

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Д. А. МИХАЙЛОВ

**МАГНЕЗИАЛЬНО-
КАЛЬЦИЕВЫЕ
РУДОНОСНЫЕ
МЕТАСОМАТИТЫ
ДОКЕМБРИЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ

553.22:552.72

Д. А. МИХАЙЛОВ

МАГНЕЗИАЛЬНО-
КАЛЬЦИЕВЫЕ
РУДОНОСНЫЕ
МЕТАСОМАТИТЫ
ДОКЕМБРИЯ

840



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
Ленинград • 1973



Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. М и х а й л о в Д. А. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, 144 с.

Работа посвящена магнезиально-кальциевым алюмосиликатным метасоматитам, с которыми во многих докембрийских регионах связаны месторождения флогопита, иногда магнетита, апатита, а также боровая, редкоземельная минерализации. Впервые в геологической литературе систематизирован фактический материал по геологии, петрологии, минералогии и геохимии этих пород, изученных детально на Алдане и сопоставленных с аналогичными образованиями в других докембрийских регионах как в СССР, так и за рубежом.

Изучение петрологии и геохимии метасоматитов позволило выявить физико-химические особенности их формирования и установить генетическую связь различных полезных ископаемых с определенными разновидностями магнезиально-кальциевых метасоматитов. В работе рассматриваются закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, связанных с этими породами, генезис которых определяется как результат наложения метаморфизма амфиболитовой фации на древние гранулитовые комплексы, содержавшие прослои доломитовых мраморов.

Работа рассчитана на широкий круг геологов-докембристов, а также специалистов по петрологии и метаморфогенным полезным ископаемым.

Табл. — 20, илл. — 60, библи. — 149 назв.

Ответственный редактор Ю. М. Соколов.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая монография посвящена изучению магнезиально-кальциевых метасоматитов, которые представлены диопсидовыми, диопсид-скаполитовыми, диопсид-шинелевыми, диопсид-амфиболовыми и диопсид-флогопитовыми породами. С этими метасоматитами связан ряд полезных ископаемых: флогопит, магнетит, апатит, боровая, редкоземельная и сульфидная минерализации. Магнезиально-кальциевые метасоматиты этого типа характерны только для глубокометаморфизованных комплексов докембрия (Алдан, Прибайкалье, Юго-Западный Памир, п-ов Корея, Канада, о. Мадагаскар, Шри Ланка (Цейлон), Индия, Антарктида и др.), зачастую определяя их минерагеническую специализацию.

В геологической литературе, посвященной этим образованиям, изучающимся с конца XIX в., когда было открыто Слюдянское месторождение флогопита в Прибайкалье и месторождения флогопита и апатита в Канаде, до сих пор существует дискуссионность в трактовке их генезиса. В зависимости от взглядов исследователей диопсидовые породы, слагающие месторождения различных полезных ископаемых, рассматривались: 1) как продукты контактового изменения доломитовых мраморов под воздействием гранитов или связанных с ними постмагматических растворов (Adams, 1909, 1910; Schmid, 1914; Lacroix, 1922; Savornin, 1937; Смирнов, 1928; Коржинский, 1947; Барабанов, 1954; Маракушев, 1958; Шабынин, 1958; Лицарев, 1961; Мурзаев, 1966, и др.); 2) как производные магматического процесса, т. е. внедрения основной или ультраосновной магмы в виде секущих даек (Ells, 1904; Spence, 1929; Noizet, 1966) или гибридной пегматитовой магмы, богатой водой и растворившей доломиты (Landes, 1938; Ферсман, 1940); близкая к этим взглядам была высказана также точка зрения об образовании магнезиально-кальциевых флогопитоносных пород путем кристаллизации в открытых трещинах из надкритических растворов, отделенных от гранит-пегматитовой магмы в ее пневматолитовую фазу (Калинин, 1939, 1957); 3) как продукты регионального метаморфизма магнезиальных известняков и мергелей и лишь частично метасоматически измененных под воздействием гранитов (Besairie, 1928; Currie, 1951; Галюк, 1957; Wilson, 1957; Сердюченко, 1959; Сердюченко и др., 1960; Роненсон, Ройзенман, 1970); 4) как следствие «основного фронта», сопряженного с подъемом фронта гранитизации (Судовиков, 1956).

Из всех перечисленных работ наибольшее значение приобрели исследования Д. С. Коржинского, доказавшего метасоматическое происхождение этих пород. Уже в своих ранних работах по Алдану и затем по Прибайкалью Д. С. Коржинским (1936, 1947) были заложены теоретические основы петрологии магнезиально-кальциевых метасоматитов этого типа. Нам представляется совершенно справедливым высказанный Д. С. Коржинским (1947,

стр. 119) тезис о том, что «разнообразие существующих гипотез показывает, что изучение отдельных промышленных месторождений флогопита не дает достаточных данных для однозначного решения вопроса об их генезисе. Только общее петрологическое изучение всего комплекса пород с изучением самых различных по масштабу проявлений постмагматических и метасоматических явлений может дать нам более полное решение вопроса. . .». С нашей точки зрения, этот тезис должен быть дополнен признанием необходимости общего не только петрологического, но и геологического изучения этого комплекса пород.

Проведенные нами исследования показали, что именно геологическая сущность метасоматического процесса, приведшего к образованию различных по минеральному составу магнезиальных пород, оказалась более сложной, чем простое контактовое взаимодействие карбонатных и алюмосиликатных пород, вызванное воздействием на них постмагматических растворов. Каждая из перечисленных точек зрения отражает какую-то определенную и, может быть, характерную черту магнезиально-кальциевых алюмосиликатных пород. Однако уже сама по себе существующая до сего времени дискуссия о генезисе этих образований свидетельствует о недостаточной изученности процесса их формирования. Говоря об этой проблеме, необходимо различать взгляды на происхождение диопсидовых пород в целом и на образование связанных с ними месторождений флогопита, магнетита, апатита и др.

Сторонники указанных взглядов в той или иной степени признают связь образования магнезиально-кальциевых пород этого типа с процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитообразования. Различия же во взглядах сводятся к разному пониманию роли того или иного процесса в образовании как самих диопсидовых пород, так и связанных с ними месторождений. Привлекаемые современные методы петрологического и геохимического анализа не всегда могут дать удовлетворительные результаты, если исследования не опираются на достаточно обоснованную геологическую позицию магнезиально-кальциевых пород. Только комплексный подход к изучаемым объектам может выявить главные особенности геологии и петрологии этих образований, а также условия формирования связанных с ними различных полезных ископаемых.

Таким образом, при существующих различных точках зрения, основными вопросами генезиса диопсидовых пород и локализованных в них месторождений являются: 1) выяснение места и времени их образования в геологической истории регионов, в которых они развиты; 2) установление закономерностей размещения их среди кристаллических комплексов этих регионов; 3) выявление источника вещества, слагающего диопсидовые породы, и источника раствора, переносившего это вещество; 4) определение условий минералообразования, т. е. характера изменения состава растворов и их температуры в течение процесса формирования этих пород; 5) установление тех особенностей формирования диопсидовых пород, которые привели к образованию в них тех или иных полезных ископаемых; 6) в конечном итоге определение геологического процесса, результатом которого явилось формирование этих пород и руд.

Для решения всех этих вопросов нами было проведено в докембрии Алданского массива комплексное изучение геологии, состава, строения, петрологии и геохимии диопсидовых пород, где они слагают флогопитовые и железорудные месторождения. Кроме того, изучалось геологическое положение магнезиально-кальциевых образований в Прибайкалье и на Юго-Западном Памире и сравнивалось по литературным материалам с зарубежными докембрийскими регионами. Установленные для Алданского докембрия закономерности геологического положения диопсидовых метасоматитов и локализованных в них руд оказались характерными для этих

пород, развитых в других докембрийских регионах, что позволило определить их общие генетические черты.

Большое минералогическое разнообразие метасоматитов данного типа, ведущее к образованию в них при благоприятных условиях месторождений различных полезных ископаемых, естественно, не могло быть полностью и достаточно детально освещено нами даже для одного региона, так как для этого требуется значительно больший объем работ. В сферу наших исследований вошли главнейшие полезные ископаемые — флогопит и магнетит; первый характерен для всех докембрийских регионов, где развит описываемый комплекс пород, а второй слагает месторождения в диопсидовых породах только на Алданском массиве, что несомненно вызывает особый интерес к этому типу железных руд.

Проведенными исследованиями установлено следующее.

В глубокометаморфизованных докембрийских комплексах, содержащих прослой доломитовых мраморов и переживших сложную историю геологического развития, обычно присутствуют различные типы диопсидовых пород — метаморфические, биметасоматические и жильные метасоматические. Последовательное образование этих магнезиально-кальциевых алюмосиликатных пород выражает собой последовательные стадии эволюции карбонатных пород в течение длительной истории геологического развития докембрийских регионов. Весь разнообразный комплекс полезных ископаемых связан только с диопсидовыми жильными метасоматитами. Геологическое положение метасоматитов в том или ином регионе подчинено литологическому, структурному и метаморфическому контролю, что выражается в залегании магнезиально-кальциевых метасоматитов только в тех частях метаморфической толщи, которые содержат прослой доломитовых мраморов и которые испытали диафторические изменения в связи с проявлением позднего метаморфизма и дислокаций, наложенных на древние гранулитовые комплексы. В зависимости от масштабов наложенных процессов, происходивших в условиях амфиболитовой фации, формировались различные по размерам и морфологии тел диопсидовые жильные метасоматиты.

Образование метасоматитов этого типа относится к самому последнему этапу диастрофизма в подвижных складчатых областях докембрия, после которого наступала их полная стабилизация. Поэтому время формирования связанных с ними месторождений полезных ископаемых в разных докембрийских регионах различно. Характер наложения диафтореза амфиболитовой фации на древние гранулитовые комплексы, сопровождавшегося складчатыми и разрывными дислокациями, определил образование либо флогопитовых, либо железорудных, апатитовых или других месторождений. Наличие таких элементов, как железо, бор, фосфор, редкие земли, во вмещающих метасоматиты породах также определяло вещественный состав рудных концентраций в метасоматических образованиях.

Таким образом, на основании проведенных исследований был сделан вывод о том, что магнезиально-кальциевый метасоматоз является результатом более поздней структурной и метаморфической перестройки древних гранулитовых комплексов, содержавших прослой доломитовых мраморов.

При проведении исследований автор выступал с докладами на различных Всесоюзных конференциях, а также обсуждал различные стороны генезиса описываемых в монографии пород и месторождений со многими исследователями. Среди них следует отметить сотрудников ИГГД АН СССР (чл.-корр. К. О. Кратц, проф. Э. К. Герлинг, В. А. Глебовицкий, В. Б. Дагелайский, Ю. М. Соколов, В. Л. Дук, Г. М. Другова, Л. В. Климов, М. Д. Крылова, И. Н. Крылов, В. С. Байкова, О. А. Левченков, М. М. Мануйлова, А. Н. Неелов, Л. П. Никитина, М. Е. Салье, С. И. Турченко); ИГЕМ АН СССР (М. А. Лицарев, Л. И. Шабынин); ИМГРЭ (проф. Д. П. Сердюченко, Д. А. Минеев); МГРИ (В. А. Галюк); ВСЕГЕИ

(П. П. Боровиков); Института геохимии СО АН СССР (Б. М. Шмакин); Института геологии ЯФСО АН СССР (В. И. Кицул, С. П. Мурзаев); геологов ЯГУ (И. М. Фрумкин, А. Р. Энтин и др.); комбината Алданслюда (А. А. Тянь и др.).

Большинство химико-аналитических работ проведено в лаборатории ИГГД АН СССР, руководимой Л. И. Афанасьевой (аналитики В. Д. Бутрова, С. В. Васильева, В. Ф. Гусева, З. К. Зульфикарова, Е. Е. Зевелева, К. В. Орловская), Все изотопные датировки получены О. А. Левченковым, Г. В. Овчинниковой, С. З. Яковлевой и Т. В. Кольцовой в радиологической лаборатории ИГГД АН СССР, руководимой Э. К. Герлингом. Подготовка мономинеральных проб и определение ряда оптических констант минералов производились в минералогической лаборатории К. Д. Борисовой, М. В. Терентьевой (руководитель Ю. В. Никитин). Исследование геохимии редкоземельных элементов (р. з. э.) в метасоматитах проведено в содружестве с сотрудником ИМГРЭ Д. А. Минеевым.

Всем этим лицам, критические замечания и советы которых оказали большую помощь в работе, автор выражает искреннюю благодарность.

Свои исследования по этой проблеме автор начал под руководством проф. Н. Г. Судовикова, от которого получал очень ценные указания по методике изучения древнейших глубокометаморфизованных комплексов. И хотя обобщенный в настоящей работе фактический материал по проблеме магнезиально-кальциевых метасоматитов не позволяет в настоящее время разделить мнение Н. Г. Судовикова о происхождении диопсидовых пород в результате проявления «основного фронта», общий методический подход к изучению геологических образований, применявшийся Н. Г. Судовиковым, был полностью использован автором. Н. Г. Судовиков первый из всех исследователей, занимавшихся изучением этих пород, обратил внимание на необходимость выявления общих геологических закономерностей в залегании, строении и составе данных образований, на необходимость определения их пространственной и временной связи с процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, дислокаций и интрузивной деятельности. Автор считает своим долгом отметить, что при проведении настоящего исследования все главные задачи были поставлены Н. Г. Судовиковым. Сделанные в работе выводы о ведущей роли процессов регионального метаморфизма в формировании магнезиально-кальциевых метасоматитов рассматриваются нами как развитие идей Н. Г. Судовикова о метаморфогенном рудообразовании.

Автор особо благодарит Ю. М. Соколова, Г. М. Другову, М. М. Мануйлову и П. П. Боровикова, взявших на себя труд по редактированию и рецензированию монографии.

ГЕОЛОГИЯ ДИОПСИДОВЫХ ПОРОД И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО МАССИВА

Алданский кристаллический массив, расположенный в центральной части Витимо-Алданского щита, рассматривается в качестве наиболее древнего раннеархейского ядра, окаймленного более молодыми складчатыми системами. Внутреннее строение массива является неоднородным как по степени метаморфизма, так и по тектонике слагающих его толщ.

Стратиграфия

Д. С. Коржинский (1936) подразделил метаморфические толщи Алданского массива в бассейнах рек Иенгры и Тимптона на три серии: иенгрскую, чарнокитовую (тимптонскую) и желтулинскую. Названия эти сохранились до настоящего времени, хотя объем и содержание, вкладываемое, например, в понятие «иенгрская серия», по сравнению с первоначальными существенно изменились.

Иенгрская серия, слагающая центральную и западную части массива, согласно результатам геолого-съёмочных работ Якутского геологического управления, состоит из верхнеалданской, федоровской и иджакской свит (Веревкин и др., 1966). Верхнеалданская свита относится к нижней части разреза архея центральной части Алданского массива. Она подразделяется на две подсвиты — нижнюю, существенно кварцитовую, и верхнюю, сложенную преимущественно высокоглиноземистыми и глиноземистыми гнейсами.

Федоровская свита состоит из переслаивающихся пачек диопсид- и амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов, содержащих прослой карбонатных пород. Свита подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты, внутри которых выделены отдельные горизонты.

Нижняя граница федоровской свиты проводится по подошве медведевского горизонта, который состоит из доломитовых мраморов и кальцифилов с подчиненным количеством диопсид-плагиоклазовых сланцев. Породы медведевского горизонта выше по разрезу сменяются диопсид-амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами с прослоями биотитовых гнейсов, слагающими любкакайский горизонт, который является верхним горизонтом нижней подсвиты. В составе средней подсвиты выделяются три горизонта — леглиерский, керибиканский и хатыминский. Леглиерский горизонт, состоящий из диопсид-плагиоклазовых сланцев и карбонатных пород, наиболее выдержан по составу, имеет значительную мощность и рассматривается как маркирующий и продуктивный горизонт федоровской свиты. Керибиканский горизонт составляет значительную часть разреза федоровской свиты и представлен пироксен- и амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, чередующимися с биотитовыми гнейсами.

Средняя подсвета заканчивается хатыминским горизонтом, который является «продуктивным» горизонтом верхней части разреза федоровской свиты. В некоторых районах можно провести еще более дробное деление хатыминского горизонта. Так, в районе р. Эгетэ в нем выделено три пачки: нижняя и верхняя имеют сходный состав и представлены диопсид-плаггиоклазовыми сланцами и гнейсами с мелкими прослоями доломитовых мраморов, а средняя пачка сложена биотитовыми и пироксен-амфиболовыми сланцами и гнейсами.

Верхняя подсвета федоровской свиты состоит из двух горизонтов — атырского и лакусовского. Первый представлен пироксен- и амфибол-плаггиоклазовыми сланцами и гнейсами, во втором наряду с этими же разновидностями пород широко распространены диопсид-плаггиоклазовые кристаллические сланцы. В верхней подсвете отмечаются прослой биотит-гранатовых гнейсов.

Иджакской свитой заканчивается разрез иенгрской серии. В наиболее полно охарактеризованных разрезах свита делится на три подсветы: нижнюю, состоящую из пироксен- и амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов, биотитовых и гиперстеновых гнейсов; среднюю — гиперстеновые, биотитовые гнейсы, пироксен-плаггиоклазовые сланцы, прослой и линзы карбонатных пород и гранатовых гнейсов; верхнюю — биотитовые, амфиболовые и гиперстеновые гнейсы, переслаивающиеся с биотит-гранатовыми гнейсами и карбонатными породами.

Тимптонская серия, по Ю. К. Дзевановскому (1966), подразделяется на четыре свиты: нижнесуннагинскую (гиперстен- и диопсидсодержащие сланцы с прослоями гиперстеновых гнейсов и амфиболитов), угенскую (гиперстеновые плаггиогнейсы с прослоями гранулитов), верхнесуннагинскую (гиперстеновые гнейсы с редкими прослоями амфиболитов) и кюриканскую (гиперстенсодержащие гнейсы и сланцы, биотит-гранатовые гнейсы, гранулиты).

Геологи Якутского геологического управления (Веревкин и др. 1966) ниже нижнесуннагинской свиты выделяют улунчинскую свиту (гранат-биотитовые, гиперстен- и диопсидсодержащие гнейсы и сланцы с мало-мощными линзами кварцитов и карбонатных пород); угенскую свиту они включают в нижнесуннагинскую.

Джелтулинская серия объединяет сутамскую (нижне-тимптонскую), хайканскую и луриковскую свиты (Дзевановский, 1966). Сутамская свита сложена преимущественно биотитогранатовыми гнейсами с многочисленными прослоями мраморов, кальцифиров, диопсидовых пород и биотитовых гнейсов. В хайканской свите преобладают гиперстеновые гнейсы с прослоями биотит, амфибол- и гранатсодержащих гнейсов и сланцев, а также мраморов. Для луриковской свиты наиболее характерны диопсидовые и биотит-гранатовые гнейсы с прослоями гиперстенсодержащих сланцев и гнейсов, а также мраморов (пачки до 1 км мощностью) и амфиболитов.

Неоднократно предпринимались попытки расчленения алданского архея на два разновозрастных комплекса, один из которых включает иенгрскую серию, а второй — более молодой — тимптоно-желтулинскую серию (Лутц и др., 1962; Нужнов, Ярмлюк, 1968; Фрумкин, 1968). Однако эти представления подвергались критике (Веревкин и др., 1966; Максимов и Угрюмов, 1966) и не получили пока широкого распространения. Не подтвердилось также предположение Ю. К. Дзевановского о несогласном налегании желтулинской серии на тимптонскую (Крылова, Неелов, 1960). Поэтому нами все три серии относятся к единому алданскому комплексу раннеархейского возраста.

Резкое отличие состава федоровской свиты от нижней части разреза иенгрской серии и ряд других причин заставляют некоторых геологов выделять ее из разреза иенгрской серии либо в самостоятельную страти-

графическую единицу, либо относить ее к желтулинской серии, имеющей с ней сходство состава (Черкасов, 1967). В. Л. Дук на основании структурных исследований причисляет федоровскую свиту к более молодому комплексу, залегающему, по его мнению, с угловым несогласием на дислоцированных и эродированных толщах верхнеалданской свиты.

В 1960 г. И. Д. Вороной и Л. М. Минкиным, а позднее В. И. Кицулом и К. А. Лазебник (1966) высказано мнение о распространении в пределах Алданского массива более молодых пород унгринского комплекса, залегающих в синклиналь-грабене, представленных амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми сланцами и гнейсами прогрессивно метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации.

Кроме унгринского комплекса, в западной части массива залегают слабометаморфизованные породы Субганского, Ярогинского и Чульманского грабенов, приуроченные к зонам глубинных разломов и зажатые между блоками архейского алданского комплекса в виде узких тектонических клиньев. Эти образования, известные в литературе под названием субганского комплекса (Лазыко, 1956; Другова, Неелов, 1960), отличаются от алданского комплекса более слабой степенью метаморфизма (эпидот-амфиболитовая и низкотемпературная амфиболитовая фации), отсутствием гранитизации и мигматизации, хотя повсеместно они прорываются гранитами и дайками основных пород. Эти толщи являются, по видимому, фрагментами более молодой складчатой системы, сохранившейся лишь в узких синклиналь-грабенах, возникших в результате блоковых движений.

Региональный метаморфизм

Породы алданского комплекса метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций (Другова и др., 1959). Высокоглиноземистые гнейсы верхнеалданской свиты характеризуются следующими минеральными ассоциациями. В породах, пересыщенных калием, помимо постоянно присутствующих калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца, развиты гиперстен, гранат, кордиерит, биотит и силлиманит, а в породах, недосыщенных калием, — гиперстен, гранат, жедрит и андалузит. Минеральные парагенезисы высокоглиноземистых пород верхнеалданской свиты относятся к гранат-кордиерит-биотит-ортоклазовой температурной ступени гранулитовой фации. Присутствие жедрита и андалузита наряду с силлиманитом свидетельствует о небольшой глубинности регионального метаморфизма верхнеалданской свиты (Кицул, 1974).

В кристаллических сланцах основного состава федоровской свиты развиты диопсид-амфибол-плагиоклазовые ассоциации с гиперстеном и без него. Амфибол представлен бурой роговой обманкой, не обнаруживающей более позднего образования по отношению к пироксену. В мраморах встречаются диопсид-форстерит-кальцитовая и форстерит-доломит-кальцитовая ассоциации, позволяющие отнести формирование этих пород к высокотемпературной диопсид-форстерит-кальцитовой ступени метаморфизма (Коржинский, 1936; Кицул, 1974).

В. С. Байковой (Неелов и др., 1974) гранулитовый метаморфизм центральной части Алданского щита подразделен на две субфации: рашную — наиболее высокотемпературную и более высоких давлений и позднюю — пониженных температур и давлений.

Гранулитовый комплекс иенгрской серии является наименее глубинным и наиболее низкотемпературным по сравнению с гранулитовыми толщами, развитыми в восточной и южной окраинах Алданского массива, что, по мнению В. И. Кицула (1974), связано с блоковым строением кристаллического фундамента докембрия Алдана.

В различных по составу метаморфических породах иенгской серии, помимо ассоциаций гранулитовой фации, развиты ассоциации амфиболитовой фации. В пироксен- и амфиболсодержащих кристаллических сланцах федоровской свиты обычно широко развиты ассоциации: диопсид—плаггиоклаз, диопсид—амфибол—плаггиоклаз, диопсид—амфибол—биотит—плаггиоклаз. Амфибол представлен здесь сине-зеленой роговой обманкой, состав которой отвечает условиям кристаллизации ее в амфиболитовой фации (Кицул, 1966). В породах, характеризующихся этими ассоциациями, обычно отсутствуют структуры замещения амфиболом диопсида. В участках же залегания гиперстенсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов с прослоями диопсид—плаггиоклазовых сланцев присутствующий в породе амфибол часто представлен двумя генерациями — бурой и сине-зеленой роговой обманкой. При этом сине-зеленая роговая обманка всегда обнаруживает признаки своего более позднего образования по отношению как к бурой роговой обманке, так и к гиперстену и диопсиду. Среди амфибол—плаггиоклазовых кристаллических сланцев встречаются прослои, в которых внутри крупных кристаллов зеленого амфибола располагаются многочисленные реликты гиперстена и диопсида.

В глиноземистых сланцах и гнейсах развиты ассоциации: биотит—шпинель, биотит—гранат, биотит—гранат—силлиманит, гранат—биотит—кордиерит с постоянно присутствующим в породе плаггиоклазом, иногда микроклином и кварцем. Г. М. Друговой и др. (1959) были описаны реакционные взаимоотношения в этих породах с силлиманитом с образованием каемок кордиерита. Каемки кордиерита отмечались также вокруг граната и силлиманита, и их образование было вызвано привнесением кремнезема. Гранат в высокоглиноземистых породах верхнеалданской свиты, по данным Г. М. Друговой (1959) и В. И. Кицула (1966), помимо магнезиальных высокотемпературных разновидностей, богатых пиропом, представлен также алмандином.

В карбонатных породах, кроме высокотемпературных ассоциаций: диопсид—форстерит—кальцит и диопсид—кальцит, распространены ассоциации диопсид—доломит, кальцит—диопсид—доломит, тремолит—доломит, тремолит—кальцит с постоянным присутствием флогопита и часто скаполита. Появление этих ассоциаций обычно сопровождается образованием каемок диопсида вокруг форстерита, указывающих на неустойчивость форстерита с кальцитом (Коржинский, 1936). По данным О. И. Иоффе (1966), в алданских мраморах, помимо высокотемпературного кальцита с содержанием магнезита до 9%, присутствует кальцит с 2—3% магнезита и отвечающий температуре кристаллизации при 500°. Такие кальциты особенно характерны для ассоциаций второй ступени метаморфизма и широко распространены в мраморах, залегающих на флогопитовых и железорудных месторождениях.

Мраморы, в которых развиты более поздние ассоциации, отвечающие амфиболитовой фации, характеризуются грубополосчатыми текстурами, которые обтекают часто встречающиеся в них желваки и блоки диопсидовых пород. В центральных частях таких более крупных блоков, сложенных диопсидом с примесью флогопита, скаполита и амфибола, нередко видны реликты гранитов или гнейсов. Таким образом, эти биметасоматические образования диопсида были сопряжены во времени с образованием в мраморах более низкотемпературных ассоциаций (Коржинский, 1936; Михайлов, 1960).

Метаморфизм наложенной амфиболитовой фации отвечает силлиманит—кордиерит—алмандиновой субфации, по Г. Винклеру (1969). Широкое распространение в высокоглиноземистых толщах верхнеалданской свиты кордиерита в ассоциации с алмандиновым гранатом и частая встречаемость андалузита и силлиманита при отсутствии дистена позволяют от-

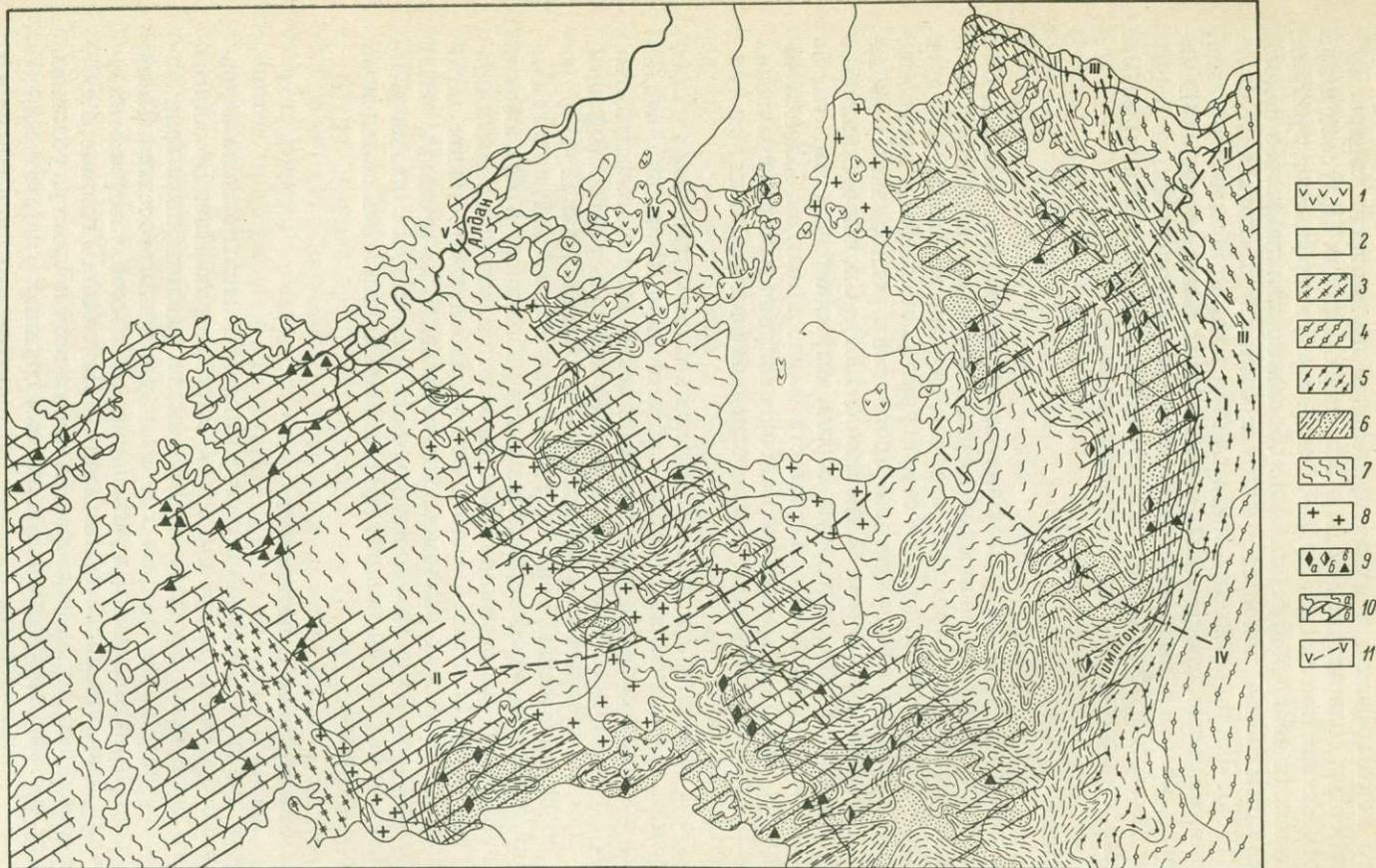


Рис. 1. Схематическая геологическая карта западной части Алданского массива. Составил Д. А. Михайлов по материалам геологических съемок Якутского геологического управления и исследований Г. М. Друговой, В. И. Кидула, М. Д. Крыловой, Н. Г. Судовикова и автора.

1 — послеюрские интрузии щелочных пород; 2 — отложения кембрия и юры; 3 — унгринский комплекс; 4 — тимптонская серия; 5 — иджакская свита иенгрской серии; 6 — федоровская свита иенгрской серии с продуктивным горизонтом; 7 — верхнеалданская свита иенгрской серии; 8 — граниты (нерасчлененные); 9 — магнезиально-кальциевые метасоматиты; а — железорудные месторождения, б — флогопитовые месторождения, в — отдельные проявления метасоматоза; 10 — фации регионального метаморфизма: а — гранулитовая, б — амфиболитовая; 11 — глубинные разломы.

нести диафторез амфиболитовой фации к андалузит-силлиманитовому типу, по А. Мияширо (Miyaschiro, 1961).

Первоначально представлялось, что гранулитовая и амфиболитовая фации, развитые в докембрии Алдана, относятся к одному периоду прогрессивного метаморфизма, а их распределение по площади контролировалось различным содержанием воды в исходных породах (Другова и др., 1959). Впоследствии проявление амфиболитового метаморфизма в гранулитовых комплексах иенгской серии было объяснено как диафторез в связи с формированием более молодых толщ унгринского комплекса (Жицул, Лазебник, 1966). Эта точка зрения представляется нам наиболее вероятной, так как, помимо четко проявленных реакционных взаимоотношений минералов гранулитовой и амфиболитовой фации, устанавливается, по радиологическим данным, более молодой возраст амфиболитового метаморфизма, сопряженный со вторым периодом диастрофизма.

Тектоника

Метаморфические толщи, слагающие центральную часть Алданского массива и относящиеся к иенгской серии, образуют куполообразное антиклинальное поднятие, имеющее в плане вид почти замкнутой дуги (рис. 1). Образование этой складчатой структуры происходило в несколько этапов деформаций при неоднократном проявлении регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (Судовиков, 1962). Сложное складчатое строение толщ, слагающих иенгскую серию, выражается в том, что на фоне более или менее спокойной складчатости вырисовываются более сложные складчатые структуры, развитые наиболее широко в периферических частях купола и характеризующие обычно строение флогопитовых и железорудных месторождений.

В. Л. Дук (Глебовицкий и др., 1971) устанавливает два цикла складчатых движений, в каждом из которых существовало несколько стадий деформаций, носящих сначала складчатый, а затем разрывной характер. Первый цикл складчатости происходил в условиях гранулитовой фации, а второй — при переходных от гранулитовой к амфиболитовой.

Наряду со складчатостью породы, слагающие Алданский кристаллический массив, испытали жесткие дислокации, выразившиеся в образовании мощных линейных зон бластомилонитизации и катаклаза в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации. Эти зоны бластомилонитов, которые слагают ряд глубинных разломов, пересекающих центральную часть массива, в северо-западном и северо-восточном направлениях связаны с блоковыми движениями, завершающими формирование сложной складчатой области этого региона.

Ультраметаморфизм и магматизм

Процессы ультраметаморфизма и интрузивной деятельности на территории Алданского массива получили очень широкое развитие. Во многих районах этого региона на значительных площадях развиты поля гранито-гнейсов с многочисленными телами гранитов различного состава. Такие участки с наиболее интенсивным проявлением процессов ультраметаморфизма получили название полей гранитизации (Максимов, Угрюмов, 1966). Гранитоиды докембрия Алданского массива по своему возрасту, условиям образования и составу подразделяются на ряд групп.

В результате комплексных геолого-петрологических исследований, проведенных сотрудниками ИГД АН СССР — Г. М. Друговой, М. Д. Крыловой, Л. В. Климовым, Д. А. Михайловым под руководством Н. Г. Судовикова (Другова и др., 1959), была установлена последовательность геологических событий и выделены две эпохи диастрофизма. Первая

эпоха характеризовалась региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом вулканогенно-осадочных толщ в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации, а вторая — повторным ультраметаморфизмом и связанным с ним железо-магнезиально-кальциевым метасоматозом. На основании характера взаимоотношений этих метасоматитов с гранитами последние были подразделены на две возрастные группы. Гранитоиды, пересекавшиеся метасоматитами, относились к первой эпохе диастрофизма, а пересекающие метасоматиты — ко второй.

Полученный нами в последние годы фактический материал позволил сделать ряд существенных добавлений и поправок к этой схеме. Так, первоначально представлялось, что вторая эпоха диастрофизма явилась выражением повторного подъема фронта гранитизации, который вызвал в более верхних частях метаморфической толщи железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз. По мере развития процессов ультраметаморфизма метасоматиты сами подверглись гранитизации. Таким образом, ко второй эпохе диастрофизма относились лишь граниты, пересекающие железо-магнезиально-кальциевые метасоматиты, образование которых, согласно этой точке зрения, выражало начальные стадии этой эпохи.

В настоящее время можно считать, что наиболее ранними гранитоидами являются чарнокиты и гиперстенсодержащие гнейсо-граниты, сформированные в условиях гранулитовой фации. Возможно, что в пределах первого периода диастрофизма гранитоиды образованы в течение ряда этапов интрузивной деятельности, сопряженных с выделяемыми В. Л. Дукком фазами деформаций внутри первого цикла складкообразовательных движений.

Основная масса гранитоидов, представленных полями гранито-гнейсов и мигматитов с многочисленными телами биотитовых, амфиболовых, диопсидовых и аляскитовых гранитов и пегматитов, относится ко второму периоду диастрофизма и формировалась в условиях амфиболитовой фации. Все граниты этого периода пересекают не только ранние гранитоиды, но и метаморфические толщи, испытавшие наложенный метаморфизм амфиболитовой фации. Условия формирования этих гранитоидов также отвечают амфиболитовой фации (Крылова и др., 1972).

В пределах второго периода диастрофизма гранитоиды подразделяются нами на три возрастные группы. К первой относятся гранито-гнейсы и мигматиты, а также пластовые тела плагиогранитов, мелкозернистых биотит-амфиболовых и аляскитовых гранитов, обладающие гнейсовидностью, образованные *in situ* и участвующие в складчатости этого периода. Вариации в составе гранитов определяются различной степенью гранитизации и составом вмещающих пород.

Вторая группа гранитов представлена громадными массами интрузивных гранитов, тела которых имеют в плане неправильную, иногда изометрическую форму, с резкосекущими контактами. Значительная часть этих гранитов представлена аляскитами, среди которых встречаются биотит-амфиболовые разновидности. В участках залегания мраморов граниты данной группы обычно представлены пегматоидными субцелочными диопсидовыми гранитами и сиенитами, содержащими в большом количестве сфен, циркон и ортит. Эти граниты пересекают не только метаморфические породы амфиболитовой фации, но и биметасоматические диопсидовые породы, развитые на контактах карбонатных и алюмосиликатных пород и возникшие на заключительных этапах региональной гранитизации и мигматизации второго периода диастрофизма. На контактах гранитов с перекристаллизованными мраморами нередко образовывались маломощные зоны пироксен-гранатовых скарнов.

Третья группа гранитов представлена дайковыми телами гранит-пегматитов, которые часто локализованы в зонах бластомилонитов. Гранит-пегматиты, содержащие в своем составе биотит, амфибол или диоп-

сид, пересекают тела диопсидовых жильных метасоматитов, замещающих в свою очередь граниты первой и второй групп.

Таким образом, различные взаимоотношения гранитов с магнезиально-кальциевыми метасоматитами позволили разделить граниты на возрастные группы и установить существование различных типов метасоматитов, описание которых приводится в следующей главе.

Интрузивная деятельность в докембрии Алданского массива закончилась внедрением даек основных и ультраосновных пород, часто приуроченных к зонам разломов.

ТИПЫ ДИОПСИДОВЫХ ПОРОД В ДОКЕМБРИИ АЛДАНА

Всеми исследователями отмечается широкое развитие в Алданском массиве диопсидовых пород и признается генетическая связь с ними флогопитового и магнетитового оруденений. Однако происхождение и время образования диопсидовых пород понимаются по-разному, отсюда одна из причин несовпадения точек зрения на генезис связанных с ними месторождений. Между тем без выяснения времени образования и геологического положения диопсидовых пород среди кристаллических комплексов, характера взаимоотношений их с метаморфическими и интрузивными породами нельзя подойти к проблеме генезиса связанных с ними месторождений.

Наше изучение диопсидовых пород показало, что среди них существуют разные группы, имеющие различный характер взаимоотношений с окружающими породами (Михайлов, 1960). В настоящее время можно выделить следующие разновозрастные и генетически различные группы диопсидовых пород: метаморфические, биметасоматические, жильные метасоматические диопсидовые породы; к метасоматическим образованиям относятся также и встречающиеся здесь пироксен-гранатовые скарны.

Метаморфические диопсидовые породы

Среди пироксен-плаггиоклазовых и биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев встречаются почти мономинеральные диопсидовые прослои, имеющие мощность от нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров. Часто наблюдается тонкое переслаивание диопсидовых прослоев с кристаллическими сланцами, напоминающее ритмичную слоистость (рис. 2), а в других случаях происходит чередование сравнительно мощных диопсидовых пластов с маломощными (иногда в несколько миллиметров) прослоями.

Кроме диопсида, который образует крупные полигональные кристаллы, эти породы иногда содержат гиперстен и в краевых частях прослоев основной плаггиоклаз. Несмотря на видимую в обнажениях резкость контактов диопсидовых прослоев, в шлифах можно наблюдать постепенные переходы их в кристаллический сланец вследствие увеличения в породе плаггиоклаза, который в самом диопсидовом прослое присутствует обычно в незначительных количествах. Следует отметить отсутствие в диопсидовых породах этой группы акцессорных минералов, в частности сфена, который чрезвычайно характерен для других групп диопсидовых пород.

Среди мигматизированных толщ пласты диопсидовых пород обычно разбиты трещинами, заполненными кварц-полевошпатовым материалом. В участках, где мигматизация сопровождалась сильными дифференциальными движениями, пласты диопсидовых пород блокированы и образуют структуры будинаж (рис. 3). В участках более позднего проявления метасоматических процессов диопсид-плаггиоклазовые кристаллические сланцы

с прослоями диопсидовых пород обычно подвергаются скаполитизации и в них появляется значительная примесь сфена.

Эта группа диопсидовых пород обычно при описании метаморфических комплексов вследствие небольшой мощности и ограниченности рас-

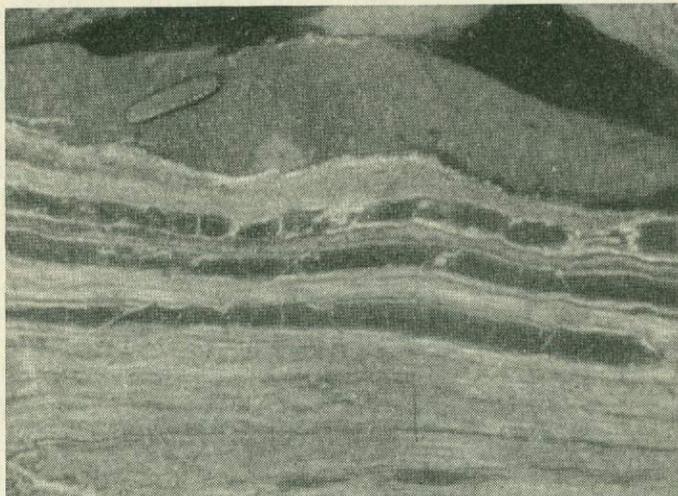


Рис. 2. Мономинеральные диопсидовые прослой в кристаллическом сланце.

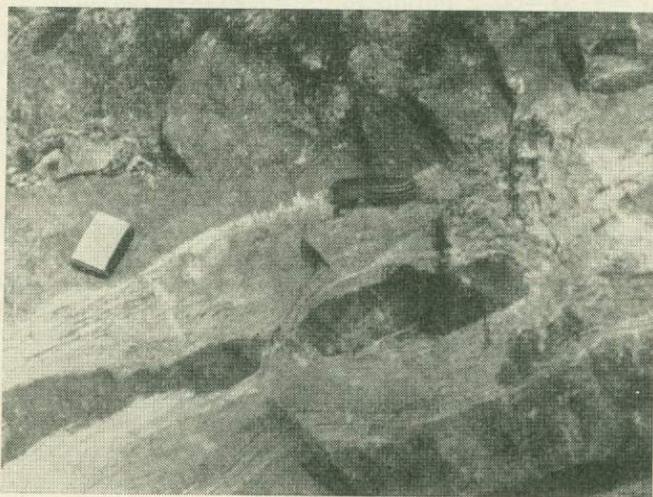


Рис. 3. Будинированные прослой метаморфических диопсидовых пород в мигматите.

пространения отмечается лишь как составная часть диопсид-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. Нами эти диопсидовые породы выделены в самостоятельную группу, чтобы подчеркнуть незначительность объемов диопсидовых пород, образованных при региональном метаморфизме.

Биметасоматические диопсидовые породы

Биметасоматические диопсидовые породы локализованы в контактах карбонатных и алюмосиликатных пород в виде реакционных зон различной конфигурации. Они развиты не только на всех флогопитовых и железорудных месторождениях, но и за их пределами. В частности, они нами наблюдались по р. Алдану в 4 км ниже р. Чампулы, в нижнем течении рр. Тимптона и Джелтулы (Михайлов, 1960). Мощность биметасоматических реакционных зон обычно незначительна и редко достигает 3—4 м. Содержащиеся внутри пластов мраморов прослойки и линзы гнейсов, гранитов и мигматитов обычно окружены диопсидовой зоной. В центральных частях более крупных блоков алюмосиликатных пород в мраморах сохраняется реликтовая полосчатость измененного гнейса или мигматита, а более мелкие блоки нацело замещены диопсидовой породой.

Кроме диопсида, породы содержат скаполит, амфибол, шпинель и флогопит; акцессории представлены сфеном, магнетитом и сульфидами. Для диопсидовых пород этой группы характерно зональное строение, обусловленное приуроченностью определенных минералов к различным частям реакционной оторочки. Последовательность зон от алюмосиликатных пород к карбонатным обычно следующая: диопсид-скаполитовая, диопсид-шпинелевая с отдельными кристаллами амфибола, далее следует диопсид-флогопитовая, переходящая в диопсидовую. Эта зона сменяется форстерит-флогопитовой, постепенно переходящей в кальцифир. Диопсидовые породы этой группы развивались с замещением как алюмосиликатных, так и карбонатных пород и поэтому являются биметасоматическими образованиями.

Состав минералов, слагающих эти породы, непостоянный и зависит от состава алюмосиликатных пород. В контактах лейкократовых гнейсов с мраморами новообразованный диопсид обычно в шлифах бесцветен ($cNg = 38-42^\circ$, $2V = +58-60^\circ$); шпинель ($N = 1.739-1.744$) представлена светло-зелеными мелкими зернами, включенными в более крупные кристаллы диопсида. Амфибол чаще светлоокрашен и является паргаситом ($cNg = 28^\circ$, $2V = +64-66^\circ$). Флогопит светло-зеленый в штуфах и почти бесцветный в шлифе ($N = 1.581$). Скаполит, замещающий плагиоклаз в сильно гранитизированных гнейсах, имеет $N_o = 1.560$, а в более основных кристаллических сланцах $N_o = 1.580$.

Необходимо подчеркнуть, что размер кристаллов флогопита в биметасоматических диопсидовых породах даже в сравнительно мощных реакционных зонах не превышает 1—1.5 см в поперечнике. Другой особенностью биметасоматических диопсидовых пород является полное отсутствие отходящих от них жильных апофиз, какой бы мощной не была реакционная зона. Более позднее образование биметасоматических диопсидовых пород по отношению к метаморфическим диопсидовым породам выявляется при замещении ими мигматитов, содержащих будины метаморфических диопсидовых пород.

Скарны

Скарны, несмотря на незначительные масштабы своего развития, довольно часто встречаются в пределах флогопитовых и железорудных месторождений Алдана. Они образуют маломощные реакционные зоны на контактах кальцитовых мраморов и кальцифиров с прорывающими их гранитами. На некоторых железорудных и флогопитовых месторождениях наблюдаются две разновозрастные группы скарны.

К ранним относятся скарны, образованные в контактах кальцифиров с гранитами, замещающимися в свою очередь диопсидовыми жильными

метасоматитами, которые содержат флогопитовое или магнетитовое оруденения, а к более поздним — скарны, образованные при внедрении гранитов, пересекающих диопсидовые жильные метасоматиты. Примером ранних скарнов могут служить волластонит-гранатовые контактово-реакционные образования, обнажающиеся на флогопитовом месторождении Участок Второй и детально описанные М. А. Лицаревым (1958). В дополнение к этому отметим только некоторые особенности геологического положения этих скарновых зон. В обнажающихся здесь кальцитовых мраморах располагаются многочисленные включения блоков биметасоматических диопсидовых пород, центральные части которых иногда содержат реликты гнейсов (рис. 4). Эти блоки обтекаются вторичной

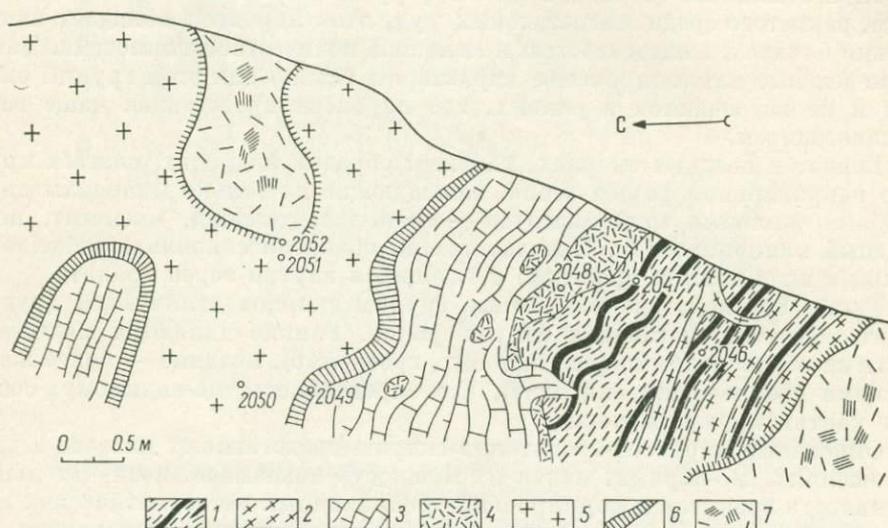


Рис. 4. Взаимоотношение различных групп диопсидовых пород. Местоорождение Участок Второй, карьер 1.

1 — кристаллические сланцы с прослоями диопсидовых пород; 2 — жилы мелкозернистых гранитов; 3 — мраморы с блоками биметасоматических диопсидовых пород; 4 — биметасоматические диопсидовые породы; 5 — пегматоидные диопсидовые граниты; 6 — пироксен-гранатовые скарны; 7 — жильные диопсидовые флогопитоносные метасоматиты.

полосчатостью и кристаллизационной сланцеватостью мраморов и, следовательно, были сформированы на последних стадиях дислокаций, во время которых происходила перекристаллизация мраморов. В контакте мраморов с пачкой гранитизированных диопсид-плагиоклазовых сланцев, содержащих прослой диопсидовых пород, также развиты биметасоматические диопсидовые зоны, которые срезают кристаллизационную сланцеватость. Контакты гранитов с мраморами, в которых развиты скарны, пересекают полосчатость и сланцеватость мраморов, что указывает на внедрение гранитов и формирование скарнов после образования биметасоматических диопсидовых пород. А замещение гранитов диопсидовыми метасоматитами свидетельствует об их более позднем образовании по отношению к скарнам.

Подобные взаимоотношения таких скарновых зон с другими группами диопсидовых метасоматитов наблюдались и на других месторождениях.

Более поздние скарны отмечались нами на железорудных месторождениях Дес, Неричи, Пионерское и др., где они залегают на контактах гранитов, прорывающих диопсидовые метасоматиты, содержащие магнетитовое оруденение. Образование скарновых зон здесь связано с тем, что диопсид-магнетитовые метасоматиты, располагаясь обычно вдоль пачек мраморов, часто содержат кальцит в виде крупных гнезд различной



величины. Граниты, прорывая диопсид-магнетит-кальцитовые метасоматиты, захватывали глыбы этих пород, по периферии которых и образовывались пироксен-гранатовые скарны.

Пироксен, ассоциирующийся в этих скарнах с гранатом, представлен крупными кристаллами, которые в шлифах имеют ярко-зеленый цвет. При переходе диопсид-магнетитовых пород в скарновые зоны обычно происходит постепенное изменение светло-зеленого диопсида в ярко-зеленый пироксен с образованием зональных кристаллов. Такие зеленые клинопироксены обладают оптическими свойствами, близкими к эгирин-авгиту, на что обращал внимание Д. С. Коржинский (1947). Более детально эти клинопироксены были описаны Е. В. Свешниковой и Л. И. Шабыниным (1961) и названы ферроавгитами. В отличие от диопсида, развитого среди магнетитовых руд, этот пироксен обладает значительно большей железистостью и меньшим количеством глинозема. Такие ярко-зеленые клинопироксены характерны только для этой группы скарнов и не встречаются в ранних, где пироксен представлен чаще всего волластонитом.

Гранат в поздних скарнах, главным образом андрадит, слагает крупные неправильной формы зерна, замещающие не только минералы диопсидовых жильных метасоматитов — скаполит, диопсид, магнетит, но и зеленый клинопироксен. При замещении гранатом скаполита выделяется кварц в виде мелких вrostков, остающихся внутри зерен граната.

Таким образом, две возрастные группы скарнов отличаются друг от друга составом слагающих их минералов. Ранние являются маложелезистыми образованиями (волластонит, гроссуляр), поздние — более железистыми (ферроавгит, андрадит), что определялось, по-видимому, составом контактирующих пород.

Описанные пироксен-гранатовые скарны представляют интерес в двух отношениях. Во-первых, малая их мощность показывает незначительную активность гранитов в формировании реакционных метасоматических зон: прорывают ли они мраморы или диопсид-кальцитовые метасоматиты, на их контактах образуется лишь маломощная зона пироксен-гранатового скарна, лишенного какого-либо оруденения. Во-вторых, взаимоотношения скарнов с другими типами метасоматитов отчетливо указывают на разновозрастность этих магнезиально-кальциевых образований, и поэтому относить все метасоматиты к одной генетической группе постмагматических образований и называть их магнезиальными скарнами, как это делают некоторые исследователи, не представляется возможным.

Диопсидовые жильные метасоматиты

Поскольку диопсидовым жильным метасоматитам посвящены все последующие главы, в настоящем разделе рассмотрены только те их особенности, которые отличают эти образования от других групп диопсидовых пород.

Эти породы залегают в виде жильных тел, имеющих разнообразную морфологию и замещающих различные алюмосиликатные породы — кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, граниты. Кроме диопсида, слагающего основную массу этих пород, в них широко представлены полевые шпаты, скаполит, шпинель, амфибол, флогопит, кальцит, сфен, циркон, ортит, апатит, магнетит, сульфиды и др.

Как уже отмечалось, диопсидовые породы этой группы образованы после внедрения и кристаллизации гранитов второй группы, пересекающих биметасоматические диопсидовые породы. Подобные взаимоотношения можно наблюдать во многих местах. Так, на рис. 5 показана часть уступа на участке Скальный Эмельджакского флогопитового месторождения, где биотит-плаггиоклазовые гнейсы контактируют с пачкой крупнокристалли-

ческих кальцифиров. В контакте залегают биметасоматические диопсидовые породы, которые в виде линзовидных прослоев располагаются также в сланцах и кальцифирах. Кальцифиры представляют собой розовые породы, состоящие из кальцита с примесью диопсида и флогопита. Они обладают грубой полосчатостью и плейчатостью. Линзы биметасоматических диопсидовых пород в кальцифирах деформированы согласно с плейчатостью в них. Кальцифиры пересекаются аляскитовым гранитом, по которому вблизи них развиваются диопсид-шпинелевые флогопитоносные метасоматиты в виде жильного тела с более мелкими апофизами, обладающими симметричной зональностью. Диопсидовые жильные мета-

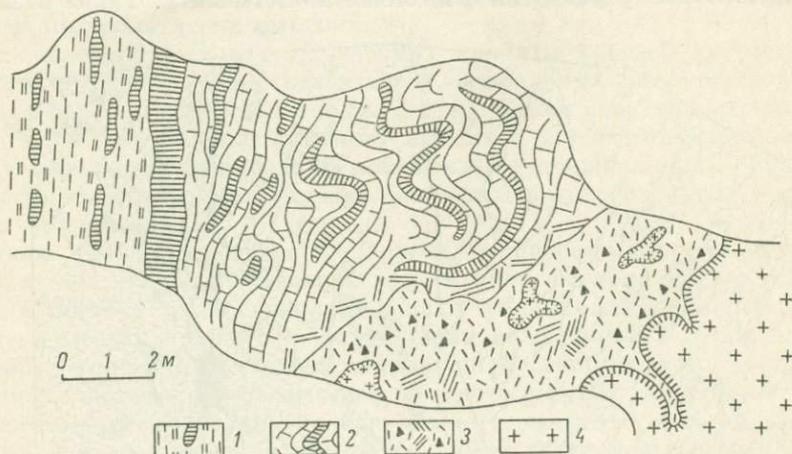


Рис. 5. Взаимоотношение диопсидовых жильных флогопитоносных метасоматитов с вмещающими породами. Месторождение Эмельджак, участок Скальный.

1 — кристаллические сланцы с линзами биметасоматических диопсидовых пород; 2 — плейчатые кальцифиры с деформированными линзами биметасоматических диопсидовых пород; 3 — жильные диопсидовые флогопитоносные метасоматиты; 4 — граниты.

соматиты замещают только граниты, а кальцифиры вблизи их контакта перекристаллизованы в массивные крупнокристаллические кальцитовые оторочки шириной в 10—20 см.

Приведенные примеры указывают на возрастное различие выделенных групп диопсидовых пород. Однако отмеченная четкость во взаимоотношениях этих пород проявлена с такой определенностью далеко не повсеместно, так как обнажения, показанные на рис. 4 и 5, довольно редки. В большинстве случаев на флогопитовых и железорудных месторождениях в участках залегания мраморов жильные метасоматиты, замещая различные алюмосиликатные породы, примыкают к биметасоматическим диопсидовым породам и, имея с ними аналогичный минеральный состав, внешне почти от них не отличаются. Это обстоятельство, по-видимому, является одной из причин отнесения рядом исследователей (Шмакин, 1959; Лицарев, 1961, и др.) биметасоматических и жильных метасоматических диопсидовых пород к одной возрастной и генетической группе. Несмотря на то что биметасоматические и жильные диопсидовые породы образованы в один и тот же период диастрофизма и имеют близкие (хотя и различные) изотопные датировки, их возрастные взаимоотношения необходимо принимать во внимание при определении генезиса этих пород.

Почти повсеместно диопсидовые жильные метасоматиты пересекаются зонами бластомилонитов и более поздними гранитами. Зоны милонитов, пересекая диопсидовые и диопсид-флогопитовые метасоматиты, обычно смещают отдельные блоки их тел относительно друг друга на значи-

тельные расстояния. Более поздние граниты при этом часто контролируются зонами blastsmilonitizatsii, иногда пересекают их, захватывая ксенолиты милонитизированных пород. Взаимоотношения зон милонитов и приуроченных к ним дайковых тел пегматитов с диопсидовыми жильными метасоматитами иногда носят более сложный характер. Обычно контакты зон милонитов и гранитов имеют прямолинейные контуры, но при пересечении крупнозернистых или гигантокристаллических диопсидфлогопитовых и флогопитовых пород контакты часто неровные, обходящие крупные кристаллы и скопления флогопита. В результате отдельные гнезда флогопита могут располагаться внутри пегматита, создавая ложную картину развития флогопита по пегматиту. Такие взаимоотно-

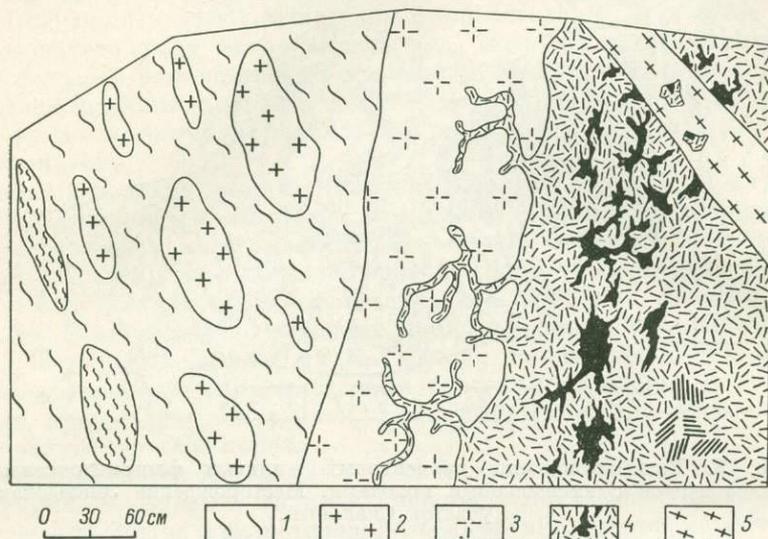


Рис. 6. Взаимоотношения диопсидовых жильных флогопитоносных метасоматитов, содержащих магнетитовое оруденение с различными гранитоидами. Месторождение Неричи, канава 38.

1 — слабоорасланцованные биотитовые гнейсы; 2 — округлые блоки более меланократовых мелкозернистых гнейсов и плагиигранитов; 3 — крупнозернистые аляскинские граниты; 4 — диопсидовые флогопитоносные метасоматиты с магнетитом; 5 — жилы пегматита.

ношения осложняются появлением на контакте диопсид-флогопитовой породы с гранит-пегматитом реакционной диопсид-плагноклазовой зоны. Переход этой зоны в диопсид-флогопитовый метасоматит постепенный, и признаки ее более позднего образования по отношению к метасоматиту в обнажениях почти не улавливаются. Однако в шлифах всегда устанавливается замещение диопсид-плагноклазовой оторочкой гранит-пегматита. Отождествляя эту реакционную оторочку с метасоматитами, можно прийти к неверным выводам о времени кристаллизации флогопита по отношению к этим гранит-пегматитам, что и нашло отражение в работе В. А. Галюка и Б. М. Шмакина (1961). Эти исследователи считают, что милонитизация захватила только диопсидовые породы, в которых впоследствии были сформированы залежи флогопита и которые, по их мнению, образовались в период регионального метаморфизма. Более поздние граниты, приуроченные к зонам милонитизации, В. А. Галюк и Б. М. Шмакин рассматривают как реликты более древних гранитов, подвергшихся милонитизации. Процесс образования промышленных залежей флогопита, по мнению этих исследователей, происходил после милонитизации и поэтому явился оторванным во времени от формирования основной массы диопсидовых пород, вмещающих эти залежи.

Такому заключению противоречит весь фактический материал, полученный нами и другими исследователями. Во-первых, зоны милонитов пересекают часто на флогопитовых месторождениях и промышленные залежи флогопита, что устанавливается как наблюдениями в обнажениях, так и при детальных геолого-съемочных работах. При этом часто имеет место смещение крупных флогопитовых тел по зонам милонитизации, сопровождающееся сильной деформацией и перетиранием кристаллов флогопита. Во-вторых, милонитизации подвергаются только граниты, образованные до магнезиально-кальцевого метасоматоза, а более поздние граниты часто содержат ксенолиты милонитизированных пород, в том числе и метасоматиты с флогопитом.

На железорудных месторождениях граниты третьей группы пересекают магнетитовые руды, развитые в диопсидовых метасоматитах, замещающих более ранние гранитоиды (рис. 6). Такая идентичность во взаимоотношениях диопсидовых флогопитоносных и магнетитоносных метасоматитов с вмещающими породами показывает одновременность образования в метасоматитах в одних случаях флогопитового, а в других — магнетитового оруденения.

Таким образом, выделенные группы диопсидовых пород образованы в различные периоды геологической истории региона и своими особенностями состава и залегания отражают условия минералообразования, характерные для каждого периода. Наличие различных групп диопсидовых пород в некоторой степени снимает дискуссионность проблемы магнезиально-кальцевого метасоматоза, и поэтому существующие взгляды об осадочно-метаморфическом, контактово-метасоматическом и жильном (гидротермально-метасоматическом) образовании диопсидовых пород частично подтверждаются полученным нами фактическим материалом.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНСКОГО МАССИВА

Определение изотопного возраста древнейших кристаллических комплексов имеет большое значение для решения многих вопросов региональной геологии и вместе с тем сопряжено с рядом трудностей, которые связаны с проявлением более поздних геологических процессов, нарушивших первичные изотопные отношения в ранее образованных минералах горных пород. Именно поэтому первые попытки геохронологического расчленения докембрия Алдана К-Аг методом по биотитам (Судовиков и др., 1960) не дали определенных результатов, и установленная общая последовательность геологических событий для этого региона (Другова и др., 1959) осталась радиологически не доказанной. Позднее этим же методом было показано существование регионального омоложения древнейших докембрийских образований, слагающих Алданский кристаллический массив (Геохронология докембрия. . . , 1968). Как следует из этой работы, всего в пределах развития докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления устанавливается пять поясов возрастных значений по биотиту: раннепротерозойский (1800—2000 млн лет), среднепротерозойский (1500 млн лет), позднепротерозойский (600 млн лет), палеозойский (220 млн лет) и мезозойский (120 млн лет).

По всей площади Алданского массива К-Аг датировки по биотиту из различных по возрасту пород отвечают интервалу 1800—2000 млн лет. Каждая из сопредельных территорий, подобно Алданскому массиву, попадает в определенный пояс возрастных значений по биотиту. Поэтому рубежи геологического развития докембрия Алдана, устанавливающиеся только на основании К-Аг датировок по биотиту, в этом узком интервале (Пожарицкая и др., 1969) не могут быть убедительными. А. И. Тугаринов и др. (1967), сопоставляя определения К-Аг и U-Pb методами, счи-

тают, что в докембрии Алдана интервал 1950—2000 млн лет отвечает времени формирования кристаллических пород, а более древние датировки — 2550 млн лет — соответствуют их седиментации.

В последние годы нами в содружестве с сотрудниками геохронологической лаборатории ИГГД АН СССР, руководимой Э. К. Герлингом (О. А. Левченков, Г. В. Овчинникова, Т. В. Кольцова, С. З. Яковлева), проводились систематические геохронологические исследования с целью восстановления истории геологического развития докембрия Алдана с применением К-Аг и U-Pb методов. Эти исследования основывались на геологических наблюдениях, показывающих возрастные взаимоотношения пород различных комплексов. Полученные данные сведены в табл. 1. Все датировки по биотиту и подавляющее большинство по амфиболу (К-Аг метод) для пород гранулитовой фации, располагаются в интервале 1900—2000 млн лет, фиксируя региональное омоложение. Исключения составляют несколько определений К-Аг методом по амфиболу (2750 и 2800 млн лет для иенгской серии и 2490 млн лет для джелтулинской серии). Однако принять эти датировки за время развития регионального метаморфизма гранулитовой фации вряд ли возможно, так как наличие более молодых цифр возраста по биотиту из тех же образцов пород и по амфиболу из аналогичных пород свидетельствует об омоложении возраста породы, сказавшемся в разной степени на амфиболе и биотите. Для получения дополнительных данных изотопного возраста пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, была предпринята попытка датировать их К-Аг методом по диопсиду из метаморфических диопсидовых пород и U-Pb методом по плагиоклазу из кристаллических сланцев, а также по валовым пробам мраморов.

Для диопсидовых метаморфических пород было выполнено 9 определений. На графике $Ar^{40}-K^{40}$ точки возрастных определений аппроксимируются прямой линией, уходящей в начало координат, что свидетельствует об отсутствии в диопсидах избыточного аргона. Тангенс угла наклона изохроны соответствует возрасту 4200 ± 500 млн лет. Однако пока нельзя утверждать, что эта цифра соответствует времени регионального метаморфизма гранулитовой фации, так как ошибка измерения Ar^{40} весьма значительна.

Изотопный состав плагиоклаза, выделенного из гиперстеновых кристаллических сланцев, характеризуется некоторыми добавками радиогенного уранового и ториевого свинца, что, по-видимому, объясняется влиянием наложенных процессов метаморфизма. Поскольку верхний предел возраста кристаллических сланцев, из которых были выделены плагиоклазы, согласно К-Аг определениям по амфиболу, оценивается в 2800 млн лет, то при вычитании радиогенной добавки свинца по измеренному количеству урана, накопившейся за 2800 млн лет, был получен «модельный» возраст плагиоклаза, равный также 2800 млн лет. Так как амфиболовая датировка образования этих пород является заведомо заниженной, то, следовательно, и вычисленный «модельный» возраст плагиоклаза также является одним из возможных верхних пределов возраста этого минерала.

Влиянием наложенных процессов метаморфизма можно объяснить также полученный возраст U-Pb методом по биотитам из гранулита, равный 1725 ± 70 млн лет. Рассматривая различные возможные модели перераспределения U и Pb в породе, можно заключить, что фиксируемый изотопный состав свинца в биотите, может быть объяснен только более поздним вхождением значительной части свинца ториевого состава. Источником этого свинца, возможно, могли быть минералы, содержащие торий и образованные в породе при наложенных процессах метаморфизма.

Для получения возраста по мраморам были отобраны образцы из верхних частей разреза иенгской серии (иджакская свита) и из сутамской свиты джелтулинской серии, обнажающейся по р. Учтуру, против кл. Мюгу-

Последовательность геологических событий и изотопный возраст (в 10^6 лет) в кристаллических комплексах центральной части Алданского щита *

Периоды геологического развития	Геологические процессы в возрастной последовательности	Порода	Минерал, по которому определялся возраст	Метод		Принятый возраст процесса	
				К-Ar	Изохронный U-Pb		
Первый период диастрофизма	Региональный метаморфизм гранулитовой фации: низких давлений для иенгурской серии	Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы с прослоями диопсидовых пород Мрамор	Амфибол	2800±100	—	Древнее 2700	
			Плаггиоклаз	—	2800 **		
			Диопсид	4200±500 ***	—		
		Кристаллический сланец	Валовая проба	—	3150±450		
			То же	—	3400 ***		
	высоких давлений для тимптонской и джелтулинской серий	Пироксен-амфиболовый кристаллический сланец с прослоями диопсидовых пород Мрамор	Амфибол	2400±50	—		
			Валовая проба	—	2560		
		Ультраметоморфизм Внедрение гранитов	Чарнокиты	—	2880		—
			Плаггиограниты, биотит-амфиболовые граниты	Гиперстен	—		—
				—	—		—
Второй период диастрофизма	Региональный метаморфизм амфиболитовой фации: прогрессивный для субганского и унгринского комплексов	Силлиманит-андалузитовый двуслюдяной сланец	Мусковит	1960±50	—	1900—2150	
			Амфибол	1880±50	—		
		Пироксен-амфиболовый сланец с прослоями диопсидовых пород	Амфибол	2150±50	—		
			Диопсид	2000±300	—		
	диафторез для иенгурской, тимптонской и джелтулинской серий	Пироксен-амфиболовый кристаллический сланец	Сфен	—	1975±65		
			Кварцит	—	2100±500		
		Мрамор	Апатит	—	1870		

Таблица 1 (продолжение)

Периоды геологического развития	Геологические процессы в возрастной последовательности	Порода	Минерал, по которому определялся возраст	Метод		Принятый возраст процесса	
				К-Аг	Изохронный U-Pb		
Второй период диастрофизма	Ультраметаморфизм (иенгрская серия) Биметасоматоз (иенгрская серия) Внедрение гранитов с образованием маломощных зон скарнов: иенгрская серия	Гранито-гнейс	Валовая проба	—	2130±10***	1900—2150	
		Диопсидовая порода	Диопсид	2150±220 ****	—		
	тимптоно-джелтулинская	То же	Гранит	Биотит	1950±100	—	1950
				Ортит	—	1900±85	
	Магнезиально-кальциевый метасоматоз	То же	То же	Биотит	1900±50	—	1900
				Ортит	—	1950±75	
	Жесткие дислокации с последующим внедрением гранитпегматитов и образованием маломощных зон скарнов	Диабаз	Диабаз	Диопсид	2070	1895±55 ****	1900
				Амфибол	1910		
Флогопит	1950						
Внедрение даек основных пород	Бластомилонит	Гранит-пегматит	Валовая проба	1850±50	—	1850±1700	
			Биотит	1770±50	1725±100****		
Внедрение даек основных пород	Гранит-пегматит	Гранит-пегматит	Амфибол	1750±50		—	1700±120
			Ортит	—			
Внедрение даек основных пород	Диабаз	Диабаз	Валовая проба	1550±100	—	1550	

* — определения произведены в ИГГД АН СССР С. З. Яковлевой и Т. В. Кольцовой (К-Аг метод), О. А. Левченковым и Г. В. Овчинниковой (U-Pb изохронный метод); ** — модельный возраст, *** — по данным Э. В. Собоновича и др. (1969), **** — возраст, вычисленный по изохроне.

скан. Более детально были изучены учурские мраморы (Герлинг и др., 1970). На основании результатов радиографического анализа мраморов одной изохроной осреднялись экспериментальные точки, соответствующие образцам с содержанием рассеянного урана, не превышающим 10% от валового количества этого элемента в породе. Значение возрастов для этих образцов, полученные по U-Pb (2300 млн лет) и по Pb-Pb (2330 млн лет) изохронам, рассматриваются нами как омоложенные. Более древний возраст — 2600 млн лет — был вычислен методом точки по двум образцам мраморов, испытавшим в меньшей степени заражение более молодым ураном и содержащим около 24% рассеянного урана. Время заражения мраморов ураном, искажающим истинные значения их возраста, было определено по апатиту (1870 млн лет) и по валовой пробе, содержащей этот апатит (1980 млн лет). При этом более позднее образование этого минерала документируется его распределением в породе в виде зонки и гнезд, пересекающих сланцеватость.

Изучение иджакских мраморов показало, что они испытали более простую геохимическую историю. На U-Pb графиках экспериментальные точки осредняются прямыми линиями, и поэтому вычисленные значения возраста по U-Pb (2900, 3130, 3160 млн лет) и Pb-Pb (3150 млн лет) изохронам в большей степени отвечают времени формирования этих мраморов и указывают на их архейский возраст. Эти определения согласуются с данными Э. В. Собоновича и В. А. Рудника (1969), которые получили изотопный возраст кристаллических сланцев иенгрской серии свинцовым изохронным методом, равный 3400 млн лет.

Интересные результаты были получены по возрасту циркона из кварцитов иенгрской серии. Согласно исследованию А. Н. Зедгенизова (1966), циркон в этих породах принадлежит к различным генерациям: округлый является первично терригенным (тип А), копьевидный (тип Б) образован в процессе регионального метаморфизма и призматический (тип В), слагающий наиболее крупные и идиоморфные кристаллы, отражает последний этап метаморфизма и ультраметаморфизма породы. Построенные свинцовые изохроны для типа А дали возраст 1010 ± 150 млн лет, а для типа В — 2100 ± 500 млн лет. Для одной пробы циркона типа Б получены расходящиеся значения возраста: $t \left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} \right) - 500$ млн лет; $t \left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{238}} \right) - 1800$ млн лет; $t \left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{235}} \right) - 1270$ млн лет. Таким образом, только для типа В полученный возраст отражает время образования циркона, так как цифра возраста, как будет видно ниже, хорошо согласуется с другими датировками, определяющими время последнего регионального метаморфизма кристаллических толщ Алдана, к которому, по мнению А. Н. Зедгенизова, и относится образование циркона. Что касается цирконов типа А и Б, то полученные датировки указывают на сложную геохимическую историю этих генераций. Проявление последнего периода метаморфизма и гранитизации, которым подверглись толщи кварцитов, по-видимому, привело к существенному нарушению замкнутости уран-свинцовой системы и, следовательно, к искажению истинного возраста различных генераций цирконов. Из этого следует, что цифры возраста, полученные по валовым пробам циркона, могут не отражать времени кристаллизации породы, если последняя претерпела ряд стадий регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Итак, основываясь на полученных K-Ar и U-Pb датировках, полагаем, что время проявления регионального метаморфизма гранулитовой фации кристаллических толщ Алдана располагается в интервале 2800—4200 млн лет. Значительный разброс цифр возраста объясняется влиянием более поздних процессов метаморфизма на калий-аргоновые и уран-свинцовые системы минералов, и поэтому время проявления гранулитового метаморфизма не должно быть моложе 3000 млн лет.

По имеющимся датировкам пока также нельзя однозначно ответить на вопрос, являются ли иенгрский и тимптоно-желтулинский комплексы разновозрастными образованиями или иенгрский относится к наиболее древней эпохе диастрофизма.

Ранний период ультраметаморфизма, приведший к образованию чарнокитов, не имеет пока надежных датировок, если не считать одного определения по гиперстену из гранитов К-Аг методом, равного 2880 млн лет.

Второй период диастрофизма, выраженный в развитии регионального метаморфизма и ультраметаморфизма амфиболитовой фации, складчатости и разрывных деформаций, а также в образовании различных типов магнезиально-кальциевых метасоматитов, датирован не только К-Аг, но и изохронным U-Pb методом по минералам из разных пород, образованных в различные стадии этого периода.

Время проявления диафтореза амфиболитовой фации было определено по сфену из кристаллических сланцев иенгрской серии изохронным методом и равно 1975 ± 65 млн лет. Время процесса ультраметаморфизма, согласно данным Э. В. Собоновича и В. А. Рудника (1969), полученным свинцовым методом по валовым пробам гранито-гнейсов, равно 2130 ± 10 млн лет. Формировавшиеся в это время на контактах с мраморами биметасоматические диопсидные породы имеют возраст 2150 ± 220 млн лет (Михайлов, Левченков, 1971).

Граниты второго периода диастрофизма, которые прорывают не только породы, испытавшие наложенный метаморфизм амфиболитовой фации, но и биметасоматические диопсидовые породы, замещаются диопсидовыми жильными метасоматитами, имеют возраст 1900 ± 85 млн лет, полученный U-Th-Pb изохронным методом по ортиту. Эти граниты развиты и в тимптоно-желтулинском комплексе, где их изотопный возраст, по данным U-Th-Pb изохронного метода, также равен 1950 ± 50 млн лет (Левченков и др., 1969).

Возраст диопсидовых жильных метасоматитов определен по диопсиду, амфиболу и флогопиту (К-Аг метод), а также по ортиту (U-Pb изохронный метод). На графике $Ar^{40}-K^{40}$ все экспериментальные точки по исследованным минералам аппроксимируются прямой, проходящей через начало координат. Уравнение изохроны, рассчитанное методом наименьших квадратов, имеет вид $Ar^{40} = (0.1827 \pm 0.0053) K^{40}$, а наклон прямой отвечает возрасту 1895 ± 55 млн лет. Эта датировка хорошо согласуется с определением возраста этих пород U-Pb изохронным методом по ортиту, равным 1900 ± 220 млн лет.

Таким образом, сходящиеся значения изотопного возраста, полученные разными методами и по различным минералам, надежно определяют время формирования диопсидовых жильных метасоматитов, которое хорошо согласуется и с геологическими взаимоотношениями их с вмещающими породами.

Второй период диастрофизма завершился формированием зон бластомилонитов и внедрением пегматитов. Возраст бластомилонитов датирован К-Аг методом по валовым пробам — 1850 млн лет, а пегматитов по амфиболу и биотиту — 1750 млн лет, а также свинцовым методом по ортиту — 1700 ± 120 млн лет.

Следовательно, на основании полученных данных второй период диастрофизма определяется интервалом: 1700—2150 млн лет, внутри которого последовательность геологических процессов хорошо согласуется с их изотопным возрастом. Следует обратить внимание на то, что в этот же интервал времени попадают изотопные датировки, полученные К-Аг методом по амфиболу и мусковиту из кристаллических сланцев и гранитов, субганского и унгринского комплексов. Одинаковый возраст диафторитов гранулитовой фации и пород, слагающих субганский и унгринский комплексы, характеризующихся низкотемпературными условиями регио-

нального метаморфизма, можно объяснить существованием в этот период вертикальной метаморфической зональности. Значительная часть осадочно-метаморфических толщ, сформированных в унгринско-субганское время, была эродирована, и только отдельные их фрагменты, имеющие также разную степень метаморфизма, сохранились в виде тектонических клиньев, зажатых в результате поздних блоковых движений в древнем субстрате, также переработанном в период формирования этих толщ.

Проведенные геохронологические исследования позволяют сделать следующие выводы. В формировании кристаллических комплексов Алданского массива выявляются два периода диастрофизма. Первый выражен в развитии регионального метаморфизма древнейших осадочных толщ в условиях гранулитовой фации. При современном состоянии изученности геохронологии этих древнейших геологических образований Алдана время их формирования можно лишь ориентировочно определить интервалом 3000—4000 млн лет.

Второй период, выраженный в развитии регионального метаморфизма амфиболитовой фации, складчатых деформациях, наложенных на ранние складчатые структуры, во внедрении гранитов и пегматитов, в формировании магнезиально-кальциевых метасоматитов, соответствует интервалу 1700—2150 млн лет. Этот период завершился образованием ряда региональных разломов, фиксирующих жесткие глыбовые движения, которые привели к подъему консолидированных кристаллических комплексов на более высокий геотектонический уровень и положили начало платформенному развитию Алданского массива.

Полученные датировки для различных пород, образованных вследствие проявления второго периода диастрофизма в докембрии Алдана, выявляют не только взаимосвязь ряда геологических процессов, но и объясняют одну из причин широкого развития омоложенных цифр возраста для более древних образований гранулитового комплекса. Совпадение изотопного возраста пород, образованных во время второго периода диастрофизма в пределах Алданского массива, со временем регионального омоложения архейских толщ показывает, что орогенные движения, приведшие к повторному прогреву и частичной потере аргона некоторыми минералами в древних толщах, сопровождалась развитием в ряде участков региона процессов метаморфизма и интрузивной деятельности, которые частично или полностью переработали древние толщи (наложенная амфиболитовая фация в раннеархейских толщах) и сформировали новые осадочно-метаморфические комплексы (унгринский и субганский комплекс). Следует отметить, что процессы омоложения пород гранулитовой фации из раннеархейских толщ Алданского массива фиксируются не только К-Аг методом по биотиту и части амфиболов, но и U-Pb методом. Цифра возраста биотитов из равновесных ассоциаций гранулитовой фации иенгрской серии равна 1725 млн лет и свидетельствует о том, что омоложение древнего субстрата связано не только с более поздним тепловым воздействием, но и с участием растворов, приведших к перераспределению других радио-генных продуктов в породе и отложению их в виде мельчайших минеральных вrostков в биотите и других минералах древнего субстрата. Влияние температуры и растворов в этих участках толщи были недостаточными, чтобы изменить К-Аг отношения в минералах и перераспределить другие радио-генные продукты (в частности, уран и свинец), но недостаточными, чтобы привести к перекристаллизации минералов гранулитовой фации в соответствии с новыми физико-химическими условиями среды.

Таким образом, большое количество изотопных датировок в интервале 1900—2000 млн лет, которые для одних комплексов пород являются истинными, а для других — омоложенными, без детальных геолого-геохронологических исследований затрудняет корреляцию толщ,

развитых в пределах Алданского массива, с толщами, слагающими прилегающие территории.

Как было отмечено выше, радиологическими исследованиями была наиболее полно охвачена западная часть Алданского массива, сложенная иенгрской серией. Для тимптоно-желтулинского комплекса в настоящее время пока нет достаточного количества изотопных датировок, определяющих возраст пород этого комплекса. Поэтому сейчас с помощью радиологических данных нельзя с определенностью ответить на вопрос о возрастных взаимоотношениях иенгрского и тимптоно-желтулинского комплекса. Вместе с тем имеющиеся К-Аг и U-Pb датировки для пород тимптоно-желтулинского комплекса позволяют сделать ряд предварительных выводов.

Осадочно-метаморфический комплекс тимптонской и желтулинской серий, для которых характерно более широкое по сравнению с иенгрской серией развитие гранулитовой фации, также испытал региональное омоложение (Геохронология докембрия. . ., 1968). Для складчатых структур этого комплекса также отмечается наложение более поздних тектонических деформаций в виде мощных линейных зон, внутри которых происходила перекристаллизация пород. Возраст одной из групп гранитоидов, пересекающих мигматизированные гнейсы и кристаллические сланцы, определенный U-Pb изохронным методом по ортиту, равен 1950 млн лет. В пределах тимптоно-желтулинского комплекса известны также проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза (Учурские месторождения флогопита). Все эти факты показывают, что породы тимптоно-желтулинского комплекса, так же как и породы иенгрской серии, испытали наложение процессов второго периода диастрофизма, начало которого для иенгрской серии датируется по крайней мере в 2450 млн лет.

Итак, изложенное показывает, что при определении возраста древних кристаллических комплексов должен производиться учет всех факторов, ведущих к нарушению первичных изотопных отношений в минералах. Без знания геологической истории и минеральных превращений в породе нельзя дать правильную интерпретацию цифр возраста. Поэтому существующие в литературе данные изотопного возраста по ряду комплексов пород не всегда могут быть использованы при геологической реконструкции региона. Особенно это относится к возрастным сопоставлениям метаморфических комплексов Алданского массива с толщами пород, развитых в периферических частях этого региона. Поэтому появившиеся в последние годы стратиграфические схемы докембрия Витимо-Алданского щита (Нужнов, Ярмолюк, 1968; Фрумкин, 1968) не могут быть доказанными или опровергнутыми с помощью имеющихся данных изотопного возраста пород.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ДИОКСИДОВЫХ ЖИЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В ДОКЕМБРИИ АЛДАНА

Ранее (Судовиков, 1956; Другова и др., 1959) было установлено, что магнезиально-кальциевые метасоматиты замещают алюмосиликатные породы любого состава и распространены по всей территории Алданского массива в различных частях его стратиграфического разреза. Такое, как будто бы независимое от состава вмещающих пород залегание метасоматитов дало основание Н. Г. Судовикову рассматривать их как результат выноса магния, кальция и железа из областей гранитизации и отложение их в благоприятной структурной обстановке в более верхних частях метаморфической толщи.

Исследованиями последних лет были установлены основные закономерности в размещении диоксидовых жильных метасоматитов в докембрии

Алдана. Отчетливо выявилось наличие литологического, структурного и метаморфического контроля в распределении метасоматитов в пределах региона (см. рис. 1).

Литологический контроль

Как показали геолого-съемочные работы Якутского геологического управления, диопсидовые метасоматиты, слагающие железорудные и флогопитовые месторождения, располагаются преимущественно в породах федоровской свиты иенгрской серии, меньшая часть встречается в породах верхнеалданской (неакуинский горизонт) и в сугамской свитах.

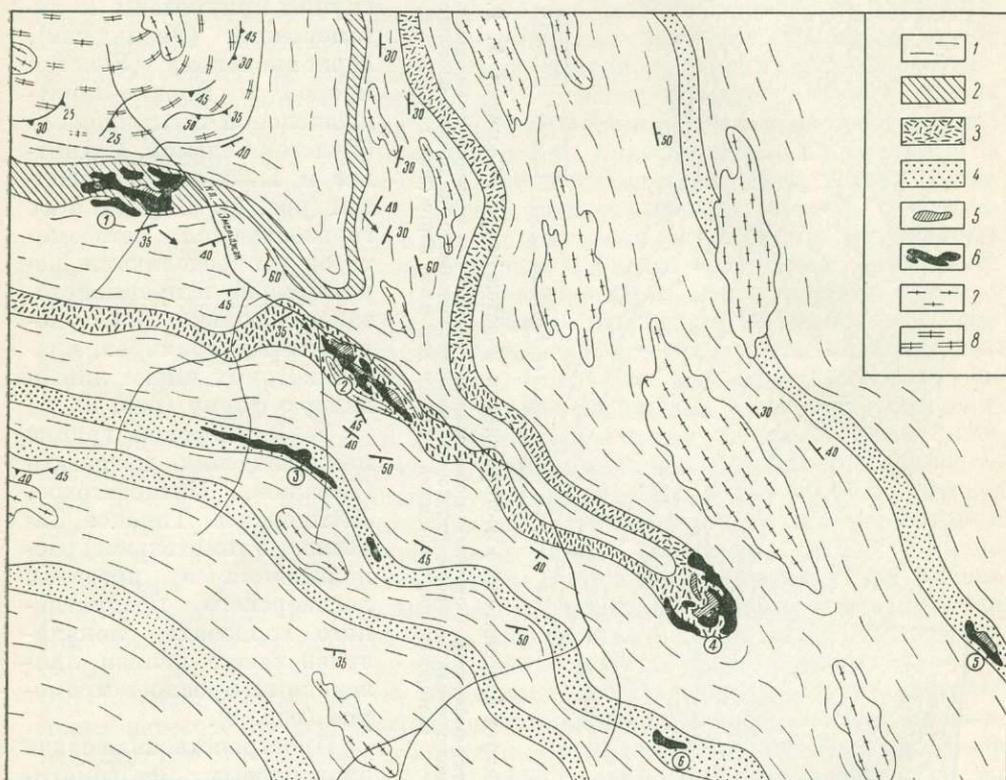


Рис. 7. Геологическая карта района Эмельджакской группы флогопитовых месторождений. Составил Д. А. Михайлов с использованием материалов В. Л. Дука и А. Р. Энтина.

1 — федоровская свита; 2 — леглиерский горизонт; 3 — керибиканский горизонт; 4 — хатыминский горизонт; 5 — мраморы и кальцифиры; 6 — тела диопсидовых флогопитоносных метасоматитов; 7 — граниты; 8 — верхнеалданская свита. Цифры в кружках — флогопитовые месторождения: 1 — Эмельджак, 2 — Второй Участок, 3 — Седьмой Участок, 4 — Верхне-Эмельджакское, 5 — Таборное, 6 — Магнитное.

В пределах федоровской свиты выявлен ряд так называемых продуктивных горизонтов — хатыминский, керибиканский, леглиерский, любкакайский, медведевский, к которым и приурочены месторождения магнетита и флогопита (Энтин, 1966). Эти продуктивные горизонты характеризуются развитием кристаллических сланцев основного состава с прослоями диопсидовых пород и доломитовых мраморов. Именно доломитовые мраморы, залегающие в определенных частях стратиграфического разреза докембрия Алдана, определяют продуктивность этих толщ, поэтому пра-

вильнее говорить не о стратиграфическом, а о литологическом контроле в размещении метасоматитов среди кристаллических комплексов.

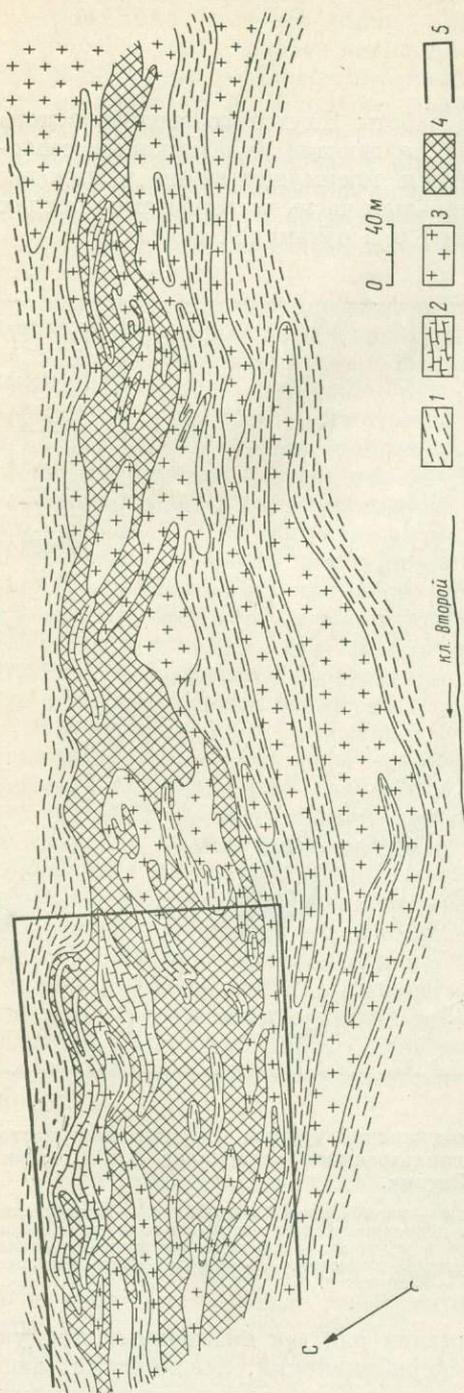


Рис. 8. Геологическая карта флогопитового месторождения Участок Второй. Составил А. Г. Домарев, 1967 г.

1 — протоксен-амфиболовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — мраморы и калицифиты; 3 — гранито-гнейсы и граниты (неразличенные); 4 — диопсидовые, диопсид-амфиболовые, диопсид-шпинелевые и диопсид-флогопитовые породы; 5 — участок месторождения, показанный на более детальной карте (рис. 15).

Наличие литологического контроля можно проиллюстрировать на примере размещения метасоматитов в Эмельджакской группе флогопитовых месторождений и в Леглиерской группе железорудных месторождений. Месторождения Эмельджакской группы приурочены к леглиерскому (Эмельджак), керибиканскому (Участок Второй и Верхне-Эмельджакское) и хатыминскому (Участок Седьмой, Магнитное и Таборное) горизонтам (рис. 7). Внутри этих горизонтов тела метасоматитов распределяются неравномерно и прерывисто, залегая только вблизи доломитовых мраморов, пласты которых имеют линзовидную форму (рис. 8).

В Леглиерской группе месторождения магнетита (Таежное, Магнетитовое, Леглиерское, Тинское, Заречное, Утомительное) располагаются в пределах леглиерского продуктивного горизонта, локализуясь также вблизи линзовидных прослоев мраморов (рис. 9).

Пространственная связь диопсидовых метасоматитов с доломитовыми мраморами многими исследователями рассматривается как генетическая. Не оспаривая этого вывода, однако, заметим, что эта генетическая связь выражается не в контактовом взаимодействии карбонатных и алюмосиликатных пород, как обычно представляется, а в том, что мраморы были

лишь источником магния и кальция для формирования жильных метасоматитов. Этим они и отличаются от биметасоматических пород. Такой вывод подтверждается широким развитием диопсидовых жильных метасоматитов за пределами федоровской свиты, где карбонатные породы отсутствуют. Этот факт отмечался и раньше (Другова и др., 1959), по

тогда подчеркивалась независимость образования метасоматитов от состава окружающих пород. Детальное же изучение отдельных проявлений магнезиально-кальциевого метасоматоза за пределами флогопитовых и железорудных месторождений показало несколько другую картину.

Во всех изученных нами участках по береговым обнажениям рек Алдану, Чуге, Б. Ыллымаху и др. различные по мощности и протяженности тела диопсидовых жильных метасоматитов, замещающая гнейсы, кварциты и граниты, залегают всегда вблизи пластов пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и амфиболитов. Такая связь метасоматитов с пачками пород основного состава достаточно наглядно выражена, например, в районе устья р. Чуги. Этот участок сложен сильногранитизированными и мигматизированными гнейсами, содержащими прослой кварцитов, кристаллических сланцев основного состава и амфиболитов. Интрузивные образования представлены гранитоидами, залегающими среди полей гнейсо-гранитов, в виде отдельных массивов аляскитовых и биотит-амфиболовых гранитов и дайковых тел гранит-пегматитов. Сравнительно маломощные прослой пород основного состава, представленные биотит-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, широко распространены главным образом в двух участках: в приустьевой части р. Чуги и между ключами Прямой и Курум. Они залегают в виде пластов или блоков среди сильногранитизированных гнейсов, переслаиваясь с кварцитами и биотит-гранатовыми гнейсами. Именно в этих участках и распространены магнезиально-кальциевые метасоматиты, сложенные главным образом диопсидом и амфиболом с внешними маломощными диопсид-плаггиоклазовыми и диопсид-скаполитовыми зонами. Флогопит в метасоматитах этого участка встречается спорадически в наиболее мощных телах в виде небольших кристаллов. Диопсидовые метасоматиты, как и в других районах, пересекаются здесь более поздними гранит-пегматитами. Предпринимались попытки противопоставить по возрасту метасоматиты, слагающие месторождения флогопита и магнетита, метасоматическим жилам, развитым за их пределами, которые именовались жилами «чугинского типа» (Мурзаев, 1962). Однако приводимые С. П. Мурзаевым доводы в пользу существования на Алдане разных по возрасту метасоматических диопсидовых жил, основанные на том, что жилы чугинского типа повсеместно секутся поздними гранит-пегматитами, а флогопитоносные метасоматиты пересекаются только на Эмельджаке, нельзя считать убедительными. Даже если бы в действительности пересечение флогопитоносных диопсидовых метасоматитов гранит-пегматитами имело место только на Эмельджаке, с этим фактом также нужно было бы считаться. Но такие взаимоотношения известны и на многих других месторождениях. Что касается особенностей состава метасоматических жил, развитых на р. Чуге (наличие плаггиоклаза и роговой обманки вместо калиевого полевого шпата и паргасита, которые характерны для флогопитоносных метасоматитов), то они являются действительно присущими метасоматитам, залегающим за пределами флогопитовых месторождений. Но этот признак не свидетельствует о разновозрастности метасоматитов, тем более что на некоторых, чаще всего железорудных, месторождениях метасоматиты также содержат и плаггиоклаз, и роговую обманку.

Таким образом, анализ геологического положения жильных диопсидовых метасоматитов показывает, что масштабы магнезиально-кальциевого метасоматоза зависели от литологического состава кристаллических толщ. Эта зависимость говорит о небольшой дальности перемещения главных петрогенных элементов, входящих в состав метасоматитов. Поскольку насыщение этими элементами растворов, циркулировавших около мраморов, происходило более интенсивно, чем около пироксеновых сланцев или амфиболитов, наиболее мощные тела метасоматитов образовывались вблизи именно карбонатных пород.

Структурный контроль

Изучение строения отдельных месторождений и характера распределения групп месторождений в том или ином участке Алданского массива показывает, что локализация метасоматических тел подчинялась также и определенным структурам вмещающей их толщи. Наиболее отчетливо пространственная связь метасоматических образований со специфическими структурами метаморфической толщи выявляется на примерах строения наиболее крупных групп железорудных и флогопитовых месторождений — Леглиерская, Дес-Хатыминская, Федоровская, Эмельджакская и др., что отмечалось многими исследователями (Фоменков, 1958; Пухарев, 1959; Боголюбова, Боголюбов, 1962; Климов, Михайлов, 1964; Роненсон, Ройзенман, 1970, и др.). Говоря о структурном контроле, следует различать структуры, контролирующие залегание отдельных тел метасоматитов, и структуры, играющие существенную роль в размещении групп месторождений.

Метасоматиты, слагающие месторождения флогопита и магнетита, обычно приурочены к узким линейным складкам, ширина которых варьирует, редко превышая 10 км. Протяженность таких складок различная и достигает иногда 20—25 км. В ряде районов линейные складки, имеющие, как правило, крутое положение осевых плоскостей, наклоненных в сторону крупной Центрально-Алданской куполовидной структуры, осложнены резкими перегибами шарнира. Эти складки характеризуются широким развитием более мелкой складчатости, структурами будинаж, зонами разрывов и трещиноватости, которые обычно контролируют тела интрузивных пород и метасоматитов.

Так, например, в районе Леглиерской группы железорудных месторождений выявлена узкая изоклиальная складка северо-западного простираения с пологим погружением шарнира. Ряд небольших месторождений (Заречное, Утомительное, Болотное, Леглиерское, Магнетитовое) располагается на крыльях этой складки, сложенных продуктивным горизонтом, в пределах которого залегают разобщенные линзы мраморов (рис. 9, см. вклейку). Наиболее крупное месторождение располагается на месте резкого воздымания шарнира складки под углами 55—65° и замыкания синклинали в горизонтальном срезе. Замковая часть складки, характеризующая строение Таежного флогопитового и железорудного месторождения, осложнена более мелкой складчатостью с многочисленными флексурными перегибами и зонами разрывов. Здесь широко развиты мелкая плейчатость, структуры будинаж, резкая полосчатость, свидетельствующие о сильных дифференциальных движениях в период формирования складки. Вследствие этого пласты мраморов, кристаллических сланцев основного состава, кварцитов имеют линзовидную форму с невыдержанной мощностью как по простираению, так и по падению.

Магнезиально-кальциевые метасоматиты, вмещающие залежи магнетита и флогопита, замещая различные алюмосиликатные породы и имея грубосогласное залегание с окружающими метаморфическими породами, еще больше подчеркивают сложное складчатое строение этого участка. Образование многочисленных жильных апофиз, отходящих от более крупных тел метасоматитов, свидетельствует о том, что циркуляция растворов происходила не только вдоль кристаллизационной сланцеватости, но и по зонам разрывов и трещиноватости, имеющим секущее положение по отношению к простираению метаморфической толщи.

В районе железорудных месторождений Дес-Неричи метаморфические породы образуют синклиальную складку широтного простираения с крутым залеганием шарнира в замковой части (рис. 10). Большинство рудных тел располагается на крыльях синклинали, локализуясь вдоль линзовидных пластов карбонатных пород. В пределах различных месторожде-

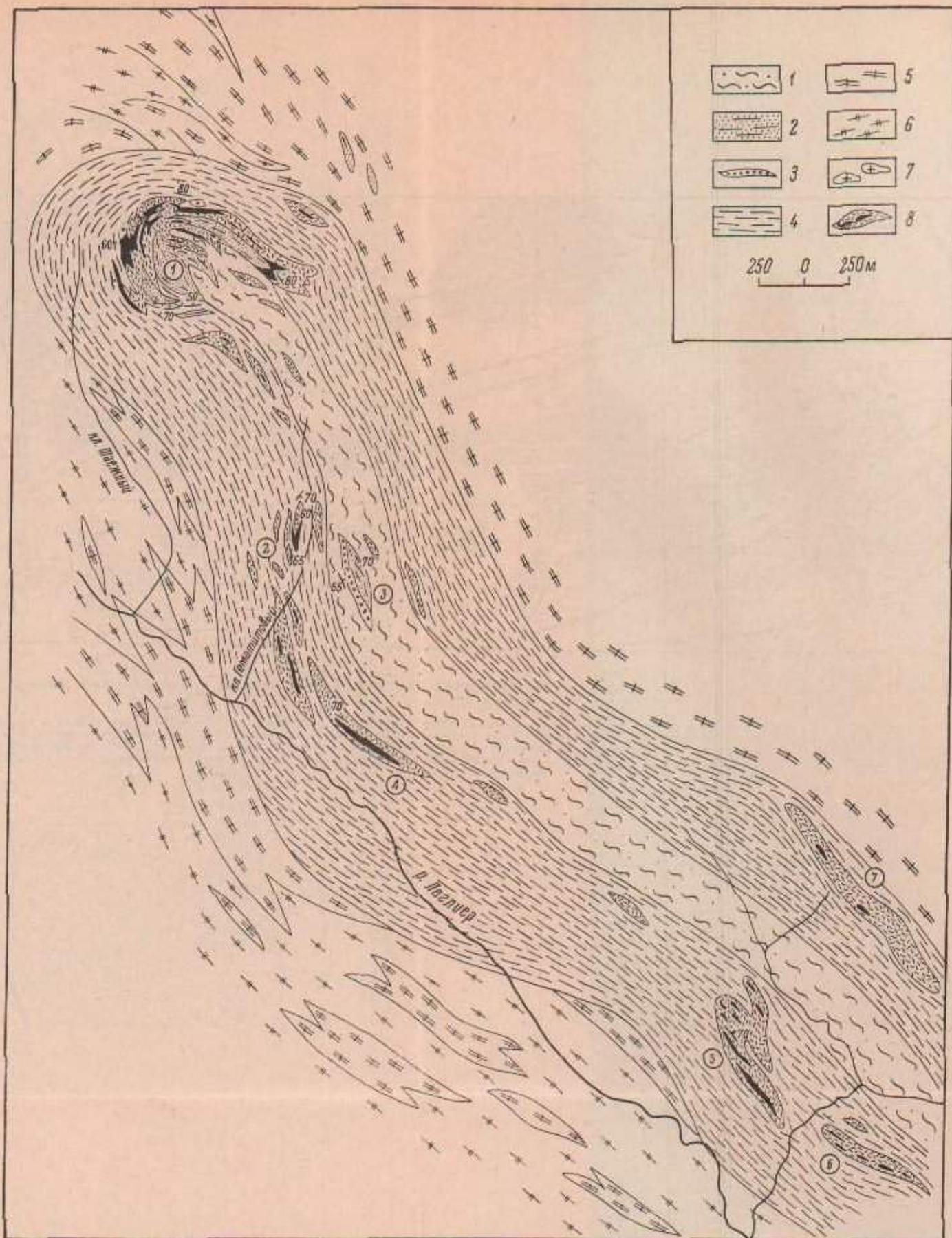


Рис. 9. Геологическая карта района Лезгнерской группы железорудных месторождений. Составил Д. А. Михайлов по материалам Л. В. Климова и геологических съемок Якутского геологического управления.

1 — сильно гранитизированные биотитовые гнейсы; 2 — кварциты, силлиманит-кордиеритовые и турмалиновые гнейсы; 3 — гематитовые кварциты; 4 — биотит-амфиболовые гнейсы в различной степени гранитизированные; 5 — гиперстенсодержащие кристаллические сланцы; 6 — сильно гранитизированные гиперстенные гнейсы и сланцы; 7 — аляскитовые граниты; 8 — тела диопсидовых метасоматитов и магнетитовые руды в линза/видных прослоях кальцифиоров. Цифры в кругах обозначены железорудные месторождения: 1 — Тенное, 2 — Магнетитовое, 3 — Гематитовое, 4 — Лезгнерское, 5 — Тинское, 6 — Заречное, 7 — Утомительное.

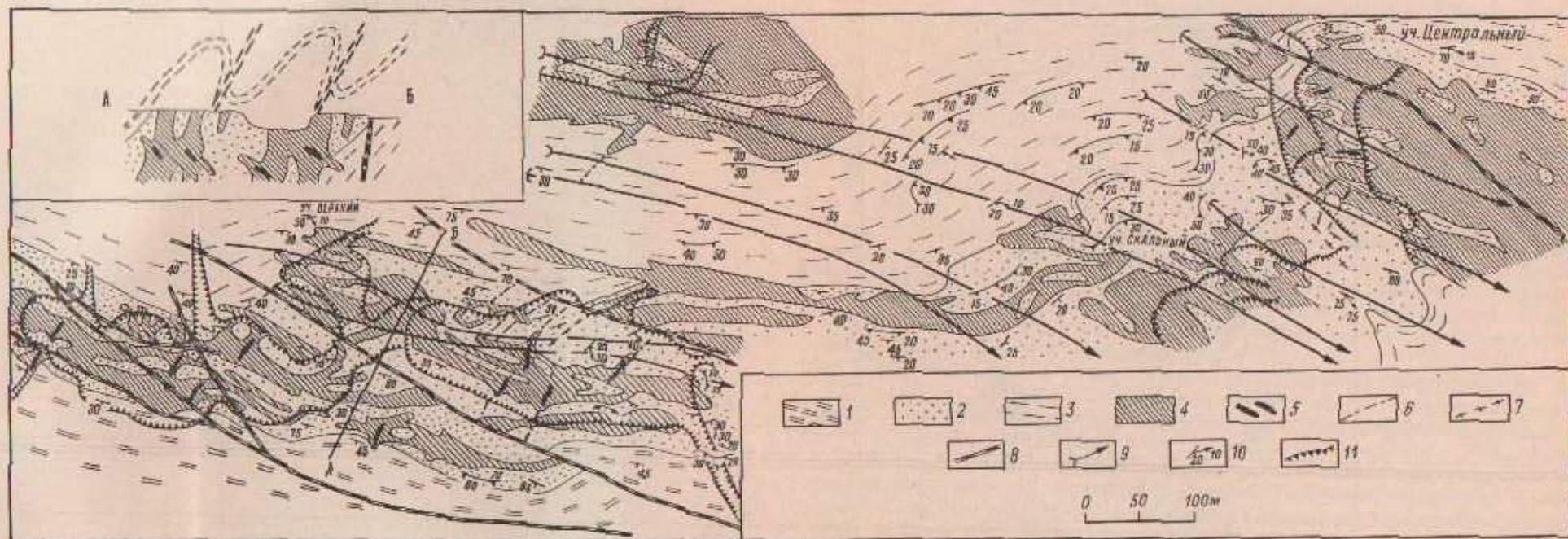


Рис. 11. Структурно-геологическая схема Эмальдакского флогопитового месторождения. Составил Д. А. Михайлов с использованием материалов С. П. Муралева и В. Л. Дуна.

1 — биотит-амфиболовые, диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы, перекрывающие продуктивный горизонт; 2 — диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы продуктивного горизонта с прожилками мраморов, фалластониновых пород и кварцитов; 3 — биотит-амфиболовые, гиперстез-амфиболовые, диопсид-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, подстилающие продуктивный горизонт; 4 — тела диопсидовых метасоматитов, содержащие промышленные залежи флогопита; 5 — ориентировка наиболее крупных концентраций флогопита; 6 — ориентировка секущих метасоматических жил; 7 — ориентировка шал протатитов; 8 — зоны милонитов; 9 — ориентировка осей складов; 10 — складчатость и линейность; 11 — контуры карьеров и уступов.

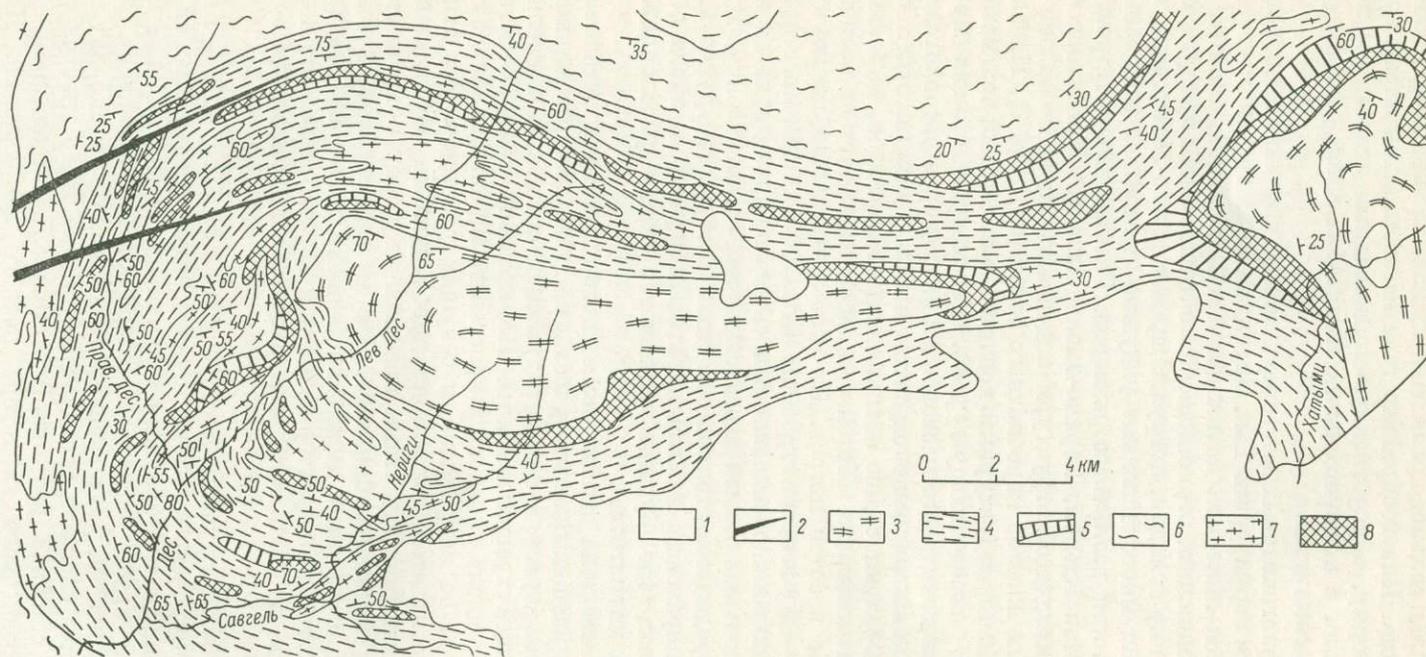


Рис. 10. Геологическая карта района железорудных месторождений Дес-Неричи. Составил Д. А. Михайлов с использованием геологических съемок Якутского геологического управления.

1 — отложения кембрия и юры; 2 — дайки диабазов; 3 — горизонт гиперстен-плагиоклазовых сланцев и гнейсов; 4 — горизонт пироксен-амфибол-плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых сланцев; 5 — доломитовые мраморы и кальцифиры; 6 — гранитизированные биотитовые гнейсы и гнейсо-граниты; 7 — граниты и мигматиты; 8 — диопсидовые метасоматиты, содержащие магнетитовое оруденение.

ний этого района (Дес, Дорожное, Неричи) породы, вмещающие рудные тела метасоматитов, не имеют такого сложного складчатого строения, как например на Таежном месторождении, хотя здесь также развиты структуры будинаж, сильно проявлена кристаллизационная сланцеватость и полосчатость. Пластообразные тела метасоматитов имеют сравнительно простую форму, обусловленную линзовидным залеганием мраморов, и, как правило, в незначительных масштабах здесь развиты резко-секущие тела метасоматитов.

Локализация флогопитовых месторождений также подчинена определенным складчатым структурам. Так, Эмельджакская группа месторождений контролируется линейной антиклинальной складкой, крылья которой сложены хатыминским, керибиканским и леглиерским продуктивными горизонтами. Шарнир складки, погружающийся на юго-восток под углами $40-45^\circ$, испытывает многочисленные ундуляции, вызывая появление поперечной складчатости различных размеров. Размещение месторождений (Эмельджак, Участок Второй, Верхне-Эмельджакское, Магнитное и др.) в пределах этой складчатой структуры подчинено главным образом залеганию разобщенных пластов карбонатных пород (см. рис. 7). На каждом из этих месторождений структурный контроль в залегании тел метасоматитов приобретает определяющую роль. Рассмотрим это на примере Эмельджакского флогопитового месторождения, которое располагается на юго-западном крыле Эмельджакской антиклинали. Здесь породы леглиерского горизонта образуют серию антиклинальных складок, опрокинутых в сторону ядра антиклинали. Ширина складок варьирует от нескольких метров до десятков и сотен метров. Их осевые плоскости имеют крутые углы падения ($70-85^\circ$) и ориентированы согласно с общим простираем пород. Эти складки обычно смещены относительно друг друга вдоль направлений, параллельных осевым плоскостям (рис. 11, см. вклейку). В зонах таких смещений породы имеют тонкополосчатые текстуры со струйчатым расположением лейкократовых и меланократовых агрегатов, здесь обычны структуры будинаж, где будины обтекаются тонко рассланцованной массой гнейса или мигматита.

Наиболее крупные тела диопсидовых флогопитоносных метасоматитов на месторождении располагаются в участках интенсивной изоклинальной складчатости, локализуясь в зонах разрывных смещений и вдоль продольной косесекущей трещиноватости. На крыльях складок метасоматиты залегают либо вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости, либо располагаются по направлениям секущих разрывов. Все эти тела диопсидовых метасоматитов, соединяясь друг с другом, образуют единое поле с многочисленными реликтами вмещающих пород и вытянутое по простирацию продуктивного горизонта. Частая перемежаемость зон разрывных смещений в участках интенсивной изоклинальной складчатости предопределила не только характер залегания метасоматитов, но и значительную мощность их тел, которые, разрастаясь, соединялись друг с другом.

Другое из наиболее крупных месторождений этой группы — Верхне-Эмельджакское приурочено к юго-восточному замку эмельджакской антиклинали. На площади месторождения замковая часть складки, осевая плоскость которой круто падает на северо-восток, осложнена резким синклинальным прогибом, разделяющим антиклинальную складку на две более мелких. Такое сложное складчатое строение этого участка сопряжено с не менее сложной разрывной тектоникой, выраженной зонами разрывов сбросо-сдвигового характера разного направления. К этим зонам разрывных смещений приурочена интенсивная мигматизация, структуры будинаж, мелкие тела гранитов и метасоматические образования, замещающие различные алюмосиликатные породы.

На других участках Эмельджакской антиклинали, которые не имеют такого сложного строения и характеризуются моноклинальным залеганием метаморфических пород, тела метасоматитов, несмотря на широкое развитие мраморов, обычно имеют небольшую мощность и протяженность и незначительные запасы флогопита. Таковы месторождения Участок Второй, Участок Седьмой, Магнитное и другие более мелкие проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза.

Таким образом, роль структурного контроля в локализации метасоматитов сводится к следующему.

На участках развития мраморов, где нет сложного складчатого строения, залегание тел метасоматитов контролируется обычными структурными элементами метаморфических пород: кристаллизационной сланцеватостью и развитой вдоль нее трещиноватостью. Поэтому тела метасоматитов здесь имеют сравнительно простые формы, небольшую мощность и согласно ориентированы по простиранию пород. Там, где метаморфическая толща имеет сложное складчатое строение (замковые части линейных антиклиналей и синклиналей в местах резкого перегиба их шарниров, частое чередование на крыльях крупных линейных складок узких изоклинальных складок, разделенных зонами разрывных смещений), разрывная тектоника проявлена обычно очень интенсивно (зоны продольных, кососекущих и поперечных разрывов сбросо-сдвигового характера) и контролирует наряду с другими структурными элементами сложно ветвящиеся тела метасоматитов. Размеры тел метасоматитов (особенно их мощность) в участках сложного складчатого строения вмещающих пород, как правило, значительные.

Говоря о роли структур в размещении метасоматитов, нельзя не упомянуть о глубинных разломах, которые, по мнению некоторых исследователей (Энтин, 1966), контролируют распределение месторождений внутри региона. Действительно, часть месторождений располагается вдоль некоторых глубинных разломов (см. рис. 1). Однако формирование разломов, выраженных в образовании мощных и протяженных зон милонитов, признанных дайками гранитов, основных и ультраосновных пород, происходило после магнезиально-кальциевого метасоматоза. Заложение же разломов, вероятно, имело место в более раннее время, т. е. до магнезиально-кальциевого метасоматоза при образовании зон разрывных смещений, ориентированных вдоль осевых плоскостей линейных складок значительной протяженности.

Метаморфический контроль

Различный характер регионального метаморфизма центральной части Алданского массива определяет неравномерное распределение диопсидовых жильных метасоматитов в полях распространения гранулитовой и амфиболитовой фаций. Как следует из анализа геологической схемы (см. рис. 1), диопсидовые жильные метасоматиты располагаются в участках развития только амфиболитовой фации. На площадях, где широко развиты породы гранулитовой фации, в каждом из изученных нами участков, устанавливается замещение метасоматитами кристаллических сланцев и гнейсов, испытавших диафторез амфиболитовой фации. При этом важно отметить, что все крупнейшие месторождения магнетита (Таежное, Сивагли, Комсомольское, Пионерка, Дес) располагаются только в районах площадного развития амфиболитовой фации. Флогопитовые же месторождения встречаются преимущественно там, где метаморфизм амфиболитовой фации проявился локально: это восточная (Учурская, Оюмракская, Тимптонская и Неакуинская группы) и северо-восточная части (Куранахская, Эльконская, Каталахская и Эмельджакская группы) Алданского массива. К таким локальным зонам диафтореза амфиболитовой фации и

приурочены обычно тела жильных диопсидовых флогопитоносных метасоматитов. Характерный пример такого соотношения магнезиально-кальцевого метасоматоза и фаций регионального метаморфизма на флогопитовых месторождениях показан на рис. 12, где послойное тело диопси-

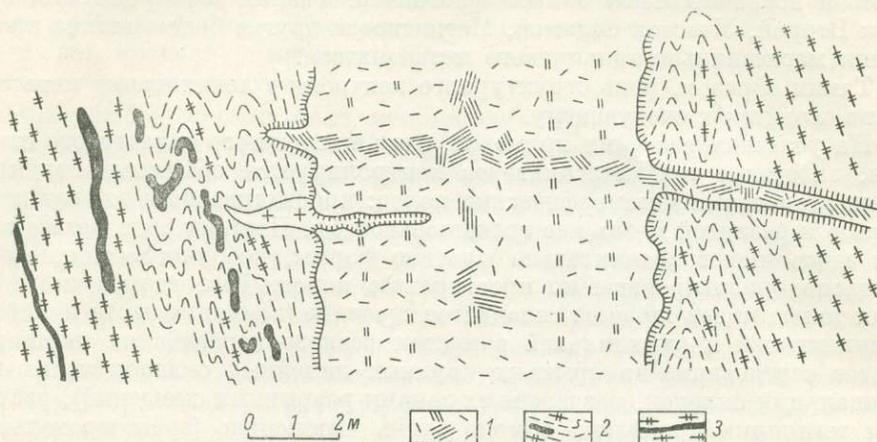


Рис. 12. Залегание диопсидовых метасоматитов в участках локального проявления диафореза амфиболовой фации среди гиперстеновых гнейсов. Месторождение Цветковское.

1 — послойное тело диопсид-флогопитовых метасоматитов с жильными апофизами; 2 — биотит-амфиболовые гнейсы с реликтами гиперстена, смятые в мелкие складки (см. рис. 13), и с будинированными прослоями метаморфических диопсидовых пород; 3 — гиперстеновые гнейсы (см. рис. 14) с прослоями диопсидовых пород.

довых флогопитоносных метасоматитов замещает биотит-амфиболовые гнейсы, смятые в мелкие изоклиналильные складки (рис. 13). Гнейсы обладают резкой полосчатостью и содержат будины метаморфических диопси-



Рис. 13. Изоклиналильная складчатость в гиперстен-амфиболовых кристаллических сланцах. Месторождение Цветковское.

довых пород. На протяжении нескольких метров вкрест простирания пород можно наблюдать постепенный переход биотит-амфиболовых гнейсов в более крупнозернистые гиперстеновые гнейсы с плохо проявленной кристаллизационной сланцеватостью. В зоне перехода обычно наблюдается замещение гиперстена зеленым амфиболом (рис. 14).

На флогопитовых месторождениях нередко встречаются тела метасоматитов, почти полностью заместившие участки пород, испытавших наложенный метаморфизм амфиболитовой фации. Поэтому в контактах таких тел вмещающие породы нередко почти не несут следов наложения амфиболитовой фации на гранулитовую. Особенно это относится к секущим метасоматическим жилам, отходящим в виде апофиз от пластовых тел метасоматитов и часто замещающим непосредственно гиперстенсодержащие сланцы и гнейсы, в которых отсутствует амфиболизация гиперстена.

Говоря о временной и пространственной связи фаций регионального метаморфизма и магнезиально-кальциевого метасоматоза, необходимо рассмотреть взаимоотношения этих процессов и на примере карбонатных пород, поскольку именно к ним и приурочены диопсидовые метасоматиты.



Рис. 14. Замещение гиперстена зеленым амфиболом в гиперстен-амфиболовом сланце, смятом в мелкие изоклинальные складки. Увел. 60.

Для алданских мраморов еще в 1936 г. Д. С. Коржинским было отмечено наличие двух этапов метаморфизма: прогрессивного и регрессивного. Первый характеризовался наличием доломит-форстерит-кальцитовой, а второй — диопсид-доломитовой критической ассоциациями. Смена одной минеральной ассоциации на другую происходила вследствие неустойчивости форстерита с кальцитом в условиях амфиболитовой фации и образования вокруг форстерита реакционных кайм диопсида. Выше уже отмечалось, что такие реакционные каймы обычно широко развиты в мраморах, содержащих в контактах с алюмосиликатными породами биметасоматические диопсидные зоны, которые можно рассматривать как одну из стадий проявления наложенного метаморфизма амфиболитовой фации.

Кроме мраморов с указанными критическими ассоциациями, карбонатные породы в пределах флогопитовых и железорудных месторождений обычно представлены также крупнокристаллическими кальцитовыми мраморами и кальцифирами с варьирующим содержанием диопсида, амфибола и флогопита. Изучение характера изменения минерального состава пластов мраморов в участках залегания диопсидовых метасоматитов показало, что мраморы здесь имеют зональное строение. Это отчетливо можно проследить на хорошо вскрытых горными выработками участках небольших месторождений, примером которых может служить флогопитовое месторождение Участок Второй (рис. 15). Центральные части

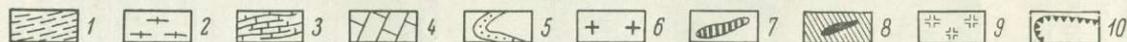
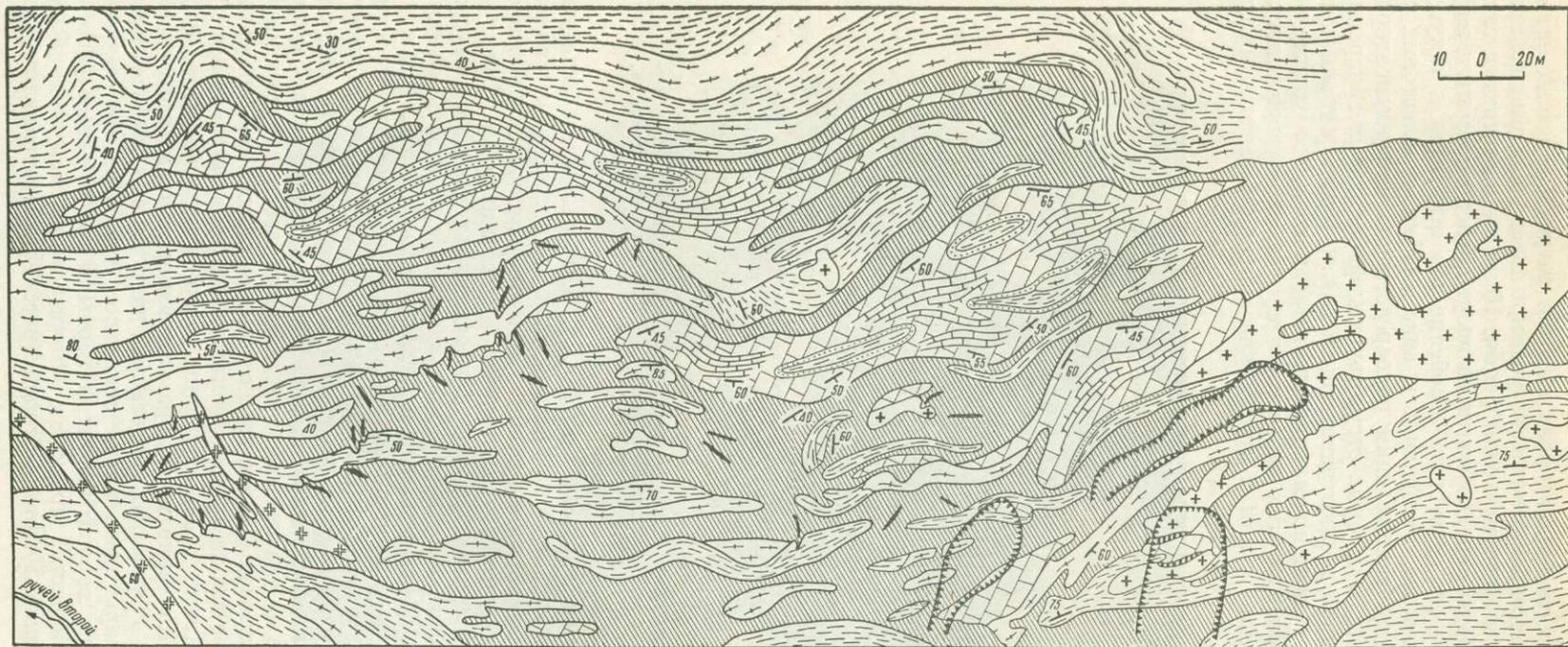


Рис. 15. Геологическая карта западной части месторождения Участок Второй. Составил Д. А. Михайлов с использованием материалов комбината Алданслюда.

1 — биотит-амфиболовые и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — гранито-гнейсы и гранит-аплиты; 3 — форстеритсодержащие доломитовые мраморы; 4 — кальцитовые мраморы и кальцифилы; 5 — биметасоматические диопсидовые породы; 6 — крупнозернистые аляскитовые и диопсидовые граниты; 7 — пироксен-гранатовые скарны; 8 — тела диопсидовых флогопитоносных метасоматитов; 9 — жилы гранит-пегматитов; 10 — контуры карьеров.

более крупных пластов мраморов представлены доломитсодержащими разновидностями, характеризующимися устойчивостью высокотемпературной доломит-форстерит-кальцитовой ассоциации. Ближе к периферии пластов эта ассоциация сменяется более низкотемпературной диопсид-доломитовой ассоциацией, что выражено в появлении каемок диопсида вокруг форстерита, который затем постепенно исчезает. В зернах доломита здесь обычно располагаются мелкие включения кальцита, которые являются продуктом распада кальциевого доломита. Кальцит также содержит вроски доломита, образованные при распаде твердого раствора.

Кальцит-доломит-диопсидовые мраморы обладают резко проявленной кристаллизационной сланцеватостью и полосчатостью, которые «обтекают» часто встречающиеся в мраморах блоки гнейсов, мигматитов, гранитов, окруженные по периферии диопсидовой биметасоматической оторочкой (см. рис. 5). Такие особенности строения мраморов указывают на то, что более низкотемпературная ступень метаморфизма карбонатных пород привела не только к контактовому взаимодействию карбонатных и алюмосиликатных пород и формированию биметасоматических диопсидовых пород, что было достаточно подробно описано Д. С. Коржинским (1936), но и сопровождалась сильными дифференциальными движениями.

В периферических частях пластов полосчатые кальцит-диопсид-доломитовые мраморы сменяются массивными крупнокристаллическими кальцитовыми мраморами, которые обычно в виде жильных апофиз пересекать зоны биметасоматических диопсидовых пород (см. рис. 4). Это говорит о том, что конечные стадии перекристаллизации мраморов характеризовались интенсивной дедоломитизацией и кристаллизацией в периферических частях их пластов крупнокристаллических кальцитовых разновидностей. Процесс дедоломитизации был связан с циркуляцией вблизи пачек мраморов растворов, обогащенных углекислотой, которая была здесь в избытке при перекристаллизации форстерит-кальцит-доломитовых мраморов в доломит-диопсид-кальцитовые. Насыщенные углекислотой растворы конгруэнтно растворяли доломит и становились магниезальными. Такой механизм образования магниезальных растворов достаточно подробно рассмотрен Фаустом (Faust, 1949) и Шлемером (Schloemer, 1953).

Растворы, обогащенные магнием, а также и кальцием, который попадал в растворы при разложении доломита, мигрировали в окружающие алюмосиликатные породы по зонам повышенной трещиноватости, а оставшееся количество СаО выделялось в виде кальцита. Таким образом, генетическая связь магниезально-кальциевого метасоматоза с диафторезом амфиболитовой фации выражалась в том, что перекристаллизация мраморов вызвала насыщение растворов углекислотой, которые начали конгруэнтно растворять доломит и обогащаться магнием и кальцием. Масштабы перекристаллизации доломитовых мраморов в кальцитовые мраморы различны. При этом устанавливается определенная зависимость размеров тел диопсидовых метасоматитов от степени перекристаллизации мраморов. На месторождениях, где мощность метасоматических тел сравнительно невелика (Дес, Неричи, Куранахская группа, Участок Второй, Таборное и др.), среди карбонатных пород наряду с кальцифирами сохранились мраморы, почти не подвергшиеся перекристаллизации. На крупных месторождениях, таких как Эмельджак, среди мощных тел метасоматитов, развитых по различным алюмосиликатным породам, карбонатные породы встречаются спорадически и представлены только кальцитовыми мраморами и кальцифирами; на некоторых месторождениях (Федоровская группа) карбонатные породы в более или менее значительных количествах вообще не обнаружены.

Такие соотношения размеров тел диопсидовых и карбонатных пород обычно рассматриваются как следствие постепенного замещения метасо-

матитами карбонатных пород по мере развития метасоматического процесса. В связи с этим необходимо еще раз подчеркнуть, что диопсидовые жильные метасоматиты замещают только алюмосиликатные породы, и поэтому выявляемые при детальном картировании линзовидные, изолированные друг от друга пропластки карбонатных пород, нельзя рассматривать как незамещенные диопсидовыми метасоматитами реликты. Форма и размеры тел карбонатных пород в процессе магнизиально-кальциевого метасоматоза уже существенно не менялись. Об этом свидетельствуют следующие факты.

Среди диопсидовых жильных метасоматитов, залегающих около карбонатных пород, всегда находятся реликты гнейсов, сланцев, гранитов. Специальными наблюдениями устанавливается повсеместное наличие таких реликтов в метасоматических телах вблизи их контактов с карбонатными породами. Кроме того, линии контактов тел диопсидовых метасоматитов не срезают направлений кристаллизационной сланцеватости в мраморах, что обычно имеет место при замещении метасоматитами сланцев и гнейсов. Жильные тела метасоматитов никогда не пересекают пластов карбонатных пород, а если такие взаимоотношения и встречаются (Шмакин, 1959, стр. 77; Шабынин и др., 1961, стр. 472), то в таких секущих диопсидовых жилах всегда имеются реликты гранитов, указывающие на то, что именно они пересекали пласт мраморов и впоследствии были замещены метасоматитами. Из этого следует, что форма, строение и размеры тел карбонатных пород, залегающих среди метасоматитов, были приобретены до образования диопсидовых жильных метасоматитов. И, следовательно, перекристаллизация мраморов с образованием в них внешних зон кальцифиров также предшествовала магнизиально-кальциевому метасоматозу.

Важно подчеркнуть, что перекристаллизация доломитовых мраморов в кальцитовые приводила к существенному изменению химического состава пород, что выражалось главным образом в резком уменьшении количества магния в мраморах (табл. 2). Поэтому от масштабов перекри-

Таблица 2

Вариации химического состава доломитовых и кальцитовых мраморов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	1.04	0.24	2.27	0.23	0.37	0.24	—	0.05
Al ₂ O ₃	1.12	0.04	0.25	0.17	0.15	0.10	0.06	0.12
Fe ₂ O ₃	0.25	0.08	0.04	0.20	0.31	0.01	0.15	0.01
FeO	—	0.39	0.39	0.61	0.27	0.25	0.14	0.07
MnO	0.08	0.20	0.10	0.23	0.74	0.04	0.05	0.01
MgO	20.77	21.57	10.36	21.58	18.11	7.92	3.73	0.21
CaO	30.05	30.12	32.09	30.35	32.65	45.02	50.77	53.55
H ₂ O ⁺	0.22	1.33	0.66	—	—	0.16	—	0.09
H ₂ O ⁻	0.20	0.21	0.22	0.12	0.23	0.12	—	0.07
CO ₂	46.45	43.50	38.04	46.18	44.50	43.77	42.71	42.68
Нераст. ост.	—	2.68	6.55	0.72	2.80	1.22	2.04	2.88
Сумма	100.18	100.15	100.10	100.27	99.90	98.73	99.95	99.67
Карбонаты	—	91.8	81.9	97.0	94.4	96.5	91.6	96.8
Доломит	—	91.2	67.5	96.6	84.6	38.4	13.0	2.9
Кальцит	—	8.8	32.5	3.4	15.4	61.6	87.0	97.1

Примечания: Месторождения: 1 — Угольное (Лицарев, 1961), 2 — Таежное (Сердюченко и др., 1960), 3—5 — Сивагли (Сердюченко и др., 1960), 6, 7 — Неричи (Сердюченко и др., 1960), 8 — Тин (Сердюченко и др., 1960).

сталлизации зависела степень насыщения магнием и кальцием растворов, циркулирующих в толще, содержащей пласты мраморов. Поэтому-то на крупных месторождениях обычно и встречаются только небольшие пропластки кальцитовых мраморов и кальцифиров, свидетельствующие о полном исчезновении ранее залегавших здесь доломитовых мраморов, а высвобождение магния и кальция в значительных масштабах приводило к образованию в этих участках больших масс метасоматитов.

Об изменении магнезиальности растворов от ранних стадий второго периода диастрофизма к поздним свидетельствуют и другие факты. Выше уже говорилось о том, что второй период диастрофизма характеризуется образованием трех возрастных групп гранитов. Наблюдения показывают, что состав ранних гранитоидов, представленных гнейсо-гранитами и мелкозернистыми аляскитами, не зависел от присутствия вблизи них мраморов. Аляскиты этой возрастной группы, прорывающие мраморы, мало чем отличаются от подобных аляскитов, залегающих в пачках пород, где нет мраморов. Более поздние же гранитоиды в участках залегания карбонатных пород представлены крупнозернистыми часто пегматоидными диопсидовыми гранитами и сиенитами. А граниты этой же возрастной группы, залегающие вдали от пачек мраморов, имеют состав нормальных аляскитовых гранитов. Следовательно, в стадию внедрения этих гранитов участки метаморфической толщи, содержавшие прослой мраморов, были насыщены магнезиальными растворами, что и отразилось на формировании здесь пегматоидных диопсидовых гранитов и сиенитов повышенной щелочности. Более подробно вопросы кристаллизации диопсидовых гранитов рассмотрены Д. С. Коржинским (1947) и А. А. Маракушевым (1958). Следует только отметить, что внедрение этих гранитов происходило после перекристаллизации мраморов в кальцифиров и крупнозернистые кальцитовые мраморы, так как они рвутся диопсидовыми гранитами, в контактах которых обычно образовывались зоны пироксен-гранатовых скарнов.

Рассмотренные особенности геологического положения диопсидовых жильных метасоматитов в докембрии Алдана отражают главнейшие черты их генезиса. Роль каждого из отмеченных факторов в формировании этого комплекса пород различна. Наличие доломитовых мраморов или других магнезиальных пород — первое необходимое условие в образовании магнезиально-кальциевых метасоматитов, появление которых было связано с диафторезом амфиболитовой фации во время второго периода диастрофизма в докембрии Алдана. Различная интенсивность складчатых и разрывных дислокаций, вызвавших структурную и метаморфическую перестройку кристаллической толщи, определила разные масштабы инфильтрации растворов и, следовательно, размеры метасоматитов в разных частях метаморфической толщи.

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ДИОПСИДОВЫХ ЖИЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Метасоматические образования характеризуются большим разнообразием морфологии, которое является следствием особенностей как самого метасоматического процесса, так и влияния строения замещенных пород. Уже отмечалось, что метасоматиты развиваются по метаморфическим и по интрузивным породам, т. е. по породам не только различного состава, но и структуры.

Апометаморфические метасоматиты

Резко проявленная анизотропность строения кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов определяет специфичность форм и внутреннего строения развитых по ним метасоматитов, которые образуют пластообраз-

ные тела, вытянутые по простиранию пород. Размеры таких пластовых тел широко варьируют как по мощности, так и по длине. Поскольку метаморфические породы обычно определяют геологическое строение участков, на которых располагаются железорудные и флогопитовые месторо-



Рис. 16. Полосчатый скаполит-диопсид-магнетитовый метасоматит. Месторождение Пионерка.



Рис. 17. Реликтовые структуры будинаж в диопсид-флогопитовом метасоматите. Месторождение Эмельджак.

ждения, основная масса метасоматитов здесь представлена пластовыми телами. На крупнейших железорудных и флогопитовых месторождениях Алдана их длина достигает нескольких сот метров, а иногда и километров. Так, на месторождении Дес тела диопсидовых метасоматитов, включающих залежи магнетита, прослежены по простиранию до 10 км при мощности 5—10 м, реже 30 м (см. рис. 10). На Таежном железорудном место-

рождении метасоматиты слагают серию линзовидных тел, которые, соединяясь друг с другом, образуют в плане сложно ветвящиеся формы (Пухареv, 1959), подчеркивающие складчатое строение этого участка. Общая длина метасоматических магнетитоносных образований прослежена более чем на 5 км по простиранию и на 500 м по падению; максимальная мощность достигает 250 м. На Эмельджакском флогопитовом месторождении пластовые тела метасоматитов, вытянутые по простиранию пород, прослежены более чем на 2 км при мощности отдельных тел до 100 м и более (см. рис. 11).

При общем грубосогласном залегании пластовых тел диоксидовых метасоматитов с общим простиранием метаморфических пород в том или ином участке, что отчетливо отражено на геологических картах место-

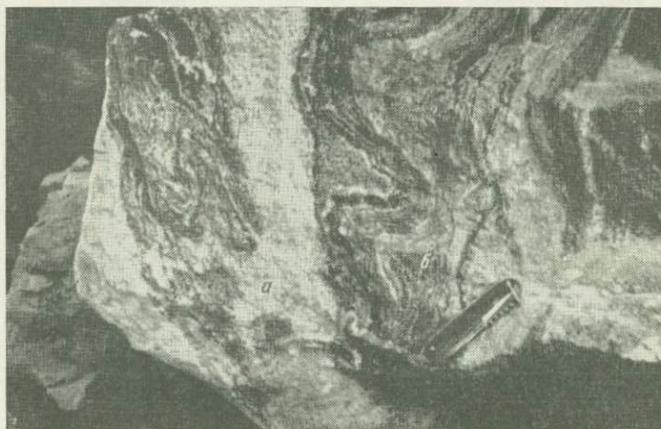


Рис. 18. Реликтовые взаимоотношения жилок гранита с плейчатым гнейсом, замещенных диоксидовыми (а) и диоксид-флогопитовыми (б) метасоматитами.

Плейчатость в метасоматите передается ориентировкой мономинеральных струйчатых агрегатов флогопита в диоксидовой породе. Местоорождение Эмельджак.

рождений, их контакты всегда извилисты и в каждом конкретном обнажении секут кристаллизационную сланцеватость замещаемых пород. Крупным пластовым телам метасоматитов обычно сопутствуют более мелкие, которые, соприкасаясь друг с другом, образуют сложно ветвящиеся тела с многочисленными реликтами вмещающих пород. Среди реликтов нередко встречаются также и граниты, которые за пределами метасоматических тел имеют резкосекущие контакты с метаморфическими породами. Кроме того, наряду с грубосогласными пластовыми телами, особенно на крупных флогопитовых месторождениях, широко распространены пластовосекущие тела метасоматитов. Эти метасоматиты, вытягиваясь в направлении простирания пород, имеют более крутой угол падения, чем окружающие метаморфические породы, так как просачивание растворов контролировалось здесь не кристаллизационной сланцеватостью, а системами продольных крутопадающих зон трещиноватости. Все это свидетельствует о том, что пластовые тела метасоматитов были образованы после полной консолидации метаморфической толщи, интродуцированной гранитами разного возраста.

Характерной особенностью внутреннего строения метасоматитов, развитых по метаморфическим породам, является унаследованность ими текстур замещаемых пород — полосчатость, плейчатость, структуры будинаж и т. д. Эти элементы строения замещенных пород в метасоматитах

передаются ориентировкой отдельных кристаллов или линзовидных скопленений в основной массе диопсидовой породы скаполита, шпинели, амфибола, флогопита или магнетита (рис. 16). Метасоматиты часто во всех деталях фиксируют особенности строения замещенных пород (рис. 17). В пластовых телах метасоматитов нередко можно проследить контакты гранитов и пльчатых мигматитов, подвергшихся впоследствии замещению (рис. 18). Такие особенности пластовых тел метасоматитов дают возможность восстановить элементы залегания замещенных пород и судить о роли тех или иных структурных элементов вмещающих пород в локализации метасоматических образований.

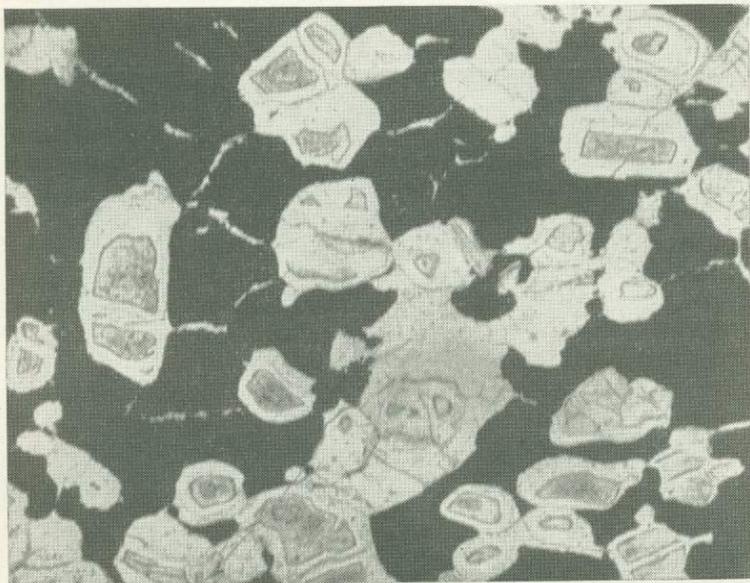


Рис. 19. Структура форстерит-магнетитовых руд. Месторождение Дес. Увел. 60.

Способность метасоматитов, слагающих пластовые тела, передавать характер строения замещенных пород является результатом не только межгранулярного просачивания растворов вдоль кристаллизационной сланцеватости или зон трещиноватости, захватившего значительные объемы метаморфических пород, но и неоднородности состава субстрата. Характерная для метасоматитов зональность в расположении слагающих эти породы минералов, в пластовых телах проявлена не так отчетливо и фиксируется обычно достаточно четко только в их краевых частях, хотя само по себе образование в пластовых телах среди диопсидовых пород мономинеральных линзовидных обособлений флогопита является также результатом проявления метасоматической зональности. С пластовыми телами диопсидовых метасоматитов на железорудных месторождениях связана подавляющая масса магнетитовых руд, которые по составу сопутствующих минералов можно разделить на две группы. Первая, представленная форстерит- и диопсид-магнетитовыми рудами с примесью карбонатных минералов, образована в результате замещения магнетитом мраморов и кальцифиров, примыкающих к пластовым телам диопсидовых метасоматитов. Магнетит в этих породах избирательно замещал карбонатные минералы, и поэтому образовывались магнетитовые руды с реликтами алюмосиликатных минералов этих пород (рис. 19), переходящие в безрудные мраморы по направлению от тел диопсидовых метасоматитов.

Следует подчеркнуть, что магнетитовое оруденение в мраморах и кальцифирах вне связи с пластовыми телами диопсидовых метасоматитов отсутствует.

Другая группа магнетитовых руд представлена диопсид-магнетитовыми, диопсид-скаполит-магнетитовыми, диопсид-амфибол-флогопит-магнетитовыми разновидностями, которые развиты в пределах пластовых тел метасоматитов. Образование этих руд происходило в результате отложения магнетита в различных (чаще всего в центральных) частях пластовых тел. Всегда устанавливается более позднее образование магнетита по отношению ко всем алюмосиликатным минералам метасоматитов, которые обычно разбиты прожилками магнетита (рис. 20).

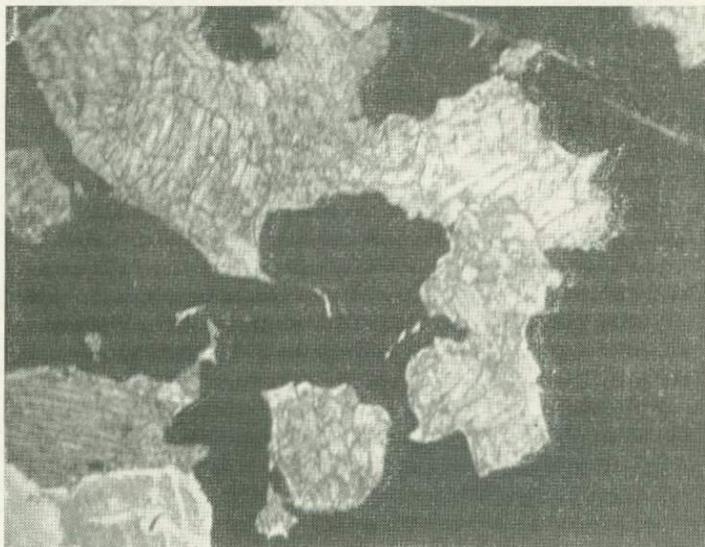


Рис. 20. Структура диопсид-магнетитовых руд. Месторождение Дес. Увел. 60.

Текстуры магнетитовых руд различны и зависят от строения самого метасоматического тела. В метасоматитах с унаследованной полосчатостью магнетит также образует струйчатые линзовидные агрегаты, чередующиеся с диопсидом, скаполитом, амфиболом или флогопитом. Такие полосчатые руды особенно характерны для месторождения Пионерка.

В более крупнозернистых участках метасоматических тел магнетит образует вкрапленные массивные руды, часто с резким переходом от почти мономинеральных руд к безрудным метасоматитам. Какой-либо зональности или предпочтительной локализации магнетита в определенных по минеральному составу пластовых телах метасоматитов не наблюдается. На одних месторождениях преобладают диопсид-скаполит-магнетитовые (Пионерка), на других — диопсид-амфибол-флогопитовые (Дес), на третьих — форстерит-магнетитовые (Таежное) руды.

Грубосогласное залегание пластовых и пластовосекущих тел метасоматитов, слагающих основную массу этих пород на железорудных и флогопитовых месторождениях, наличие в них полосчатости и близкое сходство с развитыми в этих участках метаморфическими диопсидовыми породами рассматриваются рядом исследователей как признак их осадочно-метаморфического происхождения (Галюк, 1957; Сердюченко и др., 1960; Перваго, 1966; Роненсон, Ройзенман, 1970). Такой вывод учитывает лишь согласное залегание пластовых тел диопсидовых пород и развитого

в них оруденения, наличие в них полосчатости, плейчатости и др., но не учитывает устанавливающегося во всех случаях метасоматического характера контактов этих тел по отношению ко всем алюмосиликатным породам, в том числе и гранитам, прорывающим метаморфические породы (см. рис. 6), зонального строения пластовых тел, перехода их по простиранию через серию соответствующих зон во вмещающие кристаллические сланцы и гнейсы.

Характерной особенностью строения пластовых тел метасоматитов является наличие в них многочисленных гнезд и прямолинейных зон, сло-

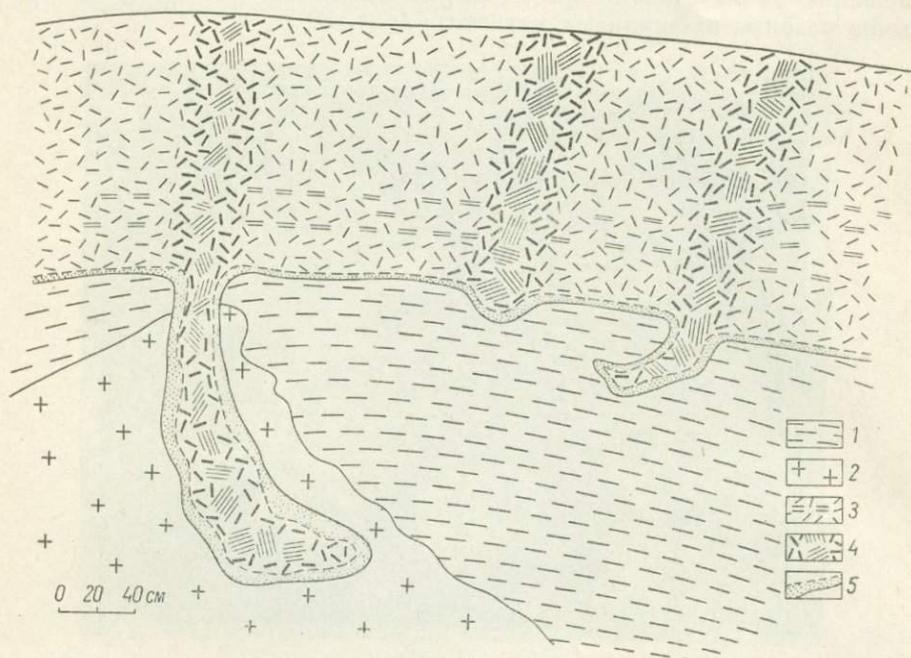


Рис. 21. Взаимоотношения пластовых тел и секущих жил метасоматитов. Месторождение Эмельджак, карьер 3.

1 — биотит-амфиболовые гранитизированные гнейсы; 2 — гранит; 3 — полосчатые диопсид-шипинелевые и диопсид-амфибол-флогопитовые метасоматиты; 4 — крупнокристаллические секущие диопсид-амфибол-флогопитовые зоны; 5 — внешняя диопсид-скаполитовая зона.

женных крупнокристаллическими агрегатами диопсид-скаполитовых, диопсид-амфиболовых, диопсид-флогопитовых, кальцит-диопсид-флогопитовых и мономинеральных флогопитовых пород. Именно эти крупнокристаллические обособления в пластовых телах содержат промышленные залежи флогопита. Такие прямолинейные зоны пересекают унаследованную полосчатость в пластовых телах и выходят за их пределы в виде секущих метасоматических жил с хорошо развитой зональностью. Важно отметить, что, пересекая внутренние зоны пластовых метасоматитов, сложенные более мелкозернистыми агрегатами различных минералов метасоматитов, передающими текстуры замещенных пород, крупнокристаллические зоны не пересекают внешних метасоматических зон пластовых тел; они являются общими для этих двух морфологических разновидностей метасоматитов (рис. 21).

Мощность секущих зон в пластовых телах и метасоматических жил, отходящих от них в виде апофиз, зависит от размеров пластовых тел и достигает на крупнейших флогопитовых месторождениях нескольких метров. Часто внутри пластовых тел наблюдаются взаимные пересечения прямолинейных крупнокристаллических зон, на месте которых обычно

располагаются громадные гнезда гигантских кристаллов флогопита, представляющие наибольшую промышленную ценность. Размеры таких гнезд достигают 8—12 м в поперечнике, а размер пластин флогопита в них иногда превышает 1.5 м. Наибольших размеров флогопитовые зоны достигают также и в жилах с симметричной зональностью, являющихся продолжением секущих зон за пределами пластовых тел. Значительно большим распространением секущие метасоматические жилы пользуются на крупных флогопитовых месторождениях, образуя сложную сеть между телами пластовых метасоматитов. Наиболее крупные из таких жил обычно имеют закономерную ориентировку, которая определяется трещинной тектоникой вмещающих пород. Так, на месторождении Эмельджак секущие метасоматические жилы, вмещающие промышленные залежи флогопита, ориентированы главным образом в северо-восточном направлении (см. рис. 11). Количество и размеры крупнокристаллических флогопитовых жил обычно уменьшаются вблизи выклинивания по простиранию пластовых тел метасоматитов.

На железорудных месторождениях наиболее крупные пластовые тела также обычно сопровождаются сетью секущих метасоматических жил, но их мощность и протяженность, как правило, невелики. Небольшие же тела пластовых метасоматитов как на железорудных, так и на флогопитовых месторождениях почти не имеют жильных апофиз, а содержат только крупнозернистые агрегаты различных минералов в виде гнезд и прожилков среди более мелкозернистой основной массы породы.

Апогранитные метасоматиты

Переходя к рассмотрению морфологии метасоматитов, заместивших интрузивные породы, представленные обычно гранитами, следует различать метасоматиты, развитые по маломощным дайковым телам и по гранитам, образующим более или менее крупные массивы. Маломощные жилы гранит-пегматитов в участках проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза обычно избирательно замещаются диопсидовыми породами. При этом можно проследить в ряде обнажений различные стадии замещения, начинающегося, как правило, от контактов гранитного тела к его центру. Наиболее показательным избирательное замещение проявлено в районе устья р. Чуги, где можно найти разнообразные примеры унаследованности метасоматитами формы мелких гранитных тел, залегающих в кристаллических сланцах или гнейсах. Помимо замещения прямолинейных секущих жил гранитов, здесь встречаются многочисленные случаи замещения блокированных гранитных жил, что приводит к имитации метасоматитами структур будинаж, будины которых сложены диопсидовой породой (рис. 22). Именно к такому выводу пришли Н. Г. Судовиков (1956) и М. Д. Крылова (Другова и др., 1959), рассматривая морфологию такого проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза, как следствие более позднего развития на этом уровне процессов ультраметаморфизма, приведших к пластичности более лейкократового субстрата и блокированию жестких диопсидовых жил. Но этому противоречат другие особенности строения таких будиноподобных диопсидовых жильных метасоматитов.

Кроме реликтов гранита, в центральной части таких будин, залегающих в гнейсе или кристаллическом сланце, иногда можно наблюдать отходящие от них мелкие жильные апофизы. Если бы диопсидовые метасоматиты подверглись будинажу, то такие ответвления были бы срезаны рассланцованными породами, обтекавшими будины. Кроме того, при образовании структур будинаж породы, вмещающие будины, должны иметь ориентировку полосчатости, кристаллизационной сланцеватости,

согласную с направлением залегания будин. В данном же случае линзы или блоки диопсидовых метасоматитов, располагаясь линейно на продол-

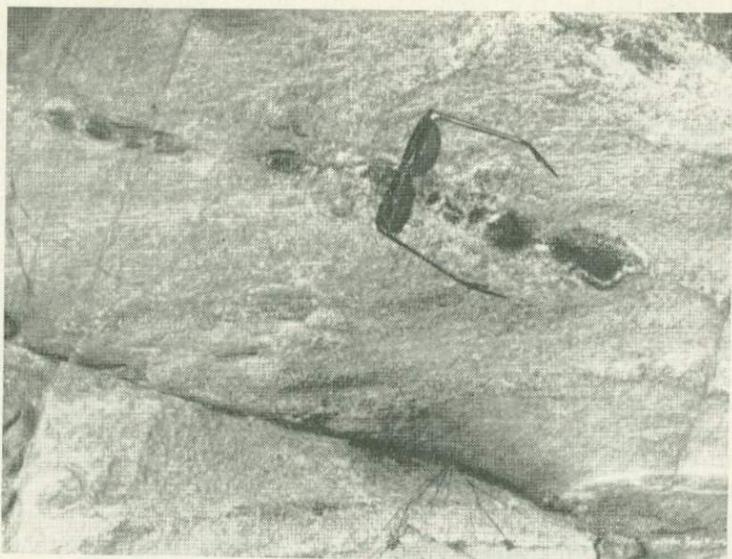


Рис. 22. Избирательное замещение диопсидовым метасоматитом блокированных жил пегматита. Район устья р. Чуги.

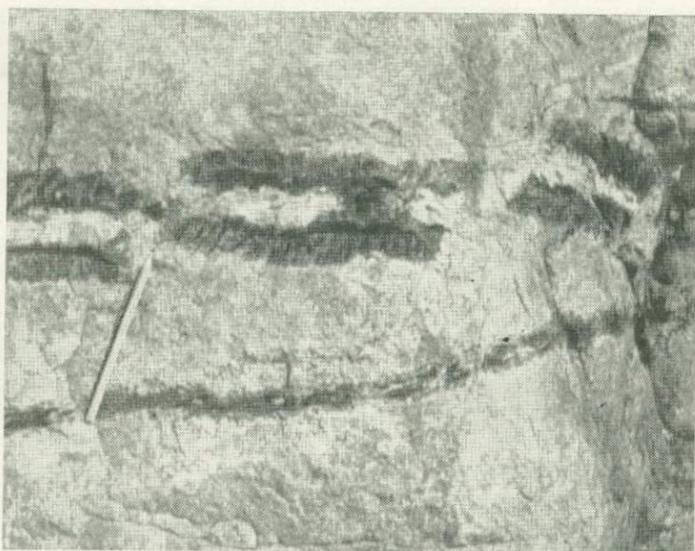


Рис. 23. Метасоматические диопсидовые жилы разбиты серией жестких расколов, заполненных гранитным материалом.

В осевой части диопсидовых жил сохранились реликты более ранних гранитов, по которым и развивались метасоматиты. Район устья р. Чуги, фото С. П. Мурзаева.

женили друг друга, всегда имеют секущее по отношению к окружающим гнейсам или сланцам положение. Как и в других районах Алдана, метасоматиты подверглись здесь только жестким дислокациям (рис. 23).

В гранитах, слагающих более крупные тела, морфология развитых по ним метасоматитов также специфична и разнообразна. Среди них можно выделить три главные разновидности: неправильные по форме жилы с извилистыми округлыми контурами и многочисленными «раздувами», прямолинейные жилы и орбикулярные метасоматиты.

Размеры метасоматических диопсидовых жил в гранитах различны и меняются от нескольких сантиметров до нескольких метров по мощности. Наиболее интенсивному замещению граниты подверглись в пределах флогопитовых месторождений, где их тела вблизи пластовых метасоматитов содержат густую сеть метасоматических жил. Кроме жил извилистой

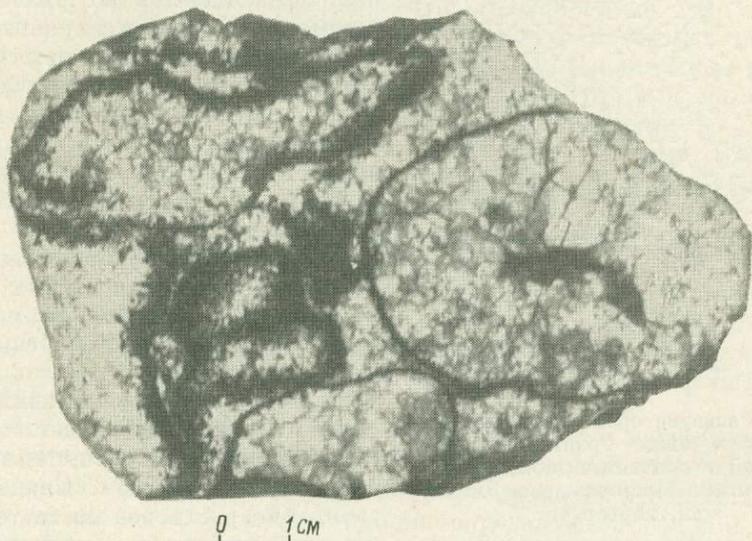


Рис. 24. Строение орбикулярного метасоматита. Месторождение Эмельджак.

формы, граниты замещаются прямолинейными резкосекущими жилами, которые отходят в виде апофиз от пластовых тел. Эти жилы обладают четко проявленной симметрической зональностью, довольно хорошо выраженной даже при небольшой их мощности.

Подробнее следует остановиться на орбикулярных метасоматитах, которые особенно характерны для флогопитовых месторождений (Landes, 1938; Коржинский, 1947; Михайлов, 1968). Орбикулярные метасоматиты интересны не только своей морфологией: их детальное изучение позволило вскрыть одну из важных особенностей метасоматического процесса.

Орбикулярные метасоматиты представляют собой граниты или гнейсы, содержащие моно- или биминеральные диопсид-полевошпатовые или диопсид-скаполитовые оболочки. В срезе эти оболочки имеют вид петель округлой формы, внутри и снаружи которых порода одного состава (рис. 24). Мощность оболочек варьирует от 1 мм, если оболочки представлены только цепочкой кристаллов диопсида, до 2—3 см. В диаметре оболочки иногда достигают 1 м и более. Разрастаясь, оболочки соприкасались друг с другом и реликты вмещающей породы сохранились только в их центральных частях.

Текстуры орбикулярных метасоматитов разнообразны и зависят от текстур вмещающих пород. Так, в гранитах оболочки более или менее изометричны, а в гнейсах они имеют форму сильно вытянутых овоидов и уплощенных линз.

Причина образования орбикулярных структур в процессе метасоматоза выявляется при изучении их пространственного положения среди метасоматитов: они всегда наблюдались во вмещающих породах, залегающих в виде реликтов среди диопсидовых тел (рис. 25). Ни в одном случае орбикулярные диопсидовые метасоматиты не были встречены в отдалении от крупных тел метасоматитов. Локализация орбикул исключительно в участках вмещающих пород, заключенных в виде реликтов в массу метасоматитов, показывает, что именно в этих реликтах и проявилась сеть мелкой трещиноватости, которая и определила пути движения растворов. Устанавливается прямая зависимость появления орбикулярных метасоматитов от размеров метасоматических жил в гранитах. Поэтому орбикулярные метасоматиты обычно встречаются на флогопитовых месторождениях, где сеть мощных метасоматических жил в гранитах вблизи залегания пластовых тел всегда проявлена в значительных масштабах.

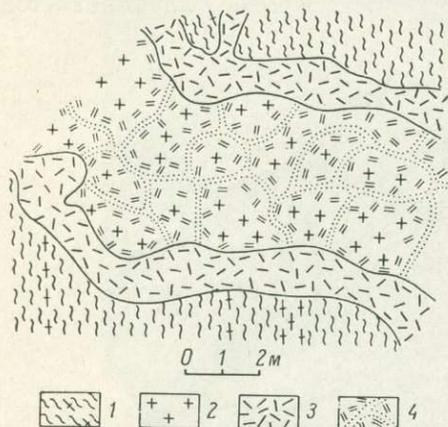


Рис. 25. Развитие орбикулярных метасоматитов в жиле гранит-пегматита, замещенной по контактам диопсидовыми метасоматитами. Месторождение Эмельджак, карьер 4.

1 — мигматизированные кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — гранит-пегматиты; 3 — диопсидовые метасоматиты; 4 — орбикулярные метасоматиты.

в кристаллических сланцах и гнейсах и метасоматических жил, заместивших дайковые тела гранитов или образующих сеть извилистых жил неправильной формы в более крупных массивах гранитов. Эти метасоматиты своей формой и внутренним строением отражают в значительной степени структурные особенности замещенных пород, и поэтому зональность в них проявлена не так отчетливо.

Формирование метасоматических тел сопровождалось увеличением их пористости, что вообще характерно для различных по составу метасоматических образований (Соорег, 1957; Розанов, 1961). Помимо ряда геологических наблюдений о резком увеличении пористости магнезиально-кальциевых метасоматитов по сравнению с замещаемыми ими породами свидетельствуют и геофизические данные, показывающие изменение удельного электрического сопротивления (ρ). Метасоматиты обычно имеют $\rho=1500$, тогда как для кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов и гранитов $\rho=13\ 000-20\ 000$ (С. С. Глебовский, устное сообщение), что объясняется значительно большей пористостью и трещиноватостью метасоматитов по сравнению с вмещающими породами любого состава.

При достижении метасоматитами определенных объемов в них, помимо мелких пор и более крупных пустот, возникала трещиноватость, поскольку вся толща пород, в которой шел метасоматический процесс, находилась под значительным литостатическим давлением. Возникающие трещины пересекали не только ранее сформированные структуры в пластовых

телах, но и выходили за их пределы. С этим самопроизвольным растрескиванием метасоматитов и было связано формирование секущих жил, отходящих от крупных пластовых тел в виде апофиз. Такое явление контракции (усадки) метасоматитов отмечалось Д. С. Коржинским (1947), П. В. Калининым и Б. М. Роненсоном (1957) на Слюдянском флогопитовом месторождении. Поскольку образование трещин в пластовых телах метасоматитов сопровождалось их дальнейшим разрастанием, то внешние их метасоматические зоны формировались одновременно с зональностью секущих жил и являлись для тех и для других общими. Локализация метасоматических жил, образованных на поздних стадиях метасоматического процесса, контролировалась трещиноватостью, усиленной или возникшей в процессе метасоматоза и проявившейся как в метасоматитах ранних стадий, так и во вмещающих породах. Помимо прямолинейных резко секущих жил, в поздние стадии формировались орбикулярные метасоматиты, возникающие в результате проявления трещиноватости в реликтовых телах гранитов, окруженных метасоматическими породами. Строение метасоматитов поздних стадий определялось главным образом характером метасоматической зональности, тогда как влияние структур вмещающих пород отразилось только в строении краевых частей секущих жил или на морфологии орбикулярных метасоматитов.

Метасоматиты ранних и поздних стадий отличаются друг от друга не только особенностями залегания и строения, но и составом некоторых зон и минералов. Последнее дает возможность проследить эволюцию состава растворов не только от зоны к зоне, но и в течение всего процесса формирования метасоматических тел.

Выделенные нами морфологические разновидности магнезиально-кальциевых метасоматитов характерны для метасоматитов этого типа, развитых в других докембрийских регионах, где проявлен магнезиально-кальциевый метасоматоз, и, следовательно, определяются общими генетическими особенностями этих пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАГНЕЗИАЛЬНО-КАЛЬЦИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В ДРУГИХ ДОКЕМБРИЙСКИХ РЕГИОНАХ

Кроме Алданского массива, магнезиально-кальциевые метасоматиты развиты в ряде других докембрийских регионах, где с ними также связаны месторождения флогопита и других полезных ископаемых. В СССР аналогами алданских магнезиально-кальциевых метасоматитов являются метасоматиты, слагающие Прибайкальские и Памирские месторождения флогопита. Их геологическая характеристика приводится как с использованием литературных данных, так и по материалам исследований автора.

Среди проявлений магнезиально-кальциевого метасоматоза, развитых в зарубежных докембрийских регионах, заслуживают рассмотрения флогопитовые месторождения п-ва Кореи, Канады и о. Мадагаскар, а также рудопроявления этого типа в Антарктиде. В меньшей степени изучена геология диопсидовых метасоматитов на Шри-Ланка (Цейлон) и в Индии.

Прибайкалье

Диопсидовые флогопитоносные метасоматиты в докембрийских комплексах Прибайкалья развиты в Шарыжалгайском блоке и Хамардабанской глыбе, которые сложены архейскими кристаллическими образованиями, подвергшимися более поздней переработке (Бузиков и др., 1964; Крылов, Шафеев, 1969; Никитина, Хильтова, 1974). В Шарыжалгайском блоке метасоматиты встречаются спорадически и не образуют про-

мышленных концентраций флогопита. В Хамардабанской глыбе они имеют более широкое развитие, слагая Слюдянское флогопитовое месторождение.

Для Шарыжалгайского блока И. Н. Крылов и А. А. Шафеев (1969) отмечают наличие двух групп пород, относящихся к архейскому и протерозойскому этапам. Слагающая этот блок шарыжалгайская серия архея состоит из метаморфических пород гранулитовой фации и чарнокитов. Время формирования этого комплекса пород, по данным свинцового метода (Соботович и др., 1965), оценивается в 2900 ± 300 млн лет. Вторая группа пород представлена биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и карбонатными породами, характеризующимися метаморфизмом амфиболитовой фации и ассоциирующимися с ними биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами. Метаморфические породы амфиболитовой фации представляют собой переработанный в более позднее время гранулитовый субстрат шарыжалгайской серии. Время проявления амфиболитового метаморфизма, сопряженных с ним дислокаций и интрузивной деятельности, по данным Rb-Sr метода, равно 1800 млн лет (Герлинг, Варшавская, 1966).

К площадям развития протерозойских дислокаций и амфиболитового метаморфизма, захвативших участки пород с пачками доломитовых мраморов, и приурочены диопсидовые метасоматиты. Среди них имеются две группы: биметасоматические реакционные зоны, развитые вдоль контактов мраморов с алюмосиликатными породами, и метасоматические жилы, замещающие алюмосиликатные породы.

Хамардабанская глыба сложена породами слудянской и хамардабанской серий архея с широким развитием мраморов, метаморфизованными в гранулитовой и в меньшей мере амфиболитовой фации.

При этом устанавливается зональность в распространении фаций метаморфизма, а именно степень метаморфизма возрастает с запада на восток по простиранию структур и достигает гранулитовой фации лишь в восточной части глыбы (Никитина, 1959; Никитина, Хильтова, 1971). Условия регионального метаморфизма гранулитовой фации, состав и стратиграфическая последовательность позволяют коррелировать эти толщи с древнейшими комплексами Присаянского блока (шарыжалгайская серия). Для этого района отмечается сильная переработка архейских пород в протерозойские и палеозойские фазы тектогенеза.

Протерозойский этап в архейских комплексах выразился в развитии наложенной складчатости, регионального метаморфизма амфиболитовой фации, внедрении интрузивных пород и формировании магнизиально-кальциевых метасоматитов, слагающих флогопитовые и лазуритовые месторождения. Эта структурная и метаморфическая перестройка архейских толщ связана с формированием более молодых осадочно-метаморфических толщ, обнажающихся в Присаянском поднятии (свиты, камчадальская и соснового байца) (Никитина, Хильтова, 1971). Диопсидовые флогопитоносные метасоматиты, пространственно приуроченные к пачкам мраморов, пересекают породы, испытавшие диафорез амфиболитовой фации, а также граниты, гранодиориты и монцониты, относящиеся к протерозойскому периоду диастрофизма. В пределах этого периода магнизиально-кальциевые жильные метасоматиты отделены во времени от биметасоматических образований, обрамляющих пачки мраморов и пересекающихся монцонитами. Поэтому биметасоматоз, с которым связано образование лазуритовых месторождений, относится к ранним стадиям этого периода и сопряжен с проявлениями ультраметаморфизма.

Время наложенного метаморфизма в архейских комплексах оценивается интервалом 1800—1900 млн лет (Геохронология докембрия. . . , 1968). Надежных данных изотопного возраста диопсидовых флогопитоносных метасоматитов для Прибайкалья нет, так как K-Ar датировки

по флогошиту (~500 млн лет) отвечают времени регионального омоложения, а по диопсидам (2150, 2250 млн лет), которые хотя и согласуются с геологическими данными, — малочисленны и не служат убедительным свидетельством нижнепротерозойского возраста метасоматитов.

Таким образом, на основании изложенного можно сделать вывод, что в Шарыжалгайском блоке и Хамардабанской глыбе, так же как и на Алданском массиве, устанавливается временная и пространственная связь образования магнезиально-кальциевых метасоматитов с диафторезом амфиболитовой фации, проявленном в древних гранулитовых толщах, содержащих пачки доломитовых мраморов.

Памир

Диопсидовые метасоматиты, слагающие флогопитовые месторождения в Юго-Западном Памире (Ляджвардаринское, Абхарвское, Даршайское и др.), располагаются в кристаллических комплексах архея, переживших сложную и длительную историю развития. Эти толщи представлены горанско-шахдаринской серией, сложенной биотитовыми, биотит-роговообманковыми, высокоглиноземистыми гнейсами, пироксен-гранатовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, доломитовыми, магнезитовыми и кальцитовыми мраморами. Первичный региональный метаморфизм архейских толщ отвечает условиям гранулитовой фации (Буданов, Буданова, 1971; Другова, Московченко, 1971). Ранний региональный метаморфизм сопровождался складчатостью и ультраметаморфизмом. Время проявления этого периода метаморфизма оценивается, по данным свинцового изохронного метода, в 2690 ± 70 млн лет (Хорева и др., 1971).

На площадях развития горанско-шахдаринской серии проявился второй этап складчатости, метаморфизма и ультраметаморфизма, вызванный формированием более молодых толщ, представленных породами хорогской свиты. Региональный метаморфизм этого периода, по данным Г. М. Друговой и Н. И. Московченко, отвечал условиям высокотемпературной амфиболитовой фации дистенового типа и сопровождался складчатыми дислокациями двух генераций. Процессы ультраметаморфизма выражены в образовании мигматитов и гранито-гнейсов, характеризующих ранние стадии, а также порфиробластических мигматитов, гранит-аплитов и гранит-пегматитов поздних стадий.

Второй период диастрофизма имеет возраст 1675 ∓ 100 млн лет (Шанин и др., 1969), полученный Rb-Sr методом по валовым пробам биотитовых гнейсов и биотит-амфиболовых сланцев. Авторы этой датировки интерпретируют ее как время преобразования исходного осадочного субстрата в метаморфические толщи. Однако наличие среди этих пород реликтов гранулитового метаморфизма и сложная история складчатых дислокаций, сопровождавшихся нередко почти полной перекристаллизацией пород, указывают на то, что эта датировка отражает один из верхних пределов времени структурной и метаморфической перестройки древних, уже ранее метаморфизованных толщ.

Месторождения флогопита приурочены к горанской свите и располагаются вблизи пачек доломитовых мраморов. Обращает на себя внимание, что наиболее крупные тела флогопитоносных диопсидовых метасоматитов располагаются в участках метаморфической толщи, менее переработанных при диафторезе амфиболитовой фации (Ляджвардаринское месторождение), хотя мелкие проявления магнезиально-кальциевых метасоматитов распространены во многих частях горанской свиты.

Флогопитоносные метасоматиты, залегающие в виде пластовых тел и секущих жил, пересекают не только сложнодислоцированные пачки кристаллических сланцев и гнейсов, испытавших диафторез амфиболи-

товой фации, но и различные гранитоиды. Кроме мигматитов, гранито-гнейсов и гранит-аплитов, жильные метасоматиты замещают пегматоидные диопсидовые сфенсодержащие граниты, которые прорывают биметасоматические образования, развитые на контактах мраморов с более ранними гранитоидами. С процессами биметасоматоза, которые на Юго-Западном Памире получили очень широкое развитие, связано формирование месторождений лазурита и благородной шпинели. Таким образом, процессы биметасоматоза отделены от жильных флогопитоносных метасоматитов, формирование которых завершает второй период диастрофизма, внедрением гранитов.

Возраст флогопитоносных метасоматитов, полученный Rb-Sr методом по флогопиту, равен 1640—1750 млн лет (Мурина и др., 1965; Шанин и др., 1969) и хорошо согласуется с временем проявления диафтореза амфиболитовой фации.

Таким образом, формированию магнезиально-кальциевых жильных метасоматитов в кристаллических комплексах Юго-Западного Памира предшествовала длительная и сложная история метаморфизма, ультраметаморфизма и дислокаций, которая изучена еще не в достаточной степени. Однако из анализа геологического положения магнезиально-кальциевых флогопитоносных метасоматитов в этом регионе с несомненностью вытекает следующее. Метасоматиты этого типа отделены от раннего гранулитового метаморфизма значительным промежутком времени и образованы на заключительных стадиях диафтореза амфиболитовой фации, сопровождавшегося ультраметаморфизмом. При этом важно подчеркнуть, что они во времени отделены от биметасоматических образований, возникших при развитии ультраметаморфизма в толщах, содержащих карбонатные породы.

Полуостров Корея

Флогопитовые месторождения на п-ве Корея залегают в пределах Сино-Корейского шита, который состоит из архейских ядер (Наннимский и Кимчекский массивы), окруженных областями развития нижнепротерозойской складчатости и метаморфизма. В последние годы эти образования были изучены А. А. Маракушевым, Ким Хок Дзе, Ким Хенсо, М. А. Мишкиным (1966).

Основная масса флогопитовых месторождений, связанных с диопсидовыми породами, залегает в Кимчекском массиве, который располагается в осевой части протерозойского антиклинория и отличается от Наннимского массива широким развитием доломитовых мраморов. Кроме карбонатных толщ, в пределах Кимчекского массива развиты гиперстеновые, гранат-кордиеритовые, диопсид-амфиболовые, графитовые гнейсы и амфиболиты, которые испытали мигматизацию и гранитизацию. Породы массива претерпели первичный региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Анализ парагенезисов гранат-кордиеритовых кристаллических сланцев, наличие явлений эклогитизации в основных кристаллических сланцах с образованием гранатовых амфиболитов, широкое распространение кальцит-доломит-шпинель-форстеритовых ассоциаций в карбонатных породах свидетельствуют о высокотемпературных условиях и большой глубинности формирования кристаллических толщ Кимчекского массива. В карбонатных породах обнаружены строматолиты, аналогия которых со строматолитами мраморов булавийской складчатой зоны в Африке с возрастом 2600 млн лет позволяет предполагать такой же древний возраст толщ Кимчекского массива.

В породах массива отмечается широкое развитие более поздних наложенных и более низкотемпературных ассоциаций с образованием диопсидовых и паргаситовых кайм между кальцитом и форстеритом в карбонат-

ных породах и развитием вторичной роговой обманки, замещающей пироксены в кристаллических сланцах.

Диопсидовые породы, с которыми связаны флогопитовые месторождения, залегают в гранитах, мигматитах, гнейсах и кристаллических сланцах вблизи пачек доломитовых мраморов в виде крупных тел и жил и имеют зональное строение. Кроме диопсида, амфибола, скаполита и флогопита, в метасоматитах отмечаются значительные концентрации апатита; встречаются сфен, циркон и ортит. Возраст флогопитовой минерализации в диопсидовых метасоматитах, по данным К-Аг метода, датируется интервалом 1900—1735 млн лет. Следовательно, образование флогопитовых месторождений, залегающих в архейских комплексах региона, относится к протерозою, во время которого происходило формирование Мусанской и Намдечонской складчатых зон, включающих Кимчекскую и Наннимскую глыбы.

Канада

На Канадском щите месторождения флогопита и апатита, связанные с диопсидовыми породами, располагаются в юго-восточном Онтарио и на юге Лаврентьевского нагорья Квебека. Эта область сложена разновозрастными докембрийскими комплексами пород, относящимися к гренвиллскому комплексу и представленными силлиманит-гранатовыми гнейсами, амфиболитами, кварцитами, мраморами и интрузиями гранитов, анортозитов, перидотитов, сиенитов и диоритов. Формирование кристаллических толщ, слагающих этот регион, происходило в несколько фаз складчатости, сопровождавшихся региональным метаморфизмом и интрузивной деятельностью. Региональный метаморфизм достигал амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Наиболее древние комплексы пород Гренвиллского пояса относятся к архею и были сформированы в кеноранскую эпоху складчатости (2500 млн лет). Кроме того, здесь выделяются гудзонская (1750 млн лет), эльзонская (1400 млн лет) и гренвилльская (950 млн лет) эпохи. Таким образом, Гренвиллский пояс представляет собой зону метаморфической и структурной переработки древних осадочно-метаморфических комплексов, которые, согласно детальным исследованиям Ф. Осборна, М. Морена (Osborn, Morin, 1962) и др., прослеживаются за пределами Гренвиллского фронта, слагая смежные провинции. С этим, вероятно, и связана трудность отнесения тех или иных толщ к собственно гренвиллским породам или к более древним образованиям, претерпевшим структурно-метаморфическое омоложение.

Большинство изотопных датировок пород, слагающих Гренвиллский пояс, относится к интервалу 900—1300 млн лет. На этом фоне выявляются более древние цифры возраста — 1725, 1800 млн лет, полученные изохронным Rb-Sr методом (Krogh, Davis, 1969; Davis et al., 1970), которые, по мнению исследователей, датируют главную фазу регионального метаморфизма, а цифры возраста в 900—1000 млн лет указывают на время омоложения метаморфических толщ.

В пределах Гренвиллского пояса располагаются крупные массивы анортозитов, возраст которых равен 1400 млн лет и внедрение которых, по мнению А. и С. Энгелей (Engel a. Engel, 1953), предшествовало последней фазе складчатости. Все эти возрастные рубежи находятся в соответствии со сложной тектонической историей региона, которая выявляется при детальном исследовании отдельных участков Гренвиллского пояса (Wynne-Edwards, 1969).

Месторождения флогопита и апатита, связанные с диопсидовыми метасоматитами, располагаются в участках залегания доломитовых мраморов среди различных по составу кристаллических сланцев и гней-

сов, претерпевших метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций, а также интенсивную гранитизацию. Тела диоксидовых флогопитоносных метасоматитов имеют секущее залегание по отношению к вмещающим метаморфическим и интрузивным комплексам, в частности анортозитам (Currie, 1951; Wilson, 1957), и, следовательно, образованы после полной консолидации метаморфической толщи, испытавшей несколько фаз складчатости и метаморфизма. Об этом же говорит и изотопный возраст метасоматитов — 1060, 1030 млн лет, полученный К-Аг методом по флогопиту.

Флогопитоносные породы не несут признаков более позднего регионального метаморфизма и пересекаются лишь дайками диабаз с возрастом 750 млн лет.

Из изложенного следует, что магнезиально-кальциевый метасоматоз на Канадском щите проявился среди древних глубокометаморфизованных толщ, содержащих прослой доломитовых мраморов и испытавших повторную складчатость и метаморфизм. Время проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза относится к последней гренвиллской эпохе диастрофизма, сформировавшей Гренвиллский складчатый пояс, внутри которого сохранились реликты глыб древних платформ.

Остров Мадагаскар

На о. Мадагаскар флогопитовые месторождения располагаются в южной части острова и залегают среди метаморфических комплексов, относящихся к андройской системе архея. Породы этой системы состоят из трех групп (Форт-Дофин, Траномаро и Ампандрандава) и представлены высокоглиноземистыми и пироксен-амфиболовыми гнейсами, доломитовыми мраморами, кварцитами, чарнокитами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Андройская система характеризуется сравнительно слабым развитием мигматитов (Хоутон, 1966). Время формирования пород этой системы датируется свинцовым методом по циркону интервалом 2400—2900 млн лет (Besairie, 1963), а определения гранитов Бехара по П. Дельбо (3020 млн лет) позволяют отнести андройскую систему к раннему архею. В северной части о. Мадагаскар андройская система перекрыта графитовой, кварцевой и вохиборской системами, также относящимися к нижнему докембрию и первоначально метаморфизованными в гранулитовой фации. По сравнению с андройской системой эти образования испытали в значительной степени более позднюю структурную перестройку и метаморфизм более низких ступеней, вплоть до зеленосланцевой фации.

Проявление структурной перестройки охватывает огромный интервал времени (2600—500 млн лет), в котором существовал ряд эпох осадконакопления, метаморфизма, складчатости и интрузивной деятельности. К одной из таких эпох относится формирование системы чиполино, граниты которой имеют возраст 1140 млн лет. В районах расположения флогопитовых месторождений среди пород андройской системы более молодые образования представлены гранитами с возрастом 1050 млн лет (анозийская группа). Эти граниты залегают согласно со складчатыми структурами метаморфических толщ, что позволяет рассматривать их как синорогенные и сделать вывод о проявлении чиполинового диастрофизма в древнеархейских толщах андройской системы. Кроме этих гранитов, в юго-восточной части острова развиты посторогенные монзонитовые граниты с возрастом 920—830 млн лет, а также граниты Баруре, Андрибе с возрастом 580—500 млн лет, которые прорывают также слабодислоцированные вулканогенно-осадочные толщи серии дарена-миланда (Besairie, 1969).

Флогопитовые месторождения, связанные с диопсидовыми породами, развиты на значительной площади, локализуясь вблизи пачек доломитовых мраморов. Диопсидовые породы, или пироксениты, как их называют французские геологи, изучавшие эти месторождения (Lacroix, 1922; Besairie, 1928; Noizet, 1966; Majmundar, 1969, и др.), залегают в виде пластовых тел, соединенных друг с другом жильными перемычками. Кроме главных породообразующих минералов, диопсидовые породы содержат апатит, циркон, шеелит, ортит, молибденит, флюорит и ториянит. Последний в некоторых телах диопсидовых пород образует промышленные концентрации (Moreau, 1963).

Образование диопсидовых флогопитоносных пород относится к наиболее молодой эпохе диастрофизма, сформировавшей Мозамбикский складчатый пояс, что датируется не только цифрами изотопного возраста по флогопиту К-Аг методом (589 млн лет), Rb-Sr методом (530 млн лет) (Zimmerman, 1963), а также свинцовым методом по циркону (610—455 млн лет), но и замещением диопсидовыми метасоматитами гранитов, имеющих возраст 600—500 млн лет, т. е. относящихся к этому же периоду диастрофизма.

Таким образом, на о. Мадагаскар магнезиально-кальциевый метасоматоз проявился в глубокометаморфизованных толщах нижнего архея, содержащих пачки доломитовых мраморов и испытавших наложенные процессы метаморфизма и дислокаций. Здесь область древнего докембрия, где развиты метасоматиты, относится к южной окраине Мозамбикского пояса, формирование которого проходило в течение огромного промежутка времени. При этом образование метасоматитов относится к последнему байкальскому периоду диастрофизма, после которого эта подвижная область была стабилизирована. Интересно отметить, что на Африканском материке в районе г. Мессины в древнейших комплексах шамвайской системы, имеющей возраст 2650 млн лет и содержащей пачки доломитовых мраморов, но не затронутой более молодыми складчатыми зонами, в частности байкальской складчатостью Мозамбикского пояса, отсутствуют диопсидовые флогопитоносные метасоматиты.

Антарктида

Магнезиально-кальциевые метасоматиты описаны Л. В. Климовым (1962) в ряде районов Восточной Антарктиды, представляющей собой выступ древней платформы и состоящей из архейских пород, переживших более поздние этапы диастрофизма. Метаморфические породы архея представлены биотит-гранатовыми, силлиманитовыми, кордиеритовыми, пироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями доломитовых мраморов, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Широким развитием среди пород фундамента пользуются чарнокиты (Климов и др., 1964). Об архейском возрасте этих толщ, кроме геологических данных, можно судить по изотопным датировкам цирконов U-Pb методом (2700 млн лет) (Pasteels, Michot, 1968), а также по наличию гранитов с возрастом 3000 млрд лет (Halpern, 1970), залегающих в пределах плиты Модгейм, окруженной рифейскими складчатыми зонами.

Подавляющее же большинство изотопных датировок по породам фундамента отвечает интервалу 375—575 млн лет, относящемуся к периоду русской складчатости, с которой связаны повторный региональный метаморфизм амфиболитовой фации и внедрение гранитоидов. К этому периоду диастрофизма относится образование и интрузивных чарнокитов (Климов и др., 1964). С проявлением этого периода диастрофизма, по-видимому, и связано изотопное омоложение древнеархейских толщ, выраженное не только в тепловом воздействии на К-Аг системы в минералах древних пород, но и в образовании новых минералов, в частности циркона,

в породах древнего субстрата. Не исключено, что часть изотопных датировок с возрастом 1000—2120 млн лет (Атрашенок и др., 1967) является не только частично омоложенными значениями возраста древнеархейских пород, но и фиксируют время других этапов диастрофизма.

Образование магнезиально-кальциевых жильных метасоматитов относится к периоду завершения росской складчатости, поскольку метасоматиты пересекают древние породы фундамента, пережившие наложенный метаморфизм и складчатость этого времени. Изотопные датировки по К-Аг методу по флогопиту из диоксидовых жил дают возраст 530—550 млн лет (Атрашенок и др., 1967). Метасоматиты не несут признаков более позднего воздействия метаморфизма и дислокаций.

Как видно из приведенных данных, которые сведены в табл. 3, геологическая позиция магнезиально-кальциевых жильных метасоматитов в различных докембрийских регионах очень сходна. Во всех регионах метасоматиты располагаются в областях раннего докембрия, где развиты доломитовые мраморы. Ранний метаморфизм в этих регионах, как правило, отвечает условиям гранулитовой фации. На Алдане и в Прибайкалье для гранулитового метаморфизма устанавливаются разные условия давления в различных частях этих регионов; на Сино-Корейском щите среди гранулитовых пород выделяются участки эклогитов. Все это говорит о том, что образование диоксидовых метасоматитов не зависело от вариаций условий раннего регионального гранулитового метаморфизма. Об этом же свидетельствует и большая разорванность во времени этих геологических процессов. Нельзя установить также прямую генетическую связь явлений магнезиально-кальциевого метасоматоза с внедрением гранитов. Во многих регионах до образования диоксидовых жильных метасоматитов существовало несколько фаз интрузивной деятельности, представленных различными гранитоидами. Если бы появление магнезиально-кальциевых метасоматитов этого типа определялось воздействием постмагматических растворов, связанных с гранитными интрузиями, на пачки карбонатных пород, метасоматические процессы также были бы характерны для каждой из интрузивных фаз. Однако время образования магнезиально-кальциевых метасоматитов, которые обладают общими для всех регионов чертами строения и состава, хотя и различно в разных регионах, но определенно для каждого из них и совпадает со временем последнего периода структурной и метаморфической перестройки древних глубокометаморфизованных комплексов, после которой та или иная подвижная область была полностью стабилизирована. Для Алдана, Прибайкалья и Сино-Корейского щита этот период консолидации кристаллических толщ докембрия, в которых развиты магнезиально-кальциевые метасоматиты, связан с завершением нижнепротерозойской орогении, и поэтому флогопитовые и другие месторождения этого типа имеют сравнительно с другими регионами более древний возраст (1900 млн лет). На Канадском щите образование флогопитовых и апатитовых месторождений связано с Гренвиллской орогией — (900—1000 млн лет), на Мадагаскаре — с Мозамбикской, а в Антарктиде — с Росской складчатостью позднепротерозойского диастрофизма (550—600 млн лет).

Совпадение возраста магнезиально-кальциевых метасоматитов во всех регионах с этапами завершения складчатости, метаморфизма и интрузивной деятельности в «зонах активизации» указывает на то, что появление метасоматитов среди древнего субстрата является выражением его реакции на эту структурную и метаморфическую перестройку. В то же время необходимо учесть, что наличие большого числа молодых цифр возраста среди древнеархейского субстрата, там где развит магнезиально-кальциевый метасоматоз, объясняется не только распространением гранитов или других групп пород этого возраста, но и радиологическим омоложением древнего субстрата.

Геологическое положение месторождений, связанных с магниально-кальциевым метасоматозом, в различных докембрийских регионах

Геологическая характеристика	Алдан	Прибайкалье	Памир	п-ов Корея	Канада	о. Мадагаскар	Антарктида
Кристаллический комплекс (серия), вмещающий Mg-Ca метасоматиты	Иенгская, тимптонская, джелтулинская серии	Шарыжалгайская, слюдянская серии	Горанская, шахдаринская свиты	Кимчешский массив, окруженный зонами нижнепротерозойской орогении	Серия Гренвилл	Андройская система, группа Траномаро и Ампадрандава	Доросский кристаллический фундамент
Фация раннего регионального метаморфизма:	Гранулитовая	Гранулитовая	Гранулитовая	Гранулитовая	Гранулитовая	Гранулитовая	Гранулитовая
геологический возраст	Архей	Архей	Архей	Архей	Кенноранская эпоха	Архей	Архей
изотопный возраст, в 10^6 лет	> 3000	3000	2750	Данных нет	2500	2900	—
Фация позднего наложенного регионального метаморфизма:	Амфиболитовая	Амфиболитовая	Амфиболитовая	Амфиболитовая	Амфиболитовая	Амфиболитовая	Амфиболитовая
геологический возраст	Протерозой	Протерозой	Протерозой	Протерозой	Гренвилльская эпоха	Поздний протерозой	Росская складчатость
изотопный возраст, в 10^6 лет	2000	1800	1675	Данных нет	960—1000	550	575
Mg-Ca метасоматоз:							
состав оруденения	Флогопит, магнетит	Флогопит	Флогопит	Флогопит, апатит	Флогопит, апатит	Флогопит, торианит	Флогопит
другие виды минерализации	Апатит, ортит, циркон, сфен, пирит, молибденит	Апатит	Изучены недостаточно	Апатит, ортит, циркон, сфен, нефелин, содалит	Сфен, циркон, сфалерит, турмалин	Ортит, циркон, апатит, флюорит, пирит, молибденит, шеллит	Изучены недостаточно
геологический возраст	Протерозой	Протерозой	Протерозой	Протерозой	Гренвилльская эпоха	Мозамбикская зона позднего протерозоя	Завершение российской складчатости
изотопный возраст, в 10^6 лет	1950	Надежных данных нет	1730	1950	1060	530	550

Кроме того, в некоторых регионах (Прибайкалье, Памир) консолидированные участки докембрия, в которых были сформированы Mg-Ca метасоматиты, впоследствии подверглись влиянию более молодых эпох тектогенеза и метаморфизма, во время которых образования докембрия вели себя как жесткие глыбы. Эти более поздние эпохи диастрофизма, проявленные в Прибайкалье, и особенно на Памире, явились причиной радиологического омоложения метасоматитов, поэтому K-Ar датировки по флогопиту здесь не отвечают времени формирования этих пород.

Обращает на себя внимание, что магнезиально-кальциевые метасоматиты, слагающие месторождения флогопита, магнетита, апатита, торианита и др., располагаются не внутри самих активизированных зон, захвативших древний докембрий — Становая область, Гренвиллский пояс, Мозамбикская зона, в которых архейские комплексы сохранились лишь в виде небольших глыб, а в краевых частях этих зон, где интенсивная метаморфическая и структурная переработка древнего субстрата происходила вдоль сравнительно узких зон. Вот почему вблизи тел флогопитоносных метасоматитов во всех регионах, как правило, в почти неизменном виде сохранился древнеархейский глубокометаморфизованный субстрат.

Поскольку во всех докембрийских регионах магнезиально-кальциевые метасоматиты располагаются на площадях древних кристаллических комплексов, испытавших наложенный метаморфизм амфиболитовой фации, и, как будет показано ниже, сам метасоматический процесс по температуре отвечает именно этой ступени метаморфизма, то геологическая сущность процесса магнезиально-кальциевого метасоматоза может быть определена как результат диафореза амфиболитовой фации древних ранее метаморфизованных в гранулитовой фации толщ, содержавших пачки доломитовых мраморов.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Метасоматические породы, с формированием которых связано образование месторождений флогопита, магнетита и др., обладают зональным строением независимо от размеров и формы тел. Каждая зона характеризуется определенной ассоциацией минералов, являющейся устойчивой в данной зоне и неустойчивой в соседних. Смена одних минеральных ассоциаций другими часто происходит в узком интервале (несколько миллиметров) и выражается в замещении одних минералов другими. Поэтому в метасоматических телах породы, их слагающие и состоящие из разных минеральных ассоциаций, обычно отделены друг от друга резкими границами. Особенно это характерно для секущих жил, обладающих симметричной зональностью, в которых границы зон параллельны залльбандам и отчетливо прослеживаются в обнажениях. В более сложных по строению пластовых телах, как правило, развиты переходные зоны, состоящие из трех и более минералов, часть которых является реликтовыми среди новообразованных минеральных ассоциаций. Поэтому устанавливать размеры и конфигурацию зон в таких метасоматитах иногда бывает затруднительно.

Минеральный состав метасоматических зон

Метасоматиты характеризуются следующими минеральными ассоциациями, определяющими состав зон в последовательности их образования: диопсид-полевошпатовая, диопсид-скаполитовая, диопсид-шпинелевая, диопсид-амфиболовая, диопсид-флогопитовая, форстерит-флогопитовая.

Перечисленные ассоциации довольно редко встречаются в одном и том же метасоматическом теле или жиле. Обычно зональность представлена ограниченным набором минеральных ассоциаций, из которых более распространенными являются диопсид-скаполитовая, диопсид-амфиболовая и диопсид-флогопитовая. В наиболее полном виде зональность представлена в крупных метасоматических телах и жилах, слагающих флогопитовые и железорудные месторождения. Следует, однако, заметить, что представительность зон не всегда зависит от степени развитости метасоматического процесса в том или ином участке. Например, на флогопитовых месторождениях Прибайкалья и Памира в метасоматитах не получила развития зона с амфиболом, что объясняется очень малым содержанием железа в породах субстрата.

Изучение различных по масштабам метасоматических тел позволяет проследить различные стадии формирования метасоматических зон. При этом устанавливается, что образование каждой следующей зоны проис-

ходило с замещением предыдущей. Поэтому зональность метасоматитов отражает ряд последовательных изменений исходной породы во времени в каждой конкретной точке, тогда как в объеме всей породы метасоматические зоны с определенного момента разрастались одновременно.

Рассмотрим состав и строение каждой зоны более подробно.

Диопсид-полевошпатовая зона является внешней зоной метасоматитов. По составу полевого шпата она может быть либо диопсид-плаггиоклазовой, либо диопсид-ортоклазовой.

Диопсид-плаггиоклазовую зону в ее неизменном виде чаще всего можно наблюдать в маломощных метасоматических телах, развитых за пределами

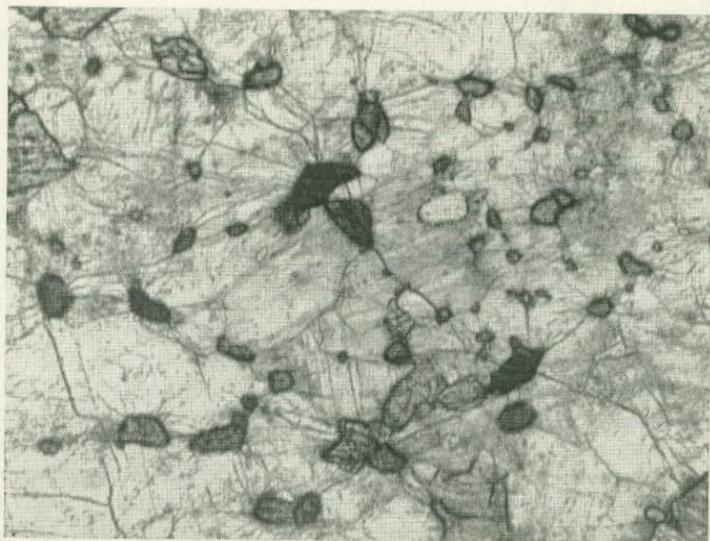


Рис. 26. Диопсид-плаггиоклазовая зона со сфеном. Увел. 60, без анализатора.

железородных и флогопитовых месторождений. Ее мощность невелика и изменяется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Конфигурация зоны разнообразна и зависит от морфологии метасоматического тела. Характерным аксессуарным минералом этой зоны является сфен (рис. 26). Широко развитая скаполитизация плаггиоклаза является причиной того, что диопсид-плаггиоклазовая зона в неизменном виде встречается сравнительно редко. Особенно она не характерна для метасоматитов, слагающих флогопитовые месторождения, в которых интенсивное разрастание более поздних зон привело к замещению ранних. На железородных месторождениях диопсид-плаггиоклазовые ассоциации в метасоматитах более распространены.

Диопсид-ортоклазовая зона обычно развита в крайних частях секущих жил с симметричной зональностью, развитых на флогопитовых месторождениях и замещающих гранитоиды. От вмещающего метасоматиты гранита диопсид-ортоклазовая зона отличается крупнозернистостью, серовато-белым цветом и массивным сложением. В шлифах можно проследить постепенный переход гранитов в полевошпатовую зону метасоматитов, выраженный в перекристаллизации микроклин-пертита в ортоклаз, сопровождающуюся обособлением и укрупнением вростков плаггиоклаза.

Диопсид-скаполитовая зона следует за диопсид-полевошпатовой зоной. Обычно контакт диопсид-скаполитовой зоны

резкий даже в пределах шлифа. Мощность зоны, как правило, небольшая и варьирует в пределах 1—30 см. Строение зоны в разных ее частях различно. Внешняя ее часть для большей части метасоматитов представлена диопсид-скаполитовым симплектитом, состоящим из мелких червеобразных сростаний диопсида и скаполита, вытянутых перпендикулярно контакту зоны (рис. 27). Такой симплектит представляет собой сплошной фронт замещения диопсид-полевошпатовой зоны диопсидом и скаполитом и вследствие резкой границы хорошо виден в обнажениях, и именно по нему обычно на геологических картах оконтуриваются метасоматические тела.

Характер угасания вростков диопсида и скаполита под микроскопом указывает на то, что отдельные зерна этих минералов являются частями более крупных кристаллов, при одновременном образовании которых произошло их сложное взаимное прорастание. При сплошном фронте замещения диопсид-полевошпатовой зоны или непосредственно вмещающей породы крупные кристаллы биотита, амфибола или пироксена, являющиеся реликтами вмещающей породы, обычно окружаются диопсид-скаполитовым симплектитом. При этом происходит замещение биотита симплектитом, а кристаллы диопсида сохраняются в диопсид-скаполитовой зоне, выделяясь своей большей величиной и более интенсивной зеленой окраской.

Далее вглубь зоны размеры вростков диопсида в симплектите увеличиваются, и отдельные их индивиды, срастаясь друг с другом, образуют более крупные кристаллы, располагающиеся в более мелкозернистой массе диопсида и скаполита; порода приобретает неравномернозернистую текстуру (рис. 28).

Состав диопсида даже внутри зоны меняется, что видно по его окраске. В симплектитах диопсид обычно имеет более интенсивную зеленую окраску, тогда как во внутренних частях зоны он в шлифах почти бесцветен, что связано с изменением его железистости.

Диопсид-скаполитовый симплектит характерен для крупных тел и свидетельствует об интенсивном характере метасоматического процесса, происходившего при большом количестве растворов. В метасоматитах, встречающихся за пределами флогопитовых и железорудных месторождений, в диопсид-скаполитовой зоне обычно нет симплектитовых сростаний. Здесь скаполит развивается в виде пятнистого агрегата по плагиоклазу в виде сетчатых форм по другим минералам гранита или гнейса (рис. 29).

Морфология диопсид-скаполитовой зоны не ограничивается вышеописанными примерами. Помимо узких, четких и, как правило, маломощных зон, характерных для метасоматитов, замещающих граниты, диопсид-скаполитовые породы могут слагать более значительные по объемам массы, замещая кристаллические сланцы. В начальную стадию замещения скаполитом подвергается плагиоклаз и постепенно вместо ассоциаций диопсид-плагиоклаз, амфибол-плагиоклаз или биотит-плагиоклаз в кристаллическом сланце образуется ассоциация диопсид-скаполит. Если в кристаллическом сланце присутствовал титаномagnetит, он замещается сфеном, который для диопсид-скаполитовых метасоматитов чрезвычайно характерен и количество которого часто достигает 5—6% объема породы.

Структура таких диопсид-скаполитовых метасоматитов гранобластовая с унаследованной от кристаллического сланца полосчатостью. Эти диопсид-скаполитовые породы обычно ассоциируются с крупными пластовыми телами метасоматитов, слагающими рудовмещающие массы пород на флогопитовых и железорудных месторождениях. Их полосчатые текстуры, подчеркивающие внешнее сходство с метаморфическими породами, часто затрудняют установление точных размеров диопсид-скаполитовых зон

и даже выделение в качестве разновидностей метасоматитов; при детальном картировании они обычно остаются за пределами контуров тел метасоматитов.



Рис. 27. Диопсид-скаполитовый симплектит. Увел. 60, с анализатором.

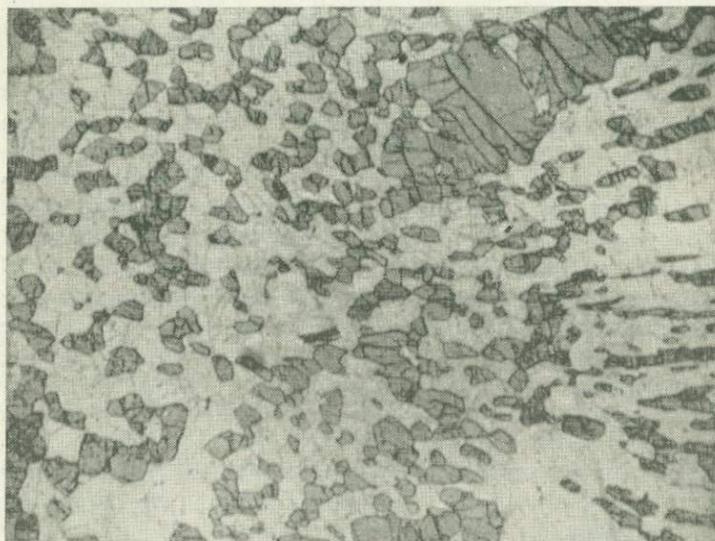


Рис. 28. Неравномернозернистая текстура диопсид-скаполитового метасоматита. Увел. 40, без анализатора.

Метасоматический характер полосчатых диопсид-скаполитовых пород устанавливается не только непосредственным прослеживанием их по простирацию в неизменные кристаллические сланцы и наличием структур замещения, но и их биминеральным составом независимо от того, по каким кристаллическим сланцам они развиты.

Диопсид-шпинелевая зона, сменяющая диопсид-скаполитовую, чаще всего не имеет резких границ, и ее контуры обычно с трудом прослеживаются в обнажениях. Как правило, диопсид-шпинелевые породы располагаются в метасоматитах в виде линзовидных участков, где шпинель в массе мономинеральной диопсидовой породы образует отдельные скопления. Наблюдения показывают, что появление шпинели обусловлено замещением метасоматитами богатых глиноземом пород. При этом диопсид-шпинелевые породы встречаются преимущественно в пластовых телах метасоматитов, замещающих кристаллические сланцы и гнейсы или в жилах неправильной формы, развитых по гранитам.



Рис. 29. Пятнистый характер замещения плагиоклаза (серое) скаполитом (белое) в метасоматите. Увел. 40, с анализатором.

В прямолинейных метасоматических жилах, отходящих в виде апофиз от пластовых тел, шпинель не обнаружена. Линзовидная струйчатая форма диопсид-шпинелевых участков обычно характерна для метасоматитов, замещающих грубополосчатые биотитовые гнейсы, в которых линзовидные агрегаты, обогащенные биотитом, чередуются с лейкократовым кварц-полевошпатовым материалом (рис. 30).

Диопсид-шпинелевые метасоматиты, в которых шпинель равномерно рассеяна в массе породы, обладают серовато-зеленым или темно-зеленым цветом, очень плотные. В тех участках, где шпинель образует крупные кристаллы или скопления, порода имеет пятнистую окраску, особенно если вокруг крупных зерен шпинели развита каемка белого тонковолокнистого серицита.

Структура диопсид-шпинелевых пород гранобластовая. В шлифах видно, что шпинель образует или небольшие вытянутые зерна, располагающиеся на стыках полигональных кристаллов диопсида, или представлена изометричными зернами неправильной формы и разной величины, которые неравномерно распределены среди диопсида (рис. 31) или располагаются в его крупных кристаллах в виде закономерно ориентированных вростков.

Диопсид-амфиболовая зона развивается по диопсид-шпинелевой, а в метасоматитах, где она отсутствует, по диопсид-скаполи-

товой. Граница этой зоны устанавливается по появлению в породе амфибола, который замещает и диопсид, и шпинель. В метасоматитах, где шпинель отсутствует, амфибол, замещая диопсид, образует сначала небольшие пятнистые выделения внутри его крупных кристаллов, а затем ближе к центру метасоматического тела — крупные кристаллы неправильной формы с включениями зерен диопсида. Такой постепенный характер перехода диопсид-скаполитовых или диопсид-шпинелевых пород в диопсид-амфиболовые характерен для пластовых тел метасоматитов, в которых переходные зоны диопсид-шпинель-амфиболовых пород обычно слагают значительные участки. Среди таких пород часто можно встретить шпинель-

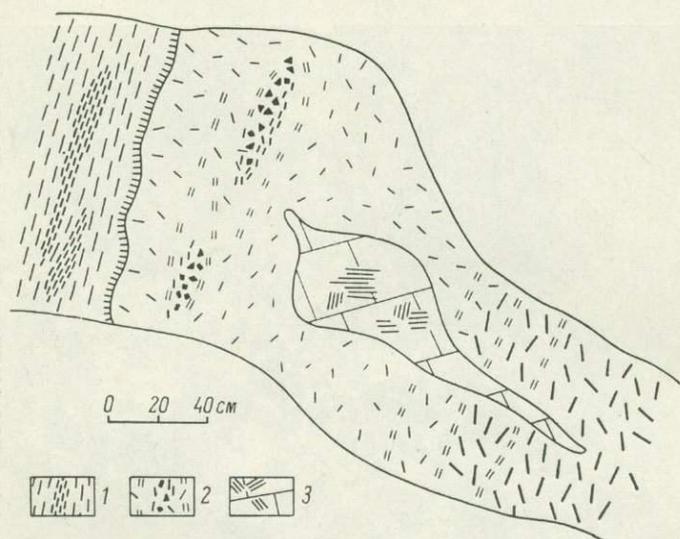


Рис. 30. Линзовидная форма диопсид-шпинелевой зоны в пластовом теле метасоматита, замещающего мигматизированные гнейсы, содержащие биотит-гранатовые прослои. Месторождение Эмельджак, карьер 3.

1 — мигматит; 2 — пластовое тело метасоматита; 3 — кальцит-флогопитовая зона в метасоматите.

амфиболовые ассоциации, почти лишенные диопсида, который полностью замещился амфиболом, а шпинель вследствие ее значительного содержания в породе в этих участках частично сохранилась как реликтовый минерал.

В секущих метасоматических жилах с симметричной зональностью диопсид-амфиболовая зона обычно четко выделяется своим темно-зеленым цветом и ее границы можно установить даже в пределах шлифа.

Диопсид-флогопитовая зона замещает диопсид-амфиболовую. В начальные стадии формирования этой зоны замещению флогопитом подвергаются главным образом амфибол, а затем флогопит развивается и по диопсиду. Диопсид-амфибол-флогопитовые породы, слагающие переходные зоны, широко развиты в пластовых телах метасоматитов, и поэтому граница диопсид-флогопитовой зоны обычно не имеет четко проявленных контуров. В метасоматитах, где диопсид-амфиболовая зона отсутствует, флогопитизация подвергается диопсид-шпинелевая зона, а если и ее нет, то диопсид-скаполитовая.

Образование флогопита в диопсид-шпинелевых безамфиболовых породах начинается на стыках зерен шпинели и диопсида и затем охватывает всю массу диопсидовых пород. Флогопитизация часто приводит к полному

замещению ранее образованных минералов — скаполита, диопсида, шпинели, амфибола — и формированию мономинеральных флогопитовых



Рис. 31. Вростки кристаллов шпинели (темное) в диопсидовой породе, окруженные каемкой амфибола. Увел. 60, без анализатора.

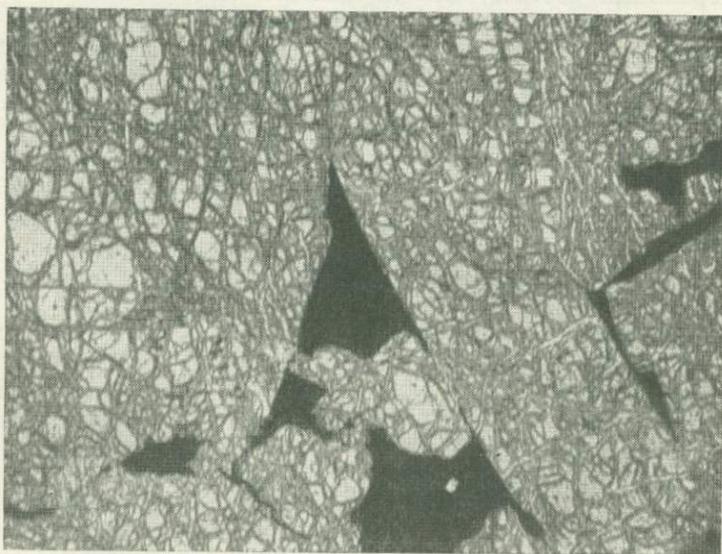


Рис. 32. Форстеритовая зона в диопсидовом метасоматите. Увел. 60, без анализатора.

пород. В пластовых телах метасоматитов мономинеральные флогопитовые зоны залегают в виде линзовидных участков среди полосчатых диопсид-флогопитовых пород, слагая иногда значительные по объемам массы. Размер кристаллов флогопита в таких породах обычно не превышает 0.5 см

в поперечнике. В секущих жилах мономинеральные зоны флогопита обычно располагаются в осевых частях, и в зависимости от мощности жилы размер кристаллов флогопита меняется, достигая 1.5 см в поперечнике в телах, содержащих его промышленные концентрации.

Форстерит-флогопитовая зона имеет очень ограниченное распространение. Она обнаружена нами лишь на Эмельджакском флогопитовом месторождении (участок Центральный уступ 6 и участок 4, карьер 2). Характер развития форстерита в этой зоне установить трудно, так как он в значительной степени серпентинизирован (рис. 32). Однако в ряде шлифов удается выявить развитие форстерита по диопсиду.

Форстерит образует крупные изометрические кристаллы, располагающиеся в более крупнозернистой массе флогопита. На принадлежность форстерит-флогопитовой зоны к более поздним образованиям указывает расположение ее в центральных частях метасоматического тела, а также значительные размеры кристаллов флогопита, которые характерны для более поздних зон.

Для участка 4, где залегают метасоматиты с форстерит-флогопитовой зоной, не отмечается каких-либо определенных особенностей, объясняющих появление в метасоматитах форстерита. На участке Центральный форстеритовые метасоматиты залегают в виде секущего тела в диопсид-плагноклазовых сланцах с прослоями мономинеральных диопсидовых пород, т. е. замещают породы, богатые магнием.

Механизм формирования метасоматической зональности

Итак, характерной особенностью метасоматических зон является их биминеральный состав, если не считать аксессуарных минералов — сфена, циркона, апатита и оргита. Отсутствие в метасоматитах тех или иных минеральных ассоциаций связано как с меняющимися условиями метасоматического процесса, т. е. изменениями концентрации в растворах вполне подвижных компонентов, так и с вариациями состава замещаемых пород. При этом определяющее влияние оказывает содержание кремнезема и глинозема в исходных породах. Так, по породам, обогащенным кремнеземом, развивается метасоматиты, в которых в каждой из биминеральных зон преобладает диопсид. Тогда как в метасоматитах, замещающих более глиноземистые породы, широко развиты скаполит, шпинель, амфибол, флогопит (рис. 33). Железистость вмещающих пород также влияет на состав метасоматических зон.

Другой особенностью метасоматической зональности является стремление каждой из биминеральных зон к мономинеральности, если эта зона является последней в метасоматической колонке. Так, центральные части диопсид-скаполитовой зоны в метасоматитах, в которых последующие зоны не получили развития, сложены одним диопсидом, имеющим значительно больший размер зерен. То же самое относится и к диопсид-амфиболовой зоне, которая в небольших по мощности жилах сменяется амфиболовой зоной (рис. 34). Для диопсид-флогопитовой зоны, поскольку она обычно завершает зональность в крупных телах, также чрезвычайно характерно образование мономинеральных флогопитовых пород: средне- и крупнозернистых слюдитов в пластовых телах и гигантокристаллических залежей в секущих жилах. При этом всегда мономинеральные крупнокристаллические зоны амфибола или флогопита отделены от биминеральной зоны более мелкозернистой мономинеральной зоной диопсида. Такое изменение количественных соотношений минералов с образованием мономинеральных участков обычно отчетливо можно проследить в небольших по мощности жилах, замещающих однородные по составу породы, при

формировании которых вдоль трещин имел место равномерный приток растворов. Это обусловлено особенностью метасоматического процесса, заключающейся в изменении пористости пород при метасоматозе.

Как уже подчеркивалось, в крупных телах пластовых метасоматитов обычно располагаются секущие зоны, выходящие за их пределы в виде жильных апофиз. Формирование таких секущих зон связано с проявлением контракционной трещиноватости в метасоматитах, образованных в более ранние стадии процесса. Появление орбикулярных структур метасоматитов также связано с этим явлением. Прослеживая различные стадии образования орбикул, всегда можно видеть их зональное строение. При образовании овоидов в кварцсодержащих породах — гранитах, гнейсах, мигматитах — на определенной стадии кварц сохраняется лишь в центре орбикул, а затем совсем исчезает.

При формировании орбикулярных метасоматитов по породам, обедненным глиноземом, образовывалась сеть диопсид-скаполитовых жил, разделенных пустотами, которые затем были заполнены кальцитом (рис. 35). Д. С. Коржинский (1947, стр. 145), отмечая это явление, указывал, что уменьшение объема новообразованной метасоматической породы может быть на 22% по сравнению с объемом субстрата и поэтому правило Линдгрена о постоянстве объемов при метасоматозе не является универсальным.

На изменение объема пород при метасоматозе, т. е. увеличении их пористости указывает также и укрупнение кристаллов в породе от краевых частей жил к центральным, где обычно располагаются «раздувы» и пустоты, стенки которых сложены крупными идиоморфными кристаллами минерала, слагающего последнюю зону. Увеличение размера кристаллов в тыловых частях зон приводило к тому, что поступающие новые порции растворов оказывались насыщенными в отношении крупных кристаллов и недосыщенными в отношении мелких. В результате мелкие кристаллы амфибола в диопсид-амфиболовой зоне или флогопита в диопсид-флогопитовой растворялись и за их счет росли крупные кристаллы амфибола или флогопита, образуя крупнокристаллические мономинеральные зоны.

Эти мономинеральные амфиболовые или флогопитовые зоны всегда отделены от предшествующей биминеральной тоже мономинеральной, но более мелкозернистой диопсидовой оторочкой, которая образовалась вследствие растворения в тыловых частях биминеральной зоны мелких кристаллов амфибола или флогопита (см. рис. 34). Таким образом, уменьшение объема метасоматитов является причиной образования в них мономинеральных зон. Следовательно, чем больше по размерам образо-

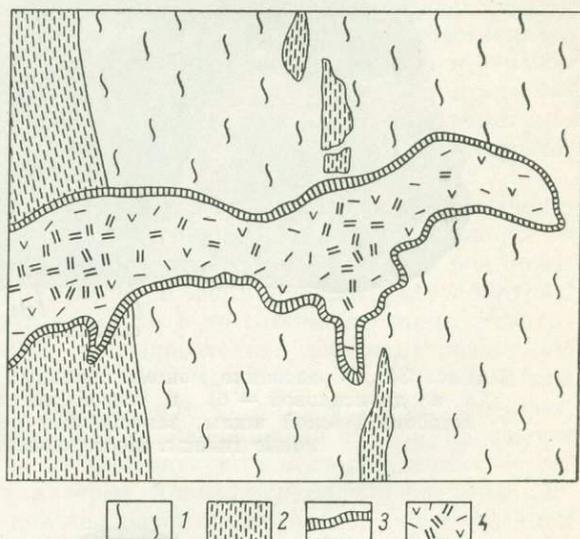


Рис. 33. Зависимость состава метасоматитов от состава замещенных пород. Район устья р. Чуги.

1 — гранитизированный биотитовый гнейс; 2 — амфиболит; 3 — диопсид-скаполитовая зона метасоматита; 4 — диопсидовая зона метасоматита с варьирующим содержанием амфибола.

вывалились тела метасоматитов, тем больше возникал в них дефицит объема, приводивший к формированию значительных масс мономинеральных пород. Этот вывод важен для понимания условий образования промышленных залежей флогопита.

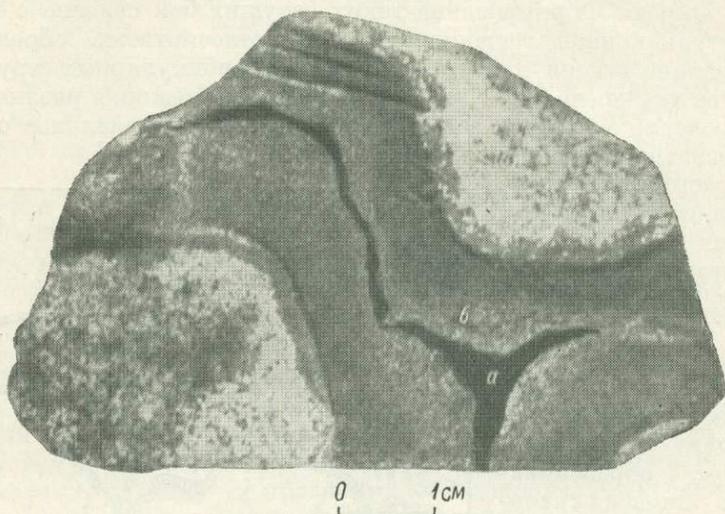


Рис. 34. Образование мономинеральных зон (амфиболовой — *a* и диопсидовой — *б*) в осевой части диопсид-амфиболовой метасоматической жилы, замещающей лейкократовые амфиболовые гнейсы. Месторождение Дес.

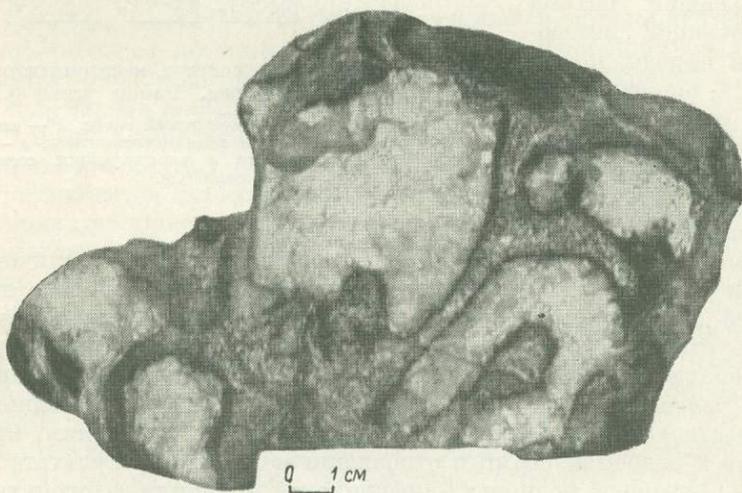


Рис. 35. Гнезда кальцита в центральных частях диопсид-скаполитовых орбикул, заместивших сильно окварцованные гнейсы. Месторождение Верхне-Эмельджакское.

В крупных телах метасоматитов, слагающих железорудные и флогопитовые месторождения, зональность имеет более сложное строение. При замещении различных по составу пород в метасоматитах образуются одни и те же главные минеральные парагенезисы, но количественные соотношения минералов в каждой зоне будут зависеть от состава исходных

пород. Так, например, метасоматиты с диопсид-скаполитовой и диопсид-амфиболовой зонами могут образовываться как по аляскитам, так и по меланократовым гнейсам, но различаться они будут только по количественному соотношению минералов.

В пластовых телах последовательность зон такая же, как и в секущих жилах, однако строение зон и вариации их минералогического состава не имеют такой простоты и четкости, как в жилах с симметричной зональностью. Поскольку при формировании пластовых тел замещению одновременно подвергаются различные по химическому составу породы, количественные соотношения минералов для каждой зоны будут варьировать также и в зависимости от того, по каким породам сформирована та или иная часть метасоматического тела. Поэтому в пределах какой-либо зоны на всем ее протяжении нет строго одинакового количественного соотношения минералов, так как оно в большей степени является отражением неоднородности химического состава субстрата. Это обстоятельство является причиной образования в пластовых телах метасоматитов унаследованных текстур вмещающих пород — полосчатости, плйчатости, структур будинаж и др.

Другой особенностью зональности крупных пластовых тел метасоматитов является неравномерное ее развитие в разных частях одного и того же тела. Эта неравномерность связана с циркуляцией растворов не вдоль одной трещины, вокруг которой формировалась метасоматическая жила с симметричной зональностью, а по системе трещин, захватывающих породы разной структуры и, следовательно, имеющих различную проницаемость для растворов. Для крупных пластовых тел метасоматитов обычно характерно интенсивное разрастание более поздних зон, которые, наступая на предыдущие и часто почти нацело замещая их, соприкасаются с внешними зонами. Например, на флогопитовых месторождениях встречаются тела метасоматитов, в которых диопсид-скаполитовая зона сменяется диопсид-флогопитовой или даже флогопитизация и амфибололизация накладывается непосредственно на диопсид-плагноклазовую или диопсид-скаполитовую зоны. По этим причинам в пределах месторождений диопсид-плагноклазовая зона встречается довольно редко, так как она замещена диопсид-скаполитовой зоной и скаполитизации здесь обычно в довольно больших масштабах подвергаются прилегающие к метасоматитам кристаллические сланцы и гнейсы.

Такое неравномерное разрастание метасоматических зон связано не столько с неоднородностью строения вмещающих пород, сколько с неоднородностью их состава. Эта неоднородность состава определяется прежде всего меняющимся соотношением кремнезема и глинозема, так как при их существенном перераспределении, т. е. выносе кремнезема из одних участков в другие, возникает дефицит объема породы. Поскольку пластовые тела метасоматитов замещают различные по составу и структурам породы, дефицит объема в каждом конкретном участке метасоматического тела будет различным. Поэтому в одних частях метасоматических тел образовывались поры и пустоты, в которых новый приток растворов приводил к кристаллизации более крупнозернистых минеральных агрегатов, а в других — значительный объем пористых пород вызывал растрескивание как самих метасоматитов, так и окружающих пород. Устремлявшиеся в трещины растворы формировали секущие зоны и жилы.

Увеличение пустот в метасоматитах способствовало более интенсивному притоку растворов в зону метасоматоза. Этим и можно объяснить не только большие объемы метасоматических тел, но и их значительную удаленность от пластов доломитовых мраморов, откуда выносился магний и кальций. Если бы метасоматический процесс не сопровождался явлениями контракции, существовавшие до метасоматоза зоны трещинова-

тости во вмещающих породах были бы залечены уже в ранние стадии метасоматического процесса, приток растворов прекратился бы и объем метасоматических тел был бы незначительным.

Поскольку при формировании крупных пластовых тел метасоматитов приток растворов осуществлялся вдоль многих мельчайших каналов, захватывающих довольно мощные пачки пород, зональность здесь не имеет правильных ленточных форм, как в секущих жилах. Неравномерное просачивание растворов являлось также причиной сохранения внутри



Рис. 36. Секущие зоны крупнокристаллического кальцита в пластовом теле диопсидового метасоматита. Месторождение Колтыгон, карьер 1.

кальцитом, варьируют от нескольких миллиметров до нескольких метров в длину при мощности в десятки сантиметров (рис. 36).

Причины появления мономинеральных гнезд и зон в пластовых телах диопсидовых метасоматитов различными исследователями понимаются по-разному, хотя всеми они относятся к метасоматическим образованиям. Одни из них (Галюк, 1957; Роненсон, Ройзенман, 1970) рассматривают секущие зоны мономинеральных пород как результат воздействия постмагматических растворов на пласты метаморфических диопсидовых пород, относя к последним пластовые тела диопсидовых метасоматитов. Таким образом, разные морфологические типы диопсидовых метасоматитов относятся ими к разным генетическим типам и оказываются разорванными по времени своего образования. Поскольку эти исследователи не разбирали механизм метасоматического процесса, то причины мономинеральности этих образований ими не рассматриваются.

Наиболее подробно вопрос формирования мономинеральных пород в метасоматитах рассмотрен С. П. Мурзаевым (1966), который объясняет их появление собирательной перекристаллизацией ранее образованных биминеральных ассоциаций. Правильно отмечая основные особенности

пластовых тел метасоматитов многочисленных реликтов вмещающих пород. Проявление контракции в метасоматитах на определенных этапах процесса их формирования приводило к образованию многочисленных гнезд, состоящих из крупнокристаллических мономинеральных агрегатов или секущих жил, сложенных также мономинеральными зонами. Состав мономинеральных секущих жил и гнезд зависел от состава ранее сформированных зон пластовых метасоматитов, в которых они располагаются.

Для крупных метасоматических тел характерны также гнезда и секущие зоны, состоящие из крупнокристаллического кальцита с варьирующим содержанием хорошо ограненных кристаллов диопсида, амфибола и флогопита. В тех же случаях, когда трещины, возникающие в момент контракции, захватывали и диопсид-шпинелевую зону, в кальцитовых жилах и гнездах встречается также и шпинель в виде крупных хорошо ограненных кристаллов. Размеры пустот и трещин, заполненных

строения метасоматических мономинеральных зон, С. П. Мурзаев делает при этом ряд выводов, которые, с нашей точки зрения, не совсем точно отражают главнейшие особенности формирования метасоматической зональности. Согласно С. П. Мурзаеву, образование мономинеральных зон не связано с развитием метасоматической зональности, а является следствием более поздней собирательной перекристаллизации уже сформированных метасоматических зон. Причем перекристаллизация, по мнению этого исследователя, носила изохимический характер. С. П. Мурзаевым не указываются причины собирательной перекристаллизации, а между тем любая из биминеральных зон, завершающая метасоматическую колонку, обычно сменяется мономинеральными породами. Поэтому отделять друг от друга эти две стороны метасоматического процесса нет никаких оснований. Как будет показано ниже, даже в пределах одной зоны происходит изменение состава главных породообразующих минералов. Именно сравнение составов минералов, слагающих биминеральные и мономинеральные зоны, позволяет выявить геохимическую направленность метасоматического процесса.

Главным доводом в пользу более позднего образования мономинеральных пород по отношению к биминеральным зонам С. П. Мурзаев считает их секуще залегание в крупных пластовых телах метасоматитов. Однако такое взаимоотношение биминеральных и мономинеральных зон отражает сложный характер формирования крупных масс метасоматитов, на особенность строения и состав которых сказалось влияние многих факторов, что и выразилось в такой морфологии и взаимоотношении зон. В более простых по строению метасоматических жилах с симметричной зональностью мономинеральные зоны всегда залегают согласно с биминеральными зонами, сменяя их, и по времени своего образования от них не оторваны.

Поскольку почти во всех биминеральных зонах, за исключением форстерит-флогопитовой, присутствует диопсид, то обеднение мелкими кристаллами другого минерала в каждой из зон в ее тыловых частях всегда приводит к образованию именно диопсидовых мономинеральных оторочек. Поэтому такое явление не совсем правильно называть просто собирательной перекристаллизацией без изменения химизма, как это предлагает С. П. Мурзаев. Это кристаллизация определенной по составу (диопсид-амфиболовой или диопсид-флогопитовой) зоны в изменившихся физико-химических условиях среды минералообразования. А изменения эти связаны, с одной стороны, с увеличением пористости метасоматитов, а с другой — с изменением химизма растворов.

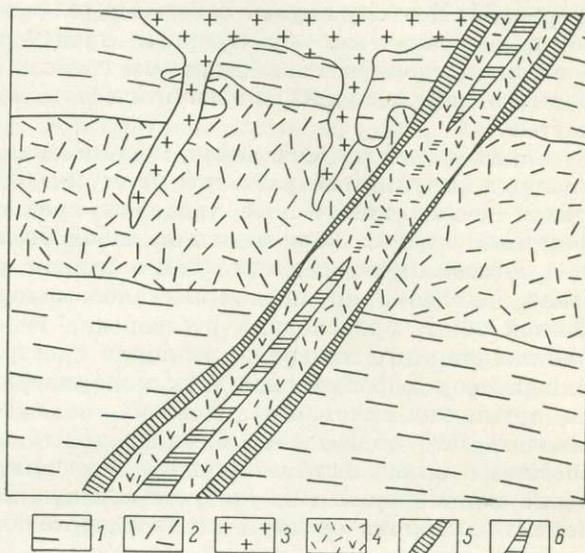


Рис. 37. Изменение минералогического состава метасоматической жилы, замещающей различные породы. Месторождение Эмельджак, карьер 4.

1 — диопсид-плаггиоклазовый кристаллический сланец; 2 — прослой диопсидовой породы; 3 — граниты; 4 — диопсидовая метасоматическая жила; 5 — диопсид-скаполитовая зона; 6 — диопсид-амфиболовая зона.

При образовании секущих мономинеральных зон участки полосчатых метасоматитов, слагающих пластовые тела и прилегающих к трещинам, конечно, перекристаллизовывались в более крупнозернистые зоны. Но опять же это не просто собирательная перекристаллизация, а кристаллизация зональных метасоматических жил с замещением пород близкого (или аналогичного) химического и минерального составов. Любую секущую зону в пластовом теле метасоматита, выходящую за его пределы в виде зональной метасоматической жилы, можно рассматривать как метасоматит, замещающий различные по составу породы, например диопсидовый амфиболит и биотитовый гнейс, аналогично примеру, показанному на рис. 37. Поэтому внутри пластовых тел метасоматические секущие зоны обычно ограничены образованием диопсидовой и флогопитовой зон, а за их пределами во вмещающих гнейсах или гранитах происходило формирование секущих метасоматических жил с более полной зональностью.

Таким образом, появление мономинеральных зон в метасоматитах является результатом развития метасоматической зональности в меняющихся физико-химических условиях среды минералообразования. На конечных стадиях формирования любой биминеральной зоны, замыкающей метасоматический цикл в том или ином метасоматическом теле вследствие появления крупных кристаллов минерала, определяющего состав данной зоны, происходило растворение мелких и рост более крупных кристаллов этого минерала; возникла пространственная дифференциация минералов с образованием двух мономинеральных зон, различающихся по крупности кристаллов. Поэтому исходя из сказанного можно заключить, что образование биминеральных ассоциаций в метасоматитах связано с особенностями химизма метасоматического процесса, а появление мономинеральных участков и секущих зон — с изменением физического состояния среды, в которой протекал метасоматический процесс.

Типы метасоматической зональности

Как уже отмечалось, рассмотренные выше метасоматические зоны, состоящие из ряда биминеральных ассоциаций, редко встречаются в одном и том же теле или жиле. Обычно метасоматиты представлены определенным и нередко очень ограниченным набором зон. Но наличие тех или иных минеральных ассоциаций метасоматическая зональность может быть подразделена на определенные типы, например на шпинелевый и флогопитовый, на паргаситовый и беспаргаситовый, как предложил М. А. Лицарев (1961). К этому можно добавить плагиоклазовый и бесплагиоклазовый, ортоклазовый и безортоклазовый, форстеритовый и бесфорстеритовый типы и т. д. Конечно, появление того или иного типа зональности связано с определенными условиями метасоматического процесса. Чтобы выявить эти условия, необходимо рассмотреть, с одной стороны, к каким морфологическим типам метасоматитов, представляющим определенные стадии метасоматического процесса, принадлежит тот или иной тип зональности, а с другой — выявить зависимость появления того или иного типа зональности от изменения химизма среды минералообразования.

Выше было показано, что все метасоматиты можно подразделить на пластовые тела и секущие жилы. Первые представляют собой результат ранних стадий метасоматического процесса, вторые являются более поздними. Однако здесь необходимо оговориться, что не все секущие метасоматические жилы отражают более поздние этапы формирования метасоматитов, т. е. являются апофизами, отходящими от пластовых тел. За пределами флогопитовых и железорудных месторождений небольшие по размерам метасоматические жилы, как правило, отражают все совокуп-

ность метасоматических преобразований в том или ином участке. Эти единичные и обычно маломощные метасоматические жилы независимо от состава вмещающих пород характеризуются вполне определенным набором метасоматических зон. В них обычно развиты только диопсид-плагиоклазовая, диопсид-скаполитовая и диопсид-амфиболовая зоны. И только в более крупных жилах иногда можно встретить небольшие скопления флогопита.

В значительных по мощности пластовых телах метасоматитов обычно распространены следующие минеральные ассоциации: диопсид-плагиоклазовая, диопсид-скаполитовая, диопсид-шпинелевая, диопсид-амфиболовая, диопсид-флогопитовая и форстерит-флогопитовая. В секущих метасоматических жилах, отходящих в виде апофиз от крупных пластовых тел, развиты диопсид-ортоклазовая, диопсид-скаполитовая, диопсид-амфиболовая и диопсид-флогопитовая зоны. Эти ассоциации характерны для метасоматитов, слагающих флогопитовые месторождения. Что касается меньших по мощности пластовых тел метасоматитов, характерных для железорудных месторождений, то в них развиты преимущественно диопсид-плагиоклазовая, диопсид-скаполитовая, диопсид-амфиболовая зоны и в меньшей степени диопсид-флогопитовая зоны. В метасоматических жилах, отходящих от этих тел в виде апофиз, развиты те же минеральные ассоциации, хотя состав минералов отличен от состава тех же минералов в пластовых телах.

Таким образом, тип метасоматической зональности определяется рядом факторов: составом вмещающих пород, масштабом метасоматического процесса и его стадийностью. Так, например, шпинелевый тип зональности характерен только для сравнительно мощных пластовых тел, замещающих глиноземистые породы и не встречается в секущих жилах. Ортоклазовый тип встречается в секущих жилах, отходящих от крупных пластовых тел, и не встречается в одиночных жилах, залегающих за пределами месторождений; для краевых зон пластовых тел он также не характерен.

Для того чтобы выявить причины формирования разного типа зональности в различных телах метасоматитов, необходимо рассмотреть химизм метасоматического процесса и провести парагенетический анализ метасоматической зональности.

МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Минеральный состав магниезально-кальциевых метасоматитов разнообразен. Наряду с главными породообразующими минералами — плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, скаполитом, диопсидом, шпинелью, амфиболом, флогопитом, форстеритом — в этих породах широко развиты кальцит, сфен, апатит, циркон, ортит, в отдельных районах встречаются торит, людвигит, магнетит, пирит, халькопирит, пирротин, молибденит. Во многих работах по геологии и петрологии метасоматитов этого типа (Калинин, 1939; Коржинский, 1945, 1947; Галюк, 1957; Маракушев, 1958, Сердюченко и др., 1960; Лицарев, 1961; Шабынин и др., 1961; Судовиков и др., 1962, и др.) приводится описание слагающих их минералов, что позволяет составить общее представление о минеральном составе пород. Однако по ряду вопросов генезиса некоторых минералов нет единого мнения; оставались также не выявленными многие закономерности изменения составов минералов метасоматитов.

В настоящей главе основное внимание уделено причинам вариации составов главных породообразующих минералов в разных типах зональных метасоматитов. Помимо полученных нами данных о составе минералов, были использованы данные из многочисленных литературных ис-

точников. К сожалению, различия в терминологии и отсутствие в ряде работ четкой привязки химически охарактеризованных минералов к тем или иным разновидностям метасоматитов или отдельным метасоматическим зонам затрудняют использование всех опубликованных химических анализов минералов. Поэтому из литературных источников взяты только те химические анализы минералов, принадлежность которых к тем или иным метасоматическим зонам определена достаточно четко.

П о л е в ы е ш п а т ы. Полевые шпаты в диопсидовых метасоматитах представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Состав плагиоклаза варьирует от 30 до 74% анортита. При замещении гранитов метасоматитами в контактах с ними происходит постепенная перекристаллизация мелких неправильной формы зерен плагиоклаза гранитов в более крупные лейсты плагиоклаза основного состава; при этом обычно наблюдаются зональные кристаллы с более основными внешними зонами. Калиевый полевой шпат гранитов также замещается плагиоклазом с образованием мелких вростков кварца.

Калиевый полевой шпат, распространенный преимущественно в секущих жилах, широко развитых на флогопитовых месторождениях, образует крупные прозрачные полигональные кристаллы серого цвета. В шлифах из контактов гранитов с метасоматитами обычно прослеживается постепенная перекристаллизация калиевого полевого шпата гранитов в более крупнозернистые агрегаты, слагающие вместе с диопсидом внешнюю зону в мощных метасоматических жилах или диопсид-полевошпатовые оболочки орбикулярных метасоматитов. При перекристаллизации калиевого полевого шпата пертитовые вростки альбита в нем сначала укрупняются, затем обособляются в виде небольших изометричных вростков по периферии зерен калиевого полевого шпата. Его оптические константы также постепенно меняются от $2V = -78-80^\circ$; $\perp (001) \wedge Nm = 4^\circ$ до $2V = -60^\circ$, $\perp (001) \wedge Nm = 8-10^\circ$. Химические анализы калиевого полевого шпата, слагающего граниты и внешние зоны диопсидовых метасоматитов (табл. 4), показывают, что при перекристаллизации происходило высвобождение натрия.

Т а б л и ц а 4

Химические анализы калиевого полевого шпата гранитов
и из развитых по ним диопсидовых метасоматитов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	63.00	64.26	63.68	64.12	65.06	64.62	64.42	64.50
TiO ₂	0.22	0.27	Не обн.	0.22	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	19.50	19.43	19.48	19.48	18.96	18.76	18.92	19.00
Fe ₂ O ₃	0.40	0.16	0.10	0.10	0.10	0.18	0.24	0.12
FeO	0.36	0.36	0.22	0.42	0.22	0.28	Не обн.	Не обн.
MnO	Не обн.	Не обн.	0.02	Не обн.	0.02	0.02	Не обн.	Не обн.
MgO	0.42	0.30	0.28	0.29	0.10	0.30	0.13	0.13
CaO	0.62	0.46	0.18	0.66	0.50	0.48	0.40	0.85
Na ₂ O	1.72	3.51	1.88	2.63	1.74	1.48	1.45	1.17
K ₂ O	13.28	11.18	13.48	12.03	13.09	13.83	14.27	14.27
H ₂ O	Не обн.	Не обн.	0.02	Не обн.	0.06	0.04	0.04	0.04
П.п. п	0.30	—	0.34	0.24	0.32	0.28	0.048	0.16
Сумма	99.82	99.93	99.67	100.19	100.17	100.27	100.35	100.24

Примечание. Все образцы из месторождения Эмельджак, аналитик Е. Е. Зевелева: 1 — Аляскитовый гранит, обр. 878; 2 — гранит-пегматит, обр. 907; 3 — диопсидовый гранит, обр. 406; 4 — гранит, обр. 960-а; 5 — аляскит, обр. 399-м; 6 — диопсид-полевошпатовый орбикулярный метасоматит, обр. 399-о; 7 — диопсид-полевошпатовый орбикулярный метасоматит, обр. 960; 8 — диопсид-полевошпатовый флогопитоносный метасоматит, обр. 1665.

Д. С. Коржинский (1945), описавший подобные калиевые полевые шпаты на Слюдянке, назвал их санидиновидными ортоклазом. При этом среди этого ортоклаза были отмечены бариевые разновидности, которые встречаются также и на Алданских флогопитовых месторождениях (Шмакин, 1967). Образование ортоклаза в метасоматитах связано, по-видимому, не столько с высокотемпературным характером метасоматического процесса, сколько с условиями довольно быстрой кристаллизации калиевого полевого шпата в спокойной статической обстановке. По мнению Б. М. Шмакина, присутствие бария также способствовало устойчивости ортоклаза в условиях температур, при которых формировались метасоматиты.

Скаполит. В диопсидовых метасоматитах скаполит является одним из распространенных минералов, хотя он и не слагает обычно больших масс пород. Как уже отмечалось, скаполит вместе с диопсидом образует одну из внешних метасоматических зон, находясь с ним в сложных симплектитовых сростаниях. От крупных тел метасоматитов, залегающих в гранитоидах, обычно отходят маломощные прожилки, в которых скаполит часто слагает радиально-лучистые агрегаты или идиоморфные кристаллы, врастающие в массу вмещающей породы. Внутри крупных тел метасоматитов скаполит образует иногда гнезда, сложенные либо сплошной массой этого минерала с включениями диопсида, амфибола, флогопита и акцессориев, либо друзами идиоморфных кристаллов, достигающих в длину 8—10 см.

Отмеченные морфологические разновидности скаполита являются различными его генерациями, последовательно образованными в течение метасоматического процесса.

Цвет скаполита белый с желтоватым, зеленоватым или фиолетовым оттенками в зависимости от характера и степени вторичных изменений, из которых наиболее распространена серицитизация.

Как видно из табл. 5, состав скаполита варьирует. В имеющихся анализированных образцах соотношение мариалитовой (Ma) и мейонитовой (Me) молекул меняется соответственно в пределах 24—48, 52—76%. Эти скаполиты относятся к мицзонитам, различная основность которых и отражена колебаниями SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O , Cl и SO_3 . По составу летучих компонентов скаполиты являются хлорсульфат-карбонатными. Для некоторых железорудных месторождений Алдана Д. П. Сердюченко и др. (1960) описали особую группу калиевых скаполитов.

Представленные в табл. 5 химические анализы не исчерпывают всех вариаций составов этого минерала в диопсидовых метасоматитах. Как показывают измерения показателей преломления скаполитов в разных телах жильных метасоматитов, наряду с мицзонитами встречаются также и дипиры, что отмечалось и М. А. Лицаревым (1961). Более кислые разновидности скаполитов обычно характерны для маломощных метасоматических жил, развитых за пределами флогопитовых и железорудных месторождений, где чаще всего скаполитом замещается внешняя плагиоклазовая зона. При этом во всех случаях скаполит оказывается более основным (Me — 38—42%), чем замещаемый плагиоклаз (An — 30—36%). Этот факт был впервые отмечен Д. С. Коржинским (1945) и объяснен подвижным поведением SO_3 при различных соотношениях Na_2O и Al_2O_3 в исходных породах. При замещении скаполитом плагиоклаза и калиевого полевого шпата происходит высвобождение кремнезема и щелочей.

В пределах одного и того же метасоматического тела состав скаполита также меняется. Во внешних зонах пластовых тел скаполит имеет более кислый состав по сравнению со скаполитом, слагающим гнезда и прожилки во внутренних частях этого тела и относящимся к более поздней стадии метасоматического процесса.

Химические анализы скаполита из диопсидовых метасоматитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44.04	44.42	45.52	47.00	51.27	50.71	50.50
TiO ₂	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0.20	He обн.	He обн.
Al ₂ O ₃	39.69	29.83	30.55	25.70	25.57	26.40	24.56
Fe ₂ O ₃	0.16	0.32	0.56	0.15	0.22	0.07	1.12
FeO	He обн.	He обн.	He обн.	0.50	0.35	0.39	0.29
MnO	0.02	0.01	Сл.	0.02	Сл.	0.01	Сл.
MgO	0.07	0.07	0.45	1.92	0.26	0.31	1.52
CaO	15.38	15.73	15.41	13.57	11.60	12.55	12.45
K ₂ O	2.19	1.28	0.88	0.85	1.40	1.54	0.98
Na ₂ O	2.81	3.76	2.88	3.15	5.34	5.46	6.40
H ₂ O ⁺	1.86	0.64	1.15	2.78	0.43	0.35	0.84
H ₂ O ⁻	He обн.	0.08	0.02	—	0.58	He обн.	0.30
SO ₃	0.82	1.08	1.14	1.70	0.49	0.28	0.97
F	He обн.	0.06	He обн.	0.88	—	—	—
Cl	0.76	0.90	0.10	0.98	1.12	1.10	0.14
CO ₂	2.48	2.40	0.82	1.14	0.56	—	1.42
Сумма	101.28	100.51	99.48	—	99.98	100.40	—
Cl=O	0.35	0.41	0.02	—	0.25	0.25	—
Итого	100.93	100.17	99.46	100.34	99.63	100.24	99.78
Ма	24	30	25	29	48	42	48
Ме	76	70	75	71	52	58	57

Примечание. Скаполит: 1 — из пустотки в гнейсе, Эмельджак (Галюк, 1957), 2 — из флогопитовой жилы в гнейсе, там же, 3 — из пироксен-скаполит-флогопитового гнезда, Южное (Лицарев, 1961), 4 — крупнокристаллический из диопсид-амфиболовых пород, Сивагли (Сердюченко и др., 1960), 5 — из пироксен-скаполит-флогопитового гнезда, Снежное (Лицарев, 1961), 6 — из пироксен-скаполит-флогопитового гнезда, Зимнее (Лицарев, 1961), 7 — крупнокристаллический из диопсид-амфиболовой породы, Сивагли (Сердюченко и др., 1960).

Таким образом, вариации в составе скаполита определяются, с одной стороны, составом плагиоклаза из внешней диопсид-плагиоклазовой зоны, а с другой — стадийностью метасоматического процесса, т. е. при переходе от ранних стадий к более поздним основность скаполита увеличивается.

Диопсид. Диопсид является главным породообразующим минералом метасоматитов, входя в состав почти всех зон. Размеры его кристаллов варьируют от нескольких миллиметров в диопсид-скаполитовой, диопсид-шпинелевой, диопсид-амфиболовой и диопсид-флогопитовой зонах до нескольких сантиметров в мономинеральной диопсидовой зоне и диопсид-амфиболовых, диопсид-флогопитовых и кальцитовых гнездах. Внутри таких гнезд и секущих жил в пластовых метасоматитах диопсид часто образует друзы идиоморфных кристаллов с хорошо развитыми гранями призмы и отдельностью по (001). Вариации размера кристаллов диопсида и его окраски в шлифах от зеленой в краевых зонах метасоматических тел до светло-зеленой — в центральных сопровождаются и изменением его оптических свойств, что является следствием изменения химизма диопсида от зоны к зоне.

По характеру изменения показателей преломления (табл. 6) видно закономерное уменьшение железистости диопсида от краевых метасоматических зон к внутренним. При этом в пластовых телах метасоматитов содержание геденбергитовой молекулы в каждой из зон всегда выше, чем в соответствующих зонах секущих жил. Кроме того, содержание

Изменение железистости диопсида по зонам в различных телах метасоматитов

Морфология тел	Зона	№ образца	Ng	Nm	Np	Содержание геденбергитовой молекулы, по Винчеллу
Пластовые метасоматиты в кристаллических сланцах и гнейсах	Ди+Ск	2010	1.723	1.700	1.692	40
	Ди+Ам	2011	1.721	1.701	1.692	38
	Ди+Фл	2013	1.716	1.693	1.686	32
	Ди	2014	1.715	1.693	1.684	30
	Ди+Ам	1978	1.723	1.703	1.694	42
	Ди+Фл	1979	1.718	1.695	1.687	36
	Ди	1979а	1.715	1.692	1.683	30
	Ди+Ам	1939	1.725	1.703	1.695	43
	Ди+Фл	1940	1.722	1.700	1.692	38
	Ди	1941	1.713	1.693	1.684	27
Секущие жилы в кристаллических сланцах и гнейсах	Ди+Ам	1972	1.719	1.693	1.686	34
	Ди+Фл	1973	1.714	1.691	1.684	28
	Ди	1974	1.710	1.688	1.680	20
	Ди+Ам	2018	1.717	1.695	1.688	29
	Ди+Фл	2019	1.713	1.683	1.689	25
	Ди	2020	1.706	1.686	1.675	17
	Ди+Ск	1926	1.721	1.701	1.695	38
	Ди+Ам	1927	1.720	1.699	1.691	35
	Ди+Фл	1928	1.716	1.933	1.686	28
	Ди	1929	1.708	1.685	1.678	18

Примечание. Ди — диопсид, Ск — сканополит, Ам — амфибол, Фл — флогопит.

железа в диопсиде зависит и от состава замещенных пород. В метасоматитах по гранитам железистость диопсида ниже, чем в метасоматитах по меланократовым гнейсам и кристаллическим сланцам.

В табл. 7 представлены химические анализы диопсидов из различных метасоматических тел и зон, пересчитанные на кристаллохимические формулы:

- $(K_{0.01}Na_{0.02}Ca_{0.95}Fe_{0.02}^{2+})(Mg_{0.81}Fe_{0.06}^{2+}Fe_{0.06}^{3+}Ti_{0.02}Al_{0.05})(Al_{0.25}Si_{1.75})O_6$;
- $(K_{0.03}Na_{0.03}Ca_{0.96})(Mg_{0.86}Fe_{0.04}^{2+}Fe_{0.01}^{3+}Al_{0.06})(Al_{0.22}Si_{1.78})O_6$;
- $(K_{0.02}Ca_{0.97}Fe_{0.01}^{2+})(Mg_{0.78}Fe_{0.02}^{2+}Fe_{0.11}^{3+}Ti_{0.01}Al_{0.08})(Al_{0.20}Si_{1.80})O_6$;
- $(K_{0.01}Na_{0.02}Ca_{0.98})(Mg_{0.78}Fe_{0.05}^{2+}Fe_{0.07}^{3+}Al_{0.10})(Al_{0.15}Si_{1.86})O_6$;
- $(K_{0.01}Na_{0.04}Ca_{0.94}Fe_{0.01}^{2+})(Mg_{0.91}Fe_{0.03}^{2+}Fe_{0.07}^{3+})(Al_{0.15}Si_{1.84})O_6$;
- $(K_{0.02}Na_{0.04}Ca_{0.94})(Mg_{0.83}Fe_{0.06}^{2+}Fe_{0.10}^{3+}Al_{0.01})(Al_{0.19}Si_{1.81})O_6$;
- $(Na_{0.03}Ca_{0.93}Fe_{0.04}^{2+})(Mg_{0.78}Fe_{0.02}^{2+}Fe_{0.07}^{3+}Al_{0.13})(Al_{0.22}Si_{1.78})O_6$;
- $(Na_{0.02}Ca_{0.94}Fe_{0.04}^{2+})(Mg_{0.86}Fe_{0.03}^{2+}Fe_{0.05}^{3+}Al_{0.06})(Al_{0.14}Si_{1.86})O_6$;
- $(K_{0.01}Na_{0.02}Ca_{0.95}Fe_{0.02}^{2+})(Mg_{0.85}Fe_{0.05}^{2+}Al_{0.05})(Al_{0.14}Si_{1.86})O_6$;
- $(Na_{0.01}Ca_{0.94}Fe_{0.05}^{2+})(Mg_{0.79}Fe_{0.08}^{3+}Al_{0.13})(Al_{0.20}Si_{1.80})O_6$;
- $(Na_{0.01}Ca_{0.98}Fe_{0.01}^{2+})(Mg_{0.83}Fe_{0.04}^{3+}Fe_{0.04}^{3+}Al_{0.09})(Al_{0.13}Si_{1.87})O_6$;
- $(Na_{0.01}Ca_{0.96}Fe_{0.03}^{2+})(Mg_{0.95}Fe_{0.01}^{2+}Fe_{0.03}^{3+}Al_{0.01})(Al_{0.07}Si_{1.93})O_6$;
- $(Na_{0.02}Ca_{0.96}Fe_{0.02}^{2+})(Mg_{0.86}Fe_{0.01}^{2+}Fe_{0.10}^{3+}Al_{0.03})(Al_{0.25}Si_{1.75})O_6$;
- $(Na_{0.02}Ca_{0.95}Fe_{0.03}^{2+})(Mg_{0.96}Fe_{0.02}^{2+}Fe_{0.06}^{3+})(Al_{0.06}Si_{1.91})O_6$;
- $(Ca_{0.98}Fe_{0.02}^{2+})(Mg_{0.99}Fe_{0.02}^{2+}Fe_{0.02}^{3+})(Al_{0.01}Si_{1.96})O_6$;
- $(Na_{0.02}Ca_{0.97}Fe_{0.01}^{2+})(Mg_{0.71}Fe_{0.05}^{2+}Fe_{0.05}^{3+}Al_{0.19})(Al_{0.33}Ti_{0.07}Si_{1.60})O_6$;
- $(Na_{0.01}Ca_{0.98}Fe_{0.01}^{2+})(Mg_{0.66}Fe_{0.07}^{2+}Fe_{0.10}^{3+}Al_{0.17})(Al_{0.38}Ti_{0.05}Si_{1.57})O_6$;

Химические анализы диопсидов из метасоматитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	48.17	49.25	48.83	50.64	50.50	49.30	48.18	50.60	50.48	48.14	50.70	52.98	48.34	52.13	53.93	43.06	42.75	53.53	52.32	53.42
TiO ₂	0.58	—	0.20	0.16	0.16	0.22	0.14	0.13	0.15	0.11	0.12	0.06	6.45	0.08	Сл.	2.36	1.77	Сл.	Сл.	—
Al ₂ O ₃	6.94	6.78	6.51	5.27	3.48	4.69	8.00	4.47	4.37	7.61	4.96	1.89	—	1.27	0.21	11.97	12.87	0.42	0.96	0.32
Fe ₂ O ₃	2.17	0.53	3.79	2.43	2.50	3.68	2.67	1.72	1.67	3.00	1.56	0.96	3.63	1.72	0.52	1.75	3.06	0.48	0.21	1.32
FeO	2.50	1.52	0.99	1.52	1.45	1.90	2.10	2.16	2.30	1.74	1.66	1.32	1.03	1.61	1.44	2.10	2.07	1.68	3.55	1.57
MnO	0.14	0.10	0.10	0.15	0.12	0.07	0.12	0.13	0.12	0.11	0.10	0.04	0.06	0.07	Не обн.	0.25	Не обн.	—	—	0.07
MgO	14.72	15.96	14.13	14.22	16.72	15.21	14.18	15.72	15.54	14.34	15.00	17.42	15.84	17.49	18.36	12.93	12.00	18.13	17.96	18.72
CaO	24.35	24.00	24.49	24.97	24.13	23.89	23.62	23.94	23.82	24.78	24.57	24.70	24.37	24.70	25.36	24.79	24.92	25.26	23.13	24.30
Na ₂ O	0.23	0.47	Не обн.	0.27	0.59	0.56	0.30	0.25	0.32	0.21	0.14	0.26	0.28	0.31	—	0.21	0.17	—	0.89	0.37
K ₂ O	0.19	0.66	0.50	0.31	0.21	0.50	0.03	0.03	0.11	0.07	0.03	Не обн.	0.08	Не обн.	—	0.05	Не обн.	—	0.35	0.09
H ₂ O ⁺	0.12	0.10	0.82	0.06	0.34	0.24	—	0.24	0.44	0.20	0.45	0.43	—	0.37	—	—	0.40	0.86	—	0.10
H ₂ O ⁻	—	0.12	0.06	0.14	0.16	0.08	—	—	—	—	—	0.12	—	0.21	—	—	—	Нет	—	—
П. п. п.	—	—	0.11	0.07	Не обн.	0.25	—	—	—	—	—	0.14	—	0.17	—	0.90	—	—	—	—
Сумма	100.11	100.39	100.53	100.31	100.36	100.53	99.54	99.39	99.44	99.35	99.50	100.19	100.41	99.80	99.82	100.37	100.04	100.36	99.37	100.41

Примечание. Диопсид: 1 — из пластового метасоматического тела, обр. 1425, Эмельджак, аналитик Е. Е. Зевелева (ИГГД АН СССР); 2 — из пластового метасоматического тела, там же (Галюк, 1957); 3 — из диопсид-флогопитовой жилы в граните, там же; 4 — из флогопитового гнезда в шпинель-диопсидовой породе (крупнокристаллический), там же; 5 — из флогопитовой жилы в биотит-пироксен-амфиболовом гнейсе (крупнокристаллический), там же; 6 — из флогопитовой жилы в граните (крупнокристаллический), там же; 7 — из диопсид-шпинелевой зоны флогопитоносной жилы в граните, обр. 1422, Эмельджак, аналитик Е. Е. Зевелева (ИГГД АН СССР); 8 — из диопсид-флогопитовой зоны флогопитоносной жилы в граните, обр. 1423, м-ние и аналитик те же; 9 — из мономинеральной диопсидовой зоны флогопитоносной жилы в граните, обр. 1423-а, м-ние и аналитик те же; 10 — из диопсид-амфиболовой зоны флогопитоносной жилы в граните, обр. 1963, Участок Второго, аналитик Е. Е. Зевелева (ИГГД АН СССР); 11 — из мономинеральной диопсидовой зоны флогопитоносной жилы в граните, обр. 1965, м-ние и аналитик те же; 12 — из диопсид-флогопит-кальцитового гнезда в флогопитоносном метасоматите, Куранах (Лицарев, 1962); 13 — из шпинель-диопсидовой природы, Южное, по Б. М. Роненсону и др., 1969, аналитик С. Я. Гольданель (СибГЕОХИ); 14 — из пироксен-флогопит-кальцитового гнезда шпинель-диопсидовой породы в перматите (крупнокристаллический), Леглиерское (Лицарев, 1962); 15 — из метасоматита с магнетитом (крупнокристаллический), Таежное (Шабьнин и др., 1961); 16 — из шпинель-диопсидовой породы, там же; 17 — из паргасит-шпинель-диопсидовой породы, Эмельджак (Шабьнин и др., 1961); 18 — из диопсид-магнетитового метасоматита, Таежное (Шабьнин и др., 1961); 19 — из диопсидового метасоматита, там же; 20 — из амфибол-флогопитовой породы, там же (Сердюченко и др., 1960).

18. $(Ca_{0.95}Fe_{0.02}^2)(Mg_{0.95}Fe_{0.03}^2Fe_{0.01}^3)(Al_{0.02}Si_{1.96})O_6$;
 19. $(Ca_{0.95}Fe_{0.02}^2)(Mg_{0.97}Fe_{0.09}^2)(Al_{0.04}Si_{1.90})O_6$;
 20. $(Na_{0.02}Ca_{0.94}Fe_{0.04}^2)(Mg_{1.01}Fe_{0.01}^2Fe_{0.03}^3)(Al_{0.01}Si_{1.94})O_6$.

В диопсидах устанавливается обратная зависимость содержания Fe_2O_3 и MgO при почти неизменном количестве CaO . При этом, как видно на графике (рис. 38), соотношение Fe_2O_3 и MgO не зависит только от принадлежности диопсида к той или иной зоне — здесь сказывается также и влияние железистости вмещающих пород. Поэтому в крупнокристаллических диопсидах центральных зон соотношение Fe_2O_3 и MgO может быть таким же (ан. 4—6), как и во внешних зонах пластовых метасоматитов. Однако во всех метасоматических телах сохраняется тенденция уменьшения железистости

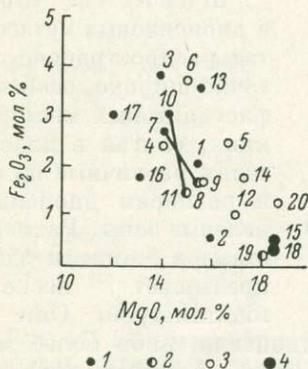


Рис. 38. Изменение соотношений Fe_2O_3 и MgO в диопсидах из разных метасоматических зон.

1 — пластовые тела и внешние зоны; 2 — внутренние зоны жил; 3 — крупнокристаллические гнезда и прожилки; 4 — диопсид в ассоциации с магнетитом. Линиями соединены образцы из одного метасоматического тела. Цифры на рисунке — номера химических анализов (см. табл. 7).

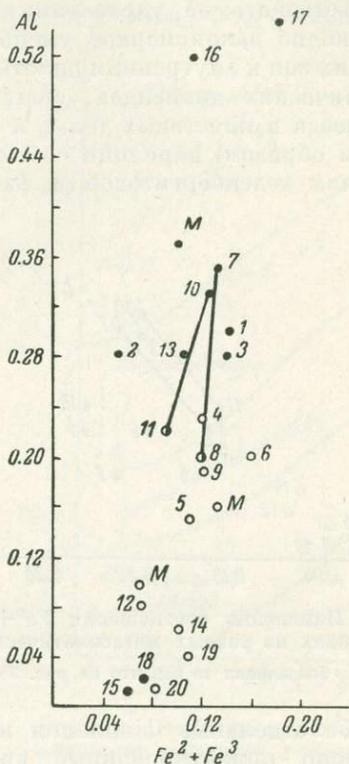


Рис. 39. Изменение соотношения алюминия и железа в диопсидах из разных метасоматических зон.

Обозначения те же, что на рис. 38.

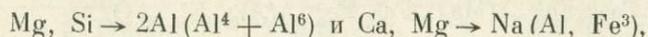
диопсида при переходе от внешних зон к внутренним (ан. 7—11).

Химические анализы показывают, что состав диопсида варьирует также и по содержанию глинозема. Диопсиды из внешних зон метасоматитов ранних стадий

— пластовых тел и извилистых жил в гранитах, где обычно распространены ассоциации со шпинелью, — содержат повышенное количество Al_2O_3 (от 5 до 12 мол. %) и являются фассаитами. В центральных частях метасоматических тел в диопсид-амфиболовой, и особенно в диопсид-флогопитовой зоне, количество глинозема в диопсиде резко падает (рис. 39).

Если вариации в содержании глинозема в диопсидах ранних стадий метасоматического процесса зависят от влияния состава вмещающих пород, т. е. их глиноземистости, то изменение его содержания при переходе от внешних зон к внутренним как в одном и том же метасоматическом теле (ан. 7—11), так и от ранних стадий (пластовые тела) к поздним

(секущие жилы) является следствием изменения щелочности растворов. В диопсидах имеют место изоморфные замещения по схеме



из которых последнее является показателем увеличения щелочности среды. Следовательно, увеличение отношения $\text{Al}^6 + \text{Fe}^3$ к Al^4 в диопсидах будет свидетельствовать об увеличении щелочности растворов (рис. 40). На рис. 40 видно закономерное уменьшение Al^4 в диопсидах при переходе от внешних зон к внутренним вплоть до полного его исчезновения в крупнокристаллических диопсидах, слагающих вместе с флогопитом и амфиболом гнезда в пластовых телах и центральные части секущих жил.

Таким образом, вариации состава диопсида выражаются в различном содержании геденбергитовой и фассаитовой молекул, которое зависит, с одной стороны, от состава пород, замещенных метасоматитами, а с другой — от принадлежности диопсида к той или иной метасоматической зоне.

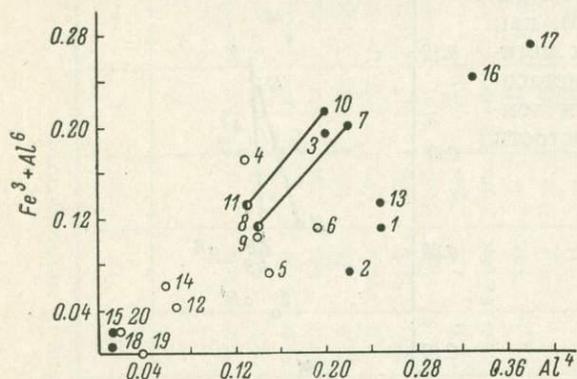


Рис. 40. Изменение соотношения $\text{Fe}^3 + \text{Al}^6$ и Al^4 в диопсидах из разных метасоматических зон.

бозначения те же, что на рис. 38.

Шпинель. Шпинель в диопсидовых метасоматитах распространена достаточно широко, особенно на флогопитовых месторождениях, слагая в пластовых телах различные по форме и размерам диопсид-шпинелевые зоны. Размер кристаллов шпинели здесь не превышает нескольких миллиметров. Они образуют либо отдельные скопления в массе диопсида, либо более мелкие закономерно ориентированные вроски в его крупных кристаллах. В диопсид-кальцитовых гнездах и прожилках, располагающихся в этих

Таблица 8

Химические анализы шпинели из диопсидовых метасоматитов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	1.52	1.00	—	Сл.	Сл.
TiO_2	Не обн.	0.20	Сл.	0.13	0.16
Al_2O_3	64.04	64.20	68.20	65.40	66.26
Fe_2O_3	2.89	2.89	3.36	4.32	3.28
FeO	10.45	13.21	1.76	8.03	8.23
MnO	Не обн.	0.17	1.08	0.10	0.08
MgO	20.12	17.15	26.18	22.23	22.18
CaO	1.41	Не обн.	Сл.	Сл.	Сл.
ZnO	—	—	0.36	0.24	0.18
Сумма	100.43	98.82	99.94	100.45	100.37

Примечание. Шпинель: 1 — из диопсид-шпинелевой пластовой породы, Эмельджак, (Галюк, 1957); 2 — из диопсид-флогопит-кальцитового гнезда в диопсид-шпинелевом метасоматите (крупнокристаллическая), обр. 9, Канку, аналитик В. Д. Бугрова (ИГГД АН СССР); 3 — из диопсид-кальцитового гнезда в метасоматите (крупнокристаллическая), Сивагли (Сердюченко и др., 1960); 4 — из диопсид-кальцитовой породы, Куранах (Сердюченко и др., 1960); 5 — из диопсид-флогопит-кальцитовой породы, р. Гон (Сердюченко и др., 1960).

зонах, шпинель образует крупные идиоморфные октаэдрические кристаллы, размер которых достигает 5—10 см в поперечнике. Кроме шпинели, образование которой связано с формированием метасоматической зональности по породам, богатым глиноземом, в метасоматитах, содержащих магнетитовые оруденение, наблюдается образование шпинели при замещении магнетитом диоксида или амфибола. Эта шпинель представлена небольшими ксеноморфными зернами внутри магнетита, который образовался в диоксид-амфибол-флогопитовых метасоматитах с частичным замещением алюмосиликатных минералов. То, что это новообразованная шпинель, а не реликт диоксид-шпинелевой

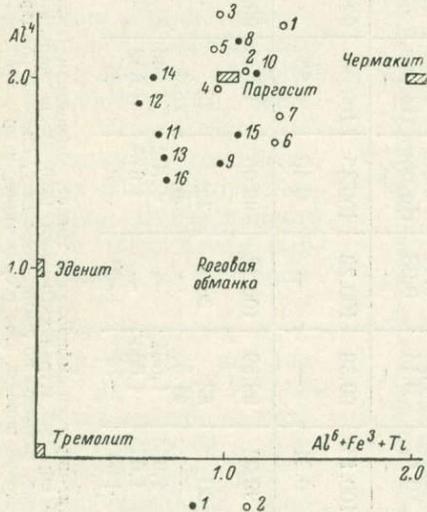


Рис. 41. Колебания химических составов амфиболов, диопсидовых метасоматитов, выраженных в количествах атомов $Al^6 + Ti + Fe^3$ и Al^4 на формульную единицу.

1 — роговые обманки; 2 — паргасит. Цифры на рисунке — номера химических анализов (см. табл. 9).

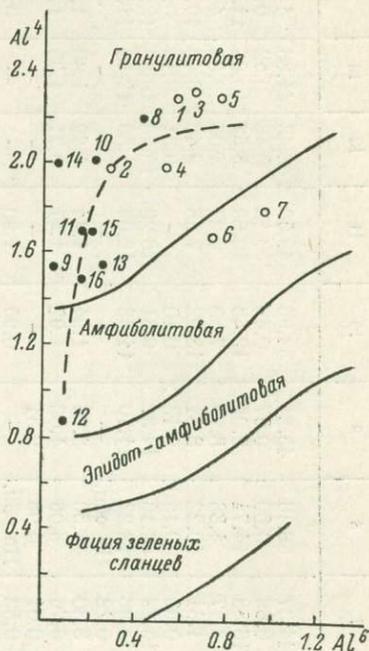


Рис. 42. Изменение соотношения алюминия четверной и шестерной координации в амфиболах диопсидовых метасоматитов.

Границы фаций метаморфизма даны по В. В. Закруткину (1968). Обозначения те же, что на рис. 41.

породы, подвергшейся оруденению, доказывается отсутствием ее в окружающей массе безрудных участков. Такие вроски шпинели в краевых частях зерен магнетита нельзя объяснить и как результат распада твердого раствора, поскольку такой процесс не характерен для гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений (Борисенко и др., 1968).

Цвет шпинели зеленовато-черный, в шлифах — ярко-зеленый, оптически изотропна, $N=1.715-1.740$. В табл. 8 представлены химические анализы шпинели, указывающие на принадлежность ее к плеонасту. Содержание герцининовой молекулы варьирует от 20 до 40%, при этом в том или ином участке, где развиты метасоматиты, колебания железистости шпинели более узкие, что отмечалось М. А. Лицаревым (1961).

А м ф б о л. Амфибол в метасоматитах является одним из главных породообразующих минералов, слагающих диоксид-амфиболовую зону, а также мономинеральные обособления и гнезда в центральных частях тел. Размер кристаллов амфибола варьирует, достигая в гнездах нескольких сантиметров по длинной оси. Его состав различен. Как показывают

Таблица 9

Химические анализы амфиболов из диопсидовых метасоматитов

Компо- ненты и константы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	39.34	40.34	39.94	41.92	41.70	43.86	44.37	38.48	43.21	38.95	43.50	48.43	44.86	41.93	40.20	44.21
TiO ₂	0.55	0.36	0.28	0.30	0.06	Нет	0.89	0.60	0.07	0.42	0.12	0.48	0.52	0.81	0.71	0.22
Al ₂ O ₃	16.81	13.41	17.41	14.97	17.27	14.20	16.88	14.74	9.05	12.48	10.89	5.52	10.85	11.83	10.26	9.37
Fe ₂ O ₃	4.55	8.41	2.69	3.76	1.36	4.85	2.17	4.88	8.75	7.50	4.27	4.05	3.39	4.57	7.03	4.70
FeO	3.86	3.05	1.46	1.32	2.43	8.01	1.81	10.22	8.61	13.92	7.58	9.40	6.40	10.11	14.10	9.00
MnO	0.11	0.14	0.08	0.08	0.07	0.14	0.06	0.15	0.13	0.10	—	0.31	0.16	0.18	0.16	0.16
MgO	15.60	16.38	18.91	18.50	17.97	13.52	15.29	12.19	14.32	9.31	16.29	15.70	16.80	13.62	9.03	15.60
CaO	13.20	13.58	12.45	13.05	14.12	11.60	12.98	12.22	11.70	11.63	12.69	11.35	12.38	11.80	12.17	11.90
BaO	—	—	Сл.	Сл.	Не обн.	—	0.28	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	1.85	0.82	1.63	1.69	1.74	1.55	3.80	1.50	2.26	1.94	1.74	1.29	1.80	1.77	1.51	1.32
K ₂ O	2.83	2.57	3.10	2.02	1.84	1.05	0.76	3.06	1.03	1.92	1.47	0.71	1.05	1.51	1.67	1.43
Cl	—	—	—	—	—	0.10	0.01	0.08	0.51	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	0.68	0.45	Не обн.	Не обн.	0.52	Не обн.	—	0.95	1.30	—	—	0.55	1.61	1.41
SO ₃	—	—	—	—	0.24	0.07	0.07	0.03	0.06	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0.33	0.30	0.80	Не обн.	0.06	0.67	0.10	1.10	0.44	0.68	0.70	2.25	1.75	1.17	0.97	0.60
H ₂ O ⁻	0.02	0.06	0.12	0.34	0.31	Не обн.	0.14	0.14	0.08	Не обн.	Не обн.	—	—	0.12	0.36	Не обн.
П. п. п.	0.48	0.34	0.20	2.12	0.30	—	—	—	—	—	—	—	—	0.20	0.20	0.50
Сумма	99.53	99.49	99.75	100.52	99.47	99.99	100.13	99.39	100.22	100.45	100.00	99.49	99.96	—	—	—
O=F ₂	—	—	0.29	0.19	—	—	0.21	—	—	0.40	0.55	—	—	0.23	0.68	0.59
Итого	99.53	99.49	99.46	100.33	99.47	99.99	99.92	99.39	100.22	99.05	99.45	99.49	99.96	99.94	99.80	99.83
cNg	26—28	—	24	22	23	23	20	32	26	25	25	—	—	19	26	18
fm	22.1	26.2	—	—	10.3	—	—	41.5	—	55.4	28.4	—	—	37.0	55.9	32.1
Ng	1.674	—	1.658	1.665	1.669	1.658	1.653	1.684	—	1.702	1.666	—	—	1.680	1.701	1.668
Np	1.664	—	1.641	1.647	1.647	1.641	1.635	1.666	—	1.678	1.642	—	—	1.657	1.668	1.646
2V	+78—86	—	+52	+68	—	+64	+60	-74	-69	-70	-84	—	—	-76	-65	-80

Примечание. 1—7 — паргасит: 1 — из флогопитовой жилы в биотит-пироксен-амфиболовом гнейсе, Эмельджак (Галюк, 1957); 2 — из флогопитового гнезда в шпинель-диопсидовой породе, там же; 3 — из гнезда в диопсидовой породе, обр. 1913, Куранах (Шмакин, 1959); 4 — из жилы в шпинель-диопсидовой породе, обр. 2535, там же; 5 — из кальцит-флогопитового гнезда в шпинель-пироксеновой породе, развитой по гранит-пегматиту, Снежное (Лицарев, 1961); 6 — из флогопит-магнетитовой породы, Таежное (Сердюченко и др., 1960); 7 — из диопсид-амфибол-магнетитовой породы, Дес (Сердюченко, и др., 1960). 8—16 — роговая обманка: 8 — из амфибол-магнетитовых руд, Таежное (Сердюченко и др., 1960); 9 — из флогопит-амфиболовой породы с магнетитом, там же; 10 — из диопсид-амфибол-магнетитового метасоматита, Сивагли (Шабынин, 1958); 11 — из амфиболовой мономинеральной породы, Таежное (Шабынин, 1958); 12 — из диопсид-амфиболовой жилы в биотитовом гнейсе, обр. 1303, р. Алдан, ниже устья р. Унгры, анализ Е. Е. Зевелева (ИГД АН СССР); 13 — из диопсид-амфиболовой жилы в биотит-амфиболовом гнейсе, обр. 1335, р. Чуга, в 25 км от устья, анализ тот же; 14 — из флогопитового метасоматита, Таежное (Шабынин, 1958); 15 — из диопсид-магнетитового метасоматита по мигматиту, Сивагли (Шабынин, 1958); 16 — из диопсидового метасоматита, Магнетитовое (Шабынин, 1958).

химические анализы (табл. 9) и оптические константы, амфибол относится либо к роговой обманке, либо к паргаситу.

Роговые обманки сине-зеленого цвета в шлифах, с резким плеохроизмом: Ng — синева-зеленый, Nm — травяно-зеленый, Np — желто-зеленый, обычно характерны для метасоматитов, слагающих железорудные месторождения, а также небольшие жилы за пределами флогопитовых и железорудных месторождений. Паргаситы распространены в метасоматитах, слагающих флогопитовые месторождения. Интенсивность окраски и плеохроизм паргасита зависят от его железистости.

По классификации У. А. Дири и др. (1965), на диаграмме $Al^4-Al^6+Fe^3+Ti$ (рис. 41) все амфиболы метасоматитов относятся к ряду паргасит-феррогастингит и образуют единое поле, расположенное в области паргасита. Часть амфиболов, являющихся по оптическим свойствам роговыми обманками, находится на периферии этого поля ближе к области роговой обманки. На отличие сине-зеленых роговых обманок диопсидовых метасоматитов Алдана от аналогичных роговых обманок метаморфических пород указывал Л. И. Шабынин (1958). Содержание химических элементов (табл. 10) в формульных единицах, вычисленных по кислородному методу, показывает, что в амфиболах имеют место вариации почти всех элементов, количественные соотношения которых могут зависеть от термодинамических условий процесса, изменения химизма растворов и от состава вмещающих метасоматитов пород. В метаморфи-

Таблица 10

Содержание химических элементов и некоторых производных величин в кристаллохимической формуле амфиболов диопсидовых метасоматитов

Компоненты и константы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Si	5.71	5.96	5.66	6.01	5.85	6.32	6.20	5.80	6.36	5.97	6.30	7.13	6.44	6.00	6.30	6.53
Ti	0.04	0.03	0.03	0.03	—	—	0.09	0.07	—	0.36	—	—	0.05	0.09	0.08	—
Al ⁴	2.29	2.04	2.34	1.99	2.15	1.68	1.80	2.20	1.56	2.03	1.70	0.87	1.59	2.00	1.70	1.47
Al ⁶	0.59	0.28	0.62	0.53	0.44	0.73	0.98	0.41	—	0.22	0.16	0.08	0.24	0.02	0.17	0.15
Fe ³	0.50	0.76	0.29	0.40	0.28	0.52	0.22	0.54	0.96	0.87	0.46	0.45	0.36	0.49	0.82	0.51
Fe ²	0.46	0.25	0.17	0.15	0.28	0.96	0.21	1.29	1.06	1.78	0.91	1.16	0.76	1.22	1.64	0.74
Mg	3.38	3.60	4.05	3.95	3.84	2.90	3.18	2.75	3.14	2.13	3.51	3.44	3.61	2.92	2.08	3.43
Ca	2.05	2.15	1.91	2.01	2.17	1.79	1.93	1.98	1.85	1.91	1.97	1.79	1.90	2.54	2.03	1.88
Na	0.52	0.25	0.45	0.45	0.47	1.02	1.02	0.43	0.66	0.57	0.47	0.35	0.50	0.48	0.45	0.38
K	0.52	0.50	0.57	0.36	0.35	0.21	0.13	0.60	0.19	0.37	0.26	0.12	0.21	0.28	0.32	0.27
f	22.12	21.90	40.20	12.22	9.85	37.79	11.91	51.11	48.67	56.98	28.07	31.88	23.67	36.93	54.18	26.70
K _{ox}	0.52	0.75	0.63	0.73	0.33	0.35	0.51	0.29	0.47	0.32	0.33	0.28	0.32	0.28	0.33	0.40

$$f \text{ (железистость)} = \frac{Fe^3 + Fe^2 + Mn}{(Fe^3 + Fe^2 + Mn) + Mg} \cdot 100\%; K_{ox} \text{ (коэффициент окисления)} = \frac{Fe^3}{Fe^3 + Fe^2}$$

Примечание. 1—16 — номера химических анализов (см. табл. 9).

ческих породах амфиболы обычно используются для установления термодинамических условий метаморфизма. На диаграмме Al^4-Al^6 , предложенной В. В. Закруткиным (1968) для разделения амфиболов по фациям метаморфизма, почти все амфиболы метасоматитов попадают в поле гранулитовой фации (рис. 42). Вместе с тем, по классификации Е. А. Костюк (1970), амфиболы метасоматитов отличаются от амфиболов гранулитовой фации по количеству Al^4 , Al^6 , К и Ti. Отсюда можно заключить, что причины вариации в составе амфиболов связаны не с колебаниями температуры, так как метасоматиты относятся к одному генетическому типу

и образованы в одно время, а с изменением химизма растворов в течение метасоматического процесса и с влиянием состава замещенных метасоматитами пород.

На диаграмме Al^4-Al^6 видно, что паргаситы отличаются от рого-

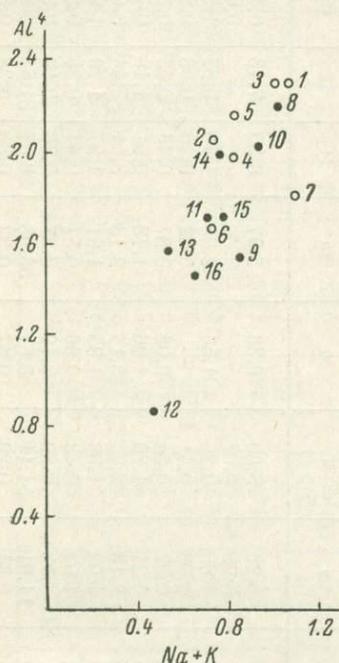


Рис. 43. Соотношение алюминия четверной координации и щелочей в амфиболах диопсидовых метасоматитов.

Обозначения те же, что на рис. 41.

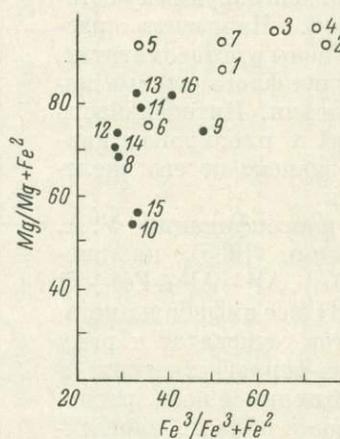


Рис. 44. Соотношение магнезиальности и коэффициента окисления в амфиболах диопсидовых метасоматитов.

Обозначения те же, что на рис. 41.

вых обманок повышенным содержанием как Al^4 , так и Al^6 . При этом в роговых обманках вариации в содержании общего количества Al происходят главным образом за счет Al^4 , тогда как в паргаситах наблюдается резкое увеличение и Al^6 . В. С. Соболевым (1949) было отмечено, что увеличение Al^4 в амфиболах связано с возрастанием щелочности среды. Такая зависимость для амфиболов метасоматитов хорошо иллюстрируется диаграммой Al^4-Na+K (рис. 43). Щелочность амфиболов находится в обратной зависимости от содержания в них кремнезема. Резкое же увеличение Al^6 в паргаситах связано с влиянием состава вмещающих пород. Это влияние повышенной глиноземистости замещенных метасоматитами пород на глиноземистость минералов метасоматитов в большей степени сказывалось в крупных телах, так как с развитием процесса Al-Si отношение возрастало и избыток глинозема приводил к кристаллизации шпинели и вхождению его в повышенных количествах в диопсид и амфибол. Повышение же щелочности растворов способствовало образованию маложелезистых минералов, в том числе и паргасита. Поэтому паргаситы обычно и характерны для флогопит- и шпинельсодержащих ас-

социаций метасоматитов, слагающих на флогопитовых месторождениях крупные по размерам тела.

По изменению железистости амфиболы метасоматитов образуют также непрерывный ряд от роговых обманок к паргаситам. При этом с уменьшением общей железистости от роговых обманок к паргаситам в последних увеличивается содержание магния. Такое изменение железистости амфиболов связано с повышением щелочности растворов, которое приводило к повышению активности кислорода (Коржинский, 1963), что выразилось в увеличении коэффициента окисления в амфиболах при переходе от роговых обманок к паргаситам (рис. 44).

Уменьшение железистости амфиболов, сопряженное с увеличением щелочности среды минералообразования, можно наблюдать и в пределах одного метасоматического тела, сравнивая амфиболы из диопсид-амфиболовой зоны с амфиболами более поздних стадий, представленных крупнокристаллическими агрегатами в гнездах и секущих прожилках.

Вариации в железистости амфиболов связаны также и с влиянием состава замещенных метасоматитами пород. Однако различная железистость паргаситов на различных флогопитовых месторождениях в метасоматитах, замещающих одни и те же породы (например, граниты), свидетельствует о том, что влияние железистости вмещающих пород на железистость минералов в метасоматитах не было прямым. Железистость минералов в метасоматитах определялась общей железистостью всех пород в зоне метасоматоза и при подвижности железа его потенциал в растворе выравнивался в пределах того участка, где происходил метасоматический процесс. Поэтому железистость паргаситов в пределах одного месторождения хотя и варьирует, отражая стадийность метасоматического процесса, но отличается от железистости паргаситов из других месторождений, что отмечалось также и М. А. Лицаревым (1961).

Таким образом, амфиболы в диопсидовых метасоматитах относятся к группе паргаситов, в пределах которой часть более железистых и менее глиноземистых амфиболов отличается от типичных паргаситов по оптическим свойствам, сближающим их с роговыми обманками. Вариации в составе амфиболов определяются, с одной стороны, составом вмещающих пород, а с другой — характером развития метасоматического процесса. Различная железистость и глиноземистость амфиболов, связанная с изменениями щелочности среды, в метасоматитах разных стадий дает возможность проследить эволюцию кислотности-щелочности растворов от ранних стадий метасоматитов к поздним.

Ф л о г о п и т. В диопсидовых метасоматитах флогопит является одним из главных породообразующих минералов. Он представлен двумя генерациями — ранней, выраженной в мелко- и среднезернистых мономинеральных скоплениях в пластовых диопсид-шпинель-амфиболовых телах метасоматитов, и более поздней, слагающей крупнокристаллические гнезда и секущие зоны. Размер кристаллов флогопита варьирует от нескольких сантиметров до 1.5 м в поперечнике. В гнездах и в центральных частях зональных жил, в которых присутствует кальцит, флогопит, как правило, образует хорошо ограниченные кристаллы. Цвет флогопита различный: золотисто-бронзовый, светло-коричневый, зеленовато-коричневый, зеленовато-черный и зависит от содержания в нем главным образом железа.

Химический состав флогопита рассматривался в ряде работ (Галюк, 1957; Шабынин, 1958; Шмакин, 1959; Сердюченко и др., 1960; Лицарев, 1961; Судовиков и др., 1962, и др.), где главное внимание было уделено его крупнокристаллической разновидности, слагающей промышленные залежи. Этими исследователями установлен характер изменения оптических свойств флогопита в зависимости от вариаций его химического состава, выявлено влияние состава вмещающих пород на состав флого-

пита. В табл. 11 приведен химический состав флогопитов двух выделенных нами генераций из различных месторождений Алдана, на которых представлены почти все их разновидности. Наиболее значительные вариации в составе флогопита устанавливаются в содержании железа и магния. При этом в соотношении MgO и FeO существует обратная зависимость. На рис. 45 приведена диаграмма составов флогопита в координатах коэффициентов глиноземистости (al) и железистости (f), где обозначены флогопиты из пластовых тел метасоматитов и из крупнокристаллических гнезд и секущих зон. Как видно из диаграммы, которая дополнена данными анализов флогопитов из опубликованных работ, но не помещенных в табл. 11, глиноземистость флогопитов обеих генераций меняется в очень узких пределах (14—18), тогда как железистость сильно варьирует.

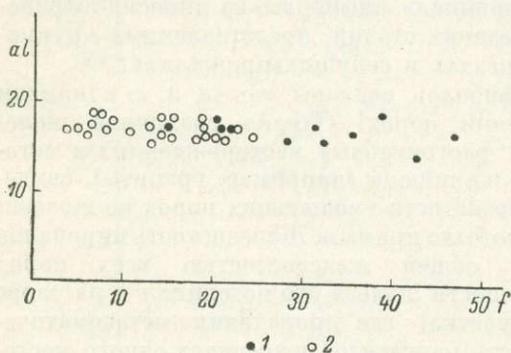


Рис. 45. Соотношение глиноземистости (al) и железистости (f) в флогопитах диопсидовых метасоматитов.

Флогопиты: 1 — мелкозернистые; 2 — крупнокристаллические.

При этом наибольшей железистостью обладают мелкозернистые флогопиты пластовых тел, а для крупнокристаллического флогопита она значительно ниже, хотя вариации здесь также значительны. Ранее (Лицарев, 1961) была установлена зависимость железистости флогопита от общего содержания железа в толще пород, где проявлен метасоматоз. Поэтому в пределах одного месторождения флогопиты имеют более или менее одинаковую железистость, отличную от флогопитов других месторождений. Следует обратить внимание на то, что по-

вышение железистости флогопита не связано с присутствием в метасоматитах магнетита и наоборот.

Малые вариации глиноземистости флогопита свидетельствуют о том, что его образование происходило только в тех метасоматитах, при формировании которых этот уровень глиноземистости среды минералообразования был достигнут. Поэтому флогопитоносные метасоматиты обычно содержат шпинель, появление которой и говорит об избытке глинозема и, следовательно, о возможности флогопитообразования в этих телах в значительных масштабах. Высокий уровень глиноземистости растворов сохранялся и при формировании флогопитоносных секущих метасоматических жил, замещающих породы с невысоким содержанием глинозема. Это объясняется тем, что высокая щелочность растворов в период формирования этих жил способствовала перемещению глинозема. Глиноземистость флогопита диопсидовых метасоматитов отличается от глиноземистости флогопита других генетических типов (Жариков, 1967), что определяется, по-видимому, температурными условиями метасоматического процесса.

Таким образом, изучение главных породообразующих минералов метасоматитов показало, что вариации в их составе определяются, с одной стороны, различным составом вмещающих пород, а с другой — изменениями кислотности-щелочности растворов в течение метасоматического процесса. Влияние состава вмещающих пород, выраженное в различной железистости и глиноземистости минералов метасоматитов, в большей степени отразилось на составе минералов ранних метасоматических зон. При этом высокое содержание глинозема в породе, замещаемой метасоматитами, прямо сказывалось на их минеральном составе — высокое содержание фласситовой молекулы в диопсиде, появление шпинели и флого-

Химические анализы флогопитов и их формульные единицы из диосидовых метасоматитов Алдана

Компоненты и константы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	37.82	37.44	37.50	38.00	35.80	36.32	35.50	37.70	36.90	37.48	38.00	38.46	37.48	36.54	39.10	38.13	38.91	38.32	37.56	40.08
TiO ₂	0.48	0.52	0.60	0.40	—	0.60	2.50	0.80	0.80	0.41	0.62	0.49	0.47	0.54	0.42	0.43	0.22	0.23	0.29	0.31
Al ₂ O ₃	18.66	16.94	17.57	17.74	18.64	14.56	17.03	16.59	17.10	17.34	16.94	18.49	18.19	18.95	17.30	19.19	16.53	18.40	17.59	13.25
Fe ₂ O ₃	4.56	2.50	2.55	2.35	2.04	3.59	1.79	2.38	1.92	2.95	2.55	2.30	2.41	2.41	0.46	0.07	2.01	0.85	2.55	2.10
FeO	1.51	4.05	3.51	1.93	19.17	11.41	13.04	3.26	3.96	3.51	4.19	1.80	2.19	2.56	1.16	1.96	1.46	1.19	1.19	1.80
MnO	0.02	0.04	0.04	0.04	0.54	—	0.11	0.06	0.12	0.04	0.04	0.04	0.06	0.10	—	—	0.05	0.03	0.02	0.04
MgO	23.58	22.70	23.00	23.62	19.08	19.51	17.02	22.62	23.46	22.70	23.00	23.68	23.57	23.44	26.27	25.07	25.45	26.60	25.62	24.48
CaO	—	0.57	0.34	0.57	1.76	1.20	2.44	1.62	1.18	0.57	0.34	0.45	0.93	0.53	0.35	0.27	0.19	—	0.13	—
Na ₂ O	0.70	0.28	0.35	0.35	1.47	0.52	0.43	0.32	0.38	0.31	0.39	0.39	—	0.66	—	0.45	0.28	0.04	0.27	0.49
K ₂ O	9.62	10.05	10.16	9.97	8.80	8.13	7.89	9.05	9.98	10.13	9.92	9.98	9.98	9.67	8.84	9.91	9.84	10.23	10.05	10.07
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	1.55	1.00	0.67	—	—	—	—	—	0.34	0.40	—	—	0.67	0.32	0.32	0.18
H ₂ O ⁺	—	4.00	3.20	4.00	0.39	2.70	—	3.20	3.70	3.75	2.75	2.95	—	0.67	0.80	0.65	3.04	0.97	2.19	4.78
F	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	1.93	1.45	1.30	1.77	1.60	1.92	1.65
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.50	1.61	0.70	0.73	0.48	0.82	0.89
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.32	0.61	3.83	2.43	—	1.12	0.98
Сумма	96.96	99.09	98.82	98.97	99.27	99.54	98.48	99.87	101.17	99.04	98.95	98.97	100.37	100.14	100.53	100.06	100.73	101.04	101.30	101.66
O=F ₂	—	—	—	—	—	—	—	0.42	0.87	—	—	—	0.81	0.65	0.55	0.74	0.67	0.81	0.69	1.36
Итого	96.96	99.09	98.82	98.97	99.27	99.54	98.48	99.45	100.30	99.04	98.85	98.97	99.56	99.49	99.98	100.32	100.06	100.23	100.61	100.30
<i>al</i>	18	17	17	17	18	14	16	16	16	17	16	18	18	17	16	18	16	18	17	13
<i>f</i>	20	22	21	15	37	42	46	19	20	22	23	14	18	18	5	7	11	7	13	13
Si	2.64	2.70	2.68	2.73	2.64	2.67	2.62	2.75	2.65	2.70	2.72	2.72	2.68	2.61	2.73	2.67	2.75	2.64	2.64	2.95
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	—	0.03	0.14	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Al ¹	1.34	1.30	1.32	1.27	1.36	1.26	1.38	1.25	1.30	1.28	1.28	1.32	1.39	1.27	1.33	1.25	1.36	1.36	1.36	1.05
Al ²	0.19	0.14	0.16	0.23	0.25	—	0.10	0.18	0.10	0.17	0.14	0.24	0.21	0.20	0.16	0.25	0.13	0.13	0.10	0.09
Fe ³	0.23	0.13	0.13	0.12	0.11	0.20	0.10	0.13	0.10	0.16	0.14	0.12	0.13	0.13	0.02	0.01	0.10	0.05	0.13	0.11
Fe ²	0.08	0.24	0.21	0.11	0.56	0.70	0.80	0.19	0.24	0.21	0.25	0.11	0.13	0.15	0.07	0.11	0.08	0.07	0.07	0.11
Mg	2.45	2.44	2.45	2.52	2.08	2.14	1.86	2.45	2.52	2.44	2.44	2.49	2.51	2.50	2.73	2.61	2.68	2.74	2.68	2.68
Ca	—	0.04	0.02	0.04	0.13	0.09	0.19	0.13	0.08	0.04	0.02	0.03	0.06	0.03	0.02	0.01	—	—	—	—
Na	0.08	0.03	0.04	0.04	0.21	0.07	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	—	—	0.09	—	0.06	0.03	—	0.03	0.06
K	0.84	0.92	0.92	0.90	0.82	0.76	0.74	0.83	0.88	0.98	0.91	0.89	0.90	0.88	0.78	0.88	0.88	0.89	0.89	0.93

Примечание. Флогопит: 1 — из диосидового пластового тела метасоматита (мелкозернистый), обр. 348, Эмельджак, анализ Е. Е. Зевелева (ИГГД АН СССР); 2 — то же, обр. 2203, Верхне-Эмельджакское, анализик тот же; 3 — из диосидового пластового тела метасоматита, содержащего вкрапленность магнетита (мелкозернистый), обр. 2212, Безымянное, анализик тот же; 4 — из диосидового пластового тела метасоматита (мелкозернистый), обр. 2132, Цветковское, анализик тот же; 5 — из среднезернистого слюдита с амфиболом и диопсидом, Таежное (Сердюченко и др., 1960); 6 — из среднезернистого слюдита, там же; 7 — из среднезернистого диосид-амфиболового метасоматита, там же; 8 — из метасоматической жилы по граниту (крупнокристаллический), обр. 1423, Эмельджак, анализик В. Д. Бургова (ИГГД АН СССР); 9 — из метасоматической жилы по гнейсу (крупнокристаллический), обр. 1015, Эмельджак, анализик тот же; 10 — из гнезда в пластовом теле метасоматита (крупнокристаллический), обр. 2204, Верхне-Эмельджакское, анализик Е. Е. Зевелева; 11 — из гнезда с магнетитом в пластовом теле метасоматита (крупнокристаллический), обр. 2213, Безымянное, анализик тот же; 12 — из секущей зоны в пластовом теле метасоматита (крупнокристаллический), обр. 2133, Цветковское, анализик тот же; 13 — из гнезда в диосид-флогопитовом пластовом теле (крупнокристаллический), Эмельджак (Галюк, 1957); 14 — из гнезда в шпиль-диосидовом пластовом теле (крупнокристаллический), там же; 15 — то же, Предвиденное (Лицарев, 1961); 16 — то же, Террасное, там же; 17 — из гнезда в шпиль-диосидовом метасоматите по граниту (крупнокристаллический), Зимнее, там же; 18 — из гнезда в диосидовой породе по граниту (крупнокристаллический), Куранах (Шмакин, 1959); 19 — из гнезда в диосидовой породе по сланцу (крупнокристаллический), Куранах, там же; 20 — из гнезда в шпиль-диосидовой породе (крупнокристаллический), Ляглиерское (Лицарев, 1961). *al* (глиноземистость) = $\frac{Al}{Si + Al + \sum Fe + Mg + Ti + Al} \cdot 100\%$; *f* (железистость) = $\frac{\sum Fe}{\sum Fe + Mg} \cdot 100\%$.

пита. Степень железистости минералов метасоматитов определялась общей железистостью пород, в которых происходил метасоматоз. Такое различие в поведении глинозема и железа является следствием их разной подвижности. С развитием метасоматической зональности состав минералов закономерно менялся, что было связано с повышением щелочности растворов. Парагенетический анализ и особенности геохимии метасоматического процесса позволяют более детально рассмотреть закономерности минералообразования при магнизиально-кальциевом метасоматозе.

Как уже отмечалось, в метасоматитах, помимо алюмосиликатных минералов, формирующих метасоматическую колонку, широко распространены кальцит и акцессории: сфен, циркон, апатит, ортит, а также в некоторых разновидностях — магнетит и сульфиды.

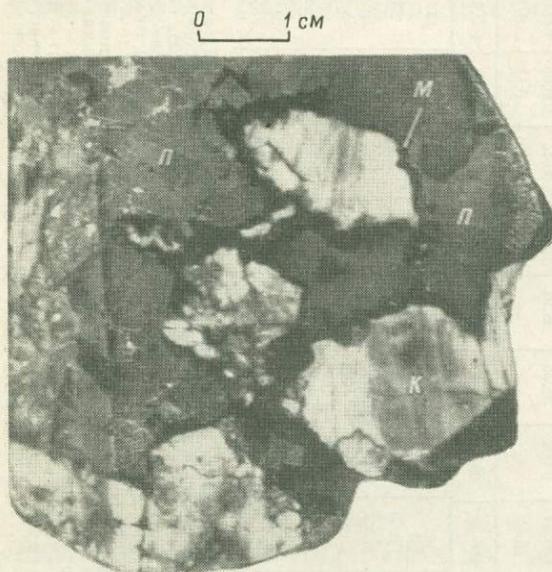


Рис. 46. Крупнокристаллические агрегаты пирита (П), образовавшиеся в диоксидовом метасоматите после кальцита (К) и магнетита (М). Месторождение Зимнее.

Кальцит образовывался в более поздние стадии метасоматического процесса, слагая различные по форме и размерам гнезда и секущие прожилки. В массе крупнокристаллического кальцита обычно располагаются идиоморфные кристаллы диоксида, амфибола, флогопита, шпинели, апатита и др.

Магнетит в метасоматитах кристаллизовался после всех алюмосиликатных минералов и кальцита. Он заполняет многочисленные трещинки и пустоты между образованными минералами

и частично замещает их. При этом нередко наблюдается выделение мелких зерен шпинели, сохраняющейся в массе магнетита. Магнетит в метасоматических телах образует либо мелкую вкрапленность, или отдельные скопления и гнезда с многочисленными прожилками, пересекающими кальцит и все алюмосиликатные минералы метасоматитов. В зависимости от того, на какую из метасоматических зон в большей степени накладывалось оруденение, магнетит ассоциирует либо со скаполитом и диоксидом (Пионерка, Комсомольское), либо с амфиболом или флогопитом (Таежное, Дес и др.). Как показывают спектральные анализы, магнетит обеднен элементами-примесями, что характерно для магнетитов гидротермально-метасоматического генезиса.

Сульфиды в метасоматитах завершали процесс минералообразования, образуя либо идиоморфные кристаллы в массе кальцита или магнетита (рис. 46), либо вкрапленность и мелкие прожилки среди алюмосиликатных минералов. Среди них наиболее распространены пирит и халькопирит; реже встречаются пирротин, молибденит, кубанит.

Акцессорные минералы входят в состав определенных метасоматических зон. Наиболее распространенный из них сфен, располагается только во внешних зонах — диоксид-полевошпатовой и диоксид-скаполитовой. Количество сфена и размер его кристаллов варьируют,

часто достигая 25—30% при размере кристаллов до 1 см. Циркон менее распространен, чем сфен, но на крупных флогопитовых месторождениях он встречается часто, образуя крупные кристаллы хорошей огранки. Циркон в отличие от сфена располагается почти во всех зонах метасоматитов. В поперечном срезе отчетливо видно зональное строение его кристаллов, являющееся следствием изменения среды минералообразования при метасоматозе.

Апатит является обычным акцессорным минералом в метасоматитах и встречается чаще всего в виде мелких включений в диопсиде и амфиболе.

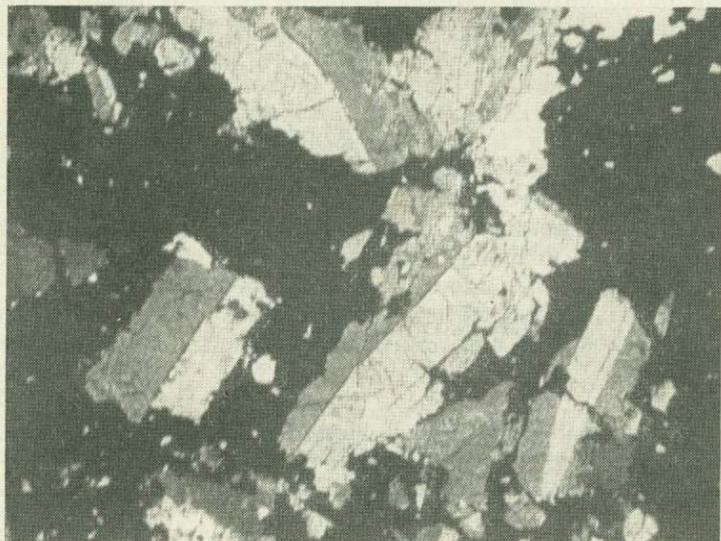


Рис. 47. Диопсид-скаполит-магнетитовая руда с ортитом. Место-рождение Пионерка. Увел. 60.

Нередко он образует крупные кристаллы до 10 см в поперечнике. В некоторых докембрийских регионах (Прибайкалье, Канада) концентрация апатита в метасоматитах значительна.

Ортит в диопсидовых метасоматитах встречается спорадически, образуя либо мелкую вкрапленность в диопсид-скаполитовой, диопсид-амфиболовой или диопсид-флогопитовой зонах, либо представлен крупными кристаллами. При этом он, с одной стороны, развивается вдоль трещиноватости, пересекающей диопсид, амфибол и флогопит, а с другой — сам пересекается прожилками магнетита и сульфидов (рис. 47).

Более полное описание акцессорных минералов метасоматитов содержится в ряде уже опубликованных работ (Галюк, 1957; Сердюченко, 1960; Хвостова, 1962; Михайлов, Быкова, 1966), где приводятся их химические и спектральные анализы.

ХИМИЗМ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Как уже неоднократно отмечалось, метасоматиты замещают различные по составу алюмосиликатные породы — граниты, мигматиты, гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты. Для того чтобы выявить общие закономерности химизма метасоматического процесса и определить привнос-вынос компонентов, рассмотрим изменения химического состава пород по зонам метасоматитов, замещающих различные породы.

Определение «привноса-выноса» компонентов при метасоматозе является одной из главных характеристик этого процесса. Для метасоматических процессов в большинстве случаев трудно предполагать полное сохранение объема исходных и новообразованных пород, постоянства массы и т. д., поэтому все способы пересчетов, основанные на постоянстве этих параметров, могут содержать существенные ошибки. В имеющихся в литературе расчетах баланса вещества для алданских диопсидовых метасоматитов (Галюк, 1957; Лицарев, 1961; Салье и др., 1966) исследователи обычно исходили из «постоянства объемов» при метасоматических реакциях, рассчитывая баланс вещества на постоянную массу породы до и после метасоматоза. Однако наличие многочисленных пустот и пор в метасоматитах не позволяют принимать их объем и замещенных ими пород за постоянную величину. Поэтому нами был выбран метод пересчета химических анализов пород на постоянное содержание инертных компонентов, т. е. тех компонентов, которые не претерпевали существенных перемещений при метасоматозе. Такими компонентами являются кремнезем и глинозем. Даже простое сравнение содержания окислов в исходных и метасоматических породах (табл. 12) показывает изменение содержания в метасоматитах кремния и алюминия в зависимости от содержания их в исходных породах в то время, как для железа, магния и калия такой зависимости не наблюдается.

В табл. 13 приведен расчет баланса вещества на постоянное количество SiO_2 и Al_2O_3 для метасоматитов, замещающих гранит, биотитовый

Таблица 12

Зависимость содержания компонентов в метасоматитах от состава исходных пород

Компоненты, вес. %	Исходная порода		Метасоматиты		
	состав	содержание	Ди-Ск зона	Ди-Ам зона	Ди-Фл зона
SiO_2	Плаггиогранит	76.37	—	50.28	—
	Аляскит	62.52	47.03	48.14	38.67
	Диопсидовый гранит *	60.56	—	—	45.96
	Гнейс	53.32	44.42	44.20	42.92
	Гнейс**	49.34	44.70	42.70	43.76
Al_2O_3	Гнейс**	19.28	16.04	13.56	13.71
	Аляскит	19.01	14.04	9.46	19.03
	Диопсидовый гранит *	15.53	—	—	9.09
	Гнейс	15.37	15.41	12.01	13.48
	Плаггиогранит	12.68	—	5.99	—
Fe_2O_3	Гнейс**	8.88	5.26	6.90	4.64
	Гнейс	5.56	6.44	7.06	6.59
	Диопсидовый гранит *	3.00	—	—	4.96
FeO	Аляскит	1.53	4.17	5.18	7.10
	Плаггиогранит	0.99	—	8.82	—
MgO	Гнейс	5.59	7.17	11.44	14.03
	Гнейс**	5.00	8.00	14.78	18.65
	Диопсидовый гранит *	2.17	—	—	16.02
	Аляскит	0.72	10.08	12.78	21.20
	Плаггиогранит	0.33	—	10.09	—
K_2O	Аляскит	11.35	0.30	0.10	8.62
	Диопсидовый гранит *	9.80	—	—	2.98
	Гнейс	7.61	0.19	0.52	8.02
	Гнейс **	2.81	0.42	1.85	4.87
	Плаггиогранит	0.81	—	0.87	—

Примечание. Анализы выполнены аналитиком В. Д. Бугровой (ИГГД АН СССР). Звездочками отмечены: одной — данные С. П. Мурзаева (Институт геологии ЯФ АН СССР), двумя — В. А. Галюка (1957).

Расчет баланса вещества на постоянное количество SiO_2 и Al_2O_3 при замещении метасоматитами пород различного состава

Окислы	Исходная порода			Диопсид-скаполитовая зона					Диопсид-амфиболовая зона					Диопсид-флогопитовая зона	
	вес. %	г/100 г SiO_2	г/100 г Al_2O_3	вес. %	г/100 г SiO_2	г/100 г Al_2O_3	привнос (+), вынос (-)		вес. %	г/100 г SiO_2	г/100 г Al_2O_3	привнос (+), вынос (-)		вес. %	г/100 г SiO_2
							по SiO_2	по Al_2O_3				по SiO_2	по Al_2O_3		
Метасоматиты по граниту															
SiO_2	60.14	100	391.28	49.36	100	369.46	0	- 21.82	45.48	100	585.33	0	+215.87	45.34	100
Al_2O_3	15.37	25.55	100	13.36	27.06	100	+ 1.51	0	7.77	17.08	100	- 9.98	0	9.73	21.46
Fe_2O_3	2.44	4.05	15.88	2.12	4.29	15.87	+ 0.24	- 0.01	6.16	13.54	79.88	+ 9.25	+ 64.01	2.89	6.37
FeO	1.90	3.16	12.36	2.35	4.76	17.59	+ 1.60	+ 5.23	3.17	6.97	40.80	+ 2.21	+ 23.21	1.97	4.34
MgO	1.76	2.93	11.45	8.20	6.61	61.38	+ 3.67	+ 49.93	13.78	30.39	177.35	+23.69	+115.97	17.62	38.86
CaO	4.71	7.83	30.64	18.34	37.15	137.28	+29.32	+106.64	20.94	46.04	269.50	+ 8.89	+132.22	16.85	37.16
K_2O	10.79	17.94	70.20	2.63	5.33	19.69	-12.61	- 50.51	1.15	2.53	14.80	- 2.8	- 4.89	3.31	7.30
Na_2O	1.38	2.29	8.98	1.41	2.85	10.55	+ 0.56	+ 1.57	0.87	1.91	11.20	- 0.94	+ 0.65	0.79	1.74
Метасоматиты по амфиболиту															
SiO_2	53.32	100	346.90	44.42	100	288.25	0	-58.65	44.20	100	368.02	0	+79.77	42.92	100
Al_2O_3	15.37	28.82	100	15.41	34.69	100	+ 5.87	0	12.01	27.17	100	- 7.52	0	13.48	31.40
Fe_2O_3	1.96	3.67	12.75	1.98	4.45	12.84	+ 0.78	+ 0.09	3.57	8.07	29.72	+3.62	+16.88	3.46	8.06
FeO	3.60	6.75	23.42	4.46	10.04	28.94	+ 3.29	+ 5.52	3.49	7.89	29.05	- 2.15	+ 0.11	3.13	7.29
MgO	5.59	10.48	36.36	7.17	16.14	46.52	+ 5.66	+10.16	11.44	25.88	95.25	+9.74	+48.73	14.03	32.68
CaO	9.42	17.66	61.29	22.64	50.96	146.91	+33.30	+85.62	21.92	49.59	182.51	-1.37	+35.6	18.97	44.19
K_2O	7.61	14.27	49.51	0.19	0.42	1.23	-13.85	-48.28	0.52	1.17	4.32	+0.75	+ 3.09	1.02	2.37
Na_2O	1.50	2.81	9.75	1.37	3.08	8.89	+ 9.27	- 0.86	0.44	0.99	3.66	-2.09	- 5.23	0.69	1.60
Метасоматиты по биотитовому гнейсу															
SiO_2	49.78	100	296.49	44.11	100	435.87	0	+139.38	42.09	100	211.61	0	-224.26	-	-
Al_2O_3	16.79	33.73	100	10.12	22.94	100	-10.79	0	19.89	47.26	100	+24.32	0	-	-
Fe_2O_3	4.30	8.64	25.61	9.34	21.17	92.29	+12.53	+ 66.68	0.97	2.30	4.88	-18.87	- 87.41	-	-
FeO	4.92	9.88	29.30	2.33	5.28	23.02	- 4.6	- 6.28	4.57	10.86	22.98	+ 5.58	- 0.04	-	-
MgO	3.75	7.53	22.33	9.22	20.90	91.11	+13.37	+ 68.78	11.95	28.38	60.08	+ 7.49	- 31.03	-	-
CaO	10.40	20.89	61.94	22.25	50.44	219.86	+29.55	+157.92	15.40	36.59	77.43	-13.85	-142.43	-	-
K_2O	5.05	10.14	30.08	0.64	1.45	6.32	- 8.69	- 27.76	1.97	4.68	9.90	+ 3.43	+ 3.58	-	-
Na_2O	2.89	5.81	17.21	0.64	1.45	6.32	- 4.36	- 10.89	1.40	3.33	7.04	+ 1.88	+ 0.72	-	-

Таблица 13 (продолжение)

Окислы	Диоксид-флогопитовая зона			Мономинеральная диоксидовая зона					Мономинеральная флогопитовая зона					Общий привнос (+), вынос (-)	
	г/100 г Al ₂ O ₃	привнос (+), вынос (-)		вес. %	г/100 г SiO ₂	г/100 г Al ₂ O ₃	привнос (+), вынос (-)		вес. %	г/100 г SiO ₂	г/100 г Al ₂ O ₃	привнос (+), вынос (-)		по SiO ₂	по Al ₂ O ₃
		по SiO ₂	по Al ₂ O ₃				по SiO ₂	по Al ₂ O ₃				по SiO ₂	по Al ₂ O ₃		
Метасоматиты по граниту															
SiO ₂	621.0	0	+35.67	49.30	100	1051.17	0	+430.2	36.76	100	194.09	0	-857.11	0	-194.09
Al ₂ O ₃	100	+4.38	0	4.69	19.51	100	-1.95	0	18.94	51.41	100	+31.90	0	+34.33	0
Fe ₂ O ₃	29.70	-7.17	-50.18	3.68	7.46	78.46	+1.09	+49.26	2.48	6.75	13.09	-0.61	-65.37	+1.25	-14.42
FeO	20.25	-2.63	-20.55	1.90	3.85	40.51	+0.49	+20.26	3.62	9.85	19.11	+6.00	-21.40	+4.79	-6.75
MgO	181.08	+8.56	+3.73	15.21	30.85	324.31	-8.01	+143.23	22.96	62.46	121.22	+31.61	-203.09	+56.59	+109.77
CaO	173.18	-8.81	-96.32	23.89	48.46	509.38	+11.30	+136.2	0.25	0.68	1.32	-47.78	-508.06	+0.68	-229.52
K ₂ O	34.02	+4.77	+19.22	0.50	1.01	10.66	-6.29	-23.36	9.36	25.46	49.42	+24.45	+38.76	-10.42	-20.78
Na ₂ O	8.12	-0.17	-3.08	0.56	1.41	11.94	-0.33	+3.82	0.31	0.84	1.64	-0.57	-10.30	-0.84	5.62
Метасоматиты по амфиболиту															
SiO ₂	318.39	0	-49.63	—	—	—	—	—	36.76	100	210.17	0	-108.22	0	-36.76
Al ₂ O ₃	100	+4.23	0	—	—	—	—	—	17.49	47.57	100	+16.17	0	+18.75	0
Fe ₂ O ₃	25.66	-0.01	-4.06	—	—	—	—	—	2.88	7.83	16.46	-0.23	-9.20	+24.18	+3.71
FeO	23.21	-0.60	-5.84	—	—	—	—	—	3.53	9.60	20.18	+2.31	-3.03	+2.85	-3.24
MgO	104.08	+6.8	+8.85	—	—	—	—	—	22.29	60.63	127.44	+27.95	+23.36	+50.15	+91.10
CaO	140.72	-5.4	-41.79	—	—	—	—	—	0.38	1.03	2.17	-43.16	-138.55	-16.53	-217.98
K ₂ O	7.56	+1.2	+3.24	—	—	—	—	—	9.35	25.43	53.45	+23.06	+45.89	+11.16	+3.94
Na ₂ O	5.11	+0.61	+1.45	—	—	—	—	—	0.50	1.36	2.85	-0.24	-2.26	-1.45	-6.9
Метасоматиты по биотитовому гнейсу															
SiO ₂	—	—	—	46.19	100	512.65	0	+301.04	35.88	100	236.83	0	-275.82	0	-59.66
Al ₂ O ₃	—	—	—	9.01	19.51	100	-27.75	0	15.15	42.22	100	+22.71	0	+8.49	0
Fe ₂ O ₃	—	—	—	3.54	7.66	32.29	+5.36	+27.41	2.92	8.14	19.27	+0.48	-13.02	-0.50	-6.34
FeO	—	—	—	2.53	5.48	28.08	+5.38	+5.1	3.10	8.64	20.46	+3.16	-7.62	-1.24	-8.84
MgO	—	—	—	13.90	30.09	154.27	+1.7	+94.19	22.31	62.18	147.26	+32.09	-7.01	+54.65	+124.93
CaO	—	—	—	23.24	50.31	257.94	+13.72	+180.51	0.11	0.31	0.73	-50.0	-251.21	-4.88	-61.21
K ₂ O	—	—	—	0.07	0.15	0.78	-4.53	-9.12	9.41	26.23	62.11	+26.08	+61.33	+16.29	+28.03
Na ₂ O	—	—	—	0.63	1.36	6.99	-1.97	-0.05	0.41	1.17	2.77	-0.19	-4.22	-4.64	-14.44

Примечание. Химические анализы метасоматитов заимствованы из работы В. А. Галюка (1957), по биотитовому гнейсу из работы М. А. Лицарева (1961), по амфиболиту выполнены в ИГГД АН СССР (аналитик З. К. Зильфикарова).

гнейс и амфиболит. Эти пересчеты показывают сходное поведение всех элементов при формировании зональных метасоматитов, замещающих породы разного состава, что достаточно наглядно отражено на вариационных диаграммах (рис. 48). Вместе с тем цифры общего привноса-выноса элементов при метасоматозе справедливы только для равных масс пород в каждой из зон. Но поскольку мощности метасоматических зон не равны, а учесть их точно трудно так же, как и изменение объема пород при метасоматозе, то такой способ пересчета не может дать общего баланса вещества в абсолютных цифрах для каждого компонента. Поэтому сравнение поведения элементов при замещении метасоматитами пород разного состава, учитывающее постоянное значение SiO_2 и Al_2O_3 , наиболее наглядно выявляет общий характер химизма метасоматического процесса, а абсолютные цифры привноса-выноса компонентов уже не имеют существенного значения, так как при любом способе пересчета они не точны.

Как видно из вариационных диаграмм, содержание кремния и алюминия в метасоматитах от зоны к зоне меняется в узких пределах. При этом замещение всех групп пород метасоматитами приводит к некоторому выносу кремния, если основываться на общем его балансе по всем зонам. Однако при образовании каждой последующей зоны нет единой тенденции выноса кремнезема. Наоборот, для всех групп пород наблюдается чередование уменьшения и увеличения содержания кремнезема от зоны к зоне, что указывает на локальное лишь его перемещение между зонами. Такая же картина наблюдается и в отношении глинозема. Al-Si отношение от зоны к зоне меняется в небольших пределах и мало отличается от такового в исходных породах (табл. 14). Все это говорит о том, что эти элементы в процессе метасоматоза не претерпевали существенного перемещения, менялась лишь их концентрация в разных зонах. Отсутствие перемещения глинозема при метасоматозе, кроме того, хорошо иллюстрируется образованием шпинели в метасоматитах, замещающих породы, богатые глиноземом, а также прямой зависимостью его содержания в диопсиде и в исходных породах. Поэтому независимо от того, пересчитываем ли мы баланс вещества на постоянное количество глинозема или кремнезема, картина поведения всех других элементов при метасоматозе не меняется.

Таблица 14

Изменение Al-Si отношения в метасоматитах, развитых по различным породам

	Исходные породы	Метасоматические зоны		
		диопсид-скаполитовые	диопсид-амфиболовые	диопсид-флогопитовые
Гранит	0.25	0.27	0.17	0.21
Амфиболит	0.28	0.34	0.27	0.31
Биотитовый гнейс	0.34	0.23	0.47	0.19

Железо при метасоматозе также претерпевало лишь местное перемещение. Для метасоматитов, замещающих гранитоиды, обычно устанавливается его привнос, тогда как при замещении кристаллических сланцев основного состава оно выносилось. При таком перераспределении железа в каждом конкретном участке проявления метасоматоза устанавливалась определенная его концентрация в растворах, что и обусловило в разных районах различие железистости амфиболов, флогопитов поздних генераций в метасоматитах, замещающих одни и те же породы. Характерно, что для внешних метасоматических зон железистость минералов (диопсида) зависела от содержания железа в исходных породах. Поэтому

для диопсидов не устанавливается определенных уровней железистости, характерных для того или иного участка. Для внутренних зон, особенно в метасоматитах поздних стадий (секущие жилы), железистость минералов (флогопита) определялась общей железистостью растворов в том или ином участке, которая находилась на определенном уровне, вследствие выравнивания потенциала железа к конечным стадиям метасоматического процесса.

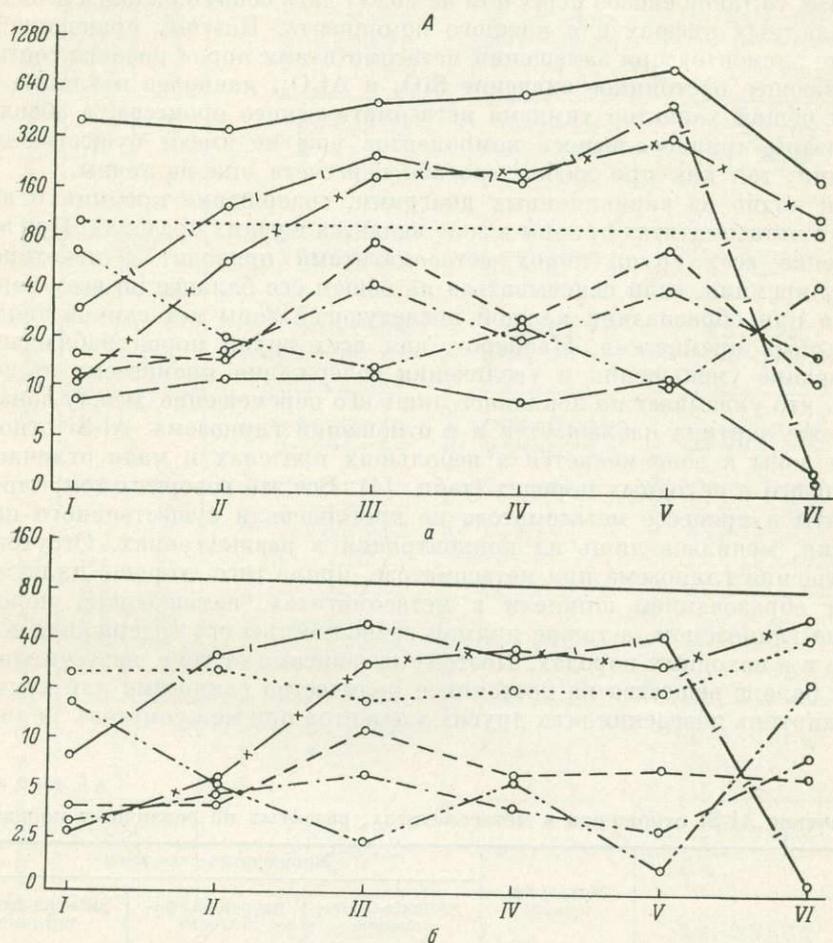


Рис. 48. Диаграмма содержания главных компонентов в различных зонах метасоматитов, замещающих гранит (А) и амфиболово-кристаллический сланец (Б) в пересчете на постоянное количество глинозема (а) и кремнезема (б).

I — исходная порода. Зоны: II — диопсид-скаполитовая; III — диопсид-амфиболовая; IV — диопсид-флогопитовая; V — мономинеральная диопсидовая; VI — мономинеральная флогопитовая.

Магний и кальций в метасоматитах, замещающих различные по составу породы, проявляют общую тенденцию накопления от зоны к зоне, что свидетельствует о привносе их в алюмосиликатные породы извне. В флогопитовой зоне содержание кальция резко падает. Однако это не говорит о том, что в конечные стадии метасоматического процесса кальций выносился, так как при этом в метасоматитах происходило образование кальцитовых гнезд и жил, которые обычно не учитываются при расчетах баланса вещества. Увеличение содержания этих элементов

независимо от состава пород, по которым развиты метасоматиты, свидетельствует о привносе их в алюмосиликатные породы извне.

Щелочи в процессе метасоматоза выносились. При образовании метасоматических зон происходило высвобождение щелочей, кроме внешней, содержащей калиевый полевой шпат, и внутренней — флогопитовой. Часть калия в метасоматитах входила в состав полевых шпатов и флого-

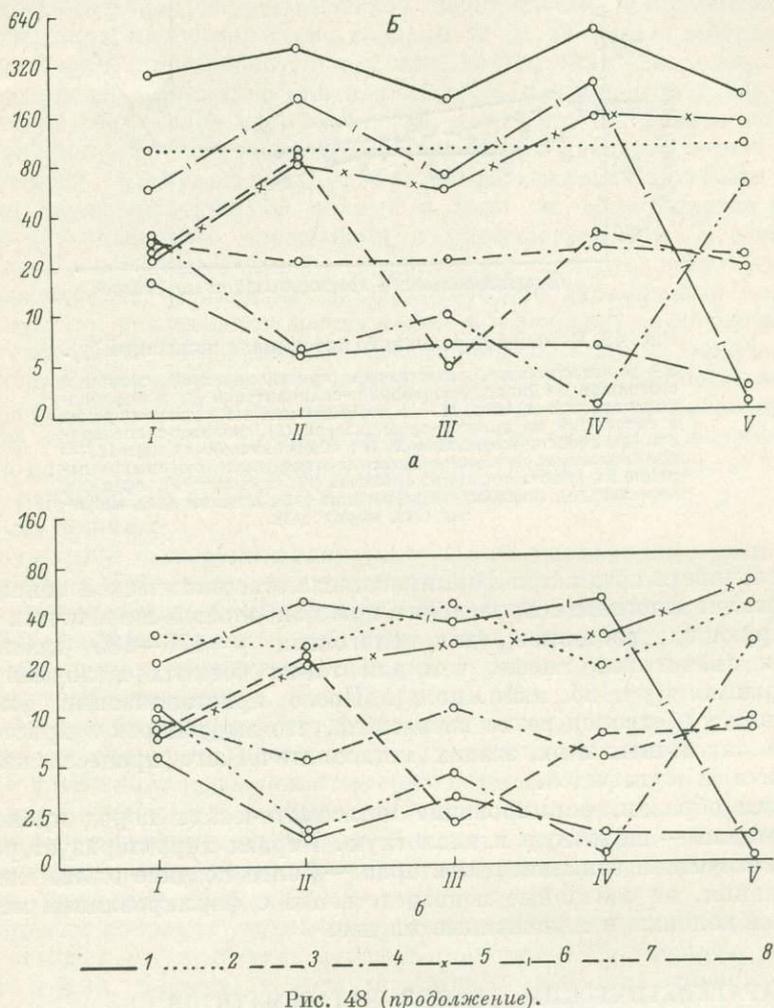


Рис. 48 (продолжение).

пита, а их избыток выносился. Для диопсид-флогопитовых метасоматитов, замещающих бедные калием породы, отмечается его привнос из соседних участков, где метасоматиты в большем объеме заместили породы, более богатые калием. Однако из этого нельзя заключить, что во время метасоматоза происходило простое перераспределение щелочей, т. е. их вынос при образовании одних метасоматических тел компенсируется привносом в другие тела метасоматитов. При рассмотрении химизма диопсида и амфибола было отмечено, что во всех случаях имеет место изменение содержания в них Al^4 и железа при переходе от зоны к зоне, обусловленное возрастанием щелочности растворов. Если бы одновременно с частичным высвобождением щелочей в одних участках пород происходило их связывание, то в других метасоматических колонках ранних стадий (в пластовых телах метасоматитов) не отличались бы от метасоматических колонок поздних стадий (секущие жилы).

Об увеличении потенциала щелочей, которое могло возникать при общем их насыщении в растворах, говорит и изменение условного потенциала ионизации (Жариков, 1967), вычисленного нами для составов породообразующих минералов, последовательно образующихся в процессе метасоматоза, и для усредненных проб, слагающих отдельные зоны (рис. 49). Все кривые на этом графике показывают постепенное увеличе-

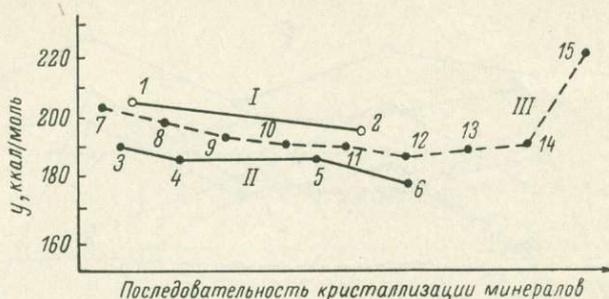


Рис. 49. Изменение условного потенциала ионизации (у).

I — в метасоматите, замещающем кристаллический сланец и состоящий из диопсид-плагноклаз-скаполитовой (1) и амфибол-флогопитовой (2) зон; II — в метасоматите, замещающем гранит и состоящий из диопсид-ортоклазовой (3), диопсид-скаполитовой (4), диопсид-амфиболовой (5) и флогопитовой (6) зон; III — для отдельных минералов метасоматитов, расположенных в порядке их кристаллизации: ортоклаз (7), скаполит (8), сфен (9), диопсид (10), амфибол (11), флогопит (12), кальцит (13), магнетит (14), пирит (15).

ние щелочности среды при формировании метасоматической зональности. Образование флогопита происходит при наибольшей щелочности метасоматирующих растворов (для флогопита $u=176-185$ ккал./моль), которая значительно выше, чем для таких богатых щелочами пород, как граниты ($u=196$ ккал./моль). После кристаллизации флогопита кислотность растворов резко возрастала, что выразилось в кристаллизации на заключительных этапах метасоматического процесса кальцита, магнетита и сульфидов.

Таким образом, формирование метасоматических пород происходило в две стадии — щелочную и кислотную. Первая характеризует развитие метасоматической зональности, вторая — более поздние этапы минералообразования, не связанные непосредственно с формированием метасоматической колонки и наложенные на нее.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕТАСОМАТИТОВ

Как было видно из описания метасоматической зональности, одни и те же минеральные ассоциации в метасоматитах могли образовываться при замещении пород разного состава. Влияние же исходного состава пород, т. е. экстенсивных факторов равновесия, выражалось лишь в вариациях количественных соотношений минералов в каждой из биминеральных зон и не определяло развития самой зональности. Причины же формирования зональных метасоматитов связаны с влиянием внешних условий — температуры, давления и потенциалов вполне подвижных компонентов, т. е. совокупности изменения интенсивных параметров (Коржинский, 1957). Поэтому выявление инертных и вполне подвижных компонентов при метасоматическом процессе имеет первостепенное значение для построения парагенетических диаграмм.

При определении подвижности того или иного компонента следует различать динамическую и физико-химическую подвижность. Физико-хими-

ческая подвижность, по Д. С. Коржинскому, определяется независимостью изменения химического потенциала и концентрации компонентов от условий внутри системы. Динамическая подвижность зависит от степени проницаемости пород и скорости притока растворов. Разделение метасоматических процессов на диффузионные и инфильтрационные и отражает разную степень динамической подвижности компонентов.

Физико-химическая и динамическая подвижности компонентов при метасоматических процессах тесно связаны, и от их взаимодействия зависит образование либо значительных масс пород, либо небольших реакционных оторочек. Динамическая подвижность компонентов в реальной геологической обстановке часто меняется, тогда как их физико-химическая подвижность при определенной температуре и давлении может оставаться прежней. В результате будут образовываться различные типы метасоматитов, характеризующиеся одними и теми же ассоциациями минералов, но различающиеся масштабами и морфологией тел. В качестве примера изменения динамической подвижности компонентов могут служить биметасоматические и жильные метасоматические диопсидовые породы. Эти образования различаются между собой морфологией, а идентичность их парагенетических минеральных ассоциаций и сходство зональности в них свидетельствуют о том, что физико-химическая подвижность компонентов здесь существенно не менялась. Последовательное образование этих типов метасоматитов во времени и отражает изменение физического состояния пород в ходе их консолидации в определенном интервале температур и давлений, при котором проницаемость пород для растворов существенно менялась.

Для суждения о степени физико-химической подвижности компонентов рассмотрим особенности их поведения при метасоматическом процессе. Согласно минералогическому правилу фаз Д. С. Коржинского (1945, 1953, 1957), наибольшее число фаз (минералов), одновременно образующихся в породе при независимых внешних условиях, должно быть равно числу инертных компонентов. Поскольку для всех зон метасоматитов характерны только биминеральные ассоциации, число виртуальных инертных компонентов должно быть равно двум. Такими компонентами являются кремний и алюминий, содержание которых в метасоматитах от зоны к зоне существенно не менялось, а общее их количество зависело от исходного содержания в замещаемых породах, т. е. их массы являются независимыми факторами равновесия, отражающимися лишь на количественных соотношениях минералов в зонах.

К инертным компонентам относятся также титан, цирконий и фосфор, наличие которых в замещаемых породах приводит к образованию в метасоматитах сфена, циркона и апатита. Образование этих минералов не влияет на соотношение других минералов, и потому Д. С. Коржинский назвал их индифферентными.

К изоморфным компонентам относится железо, которое изоморфно замещает магний в диопсиде, амфиболе и флогопите. На подвижность железа указывает выравнивание его потенциала с развитием метасоматического процесса — железо перераспределяется между участками, где в исходном субстрате содержится различное его количество. Поэтому флогопиты в пределах одного месторождения обладают определенным уровнем железистости, независимым от количества железа в той или иной породе, по которой развиваются метасоматиты.

Подвижными компонентами являются магний, кальций, щелочи, углекислота, вода и галлоиды. При замещении метасоматитами пород, содержащих щелочи, последние частично входили в состав метасоматитов (полевые шпаты, флогопит), а избыток их выносился. Содержание щелочей в метасоматитах от зоны к зоне менялось. При этом общее их количество в том или ином метасоматическом теле оставалось независимым от содер-

жания щелочей в замещаемой породе, а определялось количеством глинозема и кремнезема в исходной породе.

Некоторые разногласия существуют о подвижности магния при формировании метасоматитов этого типа. Совокупность признаков, из которых главными являются биминеральный состав зон (при инертном поведении SiO_2 и Al_2O_3) и способность выравнивать химический потенциал, свидетельствует о том, что магний при образовании диоксидовых жильных метасоматитов был подвижным компонентом.

Как было видно из вариационных диаграмм, содержание магния от зоны к зоне возрастает. Следовательно, поглощение при реакциях магния из растворов полностью компенсировалось его притоком, и поэтому потенциал его в зоне метасоматоза сохранялся на определенном уровне. Если бы магний вел себя инертно, а его концентрация в растворах определялась содержанием во вмещающих породах, то в породах, бедных магнием, не могли формироваться метасоматиты с хорошо развитой зональностью.

Вопрос о подвижности магния при формировании диоксидовых метасоматитов многими исследователями, изучавшими этот комплекс пород, обычно детально не обсуждался и магний, согласно Д. С. Коржинскому (1945), считался инертным компонентом. Вместе с тем, если обратиться к теоретическим выводам по этому вопросу (Коржинский, 1953, 1957), магний при формировании данных типов метасоматитов должен быть отнесен к вполне подвижным элементам. На каких же основаниях сам Д. С. Коржинский считал магний инертным компонентом? Доводом в пользу этого был вывод о том, что число минералов в каждой зоне метасоматитов не превосходит трех и, следовательно, оно должно соответствовать трем инертным компонентам (Коржинский, 1945, стр. 49). Говоря о трехминеральном парагенезисе метасоматитов, Д. С. Коржинский при этом отмечал наличие биминеральных и мономинеральных ассоциаций. Он утверждал лишь, что ассоциации не превышали трехминерального парагенезиса. Выше было показано, что среди метасоматитов встречаются трехминеральные ассоциации, например диоксид-шпинель-амфиболовая или диоксид-амфибол-флогопитовая, но всегда в первом случае амфибол замещает шпинель, а во втором — флогопит развивается по амфиболу, т. е. это переходные ассоциации от одной биминеральной зоны к другой. Поэтому в любой из трехминеральных ассоциаций, выделенных Д. С. Коржинским на трехкомпонентных диаграммах, один минерал является устойчивым, реликтовым.

В другой работе Д. С. Коржинский (1953, стр. 345, 385—386) указывает на возможность подвижного поведения магния при метасоматозе. Решающими факторами инертного или подвижного поведения магния является, по его мнению, состав карбонатных пород и глубинность процесса. В участках залегания доломитовых и кальцитовых мраморов магний может вести себя как вполне подвижный компонент. Далее, Д. С. Коржинский отмечает, что подвижность магния будет возрастать с уменьшением глубинности. Характер изменения подвижности магния в различных термодинамических условиях рассматривался также В. А. Жариковым (1959, стр. 253). Поэтому с учетом изменения давления и нужно судить о поведении магния при формировании тех или иных диоксидовых пород.

Д. С. Коржинский рассматривал диоксидовые метасоматиты производными глубинных процессов, поскольку те залегают среди глубокометаморфизованных комплексов, выделенных им в особую алдано-слюдяную фацию глубинности. Видимо, это и послужило основанием считать магний в условиях таких глубин инертным компонентом, поскольку Д. С. Коржинский формирование метасоматитов во времени существенно не отделял от процессов раннего регионального метаморфизма и гранитизации. Выявленное же нами место образования диоксидовых метасоматитов в гео-

логической истории докембрийских регионов указывает на то, что они не являются результатом процессов большой глубинности. При региональном метаморфизме гранулитовой фации условия большой глубинности препятствовали развитию метасоматических процессов. В этот период наряду с доломитовыми мраморами образовывались лишь маломощные прослои диопсидовых пород, отражающие, скорей всего, первичные соотношения компонентов в осадочных породах, что и говорит об инертности магния в этих условиях. Формирование же диопсидовых метасоматитов происходило в условиях амфиболитовой фации, когда доломитовые мраморы испытывали перекристаллизацию при высоком потенциале H_2O и CO_2 , сопровождающуюся высвобождением магния и кальция, насыщавших растворы вблизи карбонатных пород. Последовательное образование биметасоматических и жильных метасоматических диопсидовых пород отражает изменение тектонического режима кристаллической толщи и, следовательно, проницаемость ее для растворов.

Поскольку для всех элементов, участвующих в метасоматическом процессе, обычно устанавливается их подвижность по отношению друг к другу, то отнесение одних элементов к инертным, а других — к подвижным является до некоторой степени условным и должно применяться к конкретной геологической обстановке. М. А. Лицарев (1961) относил магний к более подвижным элементам по сравнению с кремнеземом и глиноземом, но все же считал его инертным. Однако, по рассмотренным выше признакам, магний в зоне метасоматоза вел себя как вполне подвижный элемент. Если проследить его поведение в масштабах всей кристаллической толщи, то он должен рассматриваться как инертный, так как в пределах ее не происходило полного выравнивания химического потенциала магния, поскольку образующиеся метасоматиты локализовались только вблизи пачек карбонатных или других магнезиальных пород. Если бы магний был подвижен в пределах всей метаморфической толщи, метасоматиты не могли бы образоваться в таких громадных массах в пределах узких локальных зон — магний из мраморов был бы более или менее равномерно рассеян по значительно большему объему алюмосиликатных пород. Именно это обстоятельство не позволяет объяснять магнезиально-кальциевый метасоматоз следствием фронта базификации, сопряженного с региональной гранитизацией, поскольку эта гипотеза предусматривает перемещение магния на значительные расстояния сквозь алюмосиликатные породы, с которыми он в термодинамических условиях амфиболитовой фации не мог не реагировать, а значит, его миграция на большие расстояния была невозможной.

Таким образом, из всего сказанного вытекает, что анализ метасоматической зональности можно проводить с помощью диаграммы $\mu K - \mu MgO$, так как именно эти компоненты являются наиболее подвижными и их содержание от зоны к зоне меняется в значительной степени. В табл. 15

Таблица 15

Матрицы для расчета парагенетической диаграммы

Фазы	Si	Al	Mg	K
Калиевый полевой шпат	3	1	0	1
Плагиоклаз № 20	7	3	0	0
Скаполит № 40	13	17	0	0
Диопсид	6	0	3	0
Шпинель	0	2	1	0
Амфибол	24	11	17	2
Флогопит	3	1	3	1
Форстерит	1	0	2	0

приведены матрицы для расчета парагенетической диаграммы, по методу Д. С. Коржинского (1957), для главных породообразующих минералов.

Углы наклона моновариантных линий определялись по формуле

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dK}{d\mu \operatorname{Mg}} = \frac{\Delta \operatorname{MgO}}{\Delta K_2O}$$

На рис. 50 приведена диаграмма зависимости парагенезисов диопсидовых метасоматитов от химических потенциалов калия и магния. На этой диаграмме показано семь дивариантных полей, соответствующих биминеральным ассоциациям (метасоматическим зонам) в рассматриваемых породах.

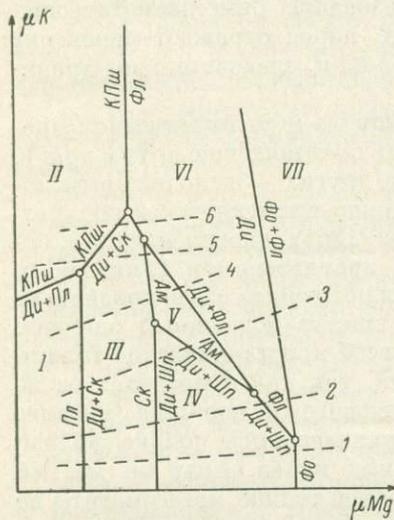


Рис. 50. Диаграмма зависимости парагенезисов магнезиальнокальциевых метасоматитов от химических потенциалов калия и магния.

I—VII — поля минеральных парагенезисов метасоматических зон. 1—6 — типы метасоматических колоннок.
 Ди — диопсид; Пла — плагиоклаз;
 КПиш — калиевый полевой шпат;
 Ск — скаполит; Шпн — шпинель;
 Ам — амфибол; Фл — флогопит; Фо — форстерит.

Такой вариант парагенетических диаграмм для диопсидовых метасоматитов был впервые предложен С. П. Мурзаевым (1966). Однако на диаграмме С. П. Мурзаев объединил ассоциации метасоматитов и кальцифиров и, кроме того, не нанес некоторые ассоциации, развитые в метасоматитах преимущественно за пределами флогопитовых месторождений. Нам кажется, что С. П. Мурзаев до конца не использовал возможности диаграммы. Им не был проведен анализ принадлежности показанных на ней типов метасоматических колонок к тем или иным морфологическим типам метасоматитов, которые отражают различные стадии метасоматического процесса. Поэтому выводы С. П. Мурзаева относительно поведения щелочей при метасоматическом процессе носят альтернативный характер.

На парагенетической диаграмме (рис. 50) показаны те типы метасоматических колонок, которые встречаются в изученных нами различных морфологических типах метасоматитов. При этом все линии, обозначающие тот или иной тип метасоматической колонки, проведены наклонно, что отражает их формирование при увеличении потенциала как Mg, так и K.

Это сделано на основании изменения химизма минералов, в частности диопсида и амфибола от зоны к зоне, которое было связано с возрастанием щелочности растворов. Об этом же свидетельствует и изменение условного потенциала ионизации при последовательной кристаллизации различных минералов в метасоматитах. Как видно из диаграммы, формирование всех типов метасоматических колонок определялось прежде всего ростом потенциала магния. Обращает на себя внимание, что типы метасоматических колонок 1, 2 и 3 характерны только для пластовых тел метасоматитов, развитых обычно на флогопитовых или железорудных месторождениях, и для маломощных одиночных жил, залегающих за их пределами, т. е. для ранних стадий формирования метасоматических пород. Эти типы метасоматической зональности отражают хотя и варьирующий, но сравнительно низкий уровень потенциала калия в растворах. Типы колонок 4, 5 и 6, характеризующиеся более высоким потенциалом калия, развиты главным образом в метасоматических жилах, отходящих в виде апофиз от пластовых тел.

Таким образом, метасоматическая зональность определялась прежде всего возрастанием потенциала магния, а тип метасоматической колонки зависел от величины потенциала калия в растворах в ту или иную стадию метасоматического процесса. Эта особенность формирования метасоматических зон приводит нас к выводу о том, что первоначально растворы имели преимущественно магниезильный состав и что возрастание потенциала магния могло привести к образованию зональных метасоматитов с любым из типов метасоматической зональности. Увеличение же потенциала калия и образование соответствующих типов зональности является следствием возрастания масштабов метасоматического процесса.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЯДА РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕТАСОМАТИТАХ И ТЕМПЕРАТУРА МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

В настоящей главе излагаются результаты изучения распределения лантаноидов в ряде минералов метасоматитов, циркония и гафния в цирконах, скандия в диопсидах и амфиболах и редких щелочей в флогопитах. Кроме того, приводятся данные по температуре минералообразования во время магниезильно-кальциевого метасоматоза.

Лантаноиды

Изучение характера распределения лантаноидов в ряде минералов метасоматитов — сфене, апатите, кальците и ортите — дает возможность выявить некоторые особенности геохимии метасоматического процесса.

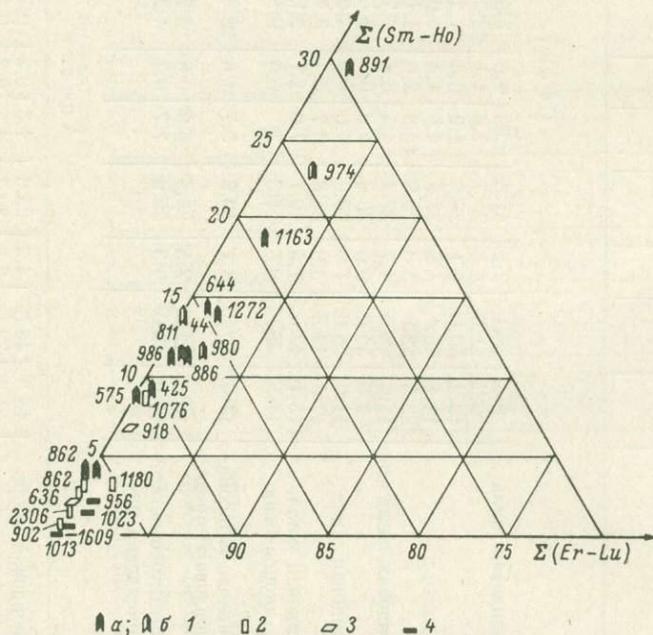


Рис. 51. Диаграмма соотношения лантаноидов в минералах диопсидовых метасоматитов.

1 — сфен из диопсидовых пород: а — жильных, б — биметасоматических; 2 — апатит; 3 — кальцит; 4 — ортит. Цифры на рисунке — номера химических анализов (см. табл. 16).

Рассматриваемые минералы кристаллизовались в перечисленной выше последовательности, входя в состав определенных зон.

В табл. 16 приведены результаты количественного рентгеноспектрохимического определения относительного содержания лантаноидов в ми-

Таблица 16

Состав лантаноидов в аксессуарных минералах ($\Sigma \text{Ln}_2\text{O}_3 = 100\%$)

№ образца	Местонахождение породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	ΣTR	ΣCe	ΣY_1	ΣY_2	$\Sigma (\text{Pr-Lu})$
С ф е н																				
886	Эмельджак, диопсидовая жила	8.4	28.1	2.8	47.8	0.6	0.6	3.9	0.6	3.1	—	1.7	—	—	—	3.68	87.1	11.3	1.7	63.6
891	То же	2.2	41.3	4.3	20.7	7.6	1.1	12.0	2.2	5.4	—	2.2	—	1.1	—	0.38	68.5	28.3	3.3	56.7
862	» »	13.2	50.8	3.1	28.8	1.9	0.3	1.2	—	0.7	—	—	—	—	—	1.84	95.9	4.1	—	36.0
644	» »	11.1	45.1	4.5	23.9	4.8	1.3	4.0	0.5	3.2	0.3	1.1	—	0.3	—	6.68	84.6	14.1	1.4	43.9
862-a	» »	22.5	52.9	5.0	15.8	15.8	2.0	1.1	0.2	0.2	—	—	—	—	—	2.64	96.2	3.8	—	24.6
452	Эльконка, диопсидовая жила	11.6	46.8	4.7	27.2	4.5	0.8	2.7	0.3	1.1	—	0.3	—	—	—	3.22	90.3	9.4	0.3	41.6
811	То же	2.5	50.0	5.0	30.0	4.0	0.5	3.5	0.5	2.5	—	1.5	—	—	—	5.52	87.5	11.0	1.5	47.5
986	Колтыкон, диопсидовая жила	11.0	50.0	7.0	20.0	4.0	1.0	4.0	—	2.0	—	1.0	—	—	—	0.84	88.0	11.0	1.5	39.0
575	То же	17.3	44.3	3.0	25.8	3.7	0.4	3.7	0.4	1.1	—	0.4	—	—	—	0.68	90.7	9.3	0.4	38.4
1272	Р. Унгра, диопсидовая жила	13.1	43.0	7.5	19.7	7.0	1.7	2.2	—	3.1	—	1.8	—	—	—	3.00	84.2	14.0	1.8	43.0
1163	Р. Б. Ыллымах, диопсидовая жила	11.5	45.0	8.6	14.3	7	0.6	6.1	0.8	3.3	0.6	1.0	0.2	1.0	—	2.84	79.4	18.4	2.2	43.5
974	Колтыкон, контактово-метасоматическая диопсидовая порода	11.6	40.8	2.1	19.9	3.7	1.0	10.5	1.0	5.8	1.0	1.0	—	1.6	—	0.56	74.4	23.0	2.6	47.6
980	То же	16.3	42.9	2.5	24.5	3.9	0.8	3.7	0.6	2.2	0.2	1.0	0.2	1.2	—	1.52	86.2	11.4	2.4	40.8
44	Р. Джелтула, контактово-метасоматическая диопсидовая порода	11.9	42.0	6.3	25.9	7.7	0.7	4.2	—	1.4	—	—	—	—	—	1.28	86.1	14.0	—	46.2
А п а т и т																				
826	Эмельджак, диопсидовая жила	18.3	48.8	4.3	25.6	1.3	0.2	0.7	—	0.6	—	—	—	—	—	1.18	97.0	2.9	—	32.7
862	То же	31.6	32.5	2.5	30.7	1.1	0.2	0.7	—	0.7	—	—	—	—	—	2.72	97.3	2.7	—	35.9
902	» »	31.3	56.8	2.9	8.4	0.4	—	—	—	0.2	—	—	—	—	—	1.20	99.3	0.7	—	11.9
2306	» »	25.5	47.0	3.0	22.8	0.7	—	0.4	—	0.4	—	0.4	—	—	—	2.03	98.4	1.5	0.1	27.5
» »	» »	14.9	49.8	4.0	21.9	4.2	0.2	3.0	—	1.4	—	0.6	—	—	—	—	90.6	8.8	0.6	35.3
1076	Р. Б. Ыллымах, диопсидовая жила	19.7	47.2	4.7	23.6	2.8	0.4	—	—	1.6	—	—	—	—	—	0.5	95.3	4.7	—	33.1

Таблица 16 (продолжение)

№ образца	Местонахождение породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Σ TR	Σ Ce	Σ Y ₁	Σ Y ₂	Σ (Pr-Lu)
Кальцит																				
636	Эмельджак, диопсидовая жила	24.1	44.9	3.2	25.7	0.8	0.3	0.6	—	0.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
918	То же	24.6	47.4	1.4	10.0	1.4	0.5	1.9	—	2.4	0.5	—	—	—	—	0.15	98.0	2.0	—	30.9
993	Колтыкон, диопсидовая жила	25.8	49.3	4.9	19.2	—	—	—	—	0.5	—	0.9	—	—	—	0.06	92.6	6.5	0.9	28.0
979	Колтыкон, контакт мрамора с гнейсом	24.8	46.1	3.2	23.0	1.1	—	0.7	—	0.4	—	0.3	—	—	—	0.07	99.0	0.5	0.5	24.9
992	Колтыкон, контакт мрамора с диопсидовой жилой	28.6	49.4	—	22.0	—	—	—	—	—	—	—	—	0.7	—	0.05	97.1	2.2	0.7	29.1
992a	То же	29.6	52.1	—	18.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.07	100	—	—	22.0
992a	То же	29.6	52.1	—	18.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	100	—	—	18.3
Ортит																				
1454	Эмельджак, пегматит, секущий метасоматит	19.7	58.1	3.6	13.2	1.8	—	1.8	—	1.8	—	0.6	0.2	1.2	—	16.0	92.6	5.4	2.0	14.2
1463	Эмельджак, пегматит	29.2	64.8	—	6.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6.5	100	—	—	6.2
1475	То же	18.0	70.0	3.0	8.5	—	—	—	—	0.5	—	—	—	—	—	7.5	99.5	0.5	—	12.0
1476	» »	28.0	62.0	2.0	8.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15.0	100	—	—	10.0
1524	» »	22.0	58.6	3.7	12.8	0.7	—	0.4	—	1.1	—	—	—	—	—	27.0	96.1	2.2	—	18.7
1458a	» »	28.9	59.6	2.8	8.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27.5	100	—	—	11.5
1458	» »	28.7	60.5	2.3	7.7	—	—	—	—	0.8	—	—	—	—	—	12.9	99.2	0.8	—	11.8
1525	» »	29.7	59.8	2.5	7.6	—	—	—	—	0.4	—	—	—	—	—	27.6	99.6	0.4	—	10.5
1596	» »	23.6	58.8	4.1	12.8	—	—	—	—	0.7	—	—	—	—	—	25.4	99.3	0.7	—	17.6
1663a	» »	30.7	57.1	2.6	9.2	—	—	—	—	0.4	—	—	—	—	—	27.0	99.6	0.4	—	12.2
1609	» »	25.9	57.4	4.0	11.9	—	—	—	—	0.7	—	—	—	—	—	26.0	99.3	0.7	—	16.6
1609a	» »	27.4	60.1	2.7	9.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27.5	100.0	—	—	12.5
956	Эмельджак, диопсидовая жила	26.5	44.7	4.8	20.9	0.8	0.3	0.3	—	0.8	—	0.6	—	0.3	—	19.9	96.9	2.2	0.9	28.8
1023	То же	25.6	47.3	4.2	20.6	0.6	0.3	0.3	—	0.3	—	0.3	—	0.6	—	19.56	97.7	1.5	0.9	27.2
1013	» »	24.7	5.08	4.1	20.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	24.4
1005	Эмельджак, пегматит до метасоматитов	27.8	43.9	4.2	20.6	0.8	0.4	0.3	0.2	0.7	—	0.7	—	0.4	—	18.18	96.5	2.5	1.1	28.4
1033	То же	22.0	50.8	5.1	19.8	0.8	—	—	—	1.1	—	0.3	—	—	—	19.04	97.7	1.9	0.3	27.1
1027	» »	28.9	46.2	3.5	20.2	—	—	—	—	0.9	—	0.8	—	—	—	—	98.8	0.9	0.3	24.9

Таблица 16 (продолжение)

№ образца	Местонахождение породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Σ TR	Σ Ce	Σ Y ₁	Σ Y ₂	Σ (Pr-Lu)
32	Колтыкоч, пегматит до метасоматитов	25.1	55.5	2.9	12.1	1.4	—	1.4	—	1.4	—	—	—	—	—	21.36	95.6	4.2	—	19.2
1321	Р. Чуга, пегматит	27.2	43.6	4.7	20.0	1.1	0.4	0.4	0.2	0.8	0.2	0.9	0.2	0.4	—	—	95.5	3.1	1.5	29.3
1322	То же	24.5	44.1	5.1	20.8	1.7	0.4	0.5	0.2	1.0	0.2	0.7	0.2	0.5	—	—	94.5	4.0	1.4	31.3
1325	» »	23.5	45.2	4.9	21.3	1.6	0.2	0.5	0.2	1.0	0.2	0.5	0.2	0.5	—	—	94.9	3.8	1.2	31.2
1286	Р. Алдан, пегматит	19.4	42.6	6.5	19.9	3.8	0.5	1.8	0.5	1.8	—	1.3	0.3	1.4	0.3	—	88.4	8.4	3.3	38.1
1127	Р. Б. Ыллымах, пегматит, секущий метасоматит	28.0	26.2	3.1	21.5	—	—	—	—	0.9	—	0.3	—	—	—	23.0	98.8	0.9	0.3	25.8
1017	Эмельджак, пегматит, секущий метасоматит	22.1	38.0	5.7	21.7	3.1	1.2	1.2	0.8	1.6	0.4	3.3	0.4	0.8	—	11.60	87.1	8.3	4.5	39.8
1009	То же	23.9	50.4	3.2	21.2	0.5	—	—	—	0.5	—	0.3	—	—	—	—	98.7	1.0	0.3	25.7
1342	Р. Чуга, пегматит, секущий метасоматит	28.6	43.4	3.6	19.7	1.3	0.3	0.3	—	1.6	—	0.7	—	0.3	—	—	95.3	3.5	1.0	27.8
1308	Р. Алдан, кварцит	23.8	45.6	5.4	20.7	1.5	0.2	0.4	0.2	0.8	0.2	0.8	0.2	0.2	—	—	95.5	3.8	1.2	30.6
1524	Эмельджак, пегматит, секущий метасоматит	22.0	58.6	3.7	12.8	0.7	—	0.4	—	1.1	—	—	—	—	—	27.0	96.1	2.2	—	18.7
1454	То же	19.7	58.1	3.6	13.2	1.8	—	1.8	—	1.8	—	0.6	0.2	1.2	—	16.0	92.6	5.4	2.0	14.7
1787	Р. Учур, пегматит	22.9	54.0	4.9	15.6	1.1	—	0.5	—	0.3	—	0.7	—	—	—	26.85	97.4	1.9	0.7	23.1
1817	То же	22.4	52.8	4.5	17.4	1.1	—	0.4	—	0.7	—	0.7	—	—	—	26.7	97.1	2.2	0.7	24.8
1838	» »	18.7	49.8	5.6	17.5	2.9	—	0.8	0.3	2.6	—	1.8	—	—	—	26.75	91.6	6.6	1.8	31.6
1861	Р. Алдан, среднее течение, пегматит	20.8	48.8	5.2	19.8	2.4	—	0.4	—	1.3	—	1.0	—	—	—	28.75	94.9	4.1	1.0	30.1
1868	То же	19.8	48.4	7.7	16.7	1.4	—	0.2	—	0.5	—	1.3	—	—	—	35.8	96.6	2.1	1.3	27.8
1877	» »	20.4	49.8	6.0	17.3	2.0	—	0.4	0.2	2.0	—	1.9	—	—	—	34.75	93.5	4.6	1.9	29.8
Циркон																				
1531	Эмельджак, гранит	14.3	23.1	1.1	6.1	0.9	0.6	25.4	1.5	0.3	11.0	3.8	12.6	0.3	0.10	43.6	28.7	27.7	63.6	
1574	То же	9.7	30.6	1.1	7.6	1.0	1.0	32.4	1.8	0.4	3.6	0.5	9.8	0.6	0.26	49.0	36.6	14.5	59.7	
1594	» »	2.0	12.1	1.0	5.2	1.5	1.3	52.3		0.9	6.3	0.1	19.0	1.1	0.11	20.3	56.0	23.5	85.7	
1663	» »	1.0	2.4	0.2	0.9	0.6	1.0	6.10		1.8	7.3	1.5	18.5	4.1	0.11	4.5	64.4	31.4	96.9	
1665	» »	1.3	11.2	0.8	2.5	1.0	1.1	51.0		1.5	4.7	2.1	18.6	4.0	0.30	15.8	54.6	29.4	67.3	

нералах диопсидовых метасоматитов Алдана. Проанализировано 14 образцов сфена, 6 апатита, 6 кальцита и 35 ортита. Кроме минералов из метасоматитов, состав редкоземельных элементов (р. з. э.) был проанализирован в ортитах и цирконах гранитов, замещающих метасоматиты и прорывающих их. Расшифровка состава ΣTR выполнена в ИМГРЭ (аналитик Р. Л. Баринский) и в ИГЕМ АН СССР (аналитики В. П. Иванова и В. И. Павлуцкая). Анализ состава лантаноидов в минералах производится на основе бинарных и тройных диаграмм (Вайнштейн и др., 1956; Бородин, 1960; Минеев, 1965).

На сводной тройной диаграмме $\Sigma(La-Nd)-\Sigma(Sm-Ho)-\Sigma(Er-Lu)$ (рис. 51) отражены основные черты состава лантаноидов в изученных мине-

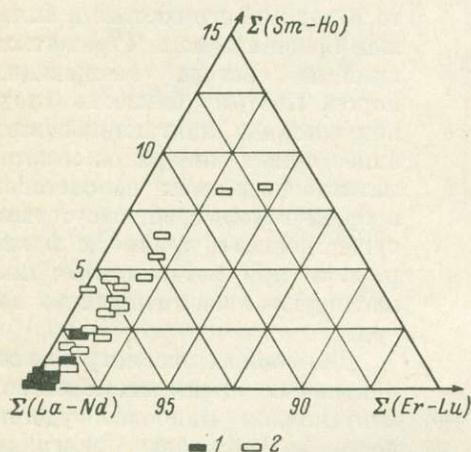


Рис. 52. Соотношение лантаноидов в ортитах из диопсидовых метасоматитов (1) и гранитов (2).

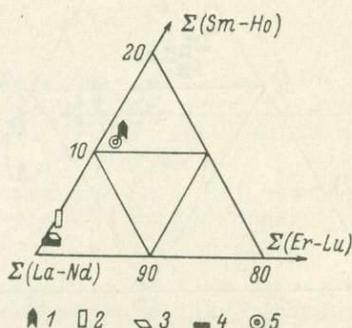


Рис. 53. Соотношение средних составов лантаноидов в диопсидовых метасоматитах и в отдельных минералах.

1 — сфен; 2 — апатит; 3 — кальцит; 4 — ортит; 5 — средний состав породы.

ралах: селективный цериевый состав во всех без исключения минералах — резко селективный ($\Sigma [La-Nd] > 90\%$) во всех апатитах, кальцитах и ортитах (за двумя исключениями) и селективный — в сфенах. Характерно, что значительно меньшей селективностью обладают сфены из контактово-метасоматических диопсидовых пород. Сравнение ортитов из метасоматитов и из гранитов показало, что последние также отличаются меньшей селективностью составов р. з. э. (рис. 52). Особое отличие сфена от остальных изученных минералов диопсидовых метасоматитов подчеркивается средним составом лантаноидов (рис. 53).

Известно, что сфены характеризуются накоплением более тяжелых лантаноидов по сравнению с рядом других сосуществующих с ним акцессориев. Резкая селективность составов лантаноидов в апатитах, кальцитах и ортитах также обычна, хотя в нормальных гранитоидах она проявляется и не столь резко, как в диопсидовых метасоматитах. Вместе с тем на диаграмме (см. рис. 51) видно, что сфены диопсидовых метасоматитов образуют довольно вытянутое поле, внутри которого крайние члены характеризуются селективными цериевыми составами р. з. э. (862) и составами, сдвинутыми в сторону $\Sigma(Sm-Ho)$ (891, 1163). При этом сфены с селективным цериевым составом р. з. э. развиты в метасоматитах, замещающих граниты (рис. 51, 452, 575, 811, 862, 886, 986), а сфены, у которых состав р. з. э. сдвинут в сторону $\Sigma(Sm-Ho)$, — в метасоматитах, замещающих кристаллические сланцы (644, 891, 1163, 1272). Таким образом, четко обособляются поля сфенов диопсидовых метасоматитов, развитых по различным

породам, что отражается также и на диаграмме La—Ce— Σ (Pr—Lu) (рис. 54). Внутри же этих полей селективность сфенов определяется принадлежностью их к полевошпатовой или скаполит-диопсидовой метасоматическим зонам, образованным в различных условиях щелочности растворов. Следовательно, селективность состава р. з. э. в сфене определяется составом пород, по которым развивается метасоматит, и нахождением сфена в той или иной метасоматической зоне. Селективность состава р. з. э. увеличивается к внутренним зонам по мере развития метасоматического процесса, как это хорошо видно по другим минералам. Поскольку сфен в отличие от других акцессорных минералов метасоматитов располагается

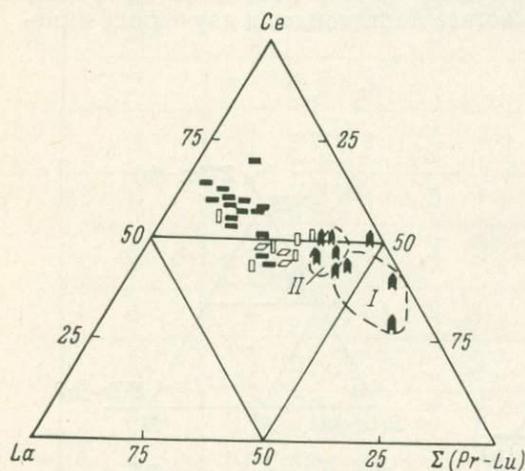


Рис. 54. Соотношение La, Ce и Σ (Pr—Lu) в различных минералах диопсидовых метасоматитов.

Пунктиром обозначены поля сфенов: I — из метасоматитов, замещающих кристаллические сланцы; II — из метасоматитов, замещающих граниты. Остальные обозначения те же, что на рис. 51.

относительном содержании Ce и максимальное различие в содержании La и Nd, между которыми существует обратная зависимость. В этом случае наиболее показательным оказывается La—Nd отношение или просто относительное содержание La в Σ TR, так называемый лантановый коэффициент (Бородин, 1960).

Таблица 17

Средний состав лантаноидов в акцессорных минералах из диопсидовых метасоматитов Алдана

Минералы	Количество расщифровок	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb
Сфен	12	13.3	43.7	5.3	24.5	4.4	0.8	4.0	0.4	2.3	0.2	0.8	0.3
Апатит	6	23.5	47.1	3.6	22.2	1.7	0.2	0.8	—	0.8	—	0.1	—
Ортит	14	26.9	50.4	3.2	11.5	0.5	0.1	0.3	—	0.3	—	0.06	0.06
Кальцит	6	26.4	48.1	2.1	21.2	0.6	0.1	0.5	—	0.6	0.1	0.2	0.1

Вариации абсолютного содержания Σ TR¹ в минералах отражены на рис. 55. Минимальное содержание Σ TR отмечается в кальцитах (0.03—0.12%), среднее — в апатитах (0.5—2.1%) и сфенах (0.6—6.5%), максимальное — в ортитах (до 28%). При этом видно, что в начальную стадию

¹ Определение Σ TR в минералах производилось в химической лаборатории ИГГД АН СССР (аналитик В. Д. Бугрова).

процесса увеличение относительного содержания La происходит при более или менее постоянной ΣTR в минералах; т. е. возрастающее значение La-коэффициента отражает изменение условий минералообразования. Заключительная стадия характеризуется кристаллизацией ортита, для которого диапазон изменения La-коэффициента (20—30) постоянен и совпадает с La-коэффициентом апатита и кальцита. Абсолютное же содержание ΣTR в ортитах варьирует от 6 до 29 вес. %, отражая, вероятно, их содержание в растворе на заключительных стадиях процесса. Сравнение La-коэффициента ортитов из гранитов и диопсидовых метасоматитов (рис. 56) показывает, что в последних он несколько выше, т. е. отвечает определенным условиям минералообразования, отличным от тех, которые существовали в граните. Совпадение La-коэффициента для кальцита и ортита метасоматитов указывает на то, что на последних стадиях метасоматического процесса распределение р. з. э. между минералами (ортит—кальцит) уже не сопровождалось внутренним фракционированием, менялось только общее количество р. з. э., входящих в ортит и не зависящих от условий процесса.

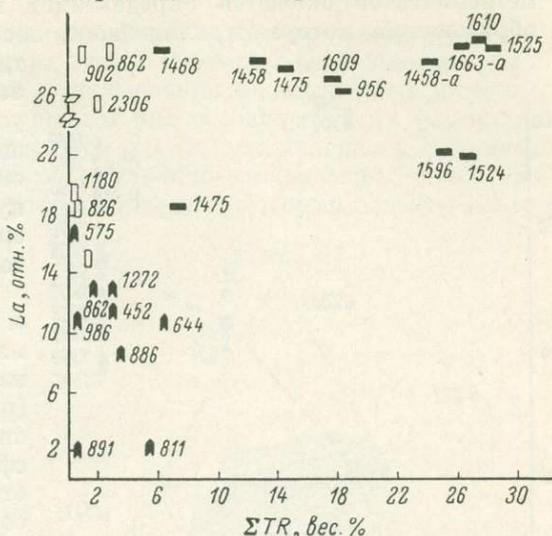


Рис. 55. Соотношение La и ΣTR в минералах диопсидовых метасоматитов.

Обозначения те же, что на рис. 51.

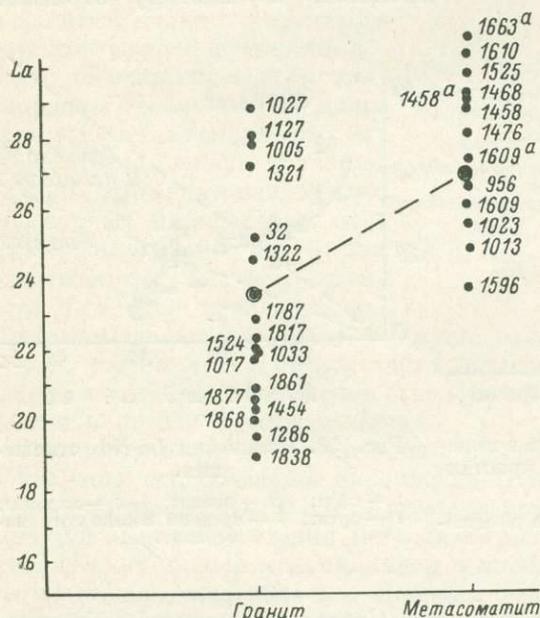


Рис. 56. La-коэффициент ортитов из гранитов и диопсидовых метасоматитов.

Пунктиром соединены средние значения La в ортитах.

Увеличение La-коэффициента от внешних зон метасоматитов к внутренним соответствует возрастанию от зоны к зоне содержания магния, что объясняется близостью лантана по основности к щелочным землям — магнию и кальцию.

Можно ожидать, что установленное различие между средними составами лантаноидов в минералах-концентрааторах TR разных зон диопсидовых метасоматитов окажется определенной геохимической константой этих образований, которая в дальнейшем, после соответствующих экспериментальных исследований, позволит более строго охарактеризовать условия (давление, температуру, щелочность среды) этого фракционирования TR, а значит, и сопутствующих ему процессов магнезиально-кальциевого метасоматоза.

Эволюция состава лантаноидов в минералах диопсидовых метасоматитов весьма четко прослеживается на диаграмме La—Nd (рис. 58), где особенно отчетливо видна граница между полями сфена, апатита и кальцита, ортита, отражающими зональность метасоматитов. Любопытно, что единственный апатит (рис. 58, 902), обладающий La-Nd отношением, большим, чем все другие апатиты, и попавший в поле ортита, взят именно из зоны, образовавшейся в заключительный период процесса, и поэтому отражает

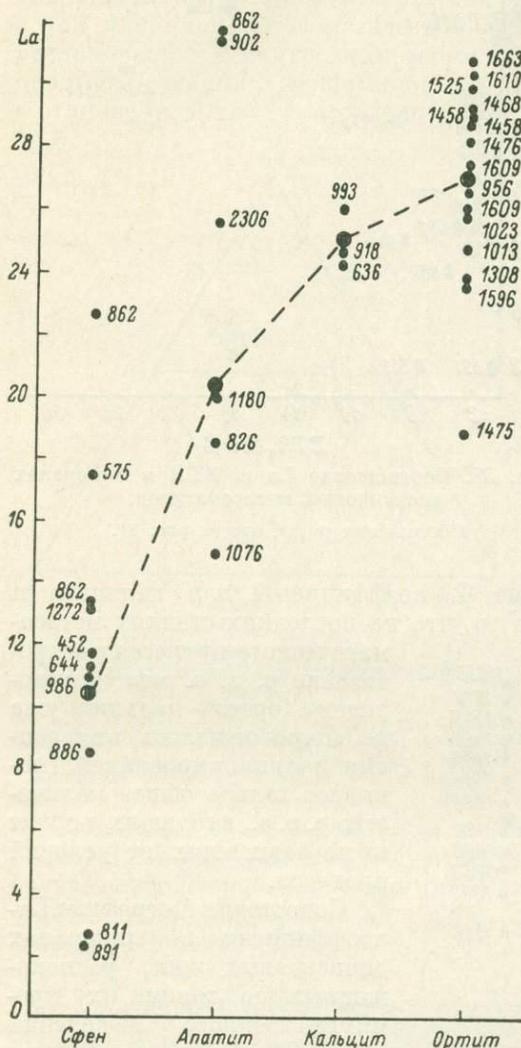


Рис. 57. Изменение La-коэффициента в минералах метасоматитов в порядке их кристаллизации.

Пунктиром соединены средние значения La в минералах.

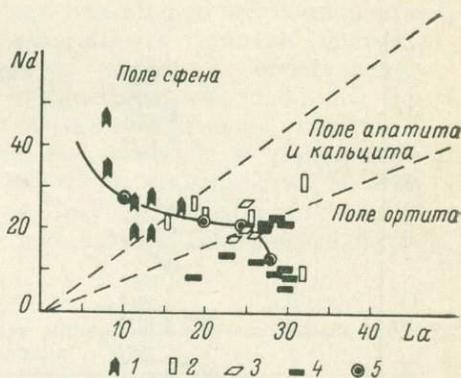


Рис. 58. Изменения La-Nd отношения.

1 — сфен; 2 — апатит; 3 — кальцит; 4 — ортит; 5 — средний состав этих минералов.

условия минералообразования в этой зоне. Средние значения La-Nd отношения представлены кривой, показывающей изменение щелочности среды (Бородин, 1965) в процессе магнезиально-кальциевого метасоматоза. Максимальная щелочность характерна для поля ортита, который и располагается обычно в диопсид-флогопитовой или кальцит-флогопитовой зонах, формирующихся также при максимальной щелочности этого процесса. Необходимо отметить, что именно эта стадия максимальной щелочности затем резко сменяется повышением кислотности растворов (в метасомати-

тах кристаллизуются магнетит и сульфиды), которое, по-видимому, и приводит к выпадению из растворов р. з. э., входящих в состав ортита и кальцита.

Таким образом, на основании изучения характера распределения лантаноидов в изученных минералах можно сделать следующие выводы. Состав лантаноидов и характер их распределения в акцессорных минералах диопсидовых метасоматитов отражает ряд особенностей их формирования. Различная селективность составов р. з. э. для минералов внешних зон (сфена и частично апатита), непосредственно замещающих окружающие породы, связана с различием состава пород, по которым развиты метасоматиты. Это различие выражается и на неодинаковом общем количестве р. з. э. в сфенах ($\Sigma TR = 0.38 - 6.68$ вес. %) и в конечном итоге в ортитах ($\Sigma TR = 7 - 28$ вес. %).

Близость среднего состава лантаноидов в сфенах и среднего состава всех находящихся в метасоматитах акцессориев отражает замещение внешних зон (полевошпатовой и скаполитовой), содержащих сфен, более поздними (диопсидовой, диопсид-амфиболовой и диопсид-флогопитовой), при котором р. з. э., входившие в состав сфена, попадали последовательно в апатит, кальцит и ортит при соответствующем фракционировании. Поскольку состав лантаноидов в сфенах и ΣTR в них отражает состав замещенных метасоматитами пород, близкий средний состав лантаноидов всех акцессорных минералов и сфенов указывает на отсутствие значительного дальнего приноса р. з. э. в процессе метасоматоза. Отдельные тела или зоны метасоматитов являлись концентратором р. з. э., рассеянных в окружающих метасоматиты породах. Об этом же говорит и значительный размер отдельных кристаллов и скоплений сфена, апатита и ортита в метасоматитах.

Фракционирование лантаноидов в процессе метасоматоза, при котором происходило относительное накопление легких р. з. э. в продуктах конечных стадий процесса, отражает изменение щелочности метасоматизирующих растворов. Конечная стадия метасоматического процесса, характеризующаяся резкой сменой максимальной щелочности на заключительную кислую стадию, выразилась в кристаллизации наряду с другими минералами ортита, несущего главную массу р. з. э., содержащихся в метасоматитах.

Стабилизированный (резко селективный) состав лантаноидов, входящих в состав ортитов, отражает этот определенный период процесса, при котором происходило интенсивное выпадение из растворов р. з. э. Вариации абсолютного содержания р. з. э. в ортитах ($\Sigma TR = 6.5 - 27.6$ вес. %) в конечном итоге опять отражают различное количество р. з. э. в замещенных породах.

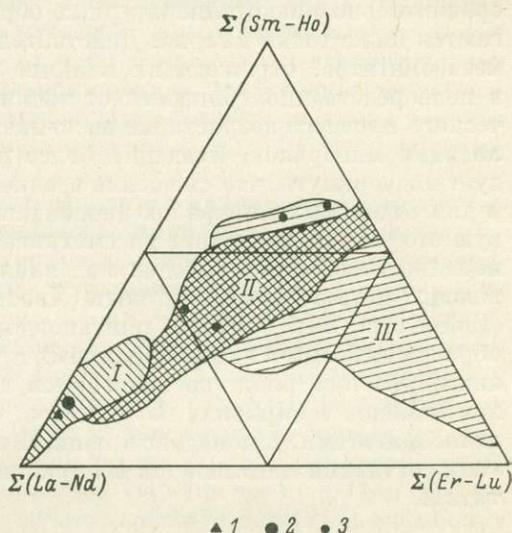


Рис. 59. Диаграмма, иллюстрирующая эволюцию состава лантаноидов в минералах редкоземельных месторождений различных генетических типов (Минеев, 1968).

Месторождения: I — щелочного ряда и осадочные; II, III — кислого ряда (II — гидротермальные среднетемпературные, III — высокотемпературные). 1 — средний состав лантаноидов в диопсидовых метасоматитах Алдана; 2 — кларк лантаноидов, по А. П. Виноградову; 3 — составы лантаноидов в гранитах Алдана.

Сопоставление состава лантаноидов в минералах диопсидовых метасоматитов с составами лантаноидов в минералах других генетических типов редкоземельных месторождений (Минеев, 1968) позволяет дать более общую генетическую характеристику редкоземельной минерализации в диопсидовых метасоматитах. На рис. 59 видно, что средний состав лантаноидов в диопсидовых метасоматитах располагается в поле лантаноидов, характеризующих минералы месторождений щелочного ряда и осадочные. При этом характерно небольшое смещение среднего состава лантаноидов метасоматитов от кларка в цериевую сторону и соответствует выводу Д. А. Минеева о том, что точки составов лантаноидов гидротермальных сравнительно низкотемпературных образований щелочного ряда располагаются ниже точки кларка. Действительно, составы лантаноидов в сферах метасоматитов, отражающих влияние состава вмещающих пород, лежат в непосредственной близости от точки кларка. С развитием метасоматического процесса возрастание щелочности растворов приводило к кристаллизации минералов, имеющих более цериевый состав лантаноидов. Следует подчеркнуть, что смещение среднего состава лантаноидов, так же как и для отдельных минералов диопсидовых метасоматитов, именно в цериевую сторону не позволяет рассматривать образование редкоземельной минерализации в этих породах под влиянием гранитных интрузий, прорывающих метаморфические толщи (Хвостова, 1961). Согласно Д. А. Минееву (1968, стр. 34), составы лантаноидов редкоземельной минерализации, образующейся при гидротермальных преобразованиях, связанных с интрузиями кислого ряда, располагаются выше точки кларка. Поэтому состав лантаноидов в цирконах из гранитов, которые замещаются диопсидовыми метасоматитами, и попадает в поля II и III. К сожалению, мы не располагаем составами лантаноидов в цирконах, образующихся в самих метасоматитах.

Цирконий, гафний и скандий

Проведенное изучение характера изменения Zr-Hf отношения в цирконах из различных зон диопсидовых метасоматитов и из замещаемых ими гранитов дополняет выявленные закономерности распределения редких и рассеянных элементов в метасоматитах на примере лантаноидов. В табл. 18 приведены Zr-Hf отношения в цирконах из гранитов, диопсид-скаполитовых и диопсид-флогопитовых зон метасоматитов. Средняя величина Zr-Hf отношения для цирконов из гранитов равна 36, что согласуется с данными К. А. Лазебник (1966) для цирконов из гранитов других

Таблица 18

Изменение Zr-Hf отношения в гранитах и диопсидовых метасоматитах

Граниты		Реликты гранитов в орбиткулярных метасоматитах		Зона			
				диопсид-скаполитовая		диопсид-флогопитовая	
№ обр.	Zr/Hf	№ обр.	Zr/Hf	№ обр.	Zr/Hf	№ обр.	Zr/Hf
1481	45	1467	31	1552	67	1451	81
1558	30	1526	39	1635	66	1546	79
1580	36.5	1665	30	1622	66	1608	82
1638	38	1539	39	1646	70	—	—
1594	31.5	1599	35.5	1663a	65.5	—	—
1661	37.5	1670	43	1595	54	—	—
	36.2		36.2		64.7		80

Примечание. Определения произведены в рентгено-спектральной лаборатории ЛГУ (аналитик В. А. Галибин). Цифры под чертой — средние данные.

районов Алдана ($Zr/Hf=38$) и со среднестатистическими данными для цирконов гранитоидов ($Zr/Hf=35-45$), развитых на территории СССР (Ляхович, 1967). Примечательно, что для цирконов из орбикулярных метасоматитов, в которых кристаллы циркона обычно располагаются в центре орбикула, т. е. в участках вмещающих пород наименее измененных метасоматозом, $Zr/Hf=30-43$. Это позволяет сделать вывод о том, что в орбикулярных метасоматитах циркон является реликтовым минералом, не претерпевшим существенной перекристаллизации во время метасоматоза.

В цирконах из диопсид-скаполитовой зоны $Zr-Hf$ отношение равно 64, а для цирконов из центральных диопсид-флогопитовой и кальцит-флогопитовой зон оно повышается до 82. Такое изменение $Zr-Hf$ отношения в цирконах из различных метасоматических зон свидетельствует о различной миграционной способности Zr и Hf в процессе метасоматоза, которые переоткладывались из вмещающих пород. На увеличение миграционной способности циркония по сравнению с гафнием оказывал влияние возрастающий потенциал калия (Шевалеевский и др., 1960) с развитием метасоматического процесса.

Итак, образование циркона в метасоматитах является следствием выноса циркония и гафния из вмещающих гранитов. Стадийность метасоматического процесса отразилась на составе циркона ввиду разной миграционной способности этих элементов в условиях различной щелочности растворов.

Изучение характера распределения скандия, по данным количественного спектрального анализа (аналитик К. В. Орловская), в амфиболах и диопсидах метасоматитов показало следующее. Содержание скандия как в амфиболах, так и в диопсидах варьирует в зависимости от состава породы, которая замещается метасоматитом. Так, в диопсидах из метасоматитов, развитых по гранитам, среднее содержания скандия равно 0.0007 вес.%, а замещающих биотитовые и амфиболовые гнейсы — 0.0012. В амфиболах метасоматитов, замещающих граниты, среднее содержание скандия равно 0.0008, в развитых по гнейсам амфиболах — 0.0011, а в амфиболах, замещающих кристаллические сланцы основного состава, — 0.0016. При этом, несмотря на эти вариации, количество скандия в минералах метасоматитов гораздо меньше, чем в аналогичных минералах метаморфических пород и гранитов. В диопсиде из мономинеральных диопсидовых пород среднее содержание скандия равно 0.0030, а в кристаллических сланцах основного состава — 0.0146, в гранитах — 0.0054. В амфиболе из кристаллических сланцев содержание скандия, по данным М. Д. Крыловой и др. (1972), равно 0.0052 вес. %.

На основании этих данных можно сделать вывод о том, что малое содержание скандия в минералах метасоматитов, унаследованное из вмещающих пород, объясняется особенностью геохимии метасоматического процесса. Скандий по своим химическим свойствам близок к подгруппе лантаноидов ($Er-Lu$) (Минеев, 1969), которая также не характерна для аксессуарных минералов метасоматитов.

Редкие щелочи

Для того чтобы детализировать поведение щелочей при метасоматозе, и в частности при флогопитообразовании, были изучены особенности состава различных генераций флогопита, последовательно образующихся в метасоматитах. В табл. 19 приведены содержания щелочей в мелкозернистых флогопитах из полосчатых диопсидовых метасоматитов, слагающих пластовые тела, и в различных частях крупных кристаллов флогопита, залегающего в виде гнезд и секущих зон в пластовых телах или образующего осевые части секущих жил. Во всех флогопитах как мелкозернистых, так и крупнокристаллических количество калия и рубидия одинаково

Содержание щелочей в флогопитах различных генераций из диопсидовых метасоматитов

Генерация	№ образца	K	Na	Rb	Li	Cs	Li/Rb	Li/Cs		
Мелкие кристаллы полосчатых диопсид-флогопитовых метасоматитов	1435	8.23	0.23	0.0632	0.0004	0.0016	0.0063	0.25		
	1425	8.21	0.26	0.0676	0.0005	—	0.0073	—		
	1403	8.13	0.22	0.0632	0.0008	0.0017	0.0126	0.41		
	1434	8.55	0.23	0.0647	0.0004	—	0.0061	—		
	1413	3.31	0.23	0.0640	0.0004	0.0023	0.0061	0.17		
	161	8.44	0.18	0.0694	0.0008	—	0.0115	—		
	1585	8.85	0.16	0.0692	0.0007	0.0015	0.0101	0.46		
	1629	8.89	9.15	0.0582	0.0010	—	0.0171	—		
	Крупные кристаллы из гнезд и осевых частей секущих жил	центральная часть кристалла	1516	7.50	0.30	0.0626	0.0008	—	0.013	—
			1426	7.95	0.20	0.0617	0.0005	—	0.0081	—
1423			7.79	0.23	0.0608	0.0007	—	0.011	—	
1630			8.52	0.23	0.0639	0.0008	—	0.0125	—	
385			7.75	0.40	0.0601	0.0007	0.0010	0.011	0.79	
1621			8.39	0.21	0.0661	0.0009	—	0.0136	—	
1436			7.85	0.40	0.0623	0.0008	0.0012	0.0128	0.66	
край кристалла		1586	7.88	0.17	0.0602	0.0010	0.0015	0.0166	0.66	
		1616	8.42	0.23	0.0626	0.0009	—	0.014	—	
		1520	7.75	0.23	0.0651	0.0038	0.0013	0.058	2.92	
		1551	7.75	0.25	0.0673	0.0024	0.0014	0.035	2.00	
		1405	7.86	0.18	0.0656	0.0011	—	0.016	—	
		1470	7.99	0.23	0.0517	0.0018	—	0.034	—	
		1586	8.20	0.23	0.0653	0.0014	—	0.02	—	
		1623	7.34	0.32	0.1083	0.0013	—	0.012	—	
		1404	7.84	0.24	0.0600	0.0026	—	0.043	—	
		1515	7.69	0.38	0.0591	0.0014	—	0.023	—	
1562	8.12	0.23	0.0624	0.0018	—	0.03	—			
1678	8.37	0.20	0.0668	0.0011	—	0.016	—			

Примечание. Аналитики С. Н. Васильева и С. З. Яковлева (ИГГД АН СССР).

и варьирует в небольших пределах. Содержание же лития увеличивается в крупных кристаллах флогопита, особенно при сравнении его количества в более или менее крупных кристаллах (2—6 см в поперечнике) или в центральных частях кристаллов с размером 8—12 см в поперечнике с крайними зонами гигантских кристаллов (15—30 см в поперечнике). На рис. 60 показан характер изменения Li-Rb отношения в отмеченных генерациях флогопита, которое является показателем щелочности среды минералообразования. При кристаллизации мелкозернистых флогопитов, слагающих полосчатые метасоматиты в пластовых телах, и флогопитов, образующих более крупные кристаллы в гнездах и секущих жилах, щелочность по Li-Rb отношению находилась примерно на одном уровне. В гигантских кристаллах флогопита, и особенно в их крайних частях, Li-Rb отношение резко возрастает, что говорит об уменьшении щелочности растворов, сопровождавшем образование громадных залежей гигантских кристаллов флогопита. Такое изменение Li-Rb отношения в флогопитах дает возможность проследить переход от щелочной стадии метасоматического процесса к кислотной.

Интересные данные приводит А. А. Маракушев для флогопитов из месторождений Кореи. Химические анализы флогопита из различных участков зонального гигантского кристалла показывают различное содержание титана, бария и фтора. Уменьшение содержания титана и увеличение бария во внешних зонах крупного кристалла флогопита объясняется падением температуры к концу процесса флогопитообразования (Маракушев и др., 1966).

Таким образом, на основании полученных данных по распределению в метасоматитах ряда редких и рассеянных элементов можно сделать следующие выводы. Рассматриваемый метасоматический процесс по своей геохимической специфике отличается от гидротермального минералообразования, вызванного постмагматическими растворами. Меняющийся состав лантаноидов по зонам метасоматитов, бедность этих пород скандием хорошо согласуются с данными петрологического анализа пород, который выявил ведущую роль щелочей в формировании метасоматической зональности. Именно увеличение щелочности метасоматического процесса вызвало фракционирование лантаноидов с возрастанием роли цериевой группы в минералах поздних метасоматических зон. Переход от щелочной стадии к кислотной после формирования метасоматической колонки, кроме общей последовательности минералообразования в метасоматитах, хорошо иллюстрируется кристаллизацией ортита с резко селективным составом лантаноидов, а также изменением соотношения редких щелочей в флогопитах поздних генераций.

Состав акцессорных минералов в метасоматитах, замещающих различные породы, свидетельствует о том, что при метасоматозе не происходило дальнего привноса редких и рассеянных элементов; они унаследовались из вмещающих пород.

Температура образования метасоматитов

Переходя к оценке температуры минералообразования при магнезиально-кальциевом метасоматозе, прежде всего необходимо иметь в виду, что метасоматиты, характеризуя заключительные стадии диафтореза амфиболитовой фации, сопровождавшегося интрузивной деятельностью, замещают консолидированные метаморфические породы и гранитоиды. Поэтому если температура формирования гранитоидов, непосредственно предшествовавших магнезиально-кальциевым жильным метасоматитам, оценивается интервалом 500—600° (Крылова и др., 1972), то, следовательно, для метасоматитов она должна быть несколько ниже этих значений. В соответствии со средним составом лантаноидов в акцессорных минералах метасоматитов они относятся к среднетемпературным гидротермальным обра-

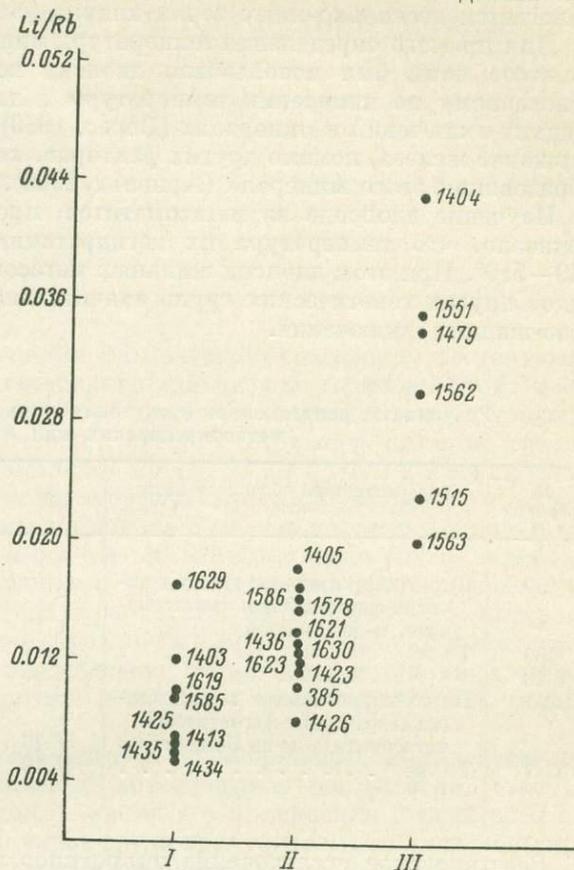


Рис. 60. Изменение Li-Rb отношения в центральных частях кристаллов (II), мелкозернистом флогопите (I) и внешних частях кристаллов (III) кристаллического флогопита.

зованиям щелочного ряда, поскольку на диаграмме, предложенной Д. А. Минеевым (1968), средний состав лантаноидов в метасоматитах располагается несколько ниже точки кларка (см. рис. 59).

Для прямого определения температуры минералообразования при метасоматозе нами был использован диопсид по методу термобарографии, основанному на измерении температуры и давления при взрыве газовой жидкости включений в минералах (Верес, 1969), и пирротин, в котором содержание железа, помимо других факторов, контролируется температурой образования этого минерала (Арнольд, 1966).

Изучение диопсида из метасоматитов, произведенное Г. И. Вересом, показало, что температура их дегидратации определяется интервалом 580—510°. При этом диопсид жильных метасоматитов отличается от диопсидов других генетических групп значительно меньшим содержанием газовой жидкости включений.

Таблица 20

Результаты рентгеновского изучения пирротинов из диопсидовых метасоматических жил Алдана

№ образца	Характеристика образца и место взятия	2θ	$d(102), \text{Å}$	Fe, атомн. %	T, °C
450	Пирит-пирротиновые гнезда в диопсид-флогопитовом метасоматите, м-ие Эльконка	56.15	2.0585	46.7	460
466	То же	56.17	2.0578	46.6	495
1078	» »	56.05	2.0619	46.9	445
2214	Пирит-пирротиновые гнезда в диопсид-флогопит-магнетитовом метасоматите, м-ие Безьянное	56.26	2.0545	46.3	550
2217	То же	56.19	2.0571	46.5	510

Рентгеновское исследование пирротинов из диопсидовых метасоматитов Алдана проведено С. И. Турченко на дифрактометре УРС-50 ИМ. В качестве внутреннего эталона использовался кварц в отношении по весу 1 : 2. Определение положения линии 102 пирротина ($2\theta=55-58^\circ$) проводилось относительно линий 200 ($2\theta=54.18$) и 201 ($2\theta=58-60^\circ$) кварца. В табл. 20 приведены данные измерений, которые соответствуют интервалу температур 445—550° для пирротинов, слагающих гнезда и прожилки вместе с пиритом и халькопиритом в диопсид-флогопит-магнетитовых метасоматитах.

Хорошо сходящиеся значения температур минералообразования при магниально-кальциевом метасоматозе, полученные по этим двум методам, совпадают с интервалом температур 570—410°, при которых происходила кристаллизация апатита в этих породах (Базаров, 1966), и с температурами кристаллизации кальцита (500°) при диафорической перекристаллизации мраморов (Иоффе, 1966).

ГЕНЕЗИС МАГНЕЗИАЛЬНО-КАЛЬЦИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Подводя итоги изложенному фактическому материалу по геологии, петрологии и геохимии магнезиально-кальциевых метасоматитов, необходимо прежде всего подчеркнуть общность их геологического положения во всех докембрийских регионах, которая отражает главные генетические особенности этого комплекса пород. Метасоматиты, залегающая среди древнего глубокометаморфизованного субстрата, повсеместно пространственно совмещены с прослоями доломитовых мраморов и кальцифириров, а небольшие тела метасоматитов с пачками кристаллических сланцев основного состава. Именно такое четкое проявление литологического контроля в локализации метасоматитов в различных кристаллических комплексах докембрия дает возможность надежно установить источник главных петрогенных элементов — магния и кальция, необходимых для формирования этих пород.

Ранний региональный метаморфизм докембрийских комплексов, где развиты магнезиально-кальциевые метасоматиты повсеместно, отвечает условиям гранулитовой фации, а время его проявления относится к архею (более 3000 млн лет). Наличие среди гранулитовых комплексов лишь маломощных прослоев диопсидовых пород, обычно встречающихся в толщах кристаллических сланцев основного состава, содержащих доломитовые мраморы, свидетельствует об инертности магния, кальция и щелочей в этот период, что препятствовало проявлению метасоматических процессов в широких масштабах. Образование прослоев диопсидовых пород при прогрессивном региональном метаморфизме связано с первичной литологической дифференциацией осадочной толщи.

Магнезиально-кальциевые метасоматиты во всех докембрийских регионах появляются только в тех частях древних гранулитовых толщ, содержащих мраморы, которые испытали диафторез амфиболитовой фации. Об этом свидетельствует локализация метасоматитов в полях развития наложенного регионального метаморфизма амфиболитовой фации, совпадение этих двух процессов во времени, а также температурные условия их формирования. Важно подчеркнуть, что образование метасоматитов в каждом докембрийском регионе относится к тому этапу диастрофизма, который завершал формирование того или иного участка в подвижных складчатых областях. Поэтому время проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза в разных регионах различно, но вполне определено для каждого из них и отражает период стабилизации участков кристаллических толщ, испытавших ряд эпох складчатости, метаморфизма и интрузивной деятельности. Для Восточной Сибири, Сино-Корейского щита и, вероятно, Памира образование метасоматитов относится к нижнему протерозою (1950 млн лет), для Канадского щита — к гренвиллской эпохе (950 млн лет), для о. Мадагаскара, Шри-Ланка (Цейлон) и Антарктиды — к байкальской эпохе (550 млн лет). Такая

приуроченность магнезиально-кальциевых метасоматитов к периоду стабилизации древних складчатых областей объясняется особенностями тектонического режима кристаллических комплексов в период их становления, а именно широким развитием жестких разрывных дислокаций, сменивших складчатые деформации и предопределивших инфильтрацию в больших масштабах высокотемпературных растворов, вызвавших диафторические изменения в древнем гранулитовом субстрате. В ряде регионов (Прибайкалье, Памир) стабилизированные участки складчатых структур докембрия после формирования в них магнезиально-кальциевых метасоматитов были захвачены более молодыми процессами тектогенеза и участвовали в них в виде жестких глыб. Поэтому образование метасоматитов этого типа надо связывать не со стабилизацией всей складчатой области в целом, а с отдельными ее частями, которые впоследствии испытывали лишь жесткие дислокации.

Во время этих более молодых, чем магнезиально-кальциевый метасоматоз, эпох тектогенеза, сопровождавшихся обычно интрузивной деятельностью, не происходило существенной перестройки кристаллических толщ, вмещающих магнезиально-кальциевые метасоматиты. Помимо локально проявленных зон бластомилонитизации и контактового метаморфизма, на них лишь сказывалось регионально проявленное тепловое воздействие, которое и привело к радиологическому омоложению как магнезиально-кальциевых метасоматитов, так и вмещающих их кристаллических пород. Поэтому в таких регионах изотопный возраст метасоматитов по K-Ar методу обычно не отражает времени их образования, а указывает на время проявления более поздних эпох диастрофизма. В Прибайкалье изотопный возраст метасоматитов не превышает 500—550 млн лет и связан с проявлением байкальской складчатости; на Памире магнезиально-кальциевые флогопитоносные метасоматиты по K-Ar методу дают спектр возрастов от 10 до 1700 млн лет, отражающий палеозойские, мезозойские и кайнозойские периоды диастрофизма в этой подвижной области.

В пределах того периода диастрофизма, к которому относится формирование магнезиально-кальциевых метасоматитов, устанавливается ряд стадий: региональный метаморфизм, складчатые дислокации, ультраметаморфизм, внедрение гранитоидов, жесткие дислокации. В участках залегания доломитовых мраморов каждой из этих стадий соответствует определенный тип метасоматитов.

В ранние стадии фильтрация растворов вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости, вызвавших диафторез в гранулитовых толщах, привела лишь к контактовому взаимодействию карбонатных и алюмосиликатных пород с образованием биметасоматических диоксидовых пород. Сравнительно высокая пластичность метаморфической толщи затрудняла циркуляцию растворов в больших масштабах — они были рассредоточены по всей мощности пачек пород, подвергшихся диафторическим преобразованиям. Высокое общее давление, а также парциальное давление CO_2 препятствовало явлениям дедоломитизации, а водные растворы все в большей степени насыщались углекислотой. Поэтому взаимодействие карбонатных и алюмосиликатных пород имело место лишь в области их контактов, и поэтому биметасоматические зоны чаще всего маломощны, в них отсутствуют явления инфильтрационного метасоматоза, а кристаллизовавшиеся здесь такие минералы, как флогопит, апатит и магнетит, не образуют сколько-нибудь крупных концентраций. Однако в таких докембрийских регионах, как например Юго-Западный Памир, где чрезвычайно широко развиты карбонатные породы разного состава, интенсивное развитие диафтореза амфиболитовой фации, сопровождающегося ультраметаморфизмом и дислокациями, способствовало значительному по масштабам контактовому взаимодействию карбонатных и алюмо-

силикатных пород. Внедрение в мощные пачки мраморов многочисленных инъекций натровых гранитов и их контактное взаимодействие с мраморами вызвало формирование лазуритсодержащих биметасоматических зон. На других участках этого региона биметасоматоз привел к образованию мощных контактово-реакционных зон крупнокристаллических пород, содержащих, кроме магнезиально-кальциевых пироксенов и слюд, благородную шпинель, размеры кристаллов и концентрации которой представляет промышленный интерес.

Диафторические преобразования в мраморах в условиях амфиболитовой фации выразились в появлении вместо ранней высокотемпературной форстерит-кальцит-доломитовой ассоциации более низкотемпературной диоксид-кальцит-доломитовой. Поскольку перекристаллизация мраморов происходила при избытке углекислоты, которая насыщала растворы, циркулировавшие в значительных количествах по образующимся зонам разрывов и трещиноватости в алюмосиликатных породах, то следующая стадия преобразования мраморов после снижения температуры, общего давления и давления CO_2 выразилась в конгруэнтном растворении из мраморов доломита и насыщении растворов магнием и кальцием. Этот процесс дедоломитизации мраморов приводил к образованию на их месте кальцитовых мраморов и кальцифиров и сопровождался резким уменьшением их объема, что еще больше усиливало трещиноватость в окружающих мраморах алюмосиликатных породах, способствовавшую интенсивной инфильтрации Mg-Ca растворов.

С внедрением аляскитовых гранитов в эту стадию становления кристаллической толщи, которые в участках залегания мраморов преобразовывались в диоксидовые субщелочные разновидности, связано образование в контактах с карбонатными породами узких зон пироксен-гранатовых скарнов. Поскольку в докембрии Алдана в пределах второго периода диастрофизма устанавливаются две интрузивные фазы гранитов, то и пироксен-гранатовые скарны здесь имеют также разный возраст. Маломощность и безрудность таких скарновых зон свидетельствуют о том, что скарнообразование как процесс формирования на контактах интрузий с мраморами больших масс метасоматитов для докембрия не характерен, на что уже указывалось ранее В. С. Домаревым (1970).

В стадию консолидации кристаллических толщ, испытавших диафторез амфиболитовой фации, растворы, обогащенные вблизи доломитовых мраморов магнием и кальцием, проникали по системам трещин в алюмосиликатные породы и производили в них метасоматические преобразования. На первичный, именно магнезиально-кальциевый, состав метасоматизирующих растворов указывают характерные для начальных стадий процесса типы метасоматических колонок, формирование которых могло происходить при возрастании только потенциалов магния и кальция при сравнительно низком потенциале щелочей. Различия в структурах и текстурах вмещающих алюмосиликатных пород, а также их состав оказывали влияние на морфологию метасоматитов и вариации их минерального состава. Важной особенностью метасоматического процесса является увеличение эффективной пористости метасоматитов при нарастании одной зоны на другую. Метасоматический процесс, протекавший с сохранением общего объема замещенных и новообразованных пород, приводил к кристаллизации минеральных агрегатов, которые в замещаемом объеме занимали меньшее пространство. Это объясняется тем, что при магнезиально-кальциевом метасоматозе последовательно образующиеся минеральные ассоциации характеризуются резким возрастанием их основности, что приводило к кристаллизации минералов с более плотными кристаллическими решетками и в объеме пород, подвергшихся метасоматозу, вновь образующиеся минералы занимали меньшее пространство. На первый взгляд, здесь имеется противоречие, так как, с одной

стороны, метасоматиты обладают большей пористостью, чем вмещающие породы, и вместе с тем возрастает и их плотность, которая обычно в горных породах изменяется прямо пропорционально их основности. Однако никакого противоречия не возникнет, если принять во внимание, что обратная зависимость плотности пород и их пористости относится к осадочным, метаморфическим и интрузивным породам, сформировавшимся под определенным давлением, которое в течение всего процесса кристаллизации этих пород препятствовало образованию значительных пустот между кристаллами. Поскольку магнезиально-кальциевый метасоматоз протекал в относительно спокойной тектонической обстановке и главное имел локальное развитие в отдельных участках консолидированных метаморфических и интрузивных пород, поэтому здесь не происходило непрерывного уплотнения образующихся минеральных агрегатов, для которых необходим был значительно меньший объем по сравнению с замещенными минеральными ассоциациями. В результате увеличивающаяся разница в объемах минералов замещенной и новообразованной породы при неизменности общего объема пород, подвергшихся метасоматозу, приводила к увеличению эффективной пористости метасоматитов.

Вместе с тем породы, в которых протекал магнезиально-кальциевый метасоматоз, находились под определенным литостатическим давлением, поэтому появление в метасоматитах крупных пор и пустот приводило к увеличению их хрупкости, что вызывало растрескивание формирующихся пород на определенных этапах метасоматического процесса, когда были образованы значительные объемы метасоматитов. Так как на первых этапах метасоматического замещения различных алюмосиликатных пород растворы использовали трещиноватость, сформированную в стадии их консолидации, сначала происходило образование пластовых тел метасоматитов с различными унаследованными структурами и текстурами замещенных пород. Растрескивание пластовых тел диопсидовых метасоматитов приводило к образованию секущих метасоматических жил, отходящих в виде апофиз от пластовых тел. Размеры (мощность и протяженность) секущих метасоматических жил и их количество в том или ином участке проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза обычно прямо пропорциональны размерам тел пластовых метасоматитов. Такое самопроизвольное растрескивание метасоматитов и их усадка (контракция) и являлись выражением стремления формирующихся пород к достижению меньшей пористости, что при кристаллизации метаморфических или интрузивных пород происходило постепенно и не имело такого скачкообразного характера.

Явление контракции метасоматических образований обычно рассматривается как пример, противоречащий универсальности известного правила Линдгрена о равенстве объемов породы до и после метасоматического замещения. Нам представляется, что усадка метасоматитов, являющаяся следствием возрастания их пористости, отражает скорее всего не специфику самого процесса замещения одних пород другими, а реакцию метасоматитов на общие тектонические нагрузки, которые испытывали породы во время метасоматоза. Увеличение же пористости метасоматитов, и тем более их растрескивание, нисколько не противоречит правилу равных объемов, так как Линдгрэн указывал на сохранение общего объема пород, не учитывая разную их пористость до и после метасоматоза.

Возрастание пористости метасоматитов по мере развития метасоматической зональности являлось определяющим фактором в образовании крупнокристаллических пород, что очень важно учитывать при оценке условий формирования залежей крупнопластинчатого флогопита, слагающего промышленные концентрации. В пластовых телах магнезиально-кальциевых метасоматитов размеры кристаллов слагающих их минералов, в том числе и флогопита, хотя и значительны по сравнению с замеща-

емыми породами, все же редко превышают 0.5—1 см в поперечнике. В гнездах и секущих жилах, особенно в их центральных частях, размер кристаллов резко возрастает, и именно поэтому секущие жилы и гнезда являются вмещителем промышленных концентраций крупнопластинчатого флогопита.

В формировании залежей крупнопластинчатого флогопита большую роль играла и другая характерная особенность метасоматитов — стремление пород к мономинеральности, что особенно резко проявлялось в любой по минеральному составу метасоматической зоне, завершающей метасоматическую колонку в том или ином метасоматическом теле. Появление крупных кристаллов в тыловых частях метасоматических зон вследствие увеличения пористости пород приводило к растворению ранее образованных более мелких кристаллов и к росту более крупных. Поэтому тыловые метасоматические зоны, состоящие обычно в крупных телах метасоматитов из диопсид-флогопитовых пород, сменяются в центральных частях этих зон двумя мономинеральными зонами, сложенными диопсидом и флогопитом.

По мере разрастания метасоматических зон растворы, вызвавшие метасоматоз, обогащались щелочами, высвобождаемыми из замещающихся алюмосиликатных пород. Это увеличение щелочности растворов фиксируется как по изменению состава минералов от внешних зон к внутренним в каждой метасоматической колонке, так и по изменению типов метасоматических колонок от ранних стадий (пластовые тела и одиночные жилы за пределами месторождений) к более поздним (секущие жилы, отходящие в виде апофиз от пластовых тел, орбикулярные метасоматиты). Часть щелочей входила в состав метасоматитов (флогопит, калиевый полевой шпат), а избыток их перераспределялся между метасоматитами, замещающими породы, обедненные щелочами. Поскольку породы, содержащие в значительных количествах калий, широко распространены в кристаллических толщах докембрия, в участках значительного по масштабам проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза конечные стадии метасоматического процесса обычно характеризуются формированием минеральных ассоциаций, возникших при повышенном потенциале калия.

При замещении метасоматитами кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов и гранитов находившиеся в этих породах кремнезем и глинозем вследствие своей инертности не испытывали существенного перемещения, а полностью входили в состав метасоматитов. Поэтому количественные соотношения главных породообразующих минералов метасоматитов находились в зависимости от содержания SiO_2 и Al_2O_3 в исходных породах. Поскольку образование флогопита происходило только при определенном и достаточно высоком уровне не только щелочности, но и глиноземистости среды, то количество глинозема в замещаемой породе наряду с кремнеземом оказывало решающее влияние на масштабы флогопитообразования, так как глинозем в силу своей инертности не мог в больших количествах перемещаться из соседних участков.

Таким образом, главными предпосылками формирования в метасоматитах значительных масс флогопита являлся, с одной стороны, масштаб метасоматического процесса, а с другой — состав вмещающих пород. Наиболее благоприятным субстратом для формирования флогопитоносных метасоматитов были гранитизированные биотитовые гнейсы и граниты. Значительные масштабы метасоматического процесса определяли не только интенсивность флогопитообразования в метасоматитах (зоны мелко- и среднезернистых слюдитов), но самое главное — размеры залежей крупнопластинчатого флогопита, поскольку значительный объем метасоматических тел приводил не только к высвобождению из вмещающих пород больших масс калия, глинозема и кремнезема, но и к интен-

сивному растрескиванию метасоматитов на последних стадиях их формирования именно тогда, когда растворы были обогащены калием. Поэтому размеры флогопитовых месторождений определялись прежде всего масштабами метасоматического процесса. А образование метасоматических тел большой мощности в свою очередь зависело от характера структурной и метаморфической перестройки древнего гранулитового субстрата.

В участках локального проявления диафтореза амфиболитовой фации узкие зоны структурной и метаморфической перестройки гранулитового субстрата являлись путями инфильтрации значительно больших масс растворов, чем в районах площадного развития диафтореза, где растворы более или менее равномерно рассредоточивались по всей кристаллической толще. Именно по этой причине флогопитовые месторождения во всех докембрийских регионах располагаются на площадях развития метаморфических толщ гранулитовой фации, только локально испытавших в узких зонах наложенный метаморфизм и дислокации. Поэтому в районах размещения крупных флогопитовых месторождений обычно не отмечается широкого проявления процессов мигматизации, связанных с метаморфизмом амфиболитовой фации, на что указывается и рядом других исследователей Алдана и Мадагаскара (Роненсон, Ройзенман, 1970; Хоутон, 1966). Проведенные в последние годы детальные поисково-разведочные работы на флогопит в южной части Алданского горнопромышленного района (бассейн рек Б. и М. Немныры), где диафторез амфиболитовой фации получил площадное развитие, полностью подтвердили этот вывод; здесь среди выявленных многочисленных мелких тел диопсидовых метасоматитов не обнаружено ни одного сколько-нибудь крупного флогопитового месторождения. В то же время все новые месторождения флогопита, получившие промышленную разработку в последние годы (Каталахская и Оюмракская группы), располагаются среди полей гранулитовой фации, локально испытавшей диафторез в условиях амфиболитовой фации.

Наиболее значительные по размерам тела метасоматитов, как правило, приурочены к участкам разрывных нарушений, чаще всего резко проявленных на границах сравнительно небольших синклиналей и антиклиналей. Эти зоны разрывов сопровождалась более мелкими расколами на крыльях складок, носивших сбросо-сдвиговый характер, а также продольной, перистой и поперечной трещиноватостью. Именно эти разрывные структуры, имеющие открытый, сквозной характер, и предопределили направления и масштабы циркуляции растворов в алюмосиликатных породах, окружавших пачки карбонатных пород. Интенсивность таких жестких дислокаций, т. е. их протяженность и частота чередования, зависела от характера наложенной складчатости. В участках, где размеры изоклинальных складок были сравнительно невелики (20—40 м в ширину), зоны разрывов наиболее часто чередовались друг с другом, что и создавало довольно широкий фронт инфильтрации больших масс растворов. Развитию сложной складчатости способствовала частая перемежаемость различных по физическим свойствам пачек пород — гнейсов, мраморов, кристаллических сланцев — с прослоями диопсидовых пород, кварцитов. Поэтому мраморы в формировании магнезиально-кальциевых метасоматитов играли двоякую роль — как источник углекислоты, магнезия и кальция и как фактор, благоприятствующий развитию в участках их залегания сложных складчатых и разрывных деформаций.

Как показали исследования А. И. Тугаринова и В. Б. Наумова (1972), гидротермальное минералообразование обычно связано с участием растворов, существенно обогащенных CO_2 . Такие углекислые растворы являлись, по мнению этих исследователей, мощными агентами выноса ряда элементов из пород, сквозь которые они циркулировали. Перенос руд-

ных компонентов происходил в виде сложных карбонатных комплексов. Поэтому насыщение углекислотой растворов, циркулировавших вблизи доломитовых мраморов в период диафторических преобразований гранулитовых толщ, приводило не только к формированию магнезиально-кальциевых метасоматитов, но и способствовало переносу ряда элементов (Fe, P, B, TR, U, Th) из вмещающих пород и отложению их в телах диоксидовых метасоматитов.

Характер залегания метасоматических тел в метаморфических породах и гранитах показывает, что метасоматоз проходил после полной их консолидации. Вместе с тем парагенетические минеральные ассоциации, ряд геохимических данных (в частности, определенный набор р. з. э. в метасоматитах), а также определения температуры минералообразования с использованием ряда геотермометров свидетельствуют о сравнительно высокотемпературном характере метасоматического процесса в интервале 400—550°.

Таким образом, сложная геологическая история формирования кристаллических толщ, содержащих прослой доломитовых мраморов, явилась причиной образования различных генетических и возрастных групп диоксидовых пород, которые отражают эволюцию карбонатных пород в разные периоды развития процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитообразования. Пространственная и временная связь магнезиально-кальциевых жильных метасоматитов с диафторезом амфиболитовой фации, проявленном в древних докембрийских комплексах, содержащих доломитовые мраморы, определяет главную генетическую особенность метасоматитов этого типа. Именно с диафторезом амфиболитовой фации необходимо связывать циркуляцию растворов, формировавших жильный комплекс магнезиально-кальциевых метасоматитов. Возможно, что источником этих растворов явились более молодые осадочные толщи, прогрессивный метаморфизм которых сопровождался диафторическими преобразованиями в древнем, гранулитовом субстрате.

При определении условий образования месторождений магнетита, локализованных в диоксидовых жильных метасоматитах, необходимо иметь в виду следующее.

Магнетит, присутствующий в метасоматитах или в виде мелкой вкрапленности, или слагающий промышленные концентрации, не является членом метасоматической колонки, т. е. его образование в этих породах не связано со сменой одной парагенетической ассоциации другой. Об отсутствии прямой связи образования залежей магнетита с формированием зональности в метасоматитах, к которым приурочено оруденение, говорит не только спорадичность его появления в этих породах в различных по минеральному составу зонах, но и независимость кристаллизации магнетита от степени железистости минералов, слагающих метасоматическую колонку. Магнетит может присутствовать в метасоматитах, алюмосиликатные минералы которых имеют низкую железистость, и, наоборот, магнетит часто отсутствует там, где железистость минералов в метасоматитах высока. Об этом же свидетельствует и отложение магнетита в заключительную кислотную стадию метасоматического процесса по трещинам и пустотам с частичным замещением всех ранее образованных минералов метасоматитов. Повышение щелочности растворов при формировании метасоматической зональности препятствовало образованию в метасоматитах не только магнетита, но и железистых алюмосиликатных минералов, содержание железа в которых определялось составом замещающихся метасоматитами пород. Наступление кислотной стадии давало возможность образованию в метасоматитах наряду с кальцитом и сульфидами магнетита, если растворы в том или ином участке проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза были обогащены железом. На основании

этих соображений термин «Fe-Mg-Ca метасоматоз», предложенный Н. Г. Судовиковым (1956) для метасоматитов этого типа, так же как В-Mg-Ca или TR-Mg-Ca, является частным случаем магнезиально-кальциевого метасоматоза и не может быть использован для названия всего процесса в целом. При этом, однако, очень важно подчеркнуть генетическую связь магнетитового оруденения именно с комплексом диопсидовых жильных метасоматитов. Следовательно, условия образования железорудных месторождений должны быть рассмотрены с учетом генезиса этих пород, поскольку только в участках проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза происходило отложение магнетита, слагающего промышленные залежи, независимо от того, локализован ли магнетит в диопсидовых метасоматитах или в карбонатных породах, примыкающих к метасоматитам.

В генетическом аспекте необходимо иметь в виду характер распределения магнетитовых месторождений в докембрийских толщах Алданского массива. На этой территории все месторождения располагаются только в тех частях кристаллической толщи, которые на значительной площади подверглись диафторезу амфиболитовой фации (преимущественно южная часть горнопромышленного Алдана). В других районах региона магнетитовое оруденение в диопсидовых метасоматитах появляется лишь в очень незначительных концентрациях (флогопитовые месторождения: Эльконка, Верхне-Эмельджакское, Участок Седьмой и др.) и опять же там, где во вмещающих метасоматитах породах амфиболитовый метаморфизм проявлен в большей степени, чем на других флогопитовых месторождениях. Не исключено, что причиной такой приуроченности железорудных месторождений к южной части Алданского кристаллического массива явилась также большая обогащенность первичной вкрапленностью магнетита пород федоровской свиты, чем в других ее частях. Однако нам представляется, что главным фактором, контролирующим масштабы магнетитового оруденения в диопсидовых метасоматитах, явился площадной характер развития диафтореза в этой части кристаллической толщи, так как с интенсивностью диафторических преобразований субстрата было связано новообразование магнетита при перекристаллизации темноцветных минералов в метаморфических породах и по этой причине возрастание магнитной восприимчивости диафторированных пород (Глебовский и др., 1971). Именно эта рассеянная вкрапленность магнетита и явилась источником железа, переотложенного в телах диопсидовых жильных метасоматитов. Тела метасоматитов вследствие повышенной их пористости являлись своеобразными ловушками для рудного вещества, отлагавшегося в этих породах, в завершающую кислотную стадию их формирования. В участках метаморфической толщи, где диафторезом были захвачены значительные площади пород, ранее метаморфизованных в гранулитовой фации, рассеянное в них железо попадало в растворы и переоткладывалось с образованием крупных залежей магнетита в зонах магнезиально-кальциевого метасоматоза.

Наличие карбонатных пород, по-видимому, прямо не влияло на образование залежей магнетита. Магнетитовое оруденение очень часто встречается в диопсидовых жильных метасоматитах, залегающих вне карбонатных пород (например, в верховьях р. Алдана), и, наоборот, на многих участках (большинство флогопитовых месторождений) диопсидовые метасоматиты совершенно лишены магнетита, хотя пласты мраморов здесь имеют значительную мощность и состав окружающих алюмосиликатных пород (гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, граниты) мало чем отличается от такового на железорудных месторождениях. Оруденение мраморов, происходившее только около тел метасоматитов, было связано с растворением доломита в форстеритовых мраморах в заключительную кислотную стадию метасоматического процесса и отложением на его месте магнетита. Поэтому на одних месторождениях (Таежное, Дес и др.),

где сохранились мощные пачки форстерит-доломитовых мраморов, наиболее богатые руды локализованы в мраморах, а на других (Пионерка, Комсомольское), где тонкополосчатые текстуры метасоматитов как пород, обладающих повышенной пористостью, были более благоприятны для отложения магнетита, а доломитовые мраморы были здесь почти нацело превращены в кальцитовые, оруденению подверглись главным образом диопсидовые, диопсид-скаполитовые и диопсид-амфиболовые пластовые тела метасоматитов. Поэтому в зависимости от структурных особенностей метасоматитов формировались либо массивные диопсид-магнетитовые, диопсид-амфибол-магнетитовые и флогопит-магнетитовые руды или тонкополосчатые диопсид-скаполит-магнетитовые руды.

Во всех этих разновидностях магнетит является минералом гидротермального происхождения, не только по характеру взаимоотношений его с алюмосиликатными минералами метасоматитов, но и по содержанию в нем элементов-примесей.

Следовательно, образование месторождений магнетита в связи с магнезиально-кальциевым метасоматозом определялось, с одной стороны, широким развитием диафтореза амфиболитовой фации в толщах пород основного состава, а с другой — формированием достаточно крупных тел диопсидовых метасоматитов, являющихся ловушками для рудного вещества, отлагавшегося в этих породах в кислотную стадию метасоматического процесса.

Таким образом, определяющим фактором в образовании в одних участках флогопитовых, а в других — железорудных месторождений являлся характер проявления наложенного метаморфизма амфиболитовой фации и состав метаморфической толщи, в которой был проявлен магнезиально-кальциевый метасоматоз. Этим и объясняется пространственная разобщенность флогопитовых и магнетитовых месторождений на Алданском массиве.

Интересно отметить, что на Юго-Западном Памире, несмотря на очень интенсивное проявление наложенного амфиболитового метаморфизма, магнетитовое оруденение в магнезиально-кальциевых метасоматитах совершенно отсутствует. Это объясняется чрезвычайной бедностью железом метаморфической толщи, в которой был проявлен метасоматоз, что отразилось также и на составе породообразующих минералов метасоматитов, представленных здесь магнезиальным диопсидом и маложелезистым флогопитом при почти полном отсутствии амфибола.

Кроме флогопитового и магнетитового оруденения, в некоторых регионах или в отдельных участках этих регионов тела диопсидовых жильных метасоматитов содержат боровую, молибденовую, редкоземельную, уран-ториевую минерализацию, а также значительные концентрации апатита. Учитывая малую подвижность бора и фосфора при метасоматических процессах, можно предположить, что их концентрация в магнезиально-кальциевых метасоматитах определялась в первую очередь наличием этих элементов во вмещающих метасоматиты породах. Так, например, встречающаяся на Алдане боровая минерализация в диопсидовых метасоматитах приурочена к толще пород, в которой отмечаются турмалинсодержащие гнейсы и кварциты. Значительные концентрации апатита в метасоматитах Слюдянского флогопитового месторождения в Прибайкалье, а также на флогопитовых месторождениях п-ва Кореи и Канады связаны с развитием в участках проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза мощных пачек апатитоносных кварцитов, кристаллических сланцев или мраморов.

Составом вмещающих пород определялось также и образование в метасоматитах этого типа ряда минералов, обогащенных редкоземельными элементами. Встречающаяся в диопсидовых метасоматитах уран-ториевая минерализация (о. Мадагаскар), по-видимому, определяется так же

как и железорудная, не только обогащенностью этими элементами вмещающих пород, но и достаточно широким проявлением диафтореза во вмещающих метасоматиты гранулитовых комплексах. Специально проведенные исследования о влиянии регионального метаморфизма на миграцию и переотложение урана и тория (Титов, 1963; Ермолаев, Жидикова, 1966) показали, что диафторические процессы как бы «вскрывают» для переотложения радиоактивные элементы, которые переходят в миграционное состояние. Поэтому при определении изотопного возраста древних толщ исследователи обычно сталкиваются с явлениями «омоложения», выражающимися в нарушении первичных изотопных отношений в системе U—Pb. Следовательно, наиболее значительные масштабы уран-ториевой минерализации в диопсидовых метасоматитах возможны на площадях регионального проявления диафтореза амфиболитовой фации.

В заключение рассмотрим в свете изложенного в работе фактического материала существующие взгляды на генезис диопсидовых пород и локализованных в них месторождений различных полезных ископаемых.

Прежде всего необходимо отметить, что, несмотря на существующую дискуссионность в трактовке генезиса этих пород и, казалось, прямо противоположные точки зрения, нельзя утверждать, что взгляды одних исследователей неверны, а других — являются более предпочтительными. Во введении нами уже отмечалось, что работами многих исследователей, занимавшихся в различных аспектах изучением описываемого комплекса пород, были выявлены те или иные характерные их особенности. Однако, придавая этим особенностям слишком универсальный характер при недостаточной изученности других сторон геологии и петрологии этих образований или вмещающих пород, многие авторы приходили к прямо противоположным выводам относительно генезиса диопсидовых пород или локализованного в них оруденения. Поэтому при сопоставлении изложенных в данной работе выводов с существующими в литературе взглядами на генезис диопсидовых пород, содержащих то или иное полезное ископаемое, нами не отвергаются полностью высказывания других исследователей, а приводится анализ того фактического материала, который лежал в основе тех или иных выводов, чтобы показать, насколько он соответствует полученным нами результатам и в чем причина расхождений во взглядах.

Не останавливаясь подробно на всех ранее проведенных исследованиях, отметим, что все они выражают в основном три точки зрения. Д. С. Коржинский, А. А. Маракушев, М. А. Лицарев, Л. И. Шабынин и другие считают весь комплекс диопсидовых пород и связанное с ними оруденение результатом метасоматического процесса, вызванного воздействием постмагматических растворов на пласты доломитовых мраморов. С этими растворами, по мнению указанных исследователей, перемещались все элементы, входящие в состав метасоматитов, за исключением магния и кальция.

Согласно В. А. Галюку, Б. М. Роненсону, Ф. М. Ройзенману и др., диопсидовые породы были сформированы при региональном метаморфизме карбонатно-мергелистых толщ и впоследствии частично метасоматически изменены под воздействием гранитов и связанных с ними растворов. Развитое в диопсидовых породах магнетитовое или редкометальное оруденение, по мнению Д. П. Сердюченко, В. А. Перваго и др., является следствием обогащения железом, бором и редкими землями первичноосадочных толщ мергелисто-карбонатного состава, региональный метаморфизм которых и привел к формированию рудных залежей, впоследствии метасоматически преобразованных под воздействием гранитов.

Н. Г. Судовиков рассматривал диопсидовые породы и локализованные в них магнетитовые руды как результат «фронта базификации», сопряженного с региональной гранитизацией.

Таким образом, расхождения во взглядах сводятся к различному пониманию петрологии диопсидовых пород и локализованных в них руд (метасоматиты или метаморфические образования), а также источника элементов, входящих в состав этих пород (магма или осадочно-метаморфические породы). Многие исследователи рассматривают комплекс диопсидовых пород, несущих различное оруденение, как результат метасоматического процесса; известную роль метасоматическим преобразованиям в процессе формирования этих пород отводят также и сторонники их осадочно-метаморфического происхождения. При этом большинство исследователей объясняет метасоматические процессы воздействием гранитов либо на доломитовые мраморы, либо на уже сформированные пласты метаморфических диопсидовых пород.

Полученный нами фактический материал не позволяет считать воздействие гранитов тем геологическим явлением, которое могло бы преобразовать какие-либо породы в громадные массы магнезиально-кальциевых метасоматитов. Как показали исследования, контактовые взаимоотношения мраморов с прорывающими их гранитами выражаются в образовании лишь маломощных реакционных зон пироксен-гранатовых скарнов. Эти скарны отличаются от диопсидовых жильных метасоматитов не только составом и характером залегания, но и временем своего образования и не являются, следовательно, их разновидностью. При исследовании контактов гранитов с прорываемыми диопсидовыми породами (метаморфическими или метасоматическими), также устанавливается во всех случаях образование лишь узкой диопсид-плаггиоклазовой реакционной оторочки.

Отсюда следует вывод о том, что влияние гранитов на вмещающие породы было незначительным и приводило лишь к контактово-реакционному взаимодействию небольшого масштаба. Кроме того, в каждом регионе, где развиты магнезиально-кальциевые метасоматиты, обычно имеется ряд предшествующих им интрузивных фаз гранитов. Если бы образование рассматриваемых метасоматитов было связано с воздействием гранитов на пачки доломитовых мраморов, каждой из этих интрузивных фаз сопутствовали бы такие метасоматиты. А этого как раз и не наблюдается. Во всех регионах магнезиально-кальциевые метасоматиты строго приурочены к стадии консолидации кристаллических толщ, испытавших диафторез амфиболитовой фации независимо от количества предшествующих интрузивных фаз гранитов.

Комплекс диопсидовых метасоматитов, слагающих месторождения флогопита, магнетита и др., по геологическому положению и особенностям строения существенно отличается от отмеченных контактово-реакционных оторочек, связанных с воздействием гранитов, и не является результатом биметасоматического процесса. Термин «биметасоматоз» был введен Д. С. Коржинским для обозначения процесса, при котором происходило сопряженное замещение двух реагирующих химически неравновесных пород с существенным участием ряда других компонентов, привносимых растворами (Коржинский, 1947, стр. 1). Согласно этому определению, все метасоматические образования, возникшие при таком контактово-реакционном взаимодействии, разделялись на зоны, развитые по алюмосиликатным породам, и зоны, развитые по мраморам. Такое понимание процесса формирования магнезиально-кальциевых метасоматитов лежало в основе представлений ряда исследователей, изучавших алданские железорудные и флогопитовые месторождения, — М. А. Лицарева, А. А. Маракужева, Л. И. Шабынина, Б. М. Шмакина. Однако если исходить из такого определения и понимания термина «биметасоматоз», то ему отвечают, кроме пироксен-гранатовых скарнов и диопсид-плаггиоклазовых оторочек, узкие зоны диопсидовых пород, развитые на контактах мраморов с алюмосиликатными породами.

При образовании диопсидовых жильных метасоматитов, залегающих хотя и вблизи мраморов, но замещающих только алюмосиликатные породы, имела место направленная миграция магния и кальция без встречного перемещения в карбонатные породы компонентов из алюмосиликатных пород. Образование жильных метасоматитов происходило не вследствие противоположной направленности градиентов содержания различных компонентов в контактах между реагирующими породами, а как результат резкого различия концентраций вполне подвижных компонентов в растворах и в различных алюмосиликатных породах, сквозь которые мигрировали растворы. Поскольку карбонатные породы сложены минералами, состоящими из сравнительно легкорастворимых оснований при тех физико-химических условиях, которые характерны для данного метасоматического процесса, то эти основания (магний и кальций), насыщая растворы, становились вполне подвижными и влияли на окружающие алюмосиликатные породы, богатые инертными компонентами (глиноземом и кремнеземом), которые и связывали эти основания. Метасоматический процесс приводил к образованию минеральных ассоциаций со все возрастающим содержанием магния и кальция. Сами же алюмосиликатные породы не влияли на состав карбонатных пород, т. е. здесь не было встречного перемещения глинозема, кремнезема и щелочей, а изменение состава карбонатных пород при метасоматическом процессе выражалось частичным обеднением их основаниями (главным образом магнием) и образованием в них тех алюмосиликатных минералов и в таком количестве, которое контролировалось первичным содержанием в мраморах глинозема и кремнезема.

Сторонники биметасоматического происхождения всех магнезиально-кальциевых метасоматитов исходят из того, что основная масса метасоматитов формировалась на месте карбонатных пород и поэтому был необходим привнос извне кремнезема, глинозема и щелочей. Однако, поскольку весь фактический материал убеждает нас в том, что диопсидовые жильные метасоматиты замещали только алюмосиликатные породы и это обстоятельство находит все большее отражение в выводах сторонников биметасоматического происхождения диопсидовых пород, отмечающих преимущественное развитие инфильтрационных метасоматитов (Лицарев, 1961, стр. 115), трудно объяснить с этих позиций образование громадных масс диопсидовых пород воздействием постмагматических растворов, переносящих глинозем, кремнезем и железо (Шабынин и др., 1961, стр. 478). Высказываемые этими исследователями взгляды об определяющей роли гранитов в формировании диопсидовых метасоматитов являются следствием, с одной стороны, существующих общих представлений об источнике растворов, формирующих различные гидротермально-метасоматические породы (постмагматические растворы), а с другой — широкого развития гранитов в участках залегания диопсидовых метасоматитов. При этом существование различных возрастных групп гранитов (граниты, замещающиеся метасоматитами, и граниты, прорывающие метасоматиты) истолковывается как проявление двух стадий метасоматического процесса — магматической и постмагматической (Лицарев, 1961, стр. 80—82; Шабынин и др., 1961, стр. 446), так как эти исследователи исходят из простой схемы геологического развития докембрийских толщ, т. е. считают все граниты разновозрастными.

Граниты действительно широко распространены в участках залегания диопсидовых метасоматитов, однако связь между их внедрением и образованием магнезиально-кальциевых метасоматитов, по нашему мнению, носит парагенетический характер: и граниты, и метасоматиты в больших массах формировались в районах диафторического преобразования древних гранулитовых толщ. Насыщение пород растворами способствовало не только широкому развитию процессов диафтореза и метасоматоза, но и

ультраметаморфизма, приведшего к формированию различных гранитоидов. При этом состав гранитов (алюкситовые или диопсидовые) находится в зависимости от степени насыщения Mg-Ca растворами пород, в которые внедрялась гранитная магма. То обстоятельство, что ранние граниты, внедренные в пачки пород, содержащих доломитовые мраморы, в период, когда метаморфические толщи не имели большого количества Mg-Ca растворов, представлены аляскитами, а более поздние гранитоиды в этих же участках — диопсидовыми гранитами и сиенитами, свидетельствует о зависимости состава самих гранитов от степени насыщения толщ растворами. Что касается источника элементов, содержащихся в метасоматитах, то из гранитов, так же как и из метаморфических пород, являвшихся субстратом метасоматических преобразований, унаследовались не только глинозем, кремнезем и щелочи, но и ряд редких элементов. Однако изначальная бороносность и железоносность гранитной магмы, обусловившая, по мнению Л. И. Шабьнина (1958) и Н. Н. Перцева (1971), формирование магнетитового и борового оруденения в диопсидовых метасоматитах, не объясняет развития этого оруденения только в определенных частях метаморфической толщи, так как в других районах, где проявлен магнезиально-кальциевый метасоматоз, метасоматиты не несут боровой и магнетитовой минерализации, хотя граниты имеют широкое распространение. Поэтому нам представляется, что мнение Д. П. Сердюченко (1960, 1963) об определяющем влиянии бороносности и железоносности осадочно-метаморфических кристаллических толщ на развитие соответствующего оруденения в метасоматитах в большей степени объясняет ряд особенностей состава и геологического положения метасоматитов, несущих такое оруденение.

Таким образом, наши разногласия со сторонниками биметасоматического или скарнового происхождения магнезиально-кальциевых метасоматитов сводятся к разному пониманию роли гранитов в процессе формирования этих пород.

Ряд других исследователей, отстаивая осадочно-метаморфическое происхождение диопсидовых пород или развитых в них магнетитовых руд, недооценивают фактов метасоматического замещения этими породами гранитов, гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев, которые обычно находятся среди тел метасоматитов в виде многочисленных реликтов. К метасоматическим образованиям ими относятся лишь резко секущие зональные жилы, а пластовые тела метасоматитов, по мнению этих исследователей, являются метаморфическими породами. Однако метасоматическая зональность пластовых тел, хотя и выраженная не так отчетливо, как в секущих жилах, наряду с реликтами среди них гранитов, гнейсов и т. д. с несомненностью свидетельствует о их метасоматическом происхождении. Развитые в этих телах полосчатость, плоччатость являются унаследованными текстурами, которые не противоречат их метасоматическому происхождению. Кроме того, доказывая метаморфическое происхождение пластовых тел метасоматитов, эти исследователи не учитывают сложной истории геологического развития докембрийских регионов и многостадийности в формировании магнезиально-кальциевых метасоматитов.

Говоря о генезисе диопсидовых пород, они обычно исходят из простой схемы геологического развития докембрийских комплексов: осадконакопление — региональный метаморфизм — складчатость — внедрение гранитов. Поэтому факты пересечения диопсид-магнетитовых пород гранитами, относящимися к самой молодой возрастной группе, принимаются за доказательство образования рудных залежей в период регионального метаморфизма (Перваго, 1966, стр. 84), а особенности взаимоотношений пластовых тел метасоматитов с секущими метасоматическими жилами истолковываются как метасоматические преобразования пластов мета-

морфических диопсидовых пород под воздействием гранитов (Галюк, 1957, стр. 105, 108).

Вместе с тем мнение Д. П. Сердюченко об определяющем значении осадочно-метаморфических толщ как источника ряда элементов, образующих рудные концентрации в диопсидовых породах, подтверждается и полученным нами фактическим материалом. Однако здесь надо отметить, что роль магнезиально-кальциевого метасоматоза не ограничивалась только видоизменением сформированных при региональном метаморфизме залежей магнетитовых или других по составу руд, как считает Д. П. Сердюченко, а этот процесс явился причиной формирования рудных тел, вещество которых было ранее рассеяно в осадочно-метаморфических толщах. Масштабы оруденения зависели как от масштабов метасоматического процесса, так и от содержания этих элементов во вмещающих породах.

Концепция «основного фронта», высказанная Н. Г. Судовиковым и предполагавшая глубинный источник главных петрогенных элементов (железа, кальция и магния) которые входят в состав метасоматитов, базировалась на распространении этих пород по всей площади Алданского массива, часто за пределами залегания мраморов, и на комплексном химическом составе метасоматитов по отношению к продуктам гранитизации. Подъем фронта гранитизации, согласно этой точке зрения, вызвал не только «фронт Fe-Mg-Ca метасоматоза», но и повторное проявление процессов ультраметаморфизма в участках залегания метасоматитов. Однако описанные Н. Г. Судовиковым (1956, 1959) примеры «гранитизации» и «будинажа» метасоматических жил, как показало их детальное изучение, имеют другое объяснение и не позволяют считать, что после магнезиально-кальциевого метасоматоза имело место повторное проявление процессов ультраметаморфизма.

Накопленный в последние годы большой фактический материал по геологии докембрия Алдана и других регионов, где залегают магнезиально-кальциевые метасоматиты, показывает, что образование метасоматитов этого типа относится к периоду стабилизации метаморфических толщ, когда фронт ультраметаморфизма, отступая, находился в более глубоких частях кристаллической толщи по отношению к уровню, на котором происходил магнезиально-кальциевый метасоматоз. Повсеместно отмечается пересечение метасоматитов только дайковыми телами гранит-пегматитов и зонами бластомилонитов, формирование которых завершало полную стабилизацию этих ранее подвижных на длительном этапе геологического развития областей докембрия. Поэтому устанавливаемая в настоящее время временная последовательность процессов ультраметаморфизма и магнезиально-кальциевого метасоматоза не дает возможности объяснять формирование диопсидовых метасоматитов результатом подъема фронта гранитизации. Не может быть принята и значительная дальность переноса магния, кальция и железа, т. е. из глубинных зон, так как для всех проявлений магнезиально-кальциевого метасоматоза устанавливается влияние литологического контроля на их распределение внутри метаморфической толщи. Кроме того, магний и кальций не могли мигрировать на большие расстояния сквозь толщи алюмосиликатных пород, не вступая с ними во взаимодействие.

Вместе с тем высказанная в 1956 г. Н. Г. Судовиковым гипотеза «основного фронта» для объяснения генезиса диопсидовых метасоматитов явилась итогом комплексных геолого-петрологических исследований докембрия Алдана, проведенных сотрудниками ИГГД АН СССР Б. Н. Аникеевым, Г. М. Друговой, М. Д. Крыловой, Л. В. Климовым и Д. А. Михайловым, и отразила определенный этап геологической изученности как этого региона, так и развитых в них магнезиально-кальциевых метасоматитов. Данную гипотезу надо рассматривать как попытку дать объясне-

ние генезиса диопсидовых метасоматитов с учетом новых данных по их геологии и составу, поскольку ряд высказанных ранее положений другими исследователями в отношении происхождения этих пород не объяснял многих особенностей, так как был основан на недостаточном фактическом материале. В своих исследованиях по этому вопросу Н. Г. Судовиков стремился прежде всего к комплексным петрологическим и геологическим исследованиям. Получаемый при этом фактический материал позволял ему утверждать, что без рассмотрения последовательности геологических событий, выявления взаимосвязи между ними и определения места и времени метасоматических процессов в истории формирования кристаллических комплексов докембрия происхождение диопсидовых пород и связанных с ними месторождений различных полезных ископаемых не может быть решено сколько-нибудь удовлетворительно.

В последнее время у некоторых исследователей появились высказывания о том, что мраморы не являются единственным или во всяком случае решающим источником магния и кальция для формирования диопсидовых флогопитоносных метасоматитов (Салье и др., 1966; Роненсон, Ройзенман, 1970). На чем же основаны эти высказывания? Ф. М. Ройзенман отмечает, что «...характерной особенностью толщи кристаллических сланцев в районе федоровской группы месторождений является отсутствие в ее составе кальцифиров...» (Роненсон, Ройзенман, 1970, стр. 6) и далее: «...подавляющее число промышленных флогопитоносных тел размещается в диопсидовых кристаллических сланцах. Кальцифиры играют ничтожную роль на площади большинства месторождений, а там, где они присутствуют, промышленные рудные тела при переходе в кальцифиры резко выклиниваются» (стр. 14). Отсюда делается вывод об образовании диопсидовых флогопитоносных метасоматических жил за счет диопсидовых сланцев в результате воздействия на них аляскитовых гранитов.

Эти представления основаны на действительно наблюдающихся соотношениях флогопитоносных диопсидовых пород и мраморов в пределах всех известных месторождений Алдана и на повсеместном размещении промышленных залежей жильного крупнопластинчатого флогопита в диопсидовых породах, а не в мраморах. Но здесь допускаются существенные ошибки в интерпретации этих фактов. Главная из них заключается в том, что к диопсидовым сланцам (пачки III и IV федоровской свиты, по Ф. М. Ройзенману) относятся пластовые тела метасоматитов, наиболее крупные из которых действительно обладают наибольшей флогопитоносностью, т. е. содержат максимальное количество мощных жил и крупных гнезд крупнокристаллического флогопита. Здесь совершенно не принимается во внимание, что эти «диопсидовые сланцы» обладают жильными апофизами, отходящими от пластовых тел, и общей с ними метасоматической зональностью; в них располагаются многочисленные реликты гнейсов, мигматитов и более ранних гранитов, а аляскитовые граниты, прорывающие их, пересекают также и жильные тела метасоматитов. Что касается мраморов, то, как мы уже говорили выше, размеры их пачек на флогопитовых месторождениях находятся в обратной зависимости от мощности тел диопсидовых метасоматитов, т. е. на месторождениях наблюдаются обычно частично или полностью перекристаллизованные мраморы, изменившие не только свой состав, но и размеры тел. Поскольку Ф. М. Ройзенманом изучались только наиболее крупные месторождения флогопита, то, естественно, на них карбонатные породы и были представлены либо небольшими реликтовыми телами кальцифиров и кальцитовых мраморов или вообще отсутствовали.

М. Е. Салье было проведено опробование мраморов и залегающих около них диопсидовых пород на содержание магния, кальция и других элементов. В результате этих исследований был сделан вывод о том, что

мраморы не являлись основным источником магния и кальция при формировании метасоматитов и большая часть этих элементов привносилась извне. Однако эти исследования не могут рассматриваться как убедительный аргумент в пользу дальнего привноса магния и кальция (либо из зоны гранитизации в виде фронта базификации, или из других источников), так как были основаны на неверных геологических предположениях. М. Е. Салье исходила из биметасоматического происхождения тел диоксидовых жильных метасоматитов, залегающих в контакте с мраморами. Поэтому определенные объемы «экзоконтактовых зон» метасоматитов сравнивались с их «эндоконтактовыми зонами» и с прилегающими к ним карбонатными породами. В результате был установлен дефицит кремнезема для формирования диоксидовых метасоматитов «экзоконтактовых зон» и недостаточность магния и кальция в мраморах, прилегающих к телам метасоматитов для образования этих тел. В результате был сделан вывод о том, что процесс не являлся биметасоматическим, а источник этих элементов находился за пределами карбонатных пород.

Но если такие расчеты противоречат биметасоматическому характеру процесса образования метасоматических тел диоксидовых пород, против чего у нас не может быть возражений, то дефицит кремнезема, магния и кальция исчезнет, так как диоксидовые породы, принятые М. Е. Салье за «экзоконтактовые зоны», не являются таковыми, а развиты по алюмосиликатным породам и, следовательно, количество кремнезема в них надо сравнивать с содержанием его в граните или гнейсе, а не с тем количеством этого элемента, которое было вынесено при образовании «эндоконтактовых зон». Не будет также дефицита магния и кальция, если учесть, что карбонатные породы до образования магнезиально-кальциевых жильных метасоматитов были перекристаллизованы с уменьшением их объема и выносом из них значительных количеств магния и кальция. Поэтому для установления баланса вещества надо сравнивать количество магния и кальция в телах метасоматитов с содержанием данных элементов в перекристаллизованных мраморах, а не просто в произвольном объеме карбонатных пород, примыкающих к телам метасоматитов, поскольку количество Mg и Ca, оставшееся после перекристаллизации мраморов, ничего не говорит о вынесенном их количестве в метасоматиты.

Кроме того, если бы даже М. Е. Салье учитывались факты замещения диоксидовыми метасоматитами только алюмосиликатных пород и перекристаллизация мраморов до магнезиально-кальциевого метасоматоза с потерей значительного количества магния и кальция, то все равно использовать площади метасоматитов с их сложной морфологией и зональным строением и тем более карбонатных пород, вскрытых в случайных объемах на поверхности месторождений, для установления баланса вещества нельзя, поскольку они не отражают действительного соотношения этих пород в существующих их объемах. Установить такое соотношение практически невозможно, ибо требуется полная их разведка и знание объемов пород, уничтоженных эрозией.

На некоторых наиболее крупных месторождениях карбонатные породы или вообще не обнаружены (Федоровская группа) или присутствуют в виде мелких тел кальцифиров (Эмельджак), но этот факт вовсе не указывает на существование дальнего привноса магния и кальция в метасоматиты извне. Просто интенсивная перекристаллизация доломитовых мраморов привела к почти их полному исчезновению и выносу магния и кальция в прилегающие алюмосиликатные породы и образованию в них громадных масс флогопитоносных метасоматитов. На месторождениях же Куранахской группы, где М. Е. Салье производились расчеты баланса вещества, часть пластов мраморов перекрыта отложениями кембрия или вообще не вскрыта горными выработками. Поэтому усредненный химический состав мраморов вблизи тел диоксидовых пород, использованный

для этих расчетов, заведомо не отвечает среднему составу по всей мощности пласта даже после их перекристаллизации и частичного выноса магния и кальция. Позднее, когда геологические данные убедили М. Е. Салье в неприемлемости концепции «основного фронта» для объяснения генезиса магнезиально-кальциевых метасоматитов, ею был выдвинут тезис о генетической связи их с зонами наложенной сланцеватости, которые формировались в условиях, переходных от гранулитовой фации к амфиболитовой. Если эти структурные зоны, изучавшиеся М. Е. Салье в восточной части Алданского массива, действительно контролируют проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза, то это еще не говорит о генетической связи этих двух явлений, тем более что формирование метасоматитов, слагающих месторождения флогопита, отвечает условиям регрессивной стадии амфиболитового метаморфизма. Кроме того, метасоматические явления, отмечавшиеся М. Е. Салье в зонах наложенной сланцеватости, не являются идентичными ни по составу, ни по времени, ни по условиям образования магнезиально-кальциевым метасоматитам, развитым в центральной части Алданского массива.

Различия в трактовке генезиса описанного комплекса магнезиально-кальциевых метасоматитов и существующее по этой причине в литературе многообразие применяемой к ним терминологии связаны не только со сложностью их геологической позиции и морфологическим разнообразием, но и с их генетическим многообразием, выраженным в существовании различных возрастных групп диопсидовых пород. Различия во взглядах на природу диопсидовых пород в значительной степени объясняются односторонним подходом исследователей к геологической характеристике и к петрологии этих образований. Существующие разные типы диопсидовых пород, сформированные в результате различных геологических процессов, имевших место в истории развития того или иного региона, обычно сводились к какой-либо одной генетической группе, образованной, по мнению одних исследователей, при региональном метаморфизме карбонатно-мергелистых осадков или, согласно другим, в результате воздействия постмагматических растворов на пачки доломитовых мраморов и т. д. Вследствие этого многие особенности комплекса диопсидовых пород и локализованных в них месторождений не находили удовлетворительного объяснения, если исходить из представлений об образовании их в результате только какого-нибудь одного геологического процесса.

Заканчивая рассмотрение проблемы генезиса магнезиально-кальциевых метасоматитов и связанного с ними оруденения, отметим, что в последние годы типы метаморфогенных полезных ископаемых, развитых в докембрии, в ряде генетических классификаций (Домарев, 1970; Соколов и др., 1970; Белевцев, 1971) стали завоевывать все большее признание. На примере магнезиально-кальциевых метасоматитов с этих позиций отчетливо выявилось большое минерагеническое значение процессов диафтореза, которым подверглись древние глубокометаморфизованные комплексы докембрия. Ранний региональный метаморфизм, по-видимому, лишь фиксировал первично-осадочные концентрации тех или иных элементов. Существенное их перераспределение в процессе первичного регионального метаморфизма было затруднено из-за малой подвижности воды и щелочей в условиях гранулитовой фации, которая обычно и характеризует древние комплексы докембрия.

Процессы рудообразования гидротермально-инфильтрационного типа в докембрийских толщах в значительной степени связаны с их диафторическими преобразованиями. Отсюда становится очевидным, что большое значение для решения вопросов рудообразования в докембрии имеет изучение процессов регионального метаморфизма с составлением детальных карт фаций метаморфизма и исследованием геохимии процессов диафтореза.

В ряде докембрийских регионов к зонам активизации древних докембрийских комплексов, кроме магнезиально-кальциевых метасоматитов, обычно приурочены месторождения других полезных ископаемых: пегматитов, гидротермального полиметаллического оруденения, пьезокварца и т. д. Такая связь наиболее отчетливо отмечается на Мадагаскаре с широко проявленным позднепротерозойским диастрофизмом (Мозамбикская зона складчатости), что отмечалось Дельбо (Delbos, 1964, 1965), или в Канаде (Гренвилльский складчатый пояс). На Алдане образование пьезокварцевых месторождений также не случайно относится к заключительным этапам второго периода диастрофизма (~1700 млн лет). В ряде работ по пьезокварцу авторами нередко отрицается ведущая роль гранитов как фактора, вызывающего формирование месторождений горного хрусталя в толщах кварцитов. Вместе с тем все пьезокварцевые месторождения Алдана располагаются в районах, где наложенный амфиболитовый метаморфизм имел значительное развитие.

Все это говорит о том, что зоны активизации древних складчатых областей являются одними из определяющих факторов в формировании месторождений различных полезных ископаемых в докембрии.

ЛИТЕРАТУРА

- А р н о л ь д Р. Равновесные отношения между пирротином и пиритом при температурах от 325 до 743° С. — Проблемы эндогенных месторождений, вып. 3, М., «Мир», 1966.
- А т р а ш е н о к Л. Я., А в д з е й к о Г. В., К л и м о в Л. В., К р ы л о в А. Я., С и л и н Ю. И. Сравнительные данные по абсолютному возрасту пород Антарктиды (свинцовый и аргоновый методы). — В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., «Наука», 1967.
- Б а з а р о в Л. Ш. О включениях в апатитах из пегматитов кальцит-флогопитовых и гидротермальных жил. — В кн.: Исследования минералообразующих растворов. М., «Недра», 1966.
- Б а р а б а н о в В. Ф. К вопросу о генезисе Слюдянского флогопитового месторождения. — Зап. Всес. минер. общ-ва, ч. 83, вып. 2, 1954.
- Б е л е в ц е в Я. Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. — В кн.: Рудообразования и металлогения. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Б о г о л ю б о в а Г. Ф., Б о г о л ю б о в А. Н. Закономерности размещения рудных тел во флогопитоносных полях Алдана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. VI, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Б о р о д и н Л. С. О корреляционных связях редкоземельных элементов и некоторых особенностях разделения редких земель в процессах эндогенного минералообразования. — Геохимия, № 6, 1960.
- Б о р о д и н Л. С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1965.
- Б у д а н о в В. И., Б у д а н о в а К. Т. Петрологические особенности метаморфических пород и проблемы изучения фаций метаморфизма Юго-Западного Памира. — Мат. Второго Среднеаз. петрогр. совещ., Душанбе, 1971.
- Б у з и к о в И. П., К р ы л о в И. Н., М и т р о ф а н о в Ф. П., Н и к и т и н а Л. П., Х и л ь т о в а В. Я. Основные черты развития Восточно-Саянской подвижной области. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л., «Наука», 1964.
- В а й н ш т е й н Э. Е., Т у г а р и н о в А. И., Т у р а н с к а я Н. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых металлах. — Геохимия, № 2, 1956.
- В е р е в к и н Н. И., Е г и н В. И., З а б л о ц к и й Е. М., Э н т и н А. Р. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- В е р е с Г. И. Установка для термобарографических исследований минералов и горных пород. — Бюлл. МОИП, новая сер., т. XXIV, вып. 6, 1969.
- В и н к л е р Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
- Г а л ю к В. А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). — Тр. МГРИ, т. XXXI, 1957.
- Г а л ю к В. А., Ш м а к и н Б. М. Милониты и милонитизированные породы Эмельджакского флогопитового месторождения (Ю. Якутия). — Изв. вузов, геол. и разв., № 9, 1961.
- Г л е б о в с к и й С. С., Б ы с т р о в а Г. А., Л е й б о в и ч А. П. Петрологический анализ магнитного поля Алданского щита. — Методы развед. геофиз., вып. 12, Л., «Недра», 1971.
- Г е о х р о н о л о г и я докембрия Сибирской платформы и складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968.

- Герлинг Э. К., Варшавская Э. С. Определение возраста пород Овотско-Бельской и Присянской зоны Восточного Саяна изохронным методом. — Геохимия, № 6, 1966.
- Герлинг Э. К., Искандерова А. Д., Левченков О. А., Михайлов Д. А. О возрасте мраморов желтулинской и иенгурской серий Алдана по данным уран-свинцового изохронного метода. — ДАН СССР, сер. геол., т. 194, № 6, 1970.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Дук В. Л., Прияткина Л. А. Геологическое положение гранулитовых комплексов. — В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л., «Наука», 1971.
- Дзевановский Ю. К. Алданское нагорье (архей, нижний протерозой). — В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1965.
- Домарев В. С. Некоторые проблемы металлогении докембрия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. Г., Ушакова З. Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 8, 1959.
- Другова Г. М., Московченко Н. И. Эволюция термодинамических условий полиметаморфизма докембрийских комплексов Юго-Западного Памира. — Мат. Второго Среднеаз. петрог. совещ., Душанбе, 1971.
- Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- Ермолаев А. П., Жидикова А. П. Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита. — Геохимия, № 8, 1966.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений западного Кармазара. — Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14, М., 1959.
- Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов. — Геол. рудн. месторожд., № 5, 1967.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. — Зап. Всес. минер. общ-ва, ч. 97, вып. 1, 1968.
- Зедгенизов А. Н. Морфологические типы цирконов из кварцитов иенгурской серии. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Иоффе Л. И. Опыт исследования магнезиальных кальцитов из метаморфических пород в целях термометрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Казанский В. И., Иванов И. Б. Два этапа метаморфизма в разломах Центрально-Алданского района. — ДАН СССР, т. 181, № 1, 1968.
- Калинин П. В. Минералы Слюдянского района. — Тр. Всес. ин-та мин. сырья, вып. 150, 1939.
- Калинин П. В., Роненсон Б. М. Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений. — Сов. геология, № 58, 1957.
- Кицул В. И. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород иенгурской серии и унгринского комплекса Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Кицул В. И. Минеральные фации метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. М., «Наука», 1971.
- Кицул В. И., Зедгенизов А. Н., Лазебник К. А. Стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ верхнеалданской свиты иенгурской серии Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Кицул В. И., Лазебник К. А. Геология докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (К проблеме «Унгринского клина»). — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Климов Л. В. Флогопитовые проявления в Восточной Антарктиде. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Климов Л. В., Михайлов Д. А. Архейские метасоматические железорудные месторождения Алдана. — В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М., «Наука», 1964.
- Климов Л. В., Равич М. Г., Соловьев Д. С. Чарнокиты Восточной Антарктиды. — В кн.: Антарктика (доклады комиссии, 1963), М., «Наука», 1964.

- К о р ж и н с к и й Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 71, 1936.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. — Тр. ИГН АН СССР, вып. 61, 1945.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Тр. ИГН АН СССР, вып. 29, 1947.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1963.
- К о с т ю к Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970.
- К р ы л о в а М. Д., Дагелайский В. Б., Орловская К. В. О закономерностях распределения скандия между минералами метаморфических пород. — Геохимия, № 10, 1970.
- К р ы л о в И. Н., Шафеев А. А. Особенности геологического строения поля развития шарыжалгайской серии пород в Юго-Западном Прибайкалье. — В кн.: Геология Прибайкалья (Путеводитель геол. эксп. XII сесс. Межд. ассоц. по изуч. глуб. зон земной коры). Иркутск, 1969.
- К р ы л о в а М. Д., Неелов А. Н. Конгломератовидные породы архейского комплекса Алдана. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- К р ы л о в а М. Д., Седова И. С., Крылов И. Н., Глебовский С. С., Галибин В. А. Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., «Наука», 1972.
- Л а з е б н и к К. А. Опыт использования акцессорного циркона для выяснения генезиса докембрийских гранитоидов Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Л а з ь к о Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1956.
- Л е в ч е н к о в О. А., Михайлов Д. А., Овчинникова Г. В., Герлинг Э. К. Изотопный возраст гранито-пегматитов тимптоно-джелтулинского комплекса. — ДАН СССР, т. 189, № 1, 1969.
- Л и ц а р е в М. А. Гроссуляро-волластонитовые скарны Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). — Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1958.
- Л и ц а р е в М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. — Тр. ИГЕМ АН СССР, петр., минер. и геохим., вып. 67, 1961.
- Л у т ц Б. Г., Мокшанцев К. Б., Никольский А. А. О составе и строении фундамента восточной части Сибирской платформы. — Геология и геофизика, № 8, 1962.
- Л я х о в и ч В. В. Акцессорные минералы чарнокитов и гранулитов. Минералогический сборник, № 21, вып. 2, Изд-во Львовского гос. ун-та, 1967.
- М а к с и м о в Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- М а р а к у ш е в А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан, 1958.
- М а р а к у ш е в А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенса, Мишкин М. А. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними полезные ископаемые. — В кн.: Геологическое строение северо-востока Кореи и юга Приморья. М., «Наука», 1966.
- М и н е е в Д. А. Исследование свойств и возможности тройной диаграммы $\Sigma\text{Ce}-\Sigma\text{Y}_1-\Sigma\text{Y}_2$. — Геохимия, № 12, 1965.
- М и н е е в Д. А. Спектр лантаноидов в рудах редкоземельных месторождений различных генетических типов. — Геол. рудн. месторож., № 6, 1968.
- М и н е е в Д. А. Лантаноиды в минералах. М., «Недра», 1969.
- М и х а й л о в Д. А. Генезис диопсидовых пород в архее Алдана. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- М и х а й л о в Д. А. О некоторых особенностях формирования структур метасоматитов в архее Алдана. — Геология и геофизика, № 7, 1968.
- М и х а й л о в Д. А., Быкова В. С. Метасоматические сфен и ортит из диопсидовых пород Алданского щита. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. Л., «Наука», 1966.
- М и х а й л о в Д. А., Левченко О. А. О возрастных взаимоотношениях процессов Fe-Mg-Ca метасоматоза и регионального метаморфизма в докембрии Алдана. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.

- Михайлов Д. А., Минеев Д. А. Распределение лантаноидов в аксессуарных минералах диопсидовых метасоматитов Алдана. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1969.
- Мурзаев С. П. К вопросу о генезисе флогопитоносных метасоматических жил Алдана. — Научн. сообщ. ЯФ СО АН СССР, вып. VII, 1962.
- Мурзаев С. П. Метасоматическая зональность флогопитоносных образований Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Мурзина Г. А., Хорева Б. Я., Щигалев Н. Д. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрографическим и радиологическим данным. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1965.
- Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Байкова В. С., Дук Г. Г., Корсаков Л. П., Милькевич Р. И., Седова И. С., Турченко С. И. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Никитина Л. П. Региональный метаморфизм архейских образований западной части хр. Хамар-Дабан. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 8, 1959.
- Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Эволюция процессов метаморфизма в докембрии Восточно-Саянской складчатой области. — В кн.: Эволюция метаморфических поясов СССР. Л., «Наука», 1971.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита. — Сов. геология, № 5, 1968.
- Перваго В. А. Алданская железорудная провинция. М., «Недра», 1966.
- Перцев Н. Н. Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах. М., «Наука», 1971.
- Пожарицкая Л. К., Петрова З. И., Волкова Н. В., Брандт С. Б. Абсолютный возраст пород федоровской группы месторождений. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста (Тез. докл. XVI сесс. комис. по опред. абсол. возр. геол. форм). М., 1969.
- Пухарев А. И. О геологии и особенностях локализации оруденения Южно-Якутских железорудных месторождений. — Геол. рудных месторож., № 1, 1959.
- Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. — Геол. рудных месторож., № 2, 1961.
- Роненсон Б. М., Ройзенман Ф. М. Типы тектонических структур флогопитовых месторождений Алдана. — Изв. вузов, геол. и разв., № 1, 1970.
- Салье М. Е., Дук В. Л., Бугрова В. Д. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. Л., «Наука», 1966.
- Сердюченко Д. П. Происхождение архейских железных руд Южной Якутии. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1959.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Каденская М. И., Леонова Е. П., Каденский А. А., Павлов В. А. Железные руды Южной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья. — Мат. по общ. и приклад. геол., вып. 83, Л., 1928.
- Соболев В. Е. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
- Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ловцюс А. В. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба). — Изв. АН СССР, № 9, 1965.
- Соботович Э. В., Рудник В. А. О возрасте полиметаморфических комплексов иенгрской серии Алданского щита. — ДАН СССР, т. 189, № 4, 1969.
- Соколов Ю. М., Великославинский Д. А., Глебовицкий В. А. Проблемы металлогении докембрия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Свешникова Е. В., Шабынин Л. И. О зеленых клинопироксенах из скарновых пород и некоторых других метасоматических образований — Зап. Всес. минер. общ-ва, ч. 9, вып. 2, 1961.
- Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». — Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
- Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А. Петрография докембрия Алданского горно-промышленного района. — В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Судовиков Н. Г., Крылова М. Д., Неелов А. Н. К вопросу об абсолютном возрасте архея Алданского щита. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Титов В. К. Распределение радиоактивных элементов в суперкратеральных толщах Алданского щита. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 95, 1963.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Меньшикова Г. Л., Зыков С. И., Чупахин М. С. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса. — Геохимия, № 3, 1967.

- Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. *Геохимия*, № 13, 1972.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Фоменков Б. П. Геолого-структурные особенности месторождений флогопита Куранахской группы Южной Якутии и принципы поиска флогопитовых тел. — *Изв. вузов, геол. и разв.*, № 9, 1958.
- Фрумкин И. М. Геологические комплексы нижнего докембрия Алданского щита. — В кн.: *Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии*. Якутск, 1968.
- Хвостова В. А. Распределение редких земель в акцессорных минералах пегматитов Южной Якутии. — *Тр. ИМГРЭ*, вып. 7, 1961.
- Хвостова В. А. Распределение редких земель в акцессорных минералах пегматитов Южной Якутии. — *Тр. ИМГРЭ*, вып. 8, 1962.
- Хвостова В. А., Быкова А. В. Акцессорный ортит Южной Якутии. — *Тр. ИМГРЭ*, вып. 7, 1961.
- Хорева Б. Я., Искандерова И. Д., Шергина Ю. П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцового изохронного метода. — *Изв. АН СССР*, № 8, 1971.
- Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. Геологическая история. М., «Мир», 1966.
- Черкасов Р. Ф. Некоторые вопросы геологии и методики картирования флогопитоносных полей в архее центральной части Алданского щита. — В кн.: *Проблемы изучения геологии докембрия*. Л., «Наука», 1967.
- Шабьнин А. И. О генезисе Южно-Якутских железорудных месторождений. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 1, 1958.
- Шабьнин Л. И. О фассаитовом характере клинопироксена магнезиальных скарнов. — *ДАН СССР, сер. геол.*, т. 187, № 6, 1969.
- Шабьнин Л. И., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шамакин Б. М. Шпнелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. — В кн.: *Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд*. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шанин Л. Л., Иванов И. Б., Лицарев М. А., Гольцман Ю. В., Баирова Э. Д. О возрасте метаморфических толщ ваханской серии (Юго-Западный Памир). — *ДАН СССР*, т. 189, № 4, 1969.
- Шевалевский И. Д., Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е. Зависимость поведения циркония и гафния от петрохимических особенностей магматических и щелочно-метасоматических пород. — *Геохимия*, № 3, 1960.
- Шамакин Б. М. Особенности минералогии и генезиса Куранахских флогопитовых месторождений. — *Тр. МГРИ*, т. XXXVII, 1959.
- Шамакин Б. М. О бариевом ортоклазе из Южной Якутии и значении бария как элемента индикатора. — *Изв. вузов, геол. и разв.*, № 4, 1967.
- Энтин А. Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции. — В кн.: *Геология и петрология докембрия Алданского щита*. М., «Наука», 1966.
- Adams F. D. On the origin of the Amphibolites of the Laurentian Area of Canada. — *J. Geol.*, № 1, 7, 1909.
- Adams F. D., Barlow A. E. Geology of the Haliburton and Bancroft Areas, Province of Ontario. — *Memoir, VI, Geol. Survey of Canada*, 1910.
- Besaïrie H. Sur les gisements de phlogopite de Madagascar. — *C. R. Soc. geol. de France*, f. 14, 1928.
- Besaïrie H. La géochronologie a Madagascar en 1962. — *Ann. Geol. de Madagascar*, v. XXXIII, 1963.
- Besaïrie H. Description géologique du massif ancien de Madagascar. — *Doc. Bur. geol. Rep. Malgasy*, № 177, 1969.
- Cooper I. R. Metasomatism and volume losses in carbonate rocks near Johnson Camp, Cochise Country, Arizona. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, № 68, 1957.
- Currie I. B. The occurrence and relationships of some mica and apatite deposits in South-Eastern Ontario. — *Econ. Geol.*, v. 46, № 7, 1951.
- Davis G. L., Krogh T. E., Hart S. R. The age of metamorphism in the Grenville province, and the age of the Grenville front. — *Ann. Rept. Dir. Geoph. Lab. Carnegie Inst.*, № 68, 1970.
- Delbos L. Signification et importance du cycle récent de 500 millions d'années dans le Précambrien de Madagascar. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont. Geol. mineral.*, № 8, 1964.
- Ells R. W. Mica deposits of Canada. — *Can. Geol. Surv. Miner. Resources of Canada*, № 69, 1904.
- Engel A., Engel C. Grenville series in the northwest Adirondack mountains. N. J. P. I. General features of the Grenville series. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, № 9, 1953.

- F a u s t G. T. Dedolomitization and its relation to a possible derivation of a magnesium-rich hydrothermal solution. — Amer. Min., v. 34, 1949.
- H a l p e r n M. Rubidium-Strontium-Datation of possibly 3 billion years for a granitic rock from Antarctica. — Science, v. 169, № 3949, 1970.
- K r o g h T. E., D a v i s G. L. Old isotopic ages in the northwestern Grenville province. — Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., № 5, Ontario, 1969.
- L a c r o i x A. Mineralogie de Madagascar. T. 2, 1922.
- L a n d e s K. K. Origin of the Quebec phlogopite apatite deposits. — Amer. Min., v. 23, № 6, 1938.
- M a j m u n d a r H. H. Pargasites from Madagascar. — Canad. Mineral., v. 10, № 1, 1969.
- M i y a s c h i r o A. Evolution of metamorphic belts. — J. Petrol., v. 2, № 3, 1961.
- M o r e a u M. Le gisement des mineralisations de thorianite a Madagascar. — Ann. Geol. de Madagascar, v. XXXIII, 1963.
- N o i z e t G. Le gisement de mica d'Ambararata (Sud de Madagascar). — Comp. rend. Semaine geol., 1966, Tananarive, 1966.
- O s b o r n e F. F., M o r i n M. Tectonics of part of the Grenville sub-province in Quebec. — Tectonics of the Canadian Shield Rog. Soc. Can., Spec. Publ., 1962.
- P a s t e e l s P., M i c h o t I. Nouveaux resultats geochronologiques obtenus par la metode U-Pb sur des zircons des Monts Sör-Rondane (Antarctiques). — Ann. Soc. Geol. de Belgique, t. 91, 1968.
- S a v o r n i n A. Les gisements de mica phlogopite du Sud de Madagascar. — Ann. Geol. du Service des Mines, № 7, Tananarive, 1937.
- S c h l o e m e r H. Hydrothermale Endolomitisierung. — Forsch. Min., Bd. 32, 1953.
- S c h m i d H. Mica gisements, exploitation et emplois. — Canad. Minist. des Mines, Ottawa, 1914.
- S p e n c e H. S. Mica. Canada Depart of Mines. Ottawa, 1929.
- W i l s o n M. E. The phlogopite-apatite deposits of eastern Ontario and the southern Laurentian Highlands, Quebec, Geology of Canadian Industrial Mineral Deposits. — Montreal, Can. Inst. Min. and. Met., 1957.
- W y n n e - E d w a r d s H. R. Tectonic overprinting in the Grenville province, southwestern Quebec. — Geol. Assoc. of Canada, Spec. Paper, № 5, 1969.
- Z i m m e r m a n I. L. Determination de l'age de quelques micas de Madagascar par la metode potassium-argon. — Diplome d'Etudes Superieures, Nancy, 1963.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	3
ГЕОЛОГИЯ ДИОКСИДОВЫХ ПОРОД И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	7
Геологическая характеристика центральной части Алданского массива	7
Стратиграфия	7
Региональный метаморфизм	9
Тектоника	12
Ультраметаморфизм и магматизм	12
Типы диоксидовых пород в докембрии Алдана	14
Метаморфические диоксидовые породы	14
Биметасоматические диоксидовые породы	16
Скарны	16
Диоксидовые жильные метасоматиты	18
Геохронология кристаллических комплексов Алданского массива	21
Закономерности размещения диоксидовых жильных метасоматитов в докембрии Алдана	28
Литологический контроль	29
Структурный контроль	32
Метаморфический контроль	35
Морфология и внутреннее строение диоксидовых жильных метасоматитов	41
Апометаморфические метасоматиты	41
Апогранитные метасоматиты	47
Геологическое положение магнезиально-кальциевых метасоматитов в других докембрийских регионах	51
Прибайкалье	51
Памир	53
Полуостров Корея	54
Канада	55
Остров Мадагаскар	56
Антарктида	57
ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-КАЛЬЦИЕВОГО МЕТАСОМАТОЗА	61
Метасоматическая зональность	61
Минеральный состав метасоматических зон	61
Механизм формирования метасоматической зональности	68
Типы метасоматической зональности	74
Минералогия метасоматитов	75
Химизм метасоматического процесса	91

	Стр.
Парагенетический анализ метасоматитов	98
Закономерности распределения ряда редких и рассеянных элементов в метасоматитах и температура метасоматического процесса	103
Лантаноиды	103
Цирконий, гафний и скандий	112
Редкие щелочи	113
Температура образования метасоматитов	115
ГЕНЕЗИС МАГНЕЗИАЛЬНО-КАЛЬЦИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	117
Л и т е р а т у р а	135

Дмитрий Александрович Михайлов

**МАГНЕЗИАЛЬНО-КАЛЬЦИЕВЫЕ РУДОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ
ДОКЕМБРИЯ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии докембрия
Академии наук СССР*

Редактор издательства *Н. П. Скорыгина*
Художник *Я. В. Таубеурцель*
Технический редактор *В. В. Шиханова*
Корректоры *Н. И. Журавлева* и *Г. И. Суворова*

Сдано в набор 23/II 1973 г. Подписано к печати 14/VI 1973 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бумага № 2.
Печ. л. 9+1 вкл. (1/4 печ. л.)=12.95 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 13.58.
Изд. № 5306. Тип. зак. № 116. М-07419. Тираж 750.
Цена 1 р. 36 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ «АКАДЕМКНИГА»

ИМЕЮТСЯ В НАЛИЧИИ КНИГИ:

Афанасьев А. П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. 1966. 170 стр. Цена 1 р. 73 к.

Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова. (Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, т. 14). 1962. 306 стр. + 3 вкл. Цена 2 р. 02 к.

Богачев А. И., Зак С. П. др. Геология и петрология Ельцеозерского массива габброидных пород Карелии. (Геология, петрография, петрология, металлогения). 1963. 160 стр. Цена 97 к.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. 1968. 168 стр. Цена 1 р. 20 к.

Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. (Труды Лаборатории докембрия АН СССР, т. 9). 1960. 414 стр. + 7 лист. табл. Цена 2 р. 41 к.

Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. 1969. 226 стр. Цена 2 р. 04 к.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1968. 333 стр. + 4 прилож. Цена 3 р.

Граниты Кольского полуострова и Карелии (Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 15). 1963. 337 стр. + 8 вкл. Цена 2 р. 49 к.

Докембрий Восточного Саяна. (Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 18). 1964. 328 стр. + 10 вкл. Цена 2 р. 55 к.

Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в пйолит-уртитях горы Юкспор Хибинского массива. 1962. 168 стр. Цена 1 р. 20 к.

Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма, (Северная часть Северо-Западного Беломорья). 1967. 83 стр. Цена 57 к.

Казиков А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. 1967. 109 стр. Цена 49 к.

Мануйлова М. М. и др. Геология докембрия Северного Прибайкалья. 1964. 226 стр. Цена 1 р. 68 к.

Минералогия и геохимия докембрия Карелии. (Труды Карельского филиала АН СССР, вып. 7). 1971. 200 стр. Цена 1 р. 80 к.

Проблемы изучения геологии докембрия. (Материалы Совещания по вопросам изучения и методики картирования докембрийских образований). 1967. 267 стр. Цена 1 р. 82 к.

Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. 1965. 149 стр. + 6 вкл. Цена 1 р. 01 к.

Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. 1971. 180 стр. + 1 вкл. Цена 1 р. 80 к.

Стратиграфия и корреляция докембрия. (Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9). 1960. 148 стр. + 1 вкл. Цена 25 к.

Заказы присылать по адресу:

117463, Москва. Мичуринский проспект, дом № 12

Магазин «Книга — почтой»

Центральной конторы «Академкнига»

197110, Ленинград. Петрозаводская улица, дом № 7

Магазин «Книга — почтой»

Северо-Западной конторы «Академкнига»

1 р. 36 к.

840

2



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ