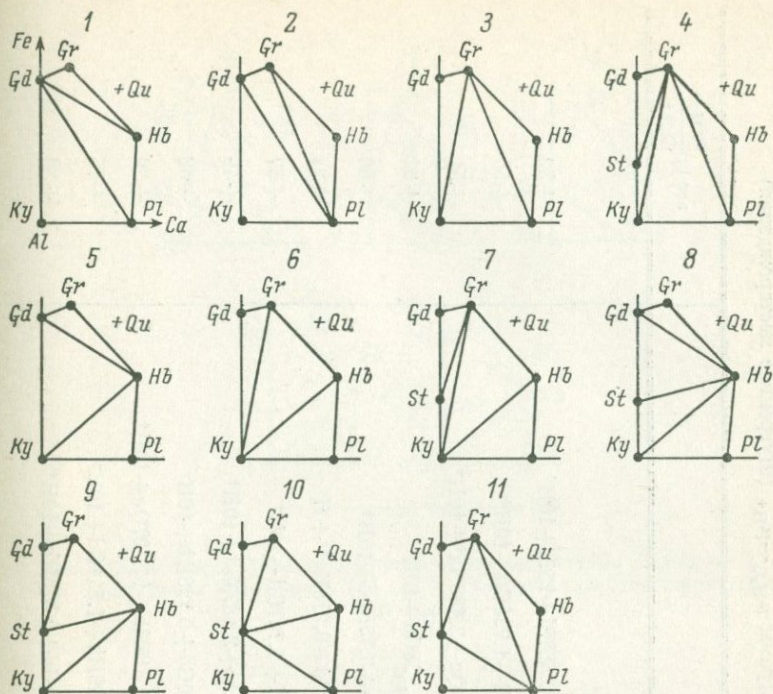


Рис. 53. Парагенезисы минеральных фаций в системе $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—FeO}$ для первого варианта диаграммы $\mu_{\text{H}_2\text{O}}\text{—}\mu_{\text{H}^+}$ (рис. 52).

Перчук, 1976), вытекает наличие экстремума кислотности растворов в области указанного интервала общего давления.

Диаграммы с количественными координатами. Для проверки выводов, полученных на основе анализа прогнозной диаграммы состояния, а также общих рассуждений, выполним ряд количественных расчетов с погрешностью, определяемой точностью термодинамических констант минералов и ионов в справочниках И. К. Карпова и др. (1971), а также Г. Б. Наумова и др. (1971).

Свободная энергия образования ставролита с железистостью 60% ориентировочно рассчитана по ранее рассмотренной схеме на основании материалов В. В. Федькина (1975). Предварительно по равновесию $2\text{St}_{70} + 3.987\text{Qu} = 1.205\text{Gr}_{75} + 0.192\text{Cord}_{23} + 7.41\text{Sill} + \text{H}_2\text{O}$ вычислена $\Delta G_{298}^\circ = -2720760$ кал для ставролита с $f = 70\%$, а затем через экстраполяцию данных по ΔG_{298}° ставролитов с $f = 100\%$ (-2674755 кал), $f = 80\%$ (-2706200 кал, вычислена ранее) и $f = 70\%$ определено $\Delta G_{298}^\circ = -2735800$ кал ставролита с $f = 60\%$. Значения стандартной энтропии и коэффициентов в уравнении теплоемкости взяты по железистому минералу. Для роговой обманки константы рассчитывались по методу Л. В. Горбунова (1971), для остальных минералов переменного состава — по зна-

Т а б л и ц а 21

Наклоны линий моновариантных равновесий для построения диаграмм $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{H}^+}$ (Шуерецкие месторождения)

Равновесия	$\text{arc tg } \frac{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{H}^+}}$
17.647Gr+102.79Ky+2.353Mg ²⁺ +5.294Na ⁺ +17.5H ₂ O=29.265Qu+10.588Pl+25St+10H ⁺	+30
1.349Ky+1.93Gr+4.28Mg ²⁺ +1.44Na ⁺ +7.002Qu+6.724H ₂ O=1.156Pl+1.724Gd+10H ⁺	+56
2.467Gr+8.197Pl+6.243Mg ²⁺ +8.226H ₂ O=4.099Ky+3.226Hb+2.763Qu+2.486Na ⁺ +10H ⁺	+51
11.442Qu+3.064St+4.516Mg ²⁺ +0.968Na ⁺ +5.403H ₂ O=11.081Ky+1.935Gd+10H ⁺	+62
4.062St+11.25Pl+1.544Qu+6.875Mg ²⁺ +6.72H ₂ O=1.247Qu+3.75Hb+3.75Na ⁺ +10H ⁺	+56
2.079Ky+1.151Hb+1.545Na ⁺ +0.133H ₂ O+4.187Qu=3.454Pl+0.788Gd+0.273Mg ²⁺ +H ⁺	+82
1.717Gr+0.334St+7.481Qu+4.306Mg ²⁺ +1.389Na ⁺ +6.58H ₂ O=1.03Pl+1.747Gd+10H ⁺	+57
7.477Pl+3.049Gr+6.094Mg ²⁺ +8.581H ₂ O=0.959St+3.102Hb+3.779Qu+2.187Na ⁺ +10H ⁺	+49
1.164Pl+2.059Gr+4.571Qu+4.766Mg ²⁺ +0.468Na ⁺ +7.095H ₂ O=1.296Gd+0.798Hb+10H ⁺	+68
9.091Gr+42.545Ky+4.545Mg ²⁺ +0.909Na ⁺ +12.273H ₂ O=10.909St+1.818Hb+14.327Qu+10H ⁺	+39
5.790Qu+0.680Ky+1.994Gr+4.523Mg ²⁺ +0.955Na ⁺ +6.910H ₂ O=0.399Hb+1.511Gd+10H ⁺	+55
0.177St+1.878Gr+6.117Qu+4.522Mg ²⁺ +0.956Na ⁺ +6.823H ₂ O=1.535Gd+0.376Hb+10H ⁺	+56

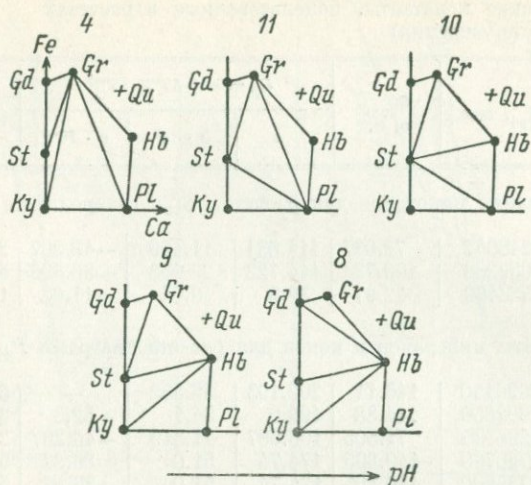


Рис. 54. Изменения состава парагенезисов метасоматитов Хизовары с увеличением щелочности растворов (на рис. 52 — область повышенных значений P_{H_2O}).

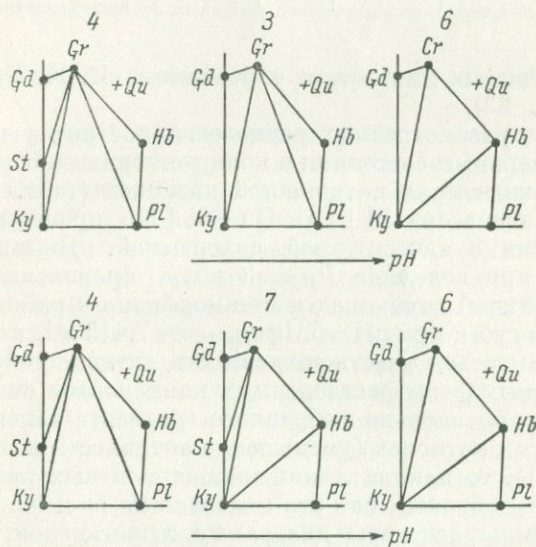


Рис. 55. Изменение состава парагенезисов метасоматитов Шуерецких месторождений с увеличением щелочности (на рисунке 52 — область пониженных значений P_{H_2O}).

Таблица 22

Термодинамические константы, использованные в расчетах (Шуерецкие месторождения)

ΔG_{298}^0 , кал	S_{298}^0 , в. е.	$C_p = a + bT + cT^{-2}$			V , кал/бар	$\bar{v}_{p_{298}}$
		a	$b \cdot 10^3$	$c \cdot 10^{-5}$		

Константы минералов для расчета G_{298}^0 ставролита с $f=70\%$

Gr ₇₅	-1248047	72.037	114.631	11.429	-42.397	2.743175
Cord ₂₃	-2032286	100.734	144.722	25.968	-38.326	5.567821
Sill	-582489	22.97	39.3	8.04	-41.02	1.1927

Константы минералов и ионов для расчета диаграмм P_{H_2O} -pH

Hb	-2690450	146.11	202.193	38.532	—	6.56554	
Gd	-2608850	144.88	199.0	34.1	-52.3	6.43193	
Gr	-1298335	71.505	106.587	21.319	-46.267	2.76309	
St ₇₀	-2720760	140.805	174.74	51.0	-36.87	5.2744	
St ₆₀	-2735800	140.805	174.74	51.0	-36.87	5.23097	
Pl	-918845	49.3	63.06	13.80	-15.95	2.40	
Mu	-1338529	69.0	97.56	26.38	-25.44	3.363	
Ky	-582860	20.02	41.05	6.98	-12.46	1.054	
K ⁺	-67557	24.18					5.2
Na ⁺	-62672	14.1					11.1
Mg ²⁺	-108810	-28.6					9.2

чениям для чистых минералов из справочника И. К. Карпова и др. (1971) (табл. 22).

На основе рассмотренных равновесий построена часть топологической диаграммы состояния в количественных координатах при постоянных значениях активностей катионов (табл. 23, рис. 5б, а). Линия равновесия $Pl + Gr = Qu + St + Hb$ проведена примерно в соответствии с качественной диаграммой. В неинвариантной точке [Gd] при величине $P_{H_2O} = 3$ кбар, произвольно принятой с учетом различий глубинности метаморфизма в районе Хизовары и Шуерецкой губы, при $pH = 5$, $\lg a_{Mg^{2+}} = -7.415$ и $\lg a_{Na^{+}} = -1.870$. Если же попытаться учесть зависимость активностей конкретных ионизированных форм растворенных компонентов от кислотности среды в виде произвольно выбранного градиента изменения активностей простых катионов (уменьшение активности катионов с увеличением pH), то наклон линий моновариантных равновесий изменится таким образом, как это показано на рис. 5б, б.

Сопоставляя расчетную диаграмму с прогнозной, можно увидеть их подобие. Как видно из диаграммы, критические парагенезисы, характерные для метасоматитов Хизовары (фаши 10, 11), при прочих равных условиях формируются в более кислой обстановке при повышенном давлении воды, тогда как парагенезисы Шуерецких месторождений (фашия 7) формируются при низких величинах давления воды в более щелочной среде, pH которой

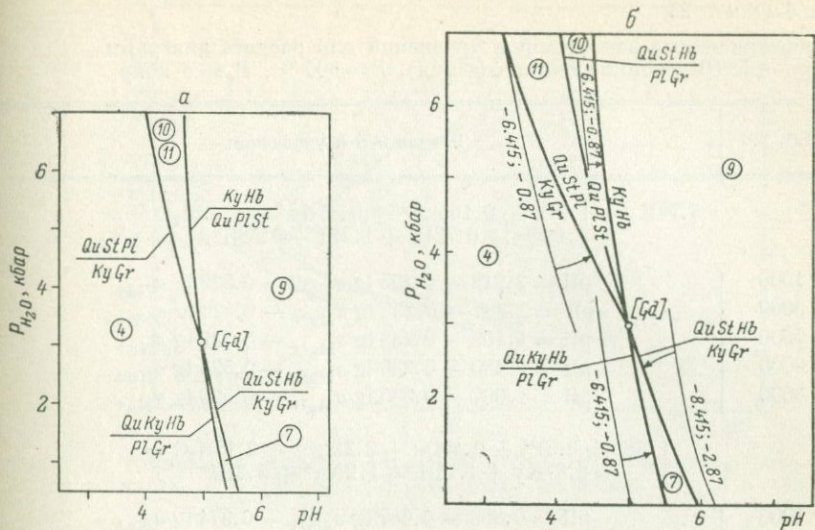


Рис. 56. Часть диаграммы в координатах P_{H_2O} —pH в системе $SiO_2-Al_2O_3-CaO-FeO$ для метасоматитов Хизовары и Шуерецких месторождений.

$P_3=8$ кбар, $T=600$ °C. Цифры в кружках — номера минеральных фаций, соответствующие качественной диаграмме: а — при постоянной активности катионов, б — с учетом произвольно выбранного градиента активности катионов с изменением pH (жирные линии).

с учетом погрешности построения диаграммы отличается на 1—1.5 единицы.

Перейдем теперь к количественному обоснованию экстремума кислотности. Наличие экстремума кислотности растворов при максимальной величине P_{H_2O} в области промежуточного интервала общего давления ($P_{общ}=5.5-7.0$ кбар) можно показать на примере расчета моновариантного равновесия $Al_2SiO_5+Gr=Qu+Pl+St$. Упомянутое равновесие оказывается удобным для этой цели, поскольку данная моновариантная ассоциация распространена среди метасоматических кварцитов с кианитом или андалузитом, возникающих при кислотном выщелачивании и в глубинных и малоглубинных комплексах. Оценив значение pH, при которых ассоциация $Al_2SiO_5+Gr+Pl+St+Qu$ устойчива на разных глубинах глубинности, мы получили информацию о различиях щелочности среды при кислотном выщелачивании в зависимости от глубинности процесса. На основании рассчитанных уравнений (табл. 24) построена диаграмма (рис. 57), которая несколько условна и состоит как бы из двух частей. Верхняя часть показывает, что в глубинных комплексах кианитового типа рассматриваемое равновесие при снижении $P_{общ}$ (и одновременном повышении P_{H_2O}) смещается в область меньших значений pH. Нижняя часть диаграммы свидетельствует о том, что по мере дальнейшего снижения $P_{общ}$ при переходе от области умеренных давлений к низким

Т а б л и ц а 23

Моновариантные равновесия и уравнения для расчета диаграмм P_{H_2O} —pH (Шуерецкие месторождения). $T = 600^\circ\text{C}$, $P_s = 8$ кбар

P_{H_2O} , бар	Равновесия и уравнения
	$6.99\text{Ky} + 1.2\text{Gr} + 0.16\text{Mg}^{2+} + 0.36\text{Na}^+ + 1.19\text{H}_2\text{O} =$ $= 1.99\text{Qu} + 0.72\text{Pl} + 1.7\text{St} + 0.68\text{H}^+$
1000	pH = 2.913 — 0.235 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ — 0.529 lg a_{Na^+}
3000	pH = 2.267 — 0.235 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ — 0.529 lg a_{Na^+}
5000	pH = 1.709 — 0.235 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ — 0.529 lg a_{Na^+}
6000	pH = 1.480 — 0.235 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ — 0.529 lg a_{Na^+}
8000	pH = 1.097 — 0.235 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ — 0.529 lg a_{Na^+}
	$1.3\text{St} + 3.6\text{Pl} + 0.49\text{Qu} + 2.2\text{Mg}^{2+} + 2.15\text{H}_2\text{O} =$ $= 6.87\text{Ky} + 1.2\text{Hb} + 1.2\text{Na}^+ + 3.2\text{H}^+$
1000	pH = 0.853 — 0.687 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ + 0.374 lg a_{Na^+}
3000	pH = 0.605 — 0.687 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ + 0.374 lg a_{Na^+}
5000	pH = 0.390 — 0.687 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ + 0.374 lg a_{Na^+}
7000	pH = 0.227 — 0.687 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ + 0.374 lg a_{Na^+}
	$1.3\text{Gr} + 4.32\text{Pl} + 3.29\text{Mg}^{2+} + 4.33\text{H}_2\text{O} =$ $= 2.16\text{Ky} + 1.7\text{Hb} + 1.46\text{Qu} + 1.31\text{Na}^+ + 5.27\text{H}^+$
1000	pH = 1.141 — 0.624 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ + 0.248 lg a_{Na^+}
3000	pH = 0.837 — 0.624 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ + 0.248 lg a_{Na^+}
5000	pH = 0.575 — 0.624 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ + 0.248 lg a_{Na^+}
7000	pH = 0.374 — 0.624 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ + 0.248 lg a_{Na^+}
	$3.6\text{Gr} + 16.85\text{Ky} + 1.8\text{Mg}^{2+} + 0.36\text{Na}^+ + 4.86\text{H}_2\text{O} =$ $= 4.32\text{St} + 0.72\text{Hb} + 5.67\text{Qu} + 3.96\text{H}^+$
1000	pH = 1.914 — 0.454 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ — 0.092 lg a_{Na^+}
3000	pH = 1.461 — 0.454 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ — 0.092 lg a_{Na^+}
5000	pH = 1.070 — 0.454 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ — 0.092 lg a_{Na^+}
7000	pH = 0.770 — 0.454 lg $a_{\text{Mg}^{2+}}$ — 0.092 lg a_{Na^+}

данное равновесие опять смещается в более щелочную область. Значит, минимальная для данной температуры величина pH раствора достигается в области средних величин общего давления при максимальном значении P_{H_2O} . Абсолютные значения pH существенно зависят от активности вполне подвижных катионов. Последние же, как отмечалось ранее, не являются факторами равновесия, а меняются закономерно с изменением кислотности—щелочности среды. Как видно на диаграмме, при учете этой зависимости минимум pH на кривой равновесия $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Gr} = \text{Qu} + \text{Pl} + \text{St}$ становится еще более отчетливым.

В связи с экстремумом кислотности рассмотрим еще одно моновариантное равновесие $1.5\text{Al}_2\text{SiO}_5 + 1.5\text{Qu} + 1.5\text{H}_2\text{O} + \text{K}^+ = \text{Mu} +$

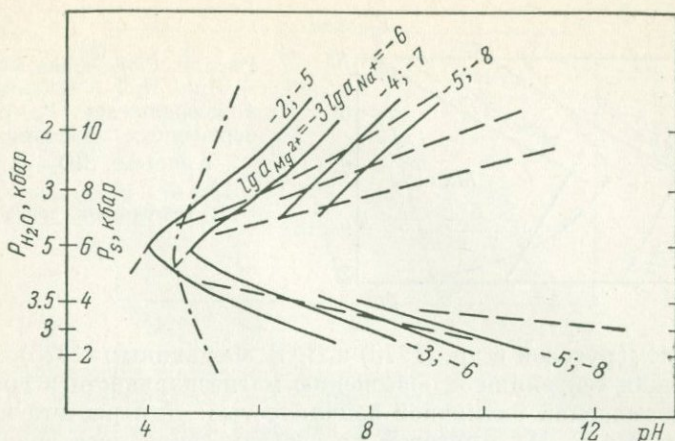


Рис. 57. Равновесие $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Gr}_{63} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{H}_2\text{O} = \text{Qu} + \text{Pl}_{50} + \text{St}_{60} + \text{H}^+$ в координатах $P_s - \text{pH}$ при переменных значениях $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в системе $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{CaO}$.

$T = 600^\circ\text{C}$. Штриховые линии — положения равновесия при различных градиентах активности катионов. Штрих-пунктир — pH нейтральной точки воды.

$+\text{H}^+$, характерное для процессов кислотного выщелачивания мусковит-кварцевой фации в условиях вполне подвижного поведения калия. На основании уравнений (табл. 25) построена диаграмма (рис. 58), которая так же как и предыдущая, иллюстрирует тот факт, что кристаллизация мусковита в условиях вполне подвижного поведения калия при максимальном значении $P_{\text{H}_2\text{O}}$, достигающимся при средних величинах общего давления, происходит при минимальной для данной температуры величине pH раствора.

В заключение выполним несложный расчет с целью выяснения характера изменения щелочности среды во времени при магниезиальном метасоматозе на Шуерецких месторождениях, учитывая,

Таблица 24

Уравнения для расчета диаграммы $P_s (P_{\text{H}_2\text{O}}) - \text{pH}$ ($T = 600^\circ\text{C}$)

P_s , кбар	$P_{\text{H}_2\text{O}}$, кбар	Уравнения
3	3	$\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{And}$ $\text{pH} = 4.1 - 0.235 \lg a_{\text{Mg}} - 0.529 \lg a_{\text{Na}}$
6	5	$\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{Ky}$ $\text{pH} = 0.961 - 0.235 \lg a_{\text{Mg}} - 0.529 \lg a_{\text{Na}}$
7	4	$\text{pH} = 1.620 - 0.235 \lg a_{\text{Mg}} - 0.529 \lg a_{\text{Na}}$
8	3	$\text{pH} = 2.267 - 0.235 \lg a_{\text{Mg}} - 0.529 \lg a_{\text{Na}}$
10	2	$\text{pH} = 3.271 - 0.235 \lg a_{\text{Mg}} - 0.529 \lg a_{\text{Na}}$

Примечание. Значения $P_{\text{H}_2\text{O}}$ при определенном P_s снимались с графика Л. Л. Перчука (1976).

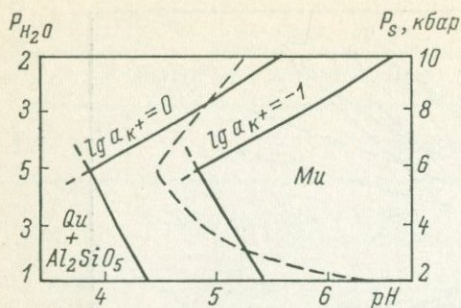


Рис. 58. Равновесие $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Qu} + \text{H}_2\text{O} + \text{K}^+ = \text{Mu} + \text{H}^+$ в координатах P_s - pH при переменных значениях $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в системе SiO_2 - Al_2O_3 .

$T = 600^\circ\text{C}$. Штриховая линия — pH нейтральной точки воды.

что Г. М. Друговой и др. (1970) и В. В. Федькиным (1975) отмечалась общая тенденция к повышению магнезиальности в гранатах с так называемой ритмичной зональностью. Для расчета используем данные Г. М. Друговой по составу зонального граната из парагенезиса $\text{Qu} + \text{Ky} + \text{Gr} + \text{Vt}$, ядро которого характеризуется железистостью 83%, а внешняя оболочка имеет железистость 71%. Обычное присутствие в зональных гранатах включений кварца и кианита, а также состав парагенезиса данного граната позволяют составить и рассчитать (табл. 26) следующее уравнение смещенного равновесия ($P_s = 8$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар):

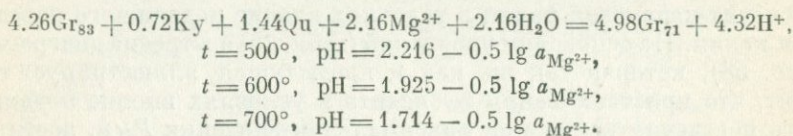


Таблица 25

Уравнения для расчета диаграммы $P_s(P_{\text{H}_2\text{O}})$ - pH с участием мусковита ($T = 600^\circ\text{C}$)

P_s , кбар	$P_{\text{H}_2\text{O}}$, кбар	Уравнения
		$\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{Ky}$
7	1	$\text{pH} = 5.16 - \lg a_{\text{K}^+}$
7	3	$\text{pH} = 4.61 - \lg a_{\text{K}^+}$
7	5	$\text{pH} = 4.13 - \lg a_{\text{K}^+}$
7	7	$\text{pH} = 3.77 - \lg a_{\text{K}^+}$
		$\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{And}$
2	1	$\text{pH} = 4.36 - \lg a_{\text{K}^+}$
4	3	$\text{pH} = 4.16 - \lg a_{\text{K}^+}$
		$\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{Ky}$
6	5	$\text{pH} = 3.87 - \lg a_{\text{K}^+}$
8	3	$\text{pH} = 4.85 - \lg a_{\text{K}^+}$
10	2	$\text{pH} = 5.56 - \lg a_{\text{K}^+}$

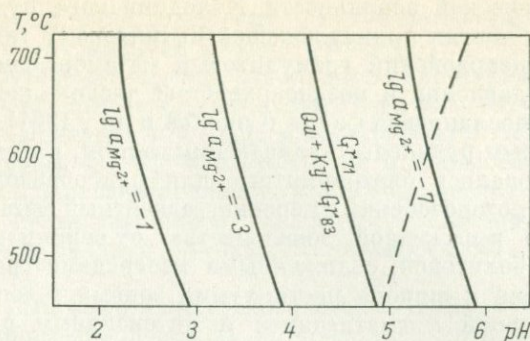


Рис. 59. Положение смещенного равновесия $Gr_{83} + Ku + Qu + Mg^{2+} + H_2O = Gr_{71} + H^+$ в координатах T — pH при различной активности катионов. $P_s = 8$ кбар, $P_{H_2O} = 2$ кбар. Штриховая линия — pH нейтральной точки воды.

Как видно из диаграммы (рис. 59), в условиях вполне подвижного поведения магния обогащение граната пиропом происходит при повышении величины pH растворов, абсолютное значение которой зависит от активности магния и снижается с увеличением температуры.

Таблица 26.

Константы минералов для расчета смещенного равновесия с зональным гранатом

	ΔG_{298}^0 , кал	S_{298}^0 , э. е.	a	$b \cdot 10^3$	$c \cdot 10^{-5}$	V , кал/бар
			$C_p = a + bT + cT^{-2}$			
Gr_{71}	-1257686	71.659	115.094	11.312	-43.683	2.74127
Gr_{83}	-1228768	72.793	113.706	11.663	-39.825	2.74699

БАЙКАЛО-ПАТОМСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС

Байкало-Патомский пояс является еще одним хорошим примером проявления метаморфической зональности квантитового типа (зональные комплексы Байкало-Патомского нагорья, Делюм-Уранской и Муйской зон, Северного Прибайкалья, включая Холоднинское рудное поле; Соколов, 1970; Великославинский, 1972; Кориковский, 1979; Кориковский, Федоровский, 1980; Соколов и др., 1981). Термодинамические параметры зонального метаморфизма, относимого С. П. Кориковским и В. С. Федоровским к нижнему протерозою,¹ оцениваются в $T = 400$ — 700° и $P = 5$ — 6.5 кбар.

¹ По Ю. М. Соколову, — зональный метаморфизм верхнепротерозойского возраста.

Метаморфической зональности Холоднинского рудного поля, во всех своих частях принадлежащей кианитовому типу, предшествовали раннеархейский гранулитовый метаморфизм умеренно-повышенных давлений и позднеархейский дислокационный метаморфизм зеленосланцевой фации (Соколов и др., 1981). Последний являлся важным рудоподготавливающим этапом, в процессе которого формировались благоприятные для рудообразования зоны милонитов. Протерозойский умеренноградиентный метаморфизм отличался ярко выраженной зональностью от серицит-хлоритовой зоны до амфиболитовой; сближенными изоградами граната, ставролита, дистена и широко растянутыми зонами зеленосланцевой фации; локальной мигматизацией и интенсивным проявлением средне-высокотемпературного послемигматитового кислотного выщелачивания, особенности которого рассмотрим на примере колчеданно-полиметаллического Холоднинского месторождения.

Холоднинское месторождение

Распространенные в пределах Холоднинского рудного поля существенно кварцевые и железо-магнезиальные роговообманково-гранат-ставролитовые породы в той или иной мере описывались различными исследователями (В. П. Бушуев, Н. Л. Добрецов, Э. Г. Дистанов, Г. В. Ручкин и др.). Сейчас существуют две точки зрения на их происхождение. Они рассматриваются как результат: а) регионального метаморфизма алюмосиликатных осадков и б) высокотемпературного метасоматического преобразования пород в зонах разломов в процессе кислотного выщелачивания. В последнем случае почти не затрагивались вопросы, касающиеся связи особенностей метасоматических процессов с термодинамическим режимом сопутствующего метаморфизма, еще не анализировались парагенезисы метасоматитов и не изучались составы минеральных фаз.

Факты развития указанных ниже пород по породам иного минерального состава, в первую очередь метаморфическим, жильная форма тел с зональным строением и целый ряд других признаков позволяют авторам рассматривать их только как метасоматические образования.

Метасоматиты слагают серию зон мощностью до первых десятков метров, косо секущих литологические границы, и образуют ореолы вокруг рудных участков. Тела метасоматических пород мощностью от нескольких сантиметров до метров часто имеют линзовидную форму, образуют сеть ветвящихся жил, вытянутых и ориентированных вдоль сланцеватости осевых поверхностей сжатых складок поздних генераций. Сопряженность метасоматоза со складчатыми деформациями позволяет считать не объем, а давление фактором равновесия ($\Phi = K_i$). Массивные разновидности метасоматитов разного состава, содержащие реликты метасоматических пород с ясно выраженной ориентировкой минералов, слагают гнезда, участки неправильной формы, жильные тела и контролируются разрывными нарушениями, синхронными с заключительными стадиями складчатости (открытие складки), или приуро-

чены к замковым частям последних. Такие метасоматические процессы идут с сохранением объема ($\Phi = K_i + 1$).

Анализ метасоматической зональности, пространственно-временных соотношений между метасоматитами разного состава и их структурного контроля приводит к заключению о том, что окварцованные породы, железо-магнезиальные и железо-магнезиально-кальциевые породы формировались в условиях кислотного выщелачивания и позднещелочного железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза в связи с глубинным метаморфизмом протерозойского возраста.

Метасоматиты стадии кислотного выщелачивания (кианит-кварцевая и мусковит-кварцевая фации) представлены разнообразными существенно кварцевыми, кианит-кварцевыми, мусковит-кианит-кварцевыми, флогопит-жедрит-роговообманково-ставролит-гранат-кианит-кварцевыми с кордиеритом, карбонатом, куммингтонитом или без него породами (гранат с $f=76.3\%$ и минимальным составом (в %): Pyg — 18.2—18.8, Spess — 9.4—11.2, Alm — 57—60.1, Andr — 0.9—2.1, Gross — 10.8—11.5; ставролит с $f=61.8—68.6\%$; роговая обманка с $f=40.8—47.6\%$; флогопит с $f=27.7$, табл. 27) и мусковитовыми кварцитами и сланцами с гранатом, ставролитом, карбонатом, биотитом, турмалином, шинелью, хлоритом. В позднещелочную стадию сформировалась основная масса магнезиально-железистых хлорит-ставролит-гранатовых метасоматитов (гранатовая фация железистого метасоматоза); железо-магнезиальных метасоматитов (ставролит-гранатовая фация магнезиального метасоматоза), представленных флогопит-гранат-роговообманковыми породами с кварцем, кианитом, плагиоклазом, ставролитом, сфеном, жедритом, куммингтонитом, кордиеритом, хлоритом (гранат с $f=76.2\%$ и минимальным составом (в %): Pyg — 19.8, Spess — 6.4, Alm — 62.8, Andr — 1.2, Gross — 9.8; ставролит с $f=67.7\%$, флогопит с $f=26.2\%$, роговая обманка с $f=35—40\%$), роговообманковыми и гранатовыми бластолитами со сфеном, ставролитом, жедритом, куммингтонитом, биотит-флогопитовыми породами, с кианитом, цоизитом, карбонатом; железо-магнезиально-кальциевых метасоматитов, представленных существенно карбонатными породами с тремолитом, плагиоклазом, мусковитом, сфеном, цоизитом, хлоритом и другими минералами.

Судя по составу парагенезисов и особенностям метасоматической зональности, роговообманково-ставролит-гранат-кианитовые метасоматиты Холоднинского месторождения подобны глубинным метасоматитам хизоварского типа (Бушмин, 1978; Глебовицкий, Бушмин, 1979) и формировались в условиях высокой подвижности магния и кислотности растворов. Основные метасоматиты являются результатом преотложения сильных оснований, выщелоченных из метаморфических пород, и представляют собой глубинные аналоги рудных железо-магнезиальных кордиерит-гранат-жедритовых метасоматитов ориярвинского типа.

Чрезвычайно разнообразный состав метасоматических парагенезисов, частое развитие многоминеральных ассоциаций (присут-

Таблица 27

Химические составы минералов из метасоматических пород Холоднинского месторождения

Оксиды	Б-198-26						Б-198-21				Б-100-1		Б-198-29			
	гранат		амфибол		флогопит		гранат		амфибол		гранат		гранат		флогопит	
	вес. %	кол-во ионов	вес. %	кол-во ионов	вес. %	кол-во ионов	вес. %	кол-во ионов	вес. %	кол-во ионов	вес. %	кол-во ионов	вес. %	кол-во ионов	вес. %	кол-во ионов
SiO ₂	42.32	2.94	44.14	6.40	38.48	2.80	37.88	2.98	42.56	6.29	36.84	2.98	43.94	3.00	39.94	2.87
TiO ₂	0.24	0.01	0.58	0.06	1.00	0.06	0.16	0.01	0.45	0.05	0.43	0.03	0.26	0.02	0.99	0.05
Al ₂ O ₃	20.18	2.06	17.03	2.91	18.17	1.56	21.46	1.99	17.32	3.01	20.95	1.99	19.26	1.98	17.74	1.50
Fe ₂ O ₃	0.71	0.05	1.45	0.16	0.81	0.04	0.32	0.02	1.41	0.16	0.16	0.01	0.40	0.03	0.97	0.05
FeO	23.16	1.67	11.75	1.42	10.51	0.64	27.28	1.80	13.97	1.72	30.66	2.07	25.40	1.86	9.83	0.59
MnO	4.47	0.33	0.42	0.05	0.11	0.01	4.18	0.28	0.32	0.04	2.39	0.16	2.54	0.19	0.01	—
MgO	4.15	0.53	10.63	2.30	16.42	1.78	4.81	0.57	9.42	2.07	1.61	0.19	4.46	0.58	16.96	1.82
CaO	4.32	0.40	9.40	1.46	0.66	0.05	4.14	0.35	9.60	1.52	6.50	0.56	3.48	0.33	0.22	0.02
Na ₂ O	—	—	1.47	0.41	0.50	0.07	—	—	1.35	0.39	—	—	—	—	0.48	0.07
K ₂ O	—	—	0.29	0.05	7.86	0.73	—	—	0.24	0.04	—	—	—	—	7.70	0.71
H ₂ O	—	—	2.10	—	4.35	—	—	—	2.70	—	—	—	—	—	4.45	—
CO ₂	—	—	—	—	0.85	—	—	—	1.00	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99.55		99.66		99.72		100.23		100.34		99.54		99.74		100.16	
f, %	76.3		40.8		27.7		76.3		47.6		91.4		76.4		26.2	
Pyр, %	18.20						18.83				6.4		19.76			
Spess	11.15						9.35				5.5		6.41			
Alm	56.98						60.09				69.3		62.85			
Andr	2.12						0.95				0.5		1.22			
Gross	11.53						10.77				18.2		9.76			

Примечание. Б-198-26 — кислотный метасоматит, Hb + Pl + Gr + Phl + St + Ky + Qu + Chl; Б-198-21 — кислотный метасоматит, Hb + Gd + Ab + Gr + St + Ky + Qu; Б-100-1 — магнезиально-железистый метасоматит, Qu + Ky + St + Gr + Chl; Б-198-29 — железо-магнезиальный метасоматит, Qu + Ky + St + Phl + Gr + Gd + Hb(+ Chl). Состав минералов рассчитывался по кислороду. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГГД АН СССР, аналитики Е. В. Зевелева, С. Н. Васильева, В. Д. Бугрова.

ствии одновременно до 11 минералов: $Qu+Pl+Gr+St+Ky+Cord+Gd+Hb+Phl+Chl+Carb$), нередко являющихся неравновесными и обнаруживающих многочисленные признаки реакционных взаимоотношений парагенезисов разных генераций, свидетельствуют о широком интервале физико-химических условий аллохимических преобразований пород.

Судя по устойчивости парагенезисов $Qu+Gr+Ky+Hb$, $Qu+Pl+Gd+Ky$, $Gd+St$ и отсутствию парагенезиса $Gr+Ky+Gd$, кислотное выщелачивание на месторождении осуществлялось уже при $T \sim 600-670^\circ$ и $P \sim 6.5-8.0$ кбар (Термо- и барометрия. . ., 1978) в условиях, близких к пределам существования ставролита (роговообманково-гранат-кианит-кварцевая субфация). Преобладающее развитие среди прочих парагенезисов $Qu+Hb+Pl+St+Ky+Gr \pm Chl \pm Carb$, $Qu+Hb+Pl+St+Ky \pm Chl$ при стабильности парагенезисов $Qu+Hb+Gr+Cum+Pl \pm Chl$, $Cum+St+Pl$ и $Gr+Cord+Ky$ свидетельствует о том, что наиболее интенсивные метасоматические процессы протекали при $T \sim 500-600^\circ$ и $P \sim 5.5-6.5$ кбар (роговообманково-ставролит-кианит-кварцевая субфация выщелачивания). Температуры, определенные по паре гранат-биотит (обр. 198-26, 198-29) с введением поправок ΔK к коэффициентам распределения магния и железа, исключающих влияние состава сосуществующих фаз и давления, составляют $500-540^\circ$.

Устойчивость в кислотных ассоциациях хлорита, позднее развитие мусковитовых кварцитов и сланцев могут свидетельствовать о протекании кислотного выщелачивания при еще более низких температурах, а появление куммингтонитовых ассоциаций и поздних парагенезисов $Cord+Gr+Gd$ и $Cord+Hb \pm Gd$ в магнезиальных метасоматитах (роговообманково-кордиеритовая субфация) — о дальнейшем спаде давления при метасоматозе. Первый парагенезис обычен для метасоматитов малоглубинных метаморфических комплексов андалузитового типа, а последний парагенезис кордиерита с роговой обманкой, достаточно редкий, еще менее глубинный и, по-видимому, формируется при давлениях, значительно меньших 5 кбар (Глебовицкий, Бушмин, 1979).

Широкий температурный интервал протекания кислотного выщелачивания и позднещелочного метасоматоза объясняет неоднозначные пространственно-временные соотношения между кислотными и основными метасоматитами на месторождении. В ряде случаев устанавливается более позднее время образования железо-магнезиальных пород по отношению к сопряженным участкам выщелачивания, но отмечаются и отчетливые признаки окварцевания первых, обычно с развитием более низкотемпературных кислотных ассоциаций. Метасоматические процессы мусковит-кварцевой фации, как правило, накладываются на метасоматиты кианит-кварцевой фации, а также на железо-магнезиальные породы. Бiotит-флогопитовые и карбонатные породы являются более поздними по отношению к роговообманково-ставролит-гранат-

кианит-кварцевым метасоматитам и гранат-флогопит-роговообманковым бластолитам.

Не имея возможности в данной работе подробно остановиться на характеристике всех разновидностей метасоматических пород месторождения, детальнее рассмотрим парагенезисы и типы метасоматических колонок, свойственных для преобразований кианит-кварцевой фации кислотного выщелачивания и сопряженных с ними явлений, приводящих к формированию железо-магнезиальных роговообманково-гранат-ставролитовых пород, доля которых на месторождении достаточно велика.

Кислотное выщелачивание

Кианит-кварцевая и мусковит-кварцевая фации выщелачивания. Выщелачивание, выражающееся в направленном окварцевании исходных метаморфических пород, приводит при распаде ряда минералов к формированию в участках максимальных изменений кианитовых (мусковитовых) и мономинеральных кварцитов. Напротив, основной, например железо-магнезиальный метасоматоз, приводит к формированию бедных кварцем и богатых железо-магнезиальными минералами пород. При этом явно выражена тенденция к образованию в осевых частях метасоматических тел участков (зон) практически мономинерального состава. Качественный же состав парагенезисов может быть и одинаковым.

Кислотному выщелачиванию подвергаются породы разного состава относительно содержания кальция. В гнейсах процесс приводит к разложению плагиоклаза и железо-магнезиальных минералов (слюд, гранатов, ставролитов) с новообразованием ставролита со скелетной структурой (а затем и распадом), кварца, кианита, мусковита (при повышенной активности калия в растворах). Новообразованные минералы всегда имеют реакционные соотношения с минералами исходной метаморфической породы. В зонах мусковитизации появляется цинковая шпинель (ганит) в парагенезисе с цинковым ставролитом (Особенности формирования. . ., 1977; Добрецов и др., 1979), кристаллизация которой может протекать при разложении ставролита по схеме $St = Sp + Qu + H_2O$.

Одновременное с метасоматитами мусковит-кварцевой фации оруденение (табл. 28) представлено преимущественно прожилковой халькопирит-пирит-кирротиновой и сфалерит-пирротиновой минерализацией.

В породах, богатых кальцием (плагиогнейсах, амфиболитах), направленность изменений аналогична, выщелачивание сопровождается окварцеванием, распадом плагиоклаза, граната, роговой обманки и также кристаллизацией высокоглиноземистых и кремнекислотных минералов. Наряду с ветвящимися полосами, участками произвольных очертаний, постепенно переходящими в неизмененную породу (что типично для выщелоченных гнейсов), кислотные метасоматиты в амфиболитах представлены симметрично-

Таблица 28

Генетические типы руд Холодинского месторождения и их характеристика (Соколов и др., 1981)

Генетический тип	Этапы формирования		Генерации сульфидов	Текстуры	Структуры	Минеральный тип
Прометаморфический	Раннеархейский метаморфизм (гранулитовая и амфиболитовая фации)		Пирит I, сфалерит I	?	Глобулярная (реликтовая) микрогранобластовая, гранобластовая	Кварц-пиритовый, кварц-пирит-сфалеритовый
	Бластомилонитизация зеленосланцевой фации		Пирит II, сфалерит II	Полосчатая, сланцеватая, псевдослоистая	«Роллинговая», гранолепидобластовая	
	Протерозойский зональный метаморфизм кианитового типа (прогрессивная стадия)		Пирит III, сфалерит III	Порфировая, гнейсовидно-полосчатая, прожилково-вкрапленная	Порфиробластовая, гранобластовая, гетеробластовая, пойкилобластовая, распада твердых растворов	
Геометаморфический	Метасоматоз на регрессивной стадии зонального метаморфизма	Кислотное выщелачивание	Пирит IV, пирротин I	Сланцевато-вкрапленная, линейная, массивная	Гранобластовая, цементации	Пирит-пирротинный
		Позднещелочной метасоматоз	Сфалерит IV, галенит I, халькопирит I	Прожилковая, гнездово-прожилковая, массивная брекчиевая, вкрапленная	Петельчатая, сидеронитовая, цементации, гранобластовая	Пирит-сфалерит-галенитовый, сфалерит-галенитовый, пирротин-халькопирит-сфалеритовый

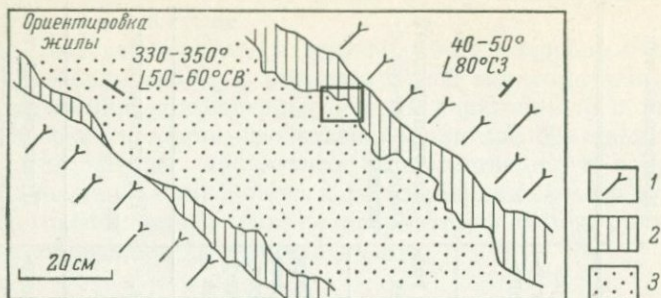


Рис. 60. Симметрично-зональная жила кианитового кварцита в амфиболите (Холоднинское месторождение).

1 — амфиболит ($Qu + Pl + Hb$); 2 — окварцованный амфиболит ($Hb + Ky + Qu \pm Gr \pm Pl$), 3 — кварцит с кианитом ($Qu + Ky$). Вертикальная стенка обнажения. Выделен участок, увеличенный на рис. 61.

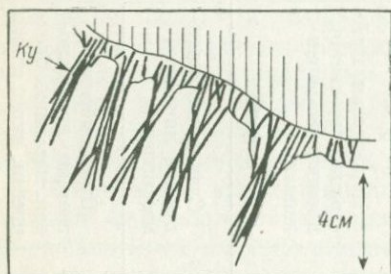


Рис. 61. Контакт окварцованного амфиболита с кианитовым кварцитом, сложенный существенно кианитовой породой. В висячем боку жилы крупные кристаллы кианита ориентированы перпендикулярно к контакту (Холоднинское месторождение).

зональными жилами кианитовых кварцитов, один из примеров которых показан на рис. 60, 61. В таких метасоматических жилах хорошо видна зональность; границы между зонами, как правило, резкие, число минералов убывает от внешних зон к осевой. При всем имеющемся материале по характеру метасоматических замещений данные о зональности именно в такого рода метасоматических жилах лежат в основе построения метасоматических колонок.

Как уже отмечалось, наиболее ранние высокотемпературные преобразования с кислотными тенденциями (роговообманково-гранат-кианит-кварцевая субфация выщелачивания) привели к развитию в амфиболитах с голубовато-зеленой роговой обманкой ($Qu + Hb - 80-90\% \pm Gr$) парагенезисов $Pl + Gd + Ky + Qu$, $Gr + Hb + Ky + Qu$ и $Hb + Gr + Ky + Qu (+ Cord)$ (с бледно-зеленой роговой обманкой). В последнем случае кордиерит с роговой обманкой нигде не соприкасается, но контактирует с кианитом и гранатом, частично окружая последний, выполняет трещины в хорошо ограненном гранате, цементирует его раздробленные части. Переход граната в кордиерит возможен при условии избытка глинозема и кремнезема. Здесь эти условия выполняются, поскольку

рядом присутствуют и кварц и кианит. Такие соотношения могут являться как отражением снижения давления, так и следствием переотложения железа и магния в виде кордиерита при кислотном метасоматическом процессе, когда в условиях повышенной температуры и (или) высокой активности магния невозможно новообразование ставролита. Отмеченные явления напоминают процессы с кислотными тенденциями, отмечаемые в гранулитовых комплексах (Гранулитовая фация. . . , 1972). Встреченная железо-магnezиальная ассоциация $St + Gr + Gd + Hb$ (с самостоятельными выделениями призматического жедрита) с подчиненными содержаниями кварца и кианита может также рассматриваться как результат переотложения железа и магния, высвободившихся при выщелачивании. В целом рассмотренные парагенезисы встречаются редко в виде реликтовых участков среди, по-видимому, более поздних (как более низкотемпературных) и достаточно широко развитых на месторождении роговообманково-ставролит-кианит-гранат-кварцевых пород роговообманково-ставролит-кианит-кварцевой субфации выщелачивания. По крайней мере этому не противоречит позднее образование ставролита по отношению к гранату и роговой обманке, самостоятельно или в ассоциации с хлоритом.

Зональность метасоматитов роговообманково-ставролит-кианит-кварцевой субфации, развитых в кальциевых породах, которая отвечает ряду подвижности компонентов Na_2O , MgO , CaO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2 , подробно рассматривается в работах Н. И. Пинаевой (1970), С. А. Бушмина (1978), В. А. Глебовицкого и С. А. Бушмина (1979) при анализе однотипных метасоматитов хизоварского типа. Особенности зональности этой субфации на месторождении описываются следующей обобщающей метасоматической колонкой.

Колонка хизоварского типа:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. $Gr + Pl_{OCH} + Hb + St + Ky + Qu$ $Phl \pm Carb)^2$	$SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO, MgO, Na_2O$
II. $Hb + Gr + Pl_{OCH} + St + Qu$ $Hb + Pl_{OCH} + St + Ky + Qu$ $Gr + Hb + St + Ky + Qu$ }	$SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO, MgO$
III. $Hb + Gr + St + Qu$ $Hb + Pl_{OCH} + St + Qu$ $Hb + St + Ky + Qu$ $Gr + St + Ky + Qu$ $Pl_{OCH} + St + Ky + Qu$ }	SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO
IV. $St + Ky + Qu$	SiO_2, Al_2O_3, FeO
V. $Ky + Qu$	SiO_2, Al_2O_3
VI. Qu	SiO_2

¹ Pl_{OCH} — плагиоклаз основного состава ряда андезит—лабрадор, реже битовнит—анортит.

² Во многих парагенезисах, особенно внешних зон, присутствуют флогопит и карбонат.

Для данной колонки характерно более инертное поведение CaO относительно MgO, что свойственно многим метасоматитам кианит-кварцевой фации глубинных комплексов. Наблюдается эффект обогащения внешних зон перемещенным инертным компонентом — кальцием, высвобождающимся при разложении граната и роговой обманки, что определяет кристаллизацию основного плагиоклаза, устойчивого в сильно выщелоченных породах.

Однако часто отмечаются и другие особенности кристаллизации минералов при дистенизации амфиболитов в условиях рогово-обманково-ставролит-кианит-кварцевой субфации. Наблюдения над реакционными соотношениями минералов показывают, что при разложении граната и роговой обманки, замещении их кварцем, кианитом и ставролитом CaO в виде плагиоклаза или других кальциевых фаз не фиксируется, имеет место лишь кристаллизация альбит-олигоклаза. В метасоматических парагенезисах отсутствует плагиоклаз не только основного, но и средних составов; обычны вообще безплагиоклазовые парагенезисы, тогда как наиболее магнезиальные фазы (роговая обманка и ставролит) оказываются стабильными в зонах интенсивного выщелачивания вместе с кианитом и кварцем. Например, при выщелачивании безгранатовых амфиболитов, судя по последовательности зон $Hb + Pl + St + Ky + Qu \rightarrow Hb + St + Ky + Qu \rightarrow St + Ky + Qu \rightarrow + Ky + Qu$, ряд подвижности компонентов имеет вид CaO (или Na_2O), MgO, FeO, Al_2O_3 , SiO_2 . Высокая подвижность CaO относительно MgO отличает данный процесс от вышеописанного. Более сложной является зональность метасоматитов, формирующихся по гранатовым амфиболитам, в которых наряду с гранатом исходной породы развивается вновь образованный скелетный гранат. Обобщенная метасоматическая колонка схематично может быть представлена в следующем виде.

Колонка холоднинского типа:

$\Phi = K_i$	Инертные компоненты
I. $Hb + Gr + Pl_{Ab-Olg} + St + Ky + Qu$	$SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, Na_2O, CaO$
II. $Hb + Gr + St + Ky + Qu$ $Hb + Pl_{Ab-Olg} + St + Ky + Qu$ } }	$SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, Na_2O$
III. $Hb + St + Ky + Qu$ $Hb + Ab + St + Qu$ } }	SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO
IV. $St + Ky + Qu$	SiO_2, Al_2O_3, FeO
V. $Ky + Qu$	SiO_2, Al_2O_3
VI. Qu	SiO_2

Высокая подвижность CaO, характерная для данного типа метасоматической колонки, может быть связана как с повышенной активностью натрия в метасоматирующем флюиде из-за петрохимических особенностей состава толщ метаморфических пород (офиолитовые ассоциации высокой натровости), так и с повышенным содержанием углекислоты. Последняя особенность флюида в дальнейшем нашла отражение в интенсивном проявлении позднещелочного углекисло-карбонатного метасоматоза.

Все рассмотренные метасоматиты кианит-кварцевой фации являются в той или иной степени рудоносными. Непосредственно с ними связаны прожилково-гнездовые и массивные преимущественно пирротиновые и пирит-пирротиновые руды с халькопиритом (табл. 28; рис. 62, а—в).

Основной метасоматоз

Выщелоченные породы тесно переплетаются с участками магнезиально-железистых, железо-магнезиальных пород и железо-магнезиально-кальциевых, магнезиально-кальциевых карбонатных пород. Они образуются при отложении выносимых при выщелачивании сильных оснований в последовательности, определяемой рядом подвижности компонентов.

Существенно железистые метасоматиты представлены ставролит-гранатовыми ($f=91\%$) парагенезисами с кварцем, кианитом, хлоритом. Данных, позволяющих судить о характере зональности, недостаточно; можно отметить лишь тенденцию к образованию обогащенной гранатом высокожелезистой породы.

Флогопит-гранат-ставролит-роговообманковые метасоматиты сложены минералами весьма низкой железистости, что позволяет рассматривать их как продукты магнезиального метасоматоза при вполне подвижном поведении магния. Совокупность наблюдений над соотношениями различных по составу парагенезисов позволяет воссоздать следующую обобщенную колонку роговообманково-ставролит-гранатовой субфации, схематично характеризующую направленность процесса:

$\Phi = K_2$	Инертные компоненты
I. Qu+Pl+St+Gr+Hb Qu+Ky+Pl+Gr+Hb	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO, Na ₂ O
II. Qu+St+Hb+Gr Qu+Pl+Hb+Gr Qu+Pl+St+Hb	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO (или Na ₂ O)
III. Qu+Hb+Gr Qu+St+Hb	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO Mg ↓
IV. Qu+Gr Qu+Hb	SiO ₂ , Al ₂ O ₃
V. Gr Hb	Al ₂ O ₃

В парагенезисах всех зон обычно присутствие флогопита, что свидетельствует о высокой активности калия при метасоматозе. Как уже отмечалось, такие породы по минеральному составу и последовательности зон с тенденцией к образованию мономинеральных пород очень похожи на магнезиальные метасоматиты месторождения Хизовара (Бушмин, 1978), и особенности зональности подробно рассматриваются в указанной работе.

Выше уже обращалось внимание на многоминеральный состав ряда метасоматических ассоциаций, минералы которых вместе

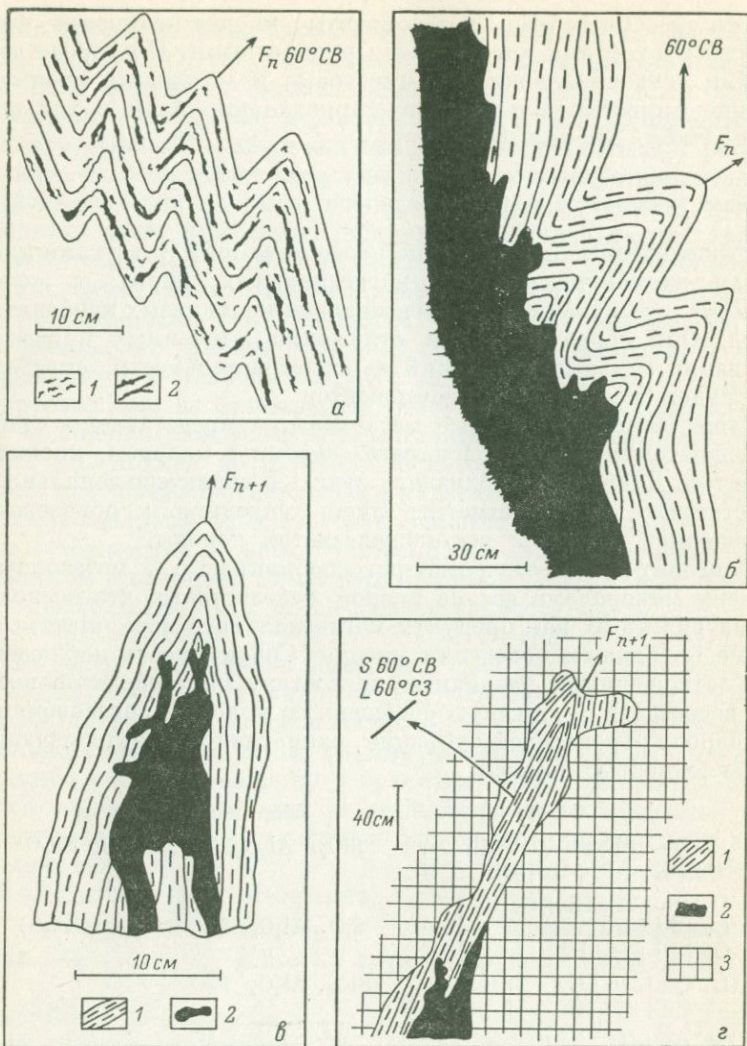


Рис. 62. Соотношения метасоматических руд с оруденением прогрессивного этапа метаморфизма и складчатыми структурами (Холоднинское месторождение).

а — смятие в складки сланцы с прожилково-вкрапленным, сланцеватым оруденением (пирит I, II, III, сфалерит I, II, III, см. табл. 28): 1 — редкая рудная вкрапленность, 2 — прожилки вдоль сланцеватости. Вертикальная стенка штольни. *б* — ориентированная вдоль осевой поверхности поздних складок F_{n+1} зона массивной пирит-пирротиновой руды (пирит IV, пирротин I), замещающей оруденелые сланцы (пирит I, II, III, сфалерит I, II, III), смятые в ранние складки F_n . Вертикальная стенка штольни. *в* — ориентированная вдоль осевой поверхности поздней складки F_{n+1} зона массивной пирит-пирротиновой руды (пирит IV, пирротин I). Зарисовка образца. 1 — прожилково-вкрапленное оруденение (пирит I, II, III, сфалерит I, II, III), 2 — массивная руда. *г* — реликтовый участок смятых в изоклинальную складку рудных сланцев в сплошной массивной пирит-сфалерит-галенитовой руде. Стенка штольни: 1 — прожилково-вкрапленное оруденение (пирит I, II, III, сфалерит I, II, III), 2 — массивная руда (сфалерит IV, галенит I, халькопирит I).

не являются равновесными и обнаруживают многочисленные признаки реакционных взаимоотношений в связи с наложением более поздних парагенезисов на ранние. Прежде всего к их числу следует отнести ассоциации, в которых получают позднее развитие куммингтонит, жедрит и вторичный кордиерит. В ассоциациях $Qu+Hb+Gr+Gd+Cum$, $Qu+Ky+Hb+St+Phl+Cum+Gd$, $Qu+Pl+Ky+St+Gr+Hb+Phl+Gd+Cum$, $Qu+Hb+Gr+Phl+St+Ky+Gd$ тонкопризматический и волокнистый жедрит замещает роговую обманку самостоятельно или в тесном сочетании с куммингтонитом, часто встречается в участках совместно со ставролитом и кианитом, приурочен к зернам альбитолигоклаза, содержащим включение ставролита. Куммингтонит замещает роговую обманку в парагенезисе с жедритом и гранатом, ставролитом и плагиоклазом, а также в парагенезисе с флогопитом. Развитие жедрита не является в данном случае изохимическим процессом и протекает в условиях вполне подвижного поведения магния и щелочей с повышением щелочности среды, что будет показано несколько ниже. Сказанное касается и образования куммингтонита в ассоциациях со ставролитом, плагиоклазом и гранатом, а также с флогопитом, фиксирующего не только снижение давления и температуры, но и повышение щелочности (Московченко, 1971; Глебовицкий, Бушмин, 1979).

Вторичный кордиерит обнаружен в виде мелких неправильной формы зерен в ассоциациях $Qu+Pl+St+Hb+Phl+Gd+Cord$ и $Qu+Pl+Ky+Hb+St+Gr+Cum+Gd+Cord$ в парагенезисе с роговой обманкой и (или) гранатом и тонкопризматическим жедритом. Он приурочен к участкам скопления названных минералов, контактирует с роговой обманкой или встречается только совместно с жедритом (\pm гранат). В последнем случае развивается парагенезис ориарвинского типа, свойственный для магнезиальных позднщелочных метасоматитов кордиеритовой фации малоглубинных метаморфических комплексов.

С рассмотренными типами железо-магнезиальных метасоматитов на месторождении связана основная масса колчеданно-полиметаллических руд (табл. 28, рис. 62, з). Причем прожилковые, прожилково-вкрапленные, прожилково-гнездовые, массивные, преимущественно пиритовые и пирит-сфалеритовые с галенитом руды связаны с магнезиальными метасоматитами роговообманково-ставролит-гранатовой субфации ставролит-гранатовой фации, тогда как аналогичные по характеру выделения сфалерит-галенитовые, пирит-сфалерит-галенит-халькопиритовые руды связаны большей частью с магнезиальными метасоматитами, в которых развились поздние малоглубинные парагенезисы кордиеритовой фации.

Более поздними по отношению к вышеописанным кислотным и основным метасоматитам являются часто массивные существенно биотит-флогопитовые породы (флогопитовая фация) с подчиненным количеством кварца, кианита, цоизита, переменным содержанием карбонатов, формирующиеся в зонах магнезиального

метасоматоза при высокой активности калия в растворах. Флогопитовые породы с высоким содержанием карбонатов являются отражением условий, переходных от собственно железо-магнезиального метасоматоза к более позднему магнезиально-кальциевому и существенно кальциевому углекислому метасоматозу (карбонатная фация). При постепенном увеличении содержания карбонатов переходы от пород флогопитовой фации к карбонатной постепенные.

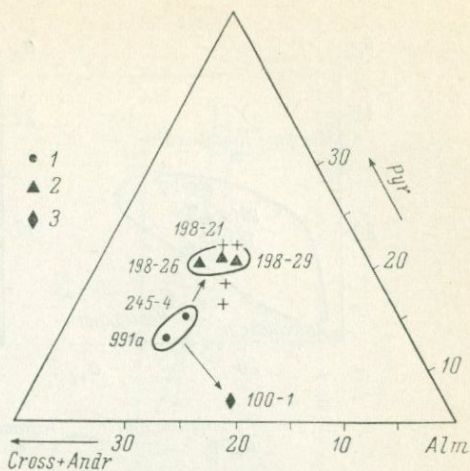
Карбонатизация захватывает все без исключения ранее сформированные метасоматиты месторождения, являясь таким образом наиболее поздним процессом. По составу карбонаты отвечают смеси доломита и кальцита с незначительной примесью анкерита (~15%) или без него. В зависимости от состава породы, подвергавшейся карбонатизации (выщелоченные гнейсы и амфиболиты, неизмененные метаморфические породы), меняется и ассоциация второстепенных минералов. Поздние секущие зонки представлены мусковит-хлорит-карбонатным парагенезисом. В большинстве случаев преобразования сопровождаются дифференциацией вещества исходных пород с формированием зональности, например в амфиболитах: $Gr + Hb + Pl + Carb \rightarrow Gr + Pl + Carb \rightarrow Gr$ (или Pl) $+ Carb \rightarrow Carb$ при вполне подвижном поведении щелочей (натрия) кальция, CO_2 . В магнезиальных метасоматитах углекисло-кальциевый метасоматоз приводит к развитию тремолит-карбонатных парагенезисов. Карбонат корродирует, замещает гранат, роговую обманку. При полном исчезновении последней сохраняется переотложенный гранат со скелетной структурой, в дальнейшем также замещаемый карбонатом. Железо, высвобождающееся в данном процессе, связывается в рудные парагенезисы. В целом с метасоматитами карбонатной фации связана основная масса халькопиритовых руд месторождения.

Особенности и изменение состава минералов в процессе метасоматоза

Различия в физико-химических условиях формирования различных метасоматических парагенезисов, направленности метасоматических преобразований отчетливо проявились в особенностях химического состава минералов (табл. 27). В метасоматических породах развиты гранаты с железистостью 76—91% и следующим содержанием минералов (в %): $Pyr - 6.4 - 19.8$, $Spess - 5.5 - 11.2$, $Alm - 57 - 69.3$, $Andr - 0.5 - 2.1$, $Gross - 9.8 - 18.2$. Такие вариации составов отражают прежде всего различные условия формирования гранатов при метасоматозе. Обогащение гранатов спессартином наблюдается в кислотных метасоматитах с парагенезисом $Hb + St + Gr + Ky + Qu$ ($Spess - 9.4 - 11.2\%$, обр. 198-21, 198-26). Эта особенность отмечалась ранее С. П. Кориковским (1967), который, изучая процессы кислотного выщелачивания, указывал на «обогащение спессартином в стадию нарастающего выщелачивания»; свойственна для гранатов из однотипных кислотных метасоматитов хизоварского типа (Глебовицкий, Буш-

Рис. 63. Изменение состава гранатов при магниезальном (2) и железистом (3) метасоматозе в породах, богатых кальцием (1), Холоднинского месторождения.

Кресты — гранаты метасоматитов хизоварского типа. Ан. 245-4, 991-а из работы Ю. М. Соколова и др. (1981).



мин, 1979), близких по составу к гранатам Холоднинского месторождения. Судя по имеющимся в нашем распоряжении данным анализов, гранаты из кислотных и основных

магнезиальных метасоматитов отличаются только марганцовистостью, тогда как по содержанию остальных миналов их составы близки. Наименьшее содержание кальциевых миналов наблюдается в более магниезальных гранатах, что находится в соответствии с дифференциальной подвижностью оснований при кислотном выщелачивании и разделении этих компонентов в зонах перетолжения в пространстве и во времени.

С указанным эффектом связано и отчетливое различие железистости для гранатов из железисто-магнезиальных ($f=76.4\%$, обр. 198-29) и магниезально-железистых пород ($f=91\%$, обр. 100-1). В последнем случае гранат также более кальциевый и близок по этому показателю к гранатам из исходных амфиболитов.

Главные тенденции в изменении состава гранатов отражены на рис. 63, иллюстрирующем обеднение альмандином и кальциевыми миналами минералов из магниезальных метасоматитов и обогащение альмандином при высокой кальциевости гранатов из железистых метасоматитов по сравнению с гранатами исходной породы.

Особенности состава амфиболов отражены на рис. 64. Состав амфибола ($f=49.0\%$) из гранатового амфиболита близок к средним составам роговых обманок амфиболитовой фации, располагаясь в поле кальциевых амфиболов кианитового типа метаморфизма. Повышенная глиноземистость при большем содержании Al_{IV} (1.71 ф. е.) по сравнению с Al_{VI} (1.07 ф. е.) свидетельствует о высоком содержании гастингситовой и чермакитовой молекул и является признаком повышенных P и T . Роговые обманки из кислотных метасоматитов как будто бы становятся более магниезальными ($f=40.8-47.6\%$), в остальном существенно не отличаясь от амфибола из амфиболита. Количество щелочей указывает на приблизительно равное содержание чермакитовой и гастингситовой молекул. Присутствие в однотипных метасоматитах чермакитовых роговых обманок устанавливалось для ряда районов и

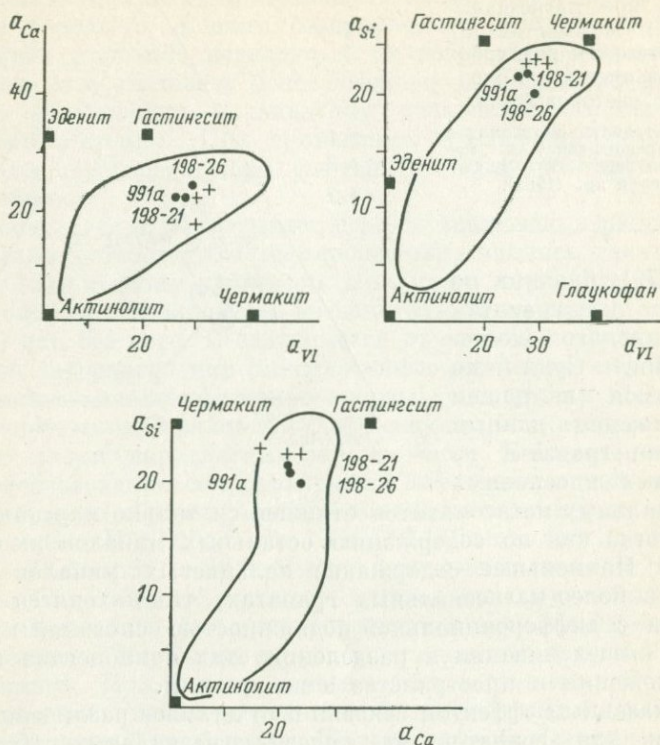


Рис. 64. Составы кальциевых амфиболов метаморфических и метасоматических пород Холоднинского месторождения.

Кресты — составы амфиболов из метасоматитов хизоварского типа.

ранее (Московченко, Турченко, 1975; Глебовицкий, Бушмин, 1979).

Обращают на себя внимание также факты развития флогопитов ($f=26.2-27.4\%$) и низкожелезистых ставролитов ($f=61.8, 67.3, 68.6\%$)¹ в железо-магнезиальных метасоматитах, свидетельствующие о высокой активности магния в растворах. Характерно, что именно в аналогичных метасоматических парагенезисах известны еще более магнезиальные ставролиты с железистостью до 60—58% (месторождение Хизовара, район Тикшеозера).

Физико-химические условия проявления метасоматоза

Рассмотрев всю совокупность главных парагенезисов кислотных и железо-магнезиальных метасоматитов месторождения, попытаемся теперь выяснить различия в физико-химических условиях их образования, прежде всего в отношении щелочности среды. Для этой цели может быть использована качественная диаграмма в координатах T (обратная ось μ_{H_2O})— pH (рис. 65),

¹ Частные определения железа, магния, марганца.

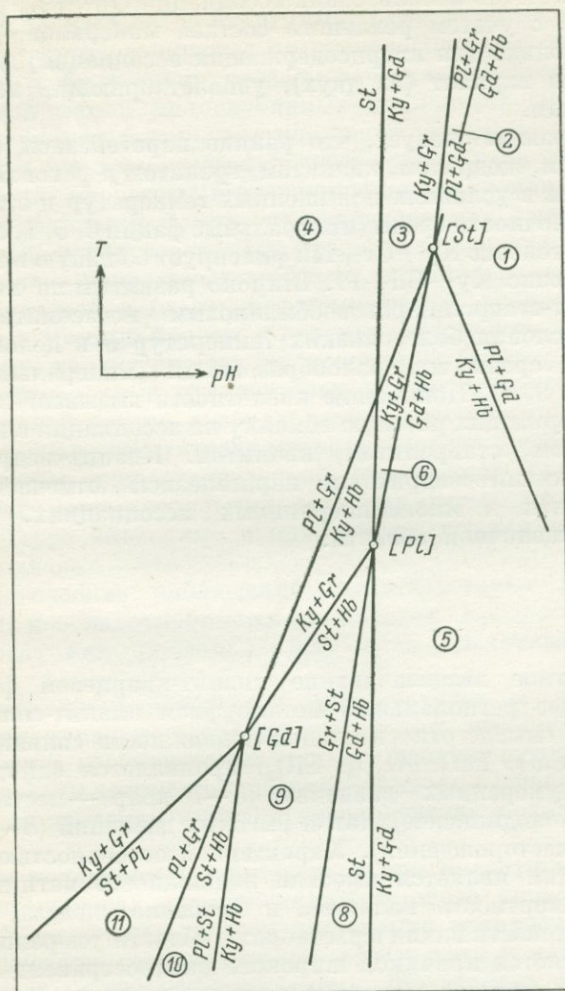


Рис. 65. Равновесия для метасоматических пород Холоднинского месторождения в системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—FeO—CaO}$ (с избыточным SiO_2) с вполне подвижными компонентами H_2O , H^+ , Mg^{2+} , Na^+ .

Цифры — номера минеральных фаций, см. рис. 53.

построенная для парагенезисов в системе с инертными компонентами SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO и вполне подвижными H_2O , H^+ , Mg^{2+} , Na^+ . Для расчетов использована ассоциация $\text{Qu} + \text{Pl}_{50} + \text{Ky} + \text{Gd} + \text{St} + \text{Gr} + \text{Hb}$ с учетом реального состава минералов. Диаграмма построена только для кварцсодержащих ассоциаций; для анализа выбран один вариант (из двух), удовлетворяющий встреченным парагенезисам.

Из диаграммы следует, что ранние парагенезисы с кварцем, плагиоклазом, жедритом, кианитом, гранатом и роговой обманкой формируются в условиях повышенных температур и относительно большой щелочности среды (минеральные фации 6, 5, 1, см. рис. 53) причем парагенезис $\text{Ky} + \text{Gr} + \text{Hb}$ фиксирует большую кислотность, чем парагенезис $\text{Ky} + \text{Gd} + \text{Pl}$. Широко развитым на месторождении кианит-ставролит-роговообманковым метасоматитам соответствуют условия более низких температур и в целом большей кислотности среды минералообразования (минеральные фации 4, 7, 11, 10, 9, 8). Повышение кислотности вызывает смену ассоциаций, содержащих роговую обманку на ассоциации с плагиоклазом, гранатом, ставролитом, кианитом. Кианит-жедрит-ставролитовые и кианит-жедритовые парагенезисы, отмечаемые в качестве поздних в многоминеральных ассоциациях, устойчивы в наиболее щелочной области.

Выводы

1. Кислотное выщелачивание кианит-кварцевой фации, сопровождающее региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа, в смысле относительной подвижности сильных оснований (MgO , CaO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2) проявляется одинаково как в области умеренных давлений (6—7 кбар — месторождения Хизовара, Холоднинское), так и высоких давлений (8—9 кбар — Шуерецкие месторождения). Характерной особенностью процесса выщелачивания является высокая подвижность магния и относительная инертность кальция, и особенно железа, а также высокая активность калия в растворах в области умеренных давлений, что является причиной широкого распространения там кислотных метасоматитов мусковит-кварцевой фации. В более глубоких условиях мусковитовое выщелачивание проявлено очень ограничено, а повышенная активность калия в растворах свойственна только для поздних щелочных процессов железо-магниевого метасоматоза, протекающих в условиях вполне подвижного поведения рассматриваемого компонента, когда формируются биотитовые (с гранатом и жедритом) метасоматиты.

2. Относительная подвижность компонентов при выщелачивании в условиях мусковит-кварцевой фации меняется с падением температуры. Более высокотемпературный процесс характеризуется тем же рядом относительной подвижности компонентов, что и метасоматоз кианит-кварцевой фации. Со снижением ука-

занной величины среди сильных оснований наиболее подвижным компонентом оказывается железо, тогда как магний, а особенно кальций, становятся более инертными. Последний процесс кварц-мусковитового выщелачивания по петрологическим особенностям близок к рудообразующим метасоматическим процессам андалузит-кварцевой фации малоглубинных комплексов, осуществляющимся при вполне подвижном поведении железа.

3. Вблизи ультраметаморфических гранитоидов проявляются изохорические процессы выщелачивания микроклин-кварцевой и мусковит-кварцевой фаций, протекающие при высокой активности щелочей в растворах. Эти процессы приводят к формированию в наиболее измененных участках мономинеральной кварцевой, мусковитовой и (или) микроклиновой (с альбитом или без него) породы. Данный процесс и колонка, которой он описывается, по-видимому, характеризуют те условия, при которых формируются промышленные мусковитовые и керамические пегматиты на регрессивной стадии в зонах глубинного метаморфизма (Чупинско-Лоухская пегматитовая мусковитоносная провинция и др.). Таким образом удовлетворительно объясняется существование центральных мономинеральных зон пегматитов, происхождение которых трудно объяснимо с позиций отдельной кристаллизации из расплава.

4. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что, так же как и в малоглубинных комплексах, процессы основного метасоматоза, как правило, следуют за кислотным метасоматозом.

5. Анализ взаимоотношений метасоматитов со складчатыми структурами приводит к заключению о том, что процесс осуществлялся как в изобарических, так и в изохорических условиях. С учетом задачи выяснения петрологических особенностей метасоматитов от давления выбрана изобарическая модель метасоматоза.

6. Иная подвижность компонентов при кислотном выщелачивании в комплексах кианит-силлиманитового типа отражается и в другой последовательности протекания сопряженного основного метасоматоза от существенно железистого к кальциевому и далее, к существенно магниевому. Железистые метасоматиты (гранатовая фация) и кальциевые метасоматиты (анортитовая фация) обычно локализуются в периферических частях участков выщелачивания, тогда как магниевые метасоматиты (ставролит-гранатовая, жедрит-гранатовая, кианит-антофиллитовая и другие фации) образуют поздние самостоятельные тела, часто располагающиеся вне зон выщелачивания в основных породах.

7. Выявленные закономерности изменения состава минералов при метасоматозе, так же как и для метасоматитов малоглубинного комплекса, являются следствием разделения сильных оснований в зонах основного метасоматоза и тем самым подтверждают ряд относительной подвижности компонентов, установленный при анализе процессов кислотного выщелачивания.

8. Метасоматические породы месторождения Хизовара и преобладающий тип метасоматитов Холоднинского месторождения (роговообманково-ставролит-кианит-кварцевая субфация кислотного выщелачивания, ставролит-гранатовая фация магнезиального метасоматоза) формировались при температурах $\sim 500-600^\circ$, тогда как при метасоматозе на Шуерецких месторождениях (роговообманково-гранат-кианит-кварцевая субфация выщелачивания, жедрит-гранатовая фация магнезиального метасоматоза) температуры были несколько выше — $580-650^\circ$. В обоих случаях имело место снижение температуры по сравнению с условиями кристаллизации метаморфических парагенезисов.

9. Геологические наблюдения в совокупности с анализом парагенезисов метасоматитов на основе диаграмм состояния привели к заключению о том, что метасоматиты месторождения Хизовара и частично Холоднинского при прочих равных условиях формировались в более кислой обстановке, при повышенной величине P_{H_2O} . Напротив, метасоматитам Шуерецких месторождений свойственна более щелочная обстановка при меньших величинах P_{H_2O} . На этом основании делается вывод о снижении щелочности растворов с повышением парциального давления воды во флюиде. Из этой зависимости, учитывая, что величина P_{H_2O} в интервале общего давления $5.5-7.0$ кбар проходит через максимум, вытекает наличие экстремума кислотности растворов в области указанного интервала общего давления. Выведенная зависимость устанавливается также из более общих соображений о характере метасоматоза в комплексах разной глубинности.

10. На позднещелочной стадии при магнезиальном метасоматозе имело место повышение величины рН растворов, абсолютное значение которой зависит от активности катионов. Таким образом, так же как и для малоглубинного комплекса, отмечается общая тенденция к увеличению щелочности метасоматизирующих растворов на заключительных стадиях процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования метасоматических процессов свидетельствуют о том, что их петрологические особенности в целом определяются термодинамическим режимом метаморфизма.

Как в малоглубинных, так и глубинных метаморфических комплексах сопряженные процессы кислотного выщелачивания и основного метасоматоза закономерно проявляются на послемигматитовой стадии цикла регионального метаморфизма. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз является следствием перетложения оснований, вынесенных при кислотном выщелачивании. Последовательность проявления существенно железистого, магнезиального и кальциевого метасоматоза на позднещелочной стадии регрессивного метаморфизма обратна рядам подвижности (основности) компонентов при кислотном выщелачивании, зависящим от термодинамических параметров метаморфизма и относительной активности щелочей (калия и натрия).

В результате анализа метасоматической зональности устанавливаются четкие различия в рядах подвижности оснований при кислотном выщелачивании в условиях разной глубинности. В комплексах кианит-силлиманитового типа магний оказывается всегда более подвижным, чем железо и кальций (кианит-кварцевая фация), тогда как в комплексах андалузитового типа магний характеризуется относительно инертным поведением, а наибольшей подвижностью обладает кальций (силлиманит-кварцевая, андалузит-кварцевая фации). Относительная подвижность оснований может меняться при высокой активности щелочей (натрия) в растворах. В комплексах низких давлений (плагноклаз-силлиманит-кварцевая, плагноклаз-андалузит-кварцевая субфации) кальций остается наиболее подвижным компонентом, а железо становится более инертным, чем магний. В комплексах высоких давлений (роговообманково-ставролит-кианит-кварцевая субфация) кальций становится наиболее подвижным основанием по отношению к магнию и тем более к железу, т. е. в этом случае подвижность компонентов в обоих типах как будто бы становится одинаковой. В условиях низких температур в глубинных комплексах (хлорит-кианит-кварцевая, альбит-мусковит-кварцевая субфация) железо становится наиболее подвижным компонентом, и в этом смысле эти процессы приближаются к малоглубинному кислотному вы-

щелачиванию андалузит-кварцевой фации, характеризующемуся высокой подвижностью железа.

Изменение состава минералов при метасоматозе подтверждает ряд относительной подвижности сильных оснований, установленный при анализе зональности кислотного выщелачивания.

Среди различных групп метасоматитов при переходе от внешних ко внутренним зонам метасоматических колонок в соответствии со спецификой метасоматоза наблюдается закономерное изменение состава минералов. А это значит, что при инфильтрационном выщелачивании гетерогенных сред зональность конкретных тел метасоматитов имеет диффузионный характер.

Анализ парагенезисов минералов метасоматитов, выполненный на основе построения диаграмм химических потенциалов и термодинамических расчетов, приводит к заключению о том, что в метаморфических комплексах разной глубинности рассматриваемые процессы протекали на фоне снижающейся температуры в условиях повышающейся щелочности метасоматизирующих растворов, отражающих смену кислотного выщелачивания преобразованиями поздней щелочной стадии на регрессивном этапе метаморфизма. На примере малоглубинного комплекса показано, что переход от магнезиальных к железистым метасоматитам отражает эволюцию раствора от слабокислого к щелочному. Это объясняет выявленную эмпирически в комплексах андалузитового типа связь медно-колчеданных руд с магнезиальным, а полиметаллических руд с железистым и магнезиально-железисто-кальциевым метасоматозом. Аналогичная зависимость типа оруденения от состава метасоматитов устанавливается и для Холоднинского месторождения глубинного метаморфического комплекса.

Сопоставляя данные по $P-T$ условиям кристаллизации метаморфических и метасоматических парагенезисов в комплексах разной глубинности, полученные с помощью минералогических термометров и барометров, а также петрогенетических решеток, приходим к выводу, что в малоглубинных комплексах андалузитового типа развитие метасоматических процессов с преобладанием кислотных тенденций связано со снижением температуры при стабильном давлении, а в глубинных комплексах кианитового типа начало кислотных метасоматических процессов сопровождается снижением не только температуры, но иногда и давления. В последнем случае существенную роль играет величина парциального давления воды во флюиде, являющаяся функцией глубинности ($P_{\text{общ}}$). Наиболее интенсивно кислотные процессы проявляются при снижении общего давления до умеренных значений (5.5—7 кбар), при которых парциальное давление воды во флюиде достигает максимальной величины (месторождения Хизовара, Холоднинское). В случае относительной стабилизации высокого общего давления и на регрессивном этапе метаморфического цикла кислотные процессы, сопровождаемые только снижением температуры, проявляются ограниченно, а преобладающими оказываются щелочные тенденции на поздних стадиях

метасоматического процесса (Шуерецкие месторождения). При существенном снижении давления на позднещелочной стадии регрессивного этапа метаморфизма до уровня андалузитовых комплексов (Холоднинское месторождение) также преобладающими становятся щелочные тенденции, но тогда поздние метасоматиты представлены уже фациями низких давлений с соответствующей металлогенической спецификой.

Эмпирически установленная в метаморфических комплексах связь между снижением температуры (Московченко, Турченко, 1978), повышением P_{H_2O} и появлением кислотных тенденций в метасоматирующих растворах согласуется с выводами И. Д. Рябчикова (1967) и В. С. Самойлова (1972), основанными на общем термодинамическом анализе водного флюида, а также с выявленными в гл. 1 общими тенденциями изменения флюидного режима аллохимических преобразований позднемigmatитовой и послемigmatитовой стадий цикла регионального метаморфизма. Очевидно, что в сложных по составу природных гидротермальных системах причины появления волны кислотности этим не исчерпываются и в них существенную роль играет кислотно-фильтрационный эффект (Коржинский, 1957, 1969), реализующийся по мере просачивания флюида через толщу метаморфизируемых пород.

На основании термодинамических расчетов установлено снижение щелочности растворов с повышением парциального давления воды во флюиде. Максимум кислотности при условии, что P_{H_2O} является функцией глубинности, соответствует области средних величин общего давления (5.0—7.0 кбар), где достигаются наибольшие значения величины P_{H_2O} .

Особенностью, на которую следует обратить внимание, является то, что в области средних величин общего давления и максимальных величин давления воды, которая наиболее благоприятна для проявления гранитизации путем магматического замещения и для реализации кислотных процессов, создаются оптимальные условия и для пегматитообразования (Соколов, 1970; Салье, Глебовицкий, 1976). Тогда становится понятным особенно широкое развитие процессов кислотного выщелачивания в сильногранитизированных и мигматизированных метаморфических комплексах и пегматитовых полях, поскольку возрастание P_{H_2O} приводит и к гранитизации (Перчук, 1976; гл. 1), и к появлению волны кислотности.

Наличие зависимости кислотности растворов от величины P_{H_2O} позволяет предполагать проявление процессов с кислотными тенденциями во всех случаях, когда по каким-либо причинам происходит обводнение флюида, например при окислении существенно водородного флюида алюмосиликатными породами (Летников, 1977). Окисление флюида может проходить на разных уровнях глубинности, а этот уровень, по-видимому, будет определяться тектоническим режимом подвижной области. В метаморфических поясах рассмотренного типа (с гранитным метаморфизмом), где на заключительных стадиях метаморфизма преобладающими ста-

повятыся тенденции к воздыманию в вертикальных тектонических движениях при формировании гранитных купольных структур, максимум окисления (обводнения) глубинного флюида, отраженный в интенсивном проявлении постритизационных кислотных процессов, фиксируется на уровне 5—7 кбар общего давления. В поясах, где при метаморфизме преобладающей тенденцией тектонических движений является быстрое погружение (эклогит-гнейсовые, глаукофансланцевые, гранулитовые комплексы высоких давлений), обводнение глубинного флюида при его окислении, по-видимому, должно происходить на значительно больших глубинах. Тогда, при наличии зависимости кислотности растворов от величины фугитивности воды, экстремум кислотности в поясах с быстрыми нисходящими движениями должен проявляться при достаточно больших давлениях (9—12 кбар?). Свидетельством тому являются признаки интенсивного развития заслуживающих специального изучения кислотных процессов в метаморфических комплексах аномально высоких давлений (кварц-рутиловые, жадеитовые, нефритовые, корунд- и рубинсодержащие метасоматиты в эклогит-гнейсовых комплексах Урала, метасоматические гиперстен-силлиманитовые кварциты в гранулитовых комплексах лапландского типа).

Специфика физико-химических условий (T , P , pH и т. д.) протекания кислотного выщелачивания и преобразований позднещелочной стадии, рудообразующая роль которых подчеркивалась нами во введении, является одной из причин различия металлогении областей с различным типом метаморфизма, металлогеническая специализация которых определяется прежде всего особенностями месторождений орто- и реометаморфического классов (табл. 29). Систематическое рассмотрение главных закономерностей кислотного и основного метасоматоза в метаморфических поясах, характеризующихся контрастными термодинамическими режимами, позволяет выявить главные отличия физико-химических условий протекания этих процессов на разных уровнях глубинности и на этом основании объяснить ряд эмпирических закономерностей локализации в метаморфических комплексах месторождений реометаморфического класса (Соколов и др., 1975; Турченко, 1978).

Эмпирические закономерности локализации месторождений до сих пор не находили себе теоретического обоснования. Выясненные в результате проведенных работ особенности флюидного режима при протекании рудообразующих метасоматических процессов на разных уровнях глубинности дают возможность объяснить приуроченность различных месторождений метаморфогенного типа к метаморфическим комплексам разной глубинности (табл. 29).

С учетом дифференциальной подвижности сильных оснований на разных уровнях глубинности наиболее благоприятными (высокая подвижность железа) для формирования реометаморфических месторождений железа в связи с рассматриваемыми процессами

Таблица 29

Типы оруденения, связанного с метасоматитами, в метаморфических поясах разной глубинности

Метасоматические фации	Характер оруденения		
	металлическое	неметаллическое	
Андалузит-силлиманитовые метаморфические пояса			
Кислотные и основные метасоматиты	Метасоматические кварциты Sill-Qu, And-Qu фаций	Мо, Au, Cu-Ni, медноколчеданное (Вороньи тундры, Приладожье, группа месторождений Оутокумпу в Финляндии)	Силлиманитовые руды (Кяхтинское месторождение)
	Fe-Mg метасоматиты кордиеритовой фации		
	Mg-Fe метасоматиты кордиеритовой, гранатовой фаций	Полиметаллическое, W (шелитовое) (Вороньи тундры, Приладожье, группа месторождений Шелефтео, Фалун в Швеции; Ориярви, Виханги в Финляндии)	
	Mg-Fe-Ca метасоматиты диопсидовой, тремолитовой фаций		
Редкометалльные пегматиты	Метасоматиты альбит-кварцевой фации	Кварц-плагиоклаз-микроклин-альбитовые, кварц-мусковит-альбитовые, кварц-альбитовые, кварц-альбит-лепидолитовые пегматиты (Вороньи тундры, месторождение Абчадское в Северном Прибайкалье, месторождения Южной Финляндии, Швеции, Индии)	

Таблица 29 (продолжение)

Метасоматические фации		Характер оруденения	
		металлическое	неметаллическое
Клианит-силлиманитовые метаморфические пояса			
Кислотные и основные метасоматиты	Метасоматические кварциты Sill-Qu, Ky-Qu фаций	Серноколчеданное (месторождения Хизовара, Холоднинское)	Клианитовые руды (месторождения Хизовара, Чаустинское; Кейвы, Индия). Фукситовые сланцы (Хизовара)
	Mg-Fe метасоматиты гранатовой фации		
	Fe-Mg метасоматиты ставролит-гранатовой фации	Серно- и медноколчеданное (месторождения Хизовара, Холоднинское)	Гранатовые руды (Шуерцкие месторождения)
	Fe-Mg метасоматиты жедрит-гранатовой фации		
Мусковитовые пегматиты	Метасоматиты микроклин-кварцевой, мусковит-кварцевой фаций	Мусковит (Чупинско-Лоухская провинция, Восточный Саян, Северо-Байкальское нагорье, Мамская провинция; Индия)	

Примечание. В таблице использованы материалы авторов, а также В. В. Хлестова (1964); Д. А. Великославинского и др. (1968); Ю. М. Соколова (1970); В. А. Глебовицкого, С. И. Турченко (1970); В. И. Болотова и др. (1971); Особенности эволюции . . . (1973); Ю. М. Соколова и др. (1975); Мусковитовые пегматиты СССР (1975), В. И. Болотова (1976); М. Е. Салье, В. А. Глебовицкого (1976); Особенности формирования . . . (1977); С. И. Турченко (1978).

представляются пояса с андалузитовым типом метаморфизма или области с кианитовым типом, в пределах которых на поздних этапах метаморфических циклов осуществлялись средне-низкотемпературные процессы кислотного выщелачивания мусковит-кварцевой фации. Относительно повышенная щелочность флюидов в поясах низких давлений с андалузит-силлиманитовой зональностью объясняет закономерности локализации в них медноколчеданных, полиметаллических руд и редкометальных пегматитов.

Существование максимума кислотности метасоматизирующих растворов, отвечающего средним величинам общего давления (5—7 кбар), объясняет приуроченность мусковитовых пегматитов, формирующихся в кислых средах, к метаморфическим комплексам кианит-силлиманитового типа не любых, а именно умеренно высоких давлений. В то же время низкие значения рН растворов при регрессивных изменениях подобных комплексов Балтийского щита являются причиной отсутствия в них богатого реометаморфического сульфидного медноколчеданного и особенно полиметаллического оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Андронов В. В., Рождественская В. А., Ройзенман Ф. М. Амфиболиты Вороньих тундр на Кольском полуострове. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 1, с. 40—47.
- Баженова Г. Н. Апортозиты Каларского массива. — В кн.: Апортозиты СССР. М., 1974, с. 85—99.
- Белковский А. И. Рутилы кварцевых и мусковит-кварцевых метасоматитов. — Тр. Ин-та геол. и геохимии. Уральск. науч. центр АН СССР. Свердловск, 1976, вып. 118, с. 62—65.
- Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.—Л., 1962. 306 с. Авт.: Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В.
- Бирюков В. М., Болтыров В. В., Огородников В. Н. Формация алюмо-кремниевых метасоматитов Урала. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Ч. II. Свердловск, 1977, с. 144—146.
- Болгов Г. П. Антофиллито-кордиеритовый метаморфический комплекс. — Геология, горное дело, металлургия. 1953, № 8, с. 35—53.
- Болотов В. И. Геохимия, метаморфизм и некоторые вопросы генезиса амфиболитов северо-восточной части Кольского полуострова (зона Колмозеро—Воронья). — Автореф. канд. дис. Апатиты, 1971. 21 с.
- Болотов В. И. Характеристика метасоматических образований регрессивного этапа регионального метаморфизма (на примере зоны Колмозеро—Воронья). — В кн.: Метаморфизм докембрийских комплексов. Апатиты, 1976, с. 105—111.
- Болотов В. И., Белолипецкий А. П. Минеральные парагенезисы и метаморфизм пород амфиболитового комплекса зоны Колмозеро—Воронья. В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, 1972, с. 205—210.
- Болотов В. И., Гавриленко Б. В., Белолипецкий А. П. Сульфидная минерализация и особенности химизма кианит-мусковит-кварцевых сланцев зоны Колмозеро—Воронья. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 9. М.—Л., 1971, с. 148—156.
- Болтыров В. Б., Огородников В. Н. Использование мусковита метасоматических пород в геологической термо- и барометрии. — В н.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1974, с. 59—64.
- Бондаренко Л. П. Алюмокремнистые метасоматиты в комплексе регионально-метаморфизованных пород. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций. Л., 1966, с. 88—99.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968. 168 с.
- Борисов П. А., Волотовская Н. А. Хизоварское месторождение кианита в КФ ССР. — Сов. геология, 1941, № 6.

- Брадинская Е. М. Некоторые вопросы генезиса силлиманитовых руд Кийтоиского месторождения. — В кн.: Научные труды Иркутского научно-исследовательского института редких и цветных металлов. Вып. 14. Иркутск, 1966, с. 29—38.
- Бушмин С. А. Процессы кислотного выщелачивания и колчеданно-полиметаллическое оруденение района Вороньих тундр (Кольский полуостров). — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 98—99.
- Бушмин С. А. Метасоматиты месторождения Хизовара (Северная Карелия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 127—138.
- Бушмин С. А., Соколов Ю. М. Метасоматоз. — В кн.: Пегматитизация и метасоматоз кианит-андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Л., 1978, с. 58—66.
- Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., 1972. 189 с.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 17, М.—Л., 1963. 227 с.
- Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и металлогенетическая специализация метаморфических зон. — XXIII сесс. докл. сов. геологов. Проблема 4. Геология докембрия. Л., 1968, с. 195—211.
- Володичев О. И. Ранний этап метаморфизма пород беломорского комплекса (район Западного Беломорья). — В кн.: Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение. Л., 1975, с. 43—56.
- Волотовская Н. А., Жиров К. К. Хромсодержащие минералы свиты хизовара. — В кн.: Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР. М., 1948.
- Вревский А. Б. Коматиты из раннедокембрийского пояса Полмос—Порос (Кольский полуостров). — ДАН СССР, 1980, т. 252, № 5, с. 1216—1219.
- Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л., 1982. Авт.: Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Савельева Т. Е., Семенов А. П., Седова И. С., Дук В. А., Кицул В. И.
- Гавриленко Б. В., Болотов В. И. Связь золотоносности с метасоматическими образованиями регрессивного этапа регионального метаморфизма. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Свердловск, 1977, с. 98—100.
- Геология и метаморфизм зоны Колмозеро—Воронья. — В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 36—47. Авт.: Белодилецкий А. П., Болотов В. И., Иванова Л. И., Ильин Ю. И., Рык Ф. Ф.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., 1970. 227 с. Авт.: Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л.
- Гельман М. Л. Новая находка жедрита в СССР. — ДАН СССР, 1961, т. 141, № 3, с. 709—712.
- Глаголев А. А., Боронихин В. А. Парагенезисы и составы минералов трехамфиболовых амфиболитов района Вороньих тундр (Кольский полуостров). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, с. 25—37.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973. 128 с.
- Глебовицкий В. А. Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 105—120.
- Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Кислотное выщелачивание и железо-магнезиальный метасоматоз в метаморфических комплексах Балтийского щита. — В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и миврагени в докембрии СССР. Л., 1979, с. 175—231.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М. Границы фаций и субфаций

- пород, бедных СаО, по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. Т. I. М., 1979, с. 34—46.
- Г л е б о в и ц к и й В. А., Т у р ч е ч к о С. И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 275—288.
- Г л у ш к о в а Г. А. Кислотное выщелачивание с образованием силлиманита на примере Сысерско-Ильменогорского гнейсового комплекса. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970, с. 40—42.
- Г л у ш к о в а Г. А. Геология железистых кварцитов Сысерско-Ильменогорского гнейсового комплекса. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1976, с. 112—117.
- Г о в о р о в И. Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. М., 1977. 239 с.
- Г о р б у н о в Л. В. Метод приближенного расчета термодинамических величин композиций окислов и кристаллогидратов. — ЖФХ, 1971, т. 45, № 7.
- Г о р о ш н и к о в Б. И., Ю р ь е в Л. Д. О кордиерит-полиамфиболовых и автофиллит-кордиеритовых породах Северного Криворожья. — ДАН СССР, 1965, т. 163, № 3, с. 720—723.
- Г р а н у л и т о в а я ф а з и я метаморфизма. Л., 1972. 256 с. Авт.: Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Прияткина Л. А., Климов А. В.
- Д о б р е ц о в Н. Л., Г а б о в Н. Ф., В о л к о в а Н. И. Особенности метаморфизма толщ района Холоднинского месторождения и критерии их рудоносности. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании железных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 54—55.
- Д р у г о в а Г. М. Геотермический режим ранних этапов метаморфизма в полиметаморфических комплексах декембрия (Беломоре и Юго-Западный Памир). — В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минералогия в докембрии СССР. Л., 1978, с. 52—72.
- Д р у г о в а Г. М., Н и к и т и н Ю. В., Т е р е н т ь е в а М. В. Зональные гранаты шверецких месторождений. — Зап. Всес. Минер. об-ва, вторая серия, ч. 99. Л., 1970, с. 92—96.
- Д р у г о в а Г. М., Т а л д ы к и н а К. С. Блестомилонитизация и высокотемпературный диафорез в гнейсах кольской серии. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1969, с. 124—137.
- Д у к Г. Г. Эволюция химического состава кальциевых амфиболов основных метаморфических пород в различных типах метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 1, с. 12—23.
- Ж а р и к о в В. А. Основы физико-химической петрологии. М., 1976. 420 с.
- Ж а р и к о в В. А., И в а н о в И. П., Ф о н а р е в В. И. Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. М., 1972. 160 с.
- Ж а р и к о в В. А., О м е л ь я н е н к о Б. И. Классификация метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1978, с. 9—27.
- Ж д а н о в В. В., М а л к о в а Т. П. Железородные месторождения зон региональной базификации (петрология и вопросы генезиса). Л., 1974. 198 с.
- З а г о р о д н ы й В. Г., Б е л ь е в О. А., П е т р о в В. П. Метаморфизм докембрия Кольского полуострова. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. I. Новосибирск. 1972, с. 74—77.
- З е м н а я кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 320 с. Авт.: Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В., Дук В. Л., Литвиненко И. В., Шарков Е. В., Порогова Г. А., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н., Кокорина Л. К., Лазарев Ю. И., Платунова А. П., Копечкин Б. И., Лукашев А. Д., Стрежеков С. А.
- И г н а т ь е в Н. А. Амфиболиты, гранатовые гедриты и слюдиты окрестностей с. Шуерецкого. — Тр. Петрогр. инст., вып. 6, 1934, с. 65—82.
- К а з а к о в А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., 1976. 238 с.

- Карпов И. К., Кисилев А. И., Летников Ф. А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, 1971. 386 с.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56—69.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955, с. 335—456.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957а, № 12, с. 3—12.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1957б. 184 с.
- Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. — ДАН СССР, 1958, т. 122, № 2, с. 267—270.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., 1969. 110 с.
- Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 14—21.
- Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1973. 188 с.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., 1967. 298 с.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 263 с.
- Кориковский С. П., Федоровский В. С. Докембрий Байкало-Патомского нагорья. М., 1981.
- Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. — Тр. Сиб. отд. Ин-та геол. и геоф. М., вып. 90, 1970, с. 137—152.
- Котов Н. В., Милькевич Р. И., Турченко С. И. Палеотермометрия мусковитсодержащих метаморфических пород по данным рентгеновского и химического изучения мусковитов. — ДАН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1180—1182.
- Кузнецова Ф. В. Метаморфические и магматические породы южной части Байкало-Патомского нагорья. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 2. 1962, с. 203—249.
- Кузнецов Ф. В. Образование высокоглиноземистых гранат-дистеновых пород на фронте кислотного выщелачивания. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. I. Киев, 1972, с. 274—280.
- Лебедев В. И. Некоторые результаты изучения гранатов метаморфизованных основных пород и гнейсов Беломорья. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1959, вып. 3, № 18, с. 5—20.
- Лебедев В. И., Золотова Н. А., Нагайцев Ю. В. О корунд-ставролит-роговообманковых сланцах в Чупинском районе Беломорья. — Сов. геология, 1974, № 9, с. 78—89.
- Летников Ф. А. Особенности флюидного режима эндогенных процессов в коре и мантии. — В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977, с. 5—9.
- Лобач-Жученко С. В. Метасоматические амфиболовые породы кварцито-гнейсовой свиты мамской серии. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, М.—Л., 1960, с. 276—286.
- Ма́ракушев А. А. Парагенезисы пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 265—282.
- Ма́ракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965. 327 с.
- Ма́ракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., 1968. 199 с.
- Ма́ракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., 1973.

- Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев, 1978. 150 с.
- Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 5—24. Авт.: Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А., Пушкарев Ю. Д.
- Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально-метаморфизованных комплексов. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 83—93.
- Милькевич Р. И., Миллер Ю. В. О деформациях, сопряженных с наложенным зональным метаморфизмом. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 91—100.
- Михайлов Д. А. К проблеме происхождения железистых кварцитов докембрия. — В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минерогенез в докембрии СССР. Л., 1978, с. 266—287.
- Мишкин М. А. О гранатовых жедрититах из докембрийского метаморфического комплекса правобережья р. Усури. — В кн.: Восьмая конференция молодых ученых Дальнего Востока. Секц. геол. наук. Владивосток, 1965, с. 39—40.
- Московченко Н. И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма квантит-силлиманитового типа. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 34—51.
- Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм квантит-силлиманитового типа и сульфидное орудование. Л., 1975. 139 с.
- Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975. 278 с.
- Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Зленко Н. Д. Раннедокембрийские интрузивные образования хребта Джугджур и восточной части хребта Станового. — В кн.: Докембрий восточных районов СССР. Л., 1967, с. 70—164. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 122).
- Наумов В. Б., Наумов Г. Б. Минералообразующие флюиды и физико-химические закономерности их эволюции. — Геохимия, 1980, № 10, с. 1450—1460.
- Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М., 1971. 239 с.
- Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холодинского месторождения. — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск, 1977, с. 5—43. Авт.: Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Шобогоров П. Ч., Бушуев В. П., Цыренов Д. Ц., Гусленко А. И.
- Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР. — Геология рудных месторождений, 1973, № 6, с. 3—16. Авт.: Кратц К. О., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Дагелайский В. Б., Салье М. Е., Турченко С. И.
- Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр. — ДАН СССР, 1967, т. 177, № 2, с. 411—414.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970. 391 с.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 12, с. 46—60.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., 1973. 318 с.
- Перчук Л. Л. Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 68—78.
- Пинаева Н. И. Редкие парагенезисы в породах колчеданной формации Северной Карелии. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 117—123.
- Попова В. А. Метаморфическая и метасоматическая зональность в карбонатных породах восточной части Центрального Памира. — Вестн. ЛГУ, 1972, № 2, с. 44—51.

- Прияткина Л. А. Стратиграфическое положение поросозерской метаморфической толщи. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11, с. 27—42.
- Прияткина Л. А. Кислотное выщелачивание в условиях гранулитовой фации метаморфизма. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1179—1182.
- Прияткина Л. А., Глебовицкий В. А., Шлайфтейн Б. А. О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского метаморфического пояса. — В кн.: Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение. Л., 1975, с. 56—69.
- Прияткина Л. А., Дагелайский В. Б. Метаморфизм свит полмос и порос. — В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.—Л., 1963, с. 72—83.
- Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л., 1979, 126 с.
- Рябчиков И. Д. Термодинамические расчеты направленности метасоматических процессов. — Геол. рудн. месторож., 1967, № 6, с. 16—27.
- Салье М. Е., Глебовицкий В. А. Металлогенетическая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л., 1976, 188 с.
- Салье М. Е., Соколов Ю. М. Металлогения регрессивного этапа регионального метаморфизма (магнезиальные скарны, пегматиты, горный хрусталь). — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 130—146.
- Самойлов В. С. О возможном влиянии давления на кислотность минералообразующей среды. — В кн.: Ежегодник-1971 Сибирского Института геохимии. Иркутск, 1972, с. 177—181.
- Самойлов В. С., Алехин Ю. В. О режиме кислотности гидротермальных растворов. — В кн.: Ежегодник-1970 Сибирского института геохимии. Иркутск, 1971, с. 193—200.
- Седова И. С., Глебовицкий В. А. Мигматизация и гранитообразование при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа (на примере ладожской серии). — ДАН СССР, 1982, № 00, с. 00—00.
- Седова И. С., Глебовицкий В. А. Закономерности формирования ультраметаморфогенных гранитоидов в условиях амфиболитовой фации. — В кн.: Тезисы докладов к VI Всесоюзному петрографическому совещанию. Л., 1981, с. 144—145.
- Седова И. С., Глебовицкий В. А., Дюфур М. С. Флюидный режим и геохимия процессов ультраметаморфогенного гранитообразования (на примере некоторых регионов Центрального Памира). — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 121—130.
- Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., 1970, 190 с.
- Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа. — Сов. геология, 1975, № 2, с. 52—66.
- Соколов Ю. М., Турченко С. И., Бушмин С. А. Геология и генезис Холондинского месторождения. — В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л., 1981.
- Скрейнмакерс Ф. А. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. М.—Л., 1948.
- Соотношение $P-V-T$ и активность-концентрация в системе H_2O-CO_2 (гомогенные растворы). — Геохимия, 1980, № 12, с. 1807—1824. Авт.: Шмулович К. И., Шмонов В. М., Мазур В. А., Калининчев А. Г.
- Структура северо-восточной части Агинского массива. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 72—83. Авт.: Миллер Ю. В., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А., Давыдов Г. В.
- Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977, 159 с. Авт.: Дук В. Л., Казаков А. Н., Миллер Ю. В., Харитонов А. Л.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. (Гранитизация пород Беломорья). Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19, 1939.
- Термодинамические функции жедрита и некоторые равновесия с его участием. — Геохимия, 1976, № 3, с. 441—447. Авт.: Колес-

- ник Ю. Н., Ногтева В. В., Наумов В. Н., Бутенко В. И., Пауков И. Е. Термомо- и барометрия метаморфических пород. Л., 1977. 207 с. Авт.: Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Москвиченко Н. И., Никитина Л. П., Прияткина Л. А., Седова И. С.
- Такеноучи С., Кеннеди Дж. К. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях. — В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., 1968, с. 137—149.
- Трусова И. Ф. Дистеновые кварциты Северного Улутау. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 12, с. 23—39.
- Трусова И. Ф. Геология и петрология магнезиальных скарнов и магнетитсодержащих метасоматитов заимандровской железнорудной зоны. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 11, с. 77—89.
- Турченко С. И. Металлогения метаморфогенного сульфидного оруденения Балтийского щита. Л., 1978. 120 с.
- Фаши метаморфизма. М., 1970. 432 с. Авт.: Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В.
- Фаши регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л., 1977. 88 с.
- Федькин В. В. Ставролит. М., 1975. 272 с.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1977. 213 с.
- Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск, 1980. 192 с. Авт.: Летников Ф. А., Глебовицкий В. А., Седова И. С., Вилор Н. В., Ярощук М. А., Кастрькина В. М., Макрыгина В. А., Другова Г. М., Семенов А. П.
- Хлестов В. В. Генетические особенности Кяхтинского и Китойского силлиманитовых месторождений. — Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1964. 20 с.
- Хлестов В. В., Ушакова Е. Н. Петрография и генезис Кяхтинского силлиманитового месторождения БАССР. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. т. I. Новосибирск, 1963, с. 197—241.
- Чхотуа Т. Г., Думбадзе Г. Д. К петрологии дистеновых кварцитов и дистен-ставролит-гранатовых амфиболитов лабинской серии. — Сообщ. АН Груз. ССР, 1971, т. 64, № 3, с. 613—616.
- Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л., 1977. 288 с. Авт.: Глебовицкий В. А., Другова Г. М. и др.
- Шаров В. Н., Шмотов А. П., Коновалов И. В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения. Новосибирск, 1978. 103 с.
- Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Восточный Памир). Л., 1981. 304 с. Авт.: Глебовицкий В. А., Дюфур М. С., Седова И. С., Миллер Ю. В., Кравцова Е. И.
- Юрьев Л. Д. Антофиллит-кордиеритовые породы Криворожья и проблема их образования. — В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев, 1966, с. 232—235.
- Eskola P. On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. — Comm. geol. Finlande Bull., 1914, N 40, 277 p.
- Eskola P. On the relation between chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. — Comm. geol. Finl. Bull., 1915, v. 44, p. 133—171.
- Espenshade G. N., Potter D. B. Kyanite, sillimanite and andalusite deposits of the satesites. — US Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, N 336.
- Härme M., Perttunen V. Magnesia metasomatism at Hirvas, Northern Finland. — Bull. Geol. Surv. Finland, 1971, N 250, p. 28.
- Kano Hiroshi. Studies in the Mg—Fe metasomatism in Japan. Pt 2. Petrology and paragenesis of cordierite-anthophyllite rock and associated ore minerals from the Yanahara Mine, Okayama Prefecture. W. Japan. — J. Mining Coll. Akita Univ., 1963, A 3, N 3, p. 1—17.

- K u r o d a Y. On the Mg—Fe metasomatism in the Hitachi district, southern Abukuma plateau, northeastern Japan. — Sci. Rep. Tokyokyoiku Daigaku, 1956, Sec. C., N 44, p. 57—80.
- S h a d e J. W. Hydrolysis Reactions in the SiO_2 — Excess Portion of the system K_2O — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O in Chloride Fluids at Magmatic Conditions. — Econ. Geol., vol. 69, 1974, N 2, p. 218—228.
- S o u r i r a j a n, K e n n e d y. The System H_2O — NaCl at elevated temperatures and pressures. — Amer. J. Sci., 1962, v. 260, N 2, p. 115—141.
- S p e a r F. S. Ca—amphibole composition as a function of temperature, fluid pressure and oxygen fugacity in a basaltic system. — Carnegie Inst. Annu. Rept. Din. geophys. Lab., 1975—1976a, Washington, P. C., 1976, p. 778—779.

	Стр.
Введение	3
Г л а в а 1. Геологические и физико-химические взаимосвязи метасоматоза, регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и магматизма	6
Метасоматоз, связанный с догранитным метаморфизмом	6
Метасоматоз, связанный с гранитным метаморфизмом	9
Деформация и метасоматоз	21
Г л а в а 2. Фации послемигматитового метасоматоза	25
Фации послемигматитового метасоматоза метаморфических поясов андалузит-силлиманитового типа	26
Фации послемигматитового метасоматоза метаморфических поясов кианит-силлиманитового типа	41
Г л а в а 3. Метасоматоз в метаморфических поясах андалузит-силлиманитового типа	51
Свекофеннский метаморфический пояс	51
Кольско-Норвежский метаморфический пояс	57
Зона Колмозеро-Воронья, район Вороньих тундр	57
Кислотное выщелачивание	65
Основной метасоматоз	71
Особенности и изменение состава минералов в процессе метасоматоза	84
Физико-химические условия проявления метасоматоза	90
Выводы	111
Г л а в а 4. Метасоматоз в метаморфических поясах кианит-силлиманитового типа	113
Беломорско-Лапландский метаморфический пояс	114
Месторождение Хизовара	117
Кислотное выщелачивание	120
Основной метасоматоз	132
Особенности и изменение состава минералов в процессе метасоматоза	139
Физико-химические условия проявления метасоматоза	143
Шуерецкие месторождения	148
Кислотное выщелачивание	155
Основной метасоматоз	158
Особенности и изменение состава минералов в процессе метасоматоза	163
Физико-химические условия проявления метасоматоза	167
Байкало-Патомский метаморфический пояс	181
Холоднинское месторождение	182
Кислотное выщелачивание	186
Основной метасоматоз	191
Особенности и изменение состава минералов в процессе метасоматоза	194
Физико-химические условия проявления метасоматоза	196
Выводы	198
Закключение	201
Литература	208

2р.30к.

3921