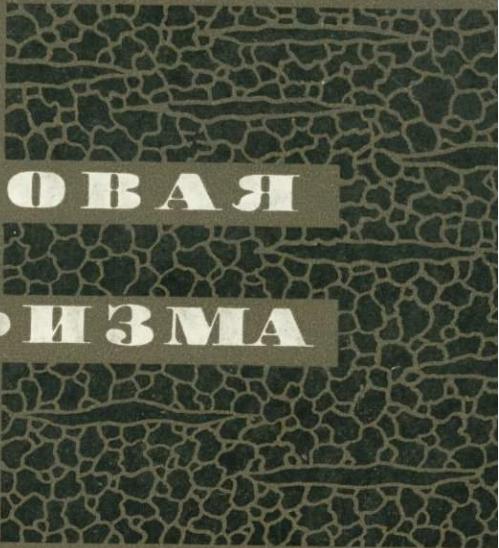


АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР

ГРАНУЛИТОВАЯ
ФАЦИЯ
МЕТАМОРФИЗМА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

552.4

г. 77

**ГРАНУЛИТОВАЯ
ФАЦИЯ
МЕТАМОРФИЗМА**

170



ИЗДАТЕЛЬСТВО

«НАУКА»

ЛЕНИНГРАДСКОЕ

ОТДЕЛЕНИЕ

Ленинград 1972



УДК 551.25

Гранулитовая фация метаморфизма. Изд-во «Наука», Ленингр.
отд. Л., 1971, стр. 1—256.

Исследование гранулитовой фации произведено в двух взаимно-связанных аспектах — геологическом и петрологическом. На примере Балтийского и Алданского щитов с привлечением большого литературного материала показано место гранулитового метаморфизма в ходе становления древних докембрийских комплексов. Выявлена цикличность проявления метаморфизма гранулитовой фации и выделены типы гранулитовых комплексов: алданский, лапландский и ладожский. Изучение главных железо-магнезиальных минералов гранулитов на основе большого количества новых химических анализов позволило выявить их отличия от минералов более низкой амфиболитовой фации и наметить характерные особенности минералов в каждом из выделенных типов гранулитов. Анализ парагенезисов гранулитовой фации, термо- и барометрические исследования, обобщение экспериментальных данных позволили расчленить гранулитовую фацию на четыре субфации. Библ. — 285 назв., илл. — 59, табл. — 50.

Ответственный редактор

канд. геол.-минер. наук

Г. М. ДРУГОВА

Г. М. ДРУГОВА, В. А. ГЛЕБОВИЦКИЙ, Л. П. НИКИТИНА,
Л. А. ПРИЯТКИНА, Л. В. КЛИМОВ

ГРАНУЛИТОВАЯ ФАЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии
докембра

Редактор издательства Г. Л. Кирикова

Художник Я. В. Табурцель

Технический редактор М. Э. Карлайтис

Корректоры Г. А. Мoshкина и Ф. Я. Петрова

Сдано в набор 6/VIII 1971 г. Подписано к печати 18/I 1972 г. Формат бумаги
70 × 108^{1/16}. Печ. л. 16 = 22,40 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 23,79. Изд. № 4530.
Тип. зак. № 84. М-22831. Тираж 1200. Бумага № 2. Цена 2 р. 16 к.

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

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

2-9-3
323-71 (1)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В общей систематике метаморфических фаций гранулитовая фация занимает особое положение прежде всего потому, что она объединяет породы, метаморфизованные в интервале температур и давлений, значительно большем, чем для любой другой фации. Это вызывает необходимость дробного расчленения гранулитовых комплексов по условиям преобразований.

Гранулитовая фация специфична и геологическими условиями своего проявления. Соответствующие ей комплексы пород распространены почти исключительно в раннедокембрийских складчатых областях и представляют они древнейшие образования в структурах фундамента древних платформ. Характерные для гранулитовой фации метаморфические реакции, протекавшие при максимально высоких значениях термодинамических параметров, исключительно важны для понимания глубинных процессов и причин горизонтального расслоения земной коры и природы фиксирующих геофизически границ Конрада и др.

Исходя из этого авторы поставили перед собой задачу охарактеризовать гранулитовую фацию в геологическом и петрологическом аспектах. Имелось в виду прежде всего проанализировать связь гранулитовых комплексов с крупными структурами земной коры, провести периодизацию метаморфических процессов на основании имеющихся геологических и геохронологических данных и определить место гранулитового метаморфизма в эволюции раннедокембрийских подвижных областей. Все это было принято за основу геологической типизации комплексов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

Особенности проявления ультраметаморфизма в условиях гранулитовой фации рассматриваются на примерах генетически разнородных чарнокитов, ассоциированных с различными геологическими типами гранулитов.

Вопросы минералогии и петрологии гранулитов рассматривались с детальностью, необходимой для получения возможно более надежных оценок термодинамических условий метаморфизма каждого из выделенных типов гранулитовых комплексов. Большое внимание в этой связи уделялось применимости методов геологической термо- и барометрии.

Одним из следствий формирования гранулитовых комплексов на самых ранних этапах развития докембрийских подвижных областей является широкое проявление диафтореза гранулитов, что обусловило необходимость детальной характеристики этих явлений.

В основу монографии положен новый материал, полученный за последние годы в Институте геологии и геохронологии докембра АН СССР, по главным районам развития гранулитов в СССР (Кольский п-ов, Северное Приладожье, Алданский щит и его южное обрамление, Восточный Саян) и по Антарктиде.

Работа выполнена сотрудниками лаборатории метаморфизма Института геологии и геохронологии докембра АН СССР Г. М. Друговой, В. А. Гле-

бовицким, Л. П. Никитиной, Л. А. Прияткиной и Л. В. Клиновым. Кроме указанных авторов, в составлении отдельных разделов монографии участвовали другие сотрудники ИГГД.

В гл. I «Геологическое положение гранулитовых комплексов» В. Л. Дуком написан раздел «Алданский щит».

В гл. III «Петрология» В. С. Байковой описаны структурные и текстурные особенности пород гранулитовой фации, а также разобраны реакционные структуры в глиноземистых породах. А. Л. Литвиным проведены определения параметров элементарной ячейки ромбических пироксенов и написан раздел об их связи с химическим составом пироксенов. Особенности колебательных спектров ромбических пироксенов исследованы К. К. Христофоровым.

А. Л. Литвиным в ИГФМ АН УССР выполнены определения параметров элементарной ячейки кальциевых амфиболов из метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фации, позволившие исследовать зависимость размеров элементарной ячейки амфиболов от химического состава и термодинамических условий их образования.

В работе приводится более 200 новых химических анализов пород и минералов, выполненных в химической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия. Большая часть определений оптических констант минералов выполнена К. Д. Борисовой и М. В. Терентьевой. Рентгеноструктурные исследования проводились в лаборатории ИГГД А. Л. Косым и в Институте геохимии и физики минералов АН УССР А. Л. Литвиным.

В. Я. Хильтова и Н. И. Московченко ознакомились с монографией в рукописи и сделали ряд ценных замечаний, которые во многом помогли авторам при подготовке работы к изданию. Авторы считают своим приятным долгом выразить им свою искреннюю благодарность.

В В Е Д Е Н И Е

Широкое распространение гранулитов в докембрии и отсутствие их в более молодых формациях заставляет считать гранулитовую фацию регионального метаморфизма типичной для этого периода развития земной коры. Все увеличивающееся число новых материалов об исследовании отдельных гранулитовых комплексов позволяет относить их к наиболее древним образованиям докембрийских подвижных областей и делает их изучение исключительно важным для выяснения специфики ранних этапов развития земной коры. Кроме того, специальное исследование реакций, протекающих в гранулитовой фации в условиях очень высоких давлений, проливает свет на глубинные процессы в земной коре.

За последние годы в Институте геологии и геохронологии докембрия был накоплен большой геологический и петрологический материал по отдельным регионам развития гранулитовой фации, а именно: Кольскому п-ову, Алданскому щиту, Восточному Саяну и Приладожью. Этот материал и лег в основу предлагаемой работы. В задачу настоящего исследования входит изучение геологических условий проявления метаморфизма гранулитовой фации — места и времени гранулитового метаморфизма в развитии конкретных подвижных областей земной коры в целом, определение специфических черт геологии гранулитов в сравнении с комплексами более низких фаций.

При изучении петрологии гранулитов одна из главных задач состояла в том, чтобы на основании анализа химизма минералов, реакций моновариантного равновесия и распределения элементов между существующими минералами гранулитовой фации определить поля устойчивости минералов гранулитовой фации, выяснить влияние на состав минералов температуры, давления и химических потенциалов вполне подвижных компонентов и в конечном счете разделить гранулитовую фацию на субфации или выделить типы метаморфизма гранулитовой фации. Характеристика гранулитовой фации была бы неполной без освещения процессов ультраметаморфизма. Поэтому в задачу петрологического изучения входило также изучение специфики процесса гранитизации (чарнокитизации) в гранулитовой фации.

Историю изучения гранулитовой фации можно разделить на три периода: первый — до выделения гранулитовой фации в самостоятельную, т. е. до 1939 г.; второй — от 1939 до 60-х годов — преимущественно петрографического изучения комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации и третий — с 60-х годов до настоящего времени — период более углубленного изучения гранулитовой фации: петрологического, с применением термодинамических расчетов и широким привлечением экспериментальных данных, и геологического, целью которого было выяснение связи регионального метаморфизма с развитием подвижных поясов.

Своебразные по составу гиперстеновые граниты и гнейсы были известны и изучались еще в XIX в. на Украинском щите, в Индии, Саксонии, при-

чем существовали разные взгляды на их происхождение. В 1900 г. Холландом (Holland, 1900) было введено особое название для гиперстеновых пород Индии — чарнокитовая серия. В чарнокитовой серии Холланд выделил 4 группы пород — кислую, промежуточную, основную и ультраосновную, объединенные общими признаками: гранобластовой структурой и постоянным присутствием ромбического пироксена. Вся серия в целом считалась Холландом магматической, хотя в чарнокитах сочетались черты как магматических, так и метаморфических пород. В последующие годы понятие «чарнокит» быстро распространилось на аналогичные породы, развитые в других регионах. В 1907 г. Шейманн (Scheumann, 1954) со-поставил гранулиты Саксонии с чарнокитами Индии и Цейлона, отметив их более резко выраженную сланцеватость по сравнению с последними.

В 1918 г. Фреденбург (Vredenburg, 1918) предположил, что некоторые чарнокиты южной Индии образовались в результате высокой степени метаморфизма осадочных и вулканических пород. С тех пор все возрастающее число исследователей начинают разделять эту точку зрения на возникновение чарнокитовых пород, считая, что в их образовании принимали участие как метаморфические, так и магматические процессы.

Д. С. Коржинский (1936) выделил гиперстеновые (чарнокитовые) породы Алданского щита в «алданскую фаацию» и был одним из первых, кто отнес образование минеральных ассоциаций этих пород к областям специфических температур и давлений. Гиперстеновые гнейсы Алдана Коржинский считал абсолютно идентичными чарнокитам Индии и назвал их чарнокитовыми кристаллическими сланцами.

Впервые в виде самостоятельной метаморфической фаации гранулитовая фаация была выделена в 1939 г. Эскола (Eskola, 1939). Позднее в работе «О гранулитах Лапландии» (Eskola, 1952) он дал первое наиболее полное описание гранулитового комплекса с позиций метаморфизма, которое до сих пор остается классическим примером описания гранулитовой фаации. Принимая во внимание высокое содержание глиноzemа в большей части гранулитов и присутствие среди них графитовых разновидностей, Эскола делает вывод о первоначально осадочном характере кислых гранулитов Лапландии. Основные гранулиты интерпретируются им или как метаморфизованные вулканические, или гипабиссальные породы, в то время как более крупнозернистые и однородные кварцево-диоритовые породы, по его мнению, являются первично интрузивными. Важное значение имеет вывод, касающийся аналогии гранулитовой фаации с чарнокитовыми сериями.

Большой вклад в изучение комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фаации, внесли Стиллуэлл (Stillwell, 1918), Грувз (Groves, 1935), Хауи, Субраманиам (Howie a. Subramaniam, 1957), Паррас (Parras, 1958), Рамберг (Ramberg, 1952), Тернер (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Turner, 1968), Баддингтон (Buddington, 1939, 1952) и многие др. Петрологический аспект исследования гранулитовой фаации отражен в работах Барта (1956), Рамберга (Ramberg, 1952), Коржинского (1957), Судовикова (1964), Винклера (Winkler, 1965), в которых рассматриваются термодинамические условия регионального метаморфизма гранулитовой фаации,дается парагенетический анализ пород гранулитовой фаации и разбираются метаморфические реакции перехода амфиболитовой фаации в гранулитовую.

Дальнейшая разработка физико-химических основ анализа парагенезиса минералов и применения метода построения диаграмм химических потенциалов с позиции метаморфических фаций проводилась в трудах Коржинского (1957, 1962), Жарикова (1965), Перчука (1967а, 1968), Маракушева (1965, 1968).

Первое разделение гранулитовой фаации на субфации было сделано Тернером (1951) и Хсу (Hsu, 1955). Тернер предложил выделять низкотем-

пературную субфаацию гранулитовой фации, в которой присутствует роговая обманка, в качестве роговообманково-гранулитовой субфации, противопоставляя ее высокотемпературной пироксено-гранулитовой субфации, по Эскола. Субфаация роговообманковых гранулитов, по мнению Тернера, эквивалентна субфаации биотитовых гранулитов, по Хсу, характеризующейся равновесным парагенезисом биотита с гиперстеном.

Анализ равновесий между минералами переменного состава позволил Маракушеву (1965, 1968) выделить субфаации глубинности (для парагенезисов безводных минералов), а для биотитовых метаморфических пород, содержащих ортоклаз и кварц, — температурные субфаации.

Де-Вардом (De-Waard, 1965, 1966) было предложено четырехчленное разделение гранулитовой фации, обозначенное на диаграмме температура—давление двумя границами: первой — изотермической, контролирующей реакцию дегидратации и отделяющей пироксен-гранулитовую от роговообманковогранулитовой субфации (биотит-амфиболовая изограда), и второй — изобарической, управляющей реакцией, которая отделяет субфации с ортопироксенплагиоклазовыми ассоциациями от субфаций с клинопироксен-альмандиновыми (кордиеритовая изограда).

Разработке геологического направления в теории регионального метаморфизма способствовали весьма интересные работы Ден-Текса (Den-Tex, 1965) и Цвартса (Zwart, 1967). И хотя основной темой у первого автора были пути развития орогенного плутонизма, а у второго — классификация орогенных поясов, оба они в первую очередь касаются регионального метаморфизма и, продолжая идеи Миширо о разных типах регионального метаморфизма (Miyashiro, 1961), разбирают причины появления тех или иных метаморфических серий при развитии орогенных поясов и определяют место каждой из выделенных серий на общей диаграмме $P-T$. Так, у Цвартса поле гранулитовой фации находится в области низких и промежуточных давлений, ограничиваясь изоградой 700° и геотермическими градиентами в 17.5 и 75° на км. На диаграмме Ден-Текса поле гранулитовой фации лежит между градиентами 14 и 70° на км, а нижняя температурная граница гранулитовой фации меняется от 550° в области высоких давлений до примерно $725-750^\circ$ в области низких.

На подобную гипотетическую диаграмму $P-T$ Хитанен (Hietanen, 1967) нанесла тройную точку и линии моновариантного равновесия силлиманита, андалузита и кианита, границы устойчивости наиболее важных метаморфических минералов и линии метаморфических реакций, после чего показала на ней девять наиболее известных метаморфических серий, начиная от серии контактового метаморфизма и серии Абакумо в Японии (тип метаморфизма низкого давления) и кончая альпийскими метаморфическими сериями (тип метаморфизма высокого давления). Интересно заметить, что в поле гранулитовой фации на диаграмме Хитанен от низких давлений к высоким происходит смена ассоциации гиперстен—кордиерит—гранат—силлиманит на гиперстен—силлиманит и наконец на ассоциацию гиперстен—дистен.

Тернер в своей последней книге (Turner, 1968) критикует диаграмму Хитанен, считая странным отсутствие пересечений хотя бы двух метаморфических серий из показанных девяти. Кроме того, по мнению Тернера, экспериментальные данные, по которым определяются поля метаморфических фаций на диаграмме, сильно отличаются от использованных Хитанен. В свою очередь Тернер предлагает свою примерную схему метаморфических фаций на диаграмме $P-T$ (принимая, что давление нагрузки равно давлению воды). По сравнению с предыдущими диаграммами такого рода эта, последняя, очень сильно схематизирована и поле гранулитовой фации на ней никак не разделено.

ПРИНЯТЫЕ УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Оливин — Ol; моноклинный пироксен — MPu; ромбический пироксен — RPy; энстатит — En; гиперстен — Hup; диопсид — Di; амфибол — Am; роговая обманка — Nb; куммингтонит — Cumm; жедрит — Hed; кварц — Qu; плагиоклаз — Pl; альбит — Ab; анортит — An; полевой шпат — Fsp; гранат — Gr; пироп — Pug; гроссуляр — Gros; андрадит — And; альмандин — Alm; спессартин — Spes; биотит — Bt; мусковит — Mu; силлиманит — Sill; кианит — Ky; кордиерит — Gord; шпинель — Sp; сфен — Sph; рутил — Rut; магнетит — Mgt; ильменит — Ilm; циркон — Zr; монацит — Mz; гематит — Ht; кальцит — Ca; корунд — Cor; жадеит — Ja; скаполит — Scap; ставролит — Stv; тальк — Tc; сапфирин — Spr; ортоклаз — Or; кальциевая составляющая пироксенов — Cs; магниевая составляющая пироксенов — Ms; железистая составляющая пироксенов — Fs.

ГЛАВА I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В последние годы проводились исследования по проблеме геологии метаморфических поясов, начатые Д. Ридом и А. Миширо и продолженные Маракушевым, Саттоном, Цвартом, Хоревой и мн. др. Изучение закономерностей распределения фаций и типов регионального метаморфизма в подвижных зонах фанерозоя позволило выявить некоторые особенности эволюции метаморфических поясов, выражавшиеся в закономерной смене типов регионального метаморфизма как в течение геотектонического цикла, так и в истории земной коры в целом (Miyashiro, 1961; Маракушев, 1965; Хорева, 1966; Судовиков и др., 1970; Глебовицкий, 1969). Намечаются также общие закономерности эволюции докембрийских метаморфических поясов.

Что же касается комплексов гранулитовой фации, то место их в геологической истории докембра определялось лишь в общих чертах, хотя важность и актуальность этой проблемы очевидна. Существует представление о том, что гранулитовая фация характерна для наиболее древних докембрийских образований, обычно относимых к архею, и что появление там глубоко и равномерно метаморфизованных пород свидетельствует об особом тепловом режиме Земли на ранних этапах ее развития (Салоп, 1963).

Б. Я. Хорева (1966, 1969) отнесла гранулиты к монофациальным комплексам, измененным в процессе динамо-геотермического метаморфизма, проявляющегося на ранних стадиях развития земной коры в условиях резко повышенного геотермического градиента. Последнее, по-видимому, мало обосновано, так как давление для наиболее распространенных гранулитов, судя по развитым в них минеральным парагенезисам, превышает 5—6 тыс. атм. и выдерживается на больших площадях, что свидетельствует о значительных погружениях.

Однако факт однородности метаморфизма древнейших образований земной коры заслуживает внимания и будет обсужден в следующих разделах монографии.

Представление о том, что гранулиты характерны лишь для наиболее древнего, архейского комплекса пород требует, с нашей точки зрения, пересмотра. Основанием для этого могут служить наблюдения над зональностью прогрессивного регионального метаморфизма в относительно молодых комплексах, где устанавливаются переходы от амфиболитовой фации к гранулитовой. Такие переходы обнаружены в Адирондакских горах (Engel a. Engel, 1958, 1960, 1964 и др.), в районе Нового Южного Уэлса, в Австралии (Binns, 1963, 1965) и в других местах. Но наиболее

показательными в интересующем нас аспекте являются исследованный нами район Северного Приладожья, являющийся частью Свекофинно-Карельской (по Кратцу, 1963), или Южнофинляндской (по Судовикову и др., 1969), протерозойской складчатой области, район Западной Гренландии (Pulvertaft, 1968), район южного обрамления Чарской глыбы в Восточной Сибири (Кориковский, 1967). В пределах перечисленных районов, более подробно рассматриваемых ниже, породы гранулитовой фации фиксируются в толщах, относимых к протерозою, абсолютный возраст которых укладывается в интервал от 2500 до 1700 млн лет.

Таким образом, в настоящее время есть все основания утверждать, что гранулитовая фация не является специфичной только для одного, наиболее древнего этапа в эволюции земной коры, а повторяется в геологической истории.

Для анализа геологического положения комплексов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, большое значение имели исследования фаций глубинности метаморфических пород, начатые Д. С. Коржинским (1938). А. А. Маракушеву (1965) удалось детализировать классификацию Д. С. Коржинского, найти ей дополнительное обоснование, опираясь на анализ парагенезисов железо-магнезиальных минералов, и дать первую сводку по распространенности пород, метаморфизованных в условиях различных давлений. В частности, им были выделены алданская и сутамская фации глубинности. Последняя распространена в краевой части Алданского щита на его границе со Становой зоной. Не останавливаясь пока на критическом анализе геологической концепции А. А. Маракушева, отметим только, что исследования последних лет позволяют выявить ряд интересных закономерностей в локализации гранулитов, возникавших в условиях высокого давления, о чем свидетельствует распространенность в них парагенезиса кордиерита только с очень магнезиальным гранатом (до 45—50% пиропового минала), преобразование этой ассоциации в гиперстен и силиманит, наличие эклогитов и эклогитоподобных пород и многие другие петрологические особенности, о которых речь пойдет в соответствующем разделе.

Одной из закономерностей является локализация гранулитов с парагенезисами высокого давления в зонах глубинных разломов, формирующихся на границах подвижных областей, окружающих области ранней стабилизации, таких, например, как Алданский щит (Неелов и др., 1962). На его южной границе как раз и распространены породы сутамской фации глубинности.

Более детально изученным и поэтому еще более показательным районом является Финляндская и Советская Лапландия, где Л. А. Прияткиной обнаружена и доказана приуроченность эклогитов, ассоциирующихся с гиперстеновыми гнейсами и сланцами, к зоне глубинных разломов, отделяющих гранулитовый пояс Кольского полуострова и Северной Финляндии от зоны беломорид.

Другая закономерность локализации пород гранулитовой фации, отвечающих условиям повышенного давления, заключается в том, что эти образования часто фиксируются в фундаменте раннедокембрийских складчатых поясов беломорского или станового типа. Строго говоря, мы не можем точно геотектонически определить эти структуры, однако во многих отношениях они отвечают протогеосинклиналям, по Павловскому (1963). Такая пространственная связь гранулитов с древними складчатыми поясами позволяет сделать предположение о генетической связи рассматриваемых образований с названными структурами и о том, что характерная ассоциация пород, метаморфизованных в условиях повышенных температур, меняющихся, но в общем высоких давлений, отражает наиболее ранние этапы развития. Решение этой проблемы требует комп-

лексного геотектонического и петрологического подхода, попытка применения которого и содержится в последующих разделах монографии.

При анализе геологического положения комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации, мы опираемся на фактический материал по регионам, исследованным с максимальной детальностью и применением обширного комплекса методов. К таким регионам относятся прежде всего Балтийский щит (особенно восточная его часть) и Алданский щит с его южным обрамлением в виде Джугджуро-Становой складчатой области. Используются также материалы по Восточному Саяну, Западной Гренландии, Антарктиде.

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

(ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННEDОКЕМБРИЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ И ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ В ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ)

В настоящее время существует целый ряд весьма обстоятельных и обоснованных огромным фактическим материалом сводок общегеологического и геотектонического плана по всему Балтийскому щиту или по отдельным складчатым зонам (Полканов, 1937, 1939; Вяюренен, 1959; Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Шуркин и др., 1963; Шуркин, 1968; Кратц и др., 1968; Перевозчикова, 1968, и многие другие), которые помогают воссоздать картину эволюции земной коры в раннем докембре и выделить ряд геотектонических зон (рис. 1). Несмотря на хорошую изученность региона в целом, предлагаемые различными авторами схемы тектонического районирования отличаются решением ряда принципиальных вопросов типизации и истории геотектонических регионов.

Кольско-Норвежская зона

Кольско-Норвежская зона представляет собой один из главных геотектонических регионов Балтийского щита, выделяемых К. О. Кратцем и В. М. Черновым (1971). По мнению этих исследователей, основные черты строения указанной зоны определились в раннепротерозойское время. Рассматриваемый район может быть подразделен на несколько блоков, ограниченных глубинными разломами и отличающихся друг от друга внутренним строением и возрастом слагающих их образований. Это Мурманский (I), Центральнокольский (II), Кейвский (III), Имандра-Варзугский (IVa), Печенгский (IVb) блоки и Северолапландско-Терская подзона (V), включающая Северолапландский и Терские блоки (рис. 1).

В пределах Центральнокольского блока обнажаются толщи, слагавшие, по мнению А. А. Полканова (Полканов и Гер-

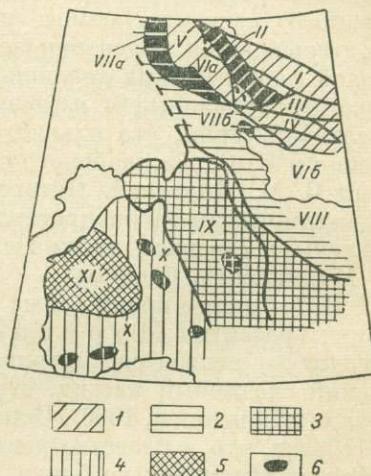


Рис. 1. Схема тектонического районирования восточной части Балтийского щита.

1 — Кольско-Норвежская зона: I — Мурманский блок, II — Центральнокольский блок, III — Кейвский блок, IV — Имандра-Варзугский блок, V — Печенгский блок, VIa — Северолапландский, VIb — Терский блок; 2 — Беломорско-Лапландская зона: VIIa — Лапландская подзона, VIIb — Беломорская подзона; 3 — Центральнокарельская зона: VIII — подзона карелий северной и северо-восточной Карелии, IX — Гимольская подзона; 4 — Свекофено-Карельская зона (X); 5 — Центральнофинляндский массив (XI); 6 — районы распространения пород гранулитовой фации.

линг, 1960, 1961, 1964), древнейшее ядро, вокруг которого происходило разрастание Балтийского щита, о чем свидетельствует последовательное смещение все более молодых складчатых зон на юго-восток.

В последнее время появилось много новых данных, позволивших детализировать историю геологического развития центральной части Кольского п-ова. В частности, на базе геологического картирования Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайским (1968) была высказана гипотеза о наличии фундамента кольской серии, представленного чарнокитами и гранитогнейсами. С другой стороны, Г. М. Друговой и К. С. Талдыкиной (1968, 1969) удалось показать на примере района к северо-западу от Кольского фьорда и района г. Мончегорска, что структуры кольской серии после своего формирования испытали существенную переработку, выразившуюся во вторичном рассланцевании, особенно интенсивном вблизи зон глубинных разломов. Эта переработка сопровождалась наложенным метаморфизмом амфиболитовой фации умеренных давлений (кианит-силлиманитовый тип), явлениями ультраметаморфизма и образованием обширных гранитогнейсовых полей.¹

Рассматриваемые изменения кольской серии предшествовали складчатости и региональному метаморфизму нижнего протерозоя, представленного свитами полмос и порос (Маслеников и др., 1963). Это подтверждается развитием зон рассланцевания и диафтореза амфиболитовой фации низких давлений (андалузит-силлиманитового типа) на уже гранитизированные и измененные в амфиболитовой фации образования кольской серии, что находится в соответствии с данными Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайского (1968, стр. 127) и подтверждено исследованиями Г. М. Друговой. Интересно отметить, что наложенные деформации и метаморфизм нижнепротерозойского возраста наиболее отчетливо проявлены в северной части Центральнокольского блока и в его контакте с Мурманским блоком.

В настоящее время мы не имеем достаточных данных о строении и истории развития Мурманского блока. Ясно только, что эту структуру нельзя рассматривать обособленно от Центральнокольской как некий срединный массив, ограничивающий с севера Кольскую зону карелид (Харitonov, 1966). Основанием для такого суждения может служить тот факт, что в качестве реликтовых образований в гранитах и гранитогнейсах Мурманского блока встречаются как чарнокиты и породы гранулитовой фации (главным образом в западной части блока), так и породы амфиболитовой фации, которые могут быть сопоставлены либо с кольской серией, либо с более молодыми образованиями. По-видимому, интенсивная гранитизация на севере Кольского полуострова продолжалась и после того, как структуры кольской серии прошли этап относительной консолидации.

Кейвский блок занимает обособленное положение и со всех сторон окружен глубинными разломами. По нашему мнению, наиболее правильной и отвечающей фактическому материалу является точка зрения К. О. Кратца (1963) о раннепротерозойском возрасте кейвской серии, слагающей северную часть рассматриваемого блока.

По данным И. В. Белькова (1963), в пределах Кейвского блока проявился протерозойский метаморфизм по крайней мере двух этапов, причем ранний из них, судя по повсеместно сохранившимся реликтам, соответствовал андалузит-силлиманитовому типу. Поздний метаморфизм проявился при умеренных давлениях (кианит-силлиманитовый тип).

Печенгский и Имандра-Варзугский блоки сложены среднепротерозойскими эфузивно-осадочными толщами и имеют

¹ Более подробно эти явления описаны в гл. IV.

синклиниорное внутреннее строение. Степень метаморфизма в пределах блоков соответствует зеленосланцевой фации. Однако к краевым частям структур наблюдается увеличение степени метаморфизма до амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа, что убедительно показано на примере Печенгской структуры (Загородный и др., 1968). Среднепротерозойские высокотемпературные преобразования, соответствующие тому же типу метаморфизма в пределах Кейвского блока, по-видимому, отражают ту же метаморфическую зональность, которая фиксируется в краевых частях рассматриваемых структур.

Северолапландско-Терская подзона, включающая Терский и Северолапландские блоки, располагается на границе Кольско-Норвежской и Беломорско-Лапландской зон. Помимо древних толщ, которые могут коррелироваться с кольской серией, в той или иной степени повторно измененной, и ее фундаментом, в рассматриваемой подзоне распространены образования, объединяемые в нижнепротерозойскую тундревую серию. Гнейсы и кристаллические сланцы этого возраста в последнее время исследовались С. Н. Сусловой (1971) в районе, расположенному к югу от Печенгского синклиниория, В. А. Глебовицким — в районе Кислой губы (южная часть оз. Имандры) и М. Т. Козловым (устное сообщение) — на Терском берегу Белого моря. Если по поводу стратиграфического положения тундревой серии указанные исследователи пришли к единому мнению, находящемуся в соответствии с общепринятой стратиграфической схемой (Кратц и Чернов, 1970), то вопрос о возрасте метаморфизма этих толщ не решается столь же определенно. Если судить по данным М. Т. Козлова (устное сообщение), то последний метаморфизм тундревой серии синхронен с надвигами пород этого возраста на толщи серии имандра — варзуга и является выражением той же зональности, которая фиксируется в краевой части Имандра-Варзугского блока. Такие же соотношения фиксируются на южном крыле Печенгского синклиниория, где зона амфиболитовой фации образуется уже после формирования складчатой структуры и взбросов (Загородный, Мирская, Суслова, 1967). Что же касается раннепротерозойского метаморфизма, то он устанавливается менее определенно. Можно говорить о том, что он достигал по крайней мере амфиболитовой фации.

Беломорско-Лапландская зона

В Беломорско-Лапландскую зону объединены нами Лапландский гранулитовый блок, собственно беломориды, и карелиды Северной и Северо-Восточной Карелии, выделенные в качестве самостоятельных и во многом отличных друг от друга подзон. С северо-востока и юго-запада Беломорско-Лапландская зона ограничена сериями глубинных разломов, морфологически хорошо выраженных на поверхности и подтвержденных В. А. Дедевым при анализе геофизических данных.

По поводу геологического строения, возраста пород и истории развития рассматриваемой зоны длительное время ведется оживленная дискуссия. А. А. Полканов (1937, 1939) в своих первых геотектонических обобщениях предложил рассматривать беломориды как срединный массив, сложенный архейскими породами и разделяющий область карельской складчатости на две зоны — Кольскую и Карельскую. Вместе с тем утвердилось представление о том, что беломорские гнейсы являются наиболее древними образованиями на Балтийском щите.

После широкого внедрения в геологическую практику изотопно-геохронологических методов эта концепция была пересмотрена А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (1960, 1961, 1964), которые отнесли беломориды к верхнему архею, считая, что наиболее древние породы (катархейские и

раннеархейские) распространены в центральной части Кольского полуострова, где и предполагалось наличие древнейшего ядра, вокруг которого происходило разрастание Балтийского щита. Определение абсолютного возраста беломорских гнейсов и гранитоидов уран-свинцовым методом побудило А. П. Виноградова и А. И. Тугаринова (1964) высказать предположение об одновозрастности беломорид и примыкающих к ним с юго-запада карелид. В последние годы аналогичная гипотеза, основанная на структурно-геологическом анализе, была высказана Н. В. Горловым (1967). Одновременно К. А. Шуркиным и его сотрудниками исследовалась зона сочленения беломорид и карелид в районе Топозера, Тикшозера и Пебозера. Ими был выделен комплекс чарнокитов, прорывающихся, как они считают, беломорские гнейсы, но имеющих возраст, приближающийся к 2500—2400 млн лет (по определениям Ю. Д. Пушкарева). Согласно Н. В. Горлову (1967), эти чарнокиты входят в состав фундамента беломорид.

Еще в довоенные годы Н. Г. Судовиков высказал мнение о проявлении двух эпох диастрофизма в Северо-Западном Беломорье, что подтверждалось наличием складок двух направлений, будинажем и гранитизацией даек основных пород. Впоследствии к этой гипотезе долго не возвращались и лишь недавно она получила новую жизнь в несколько измененном виде на основании детальных структурно-геологических исследований, проведенных В. Л. Дуком (1967), В. В. Эзом (1968), а затем В. А. Перевозчиковой, которая учла все современные данные по геологии рассматриваемой зоны и при составлении тектонической карты Балтийского щита выделила в ее пределах структурные комплексы и структурные ярусы.

Не менее неопределенно и противоречиво решался вопрос о времени и последовательности проявления регионального метаморфизма в Беломорско-Лапландской зоне. Анализ структурной локализации продуктов ультраметаморфизма, проведенный В. Л. Дуком, указывает на неоднократное проявление процессов мигматизации и гранитизации. В этой связи интерес представляют последние данные о проявлении метаморфизма гранулитовой фации на ранних стадиях развития беломорид. Реликты этого метаморфизма в районе Паньгомы в породах глиноземистого состава были обнаружены М. М. Стенарем и О. В. Володичевым (1969). В настоящее время следы раннего метаморфизма в беломоридах выявлены в районе Толванда, Алакурти, Колвиц и в других местах.

Для анализа последовательности метаморфических явлений в пределах Беломорско-Лапландской зоны и для определения места гранулитов в эволюции раннедокембрийских подвижных областей большой интерес представляют материалы по лапландскому гранулитовому поясу, рассматриваемому здесь в качестве самостоятельной подзоны. Ее строение и проявление в ее пределах регионального метаморфизма будут рассмотрены в специальном разделе настоящей главы. Здесь мы только отметим, что локализация гранулитов и ассоциирующихся с ними эклогитов в зоне глубинных разломов, контролирующих внедрение протерозойских основных и ультраосновных пород, специфический характер тектонических структур (выдержаные зоны рассланцевания, ориентированные параллельно лапландскому надвигу) и ряд других данных позволяют предполагать более молодой возраст гранулитового метаморфизма в Лапландском блоке по сравнению с метаморфизмом кольской серии.

Для характеристики поздних этапов развития Беломорско-Лапландской зоны необходимо изучение ее периферических частей, в частности, рассмотренных выше Северолапландско-Терской и Северокарельской подзон. Последняя из них протягивается по юго-западной окраине Беломорско-Лапландской подзоны из района Салла в Финляндии через Тикшозеро, Пебозеро и далее вдоль южного побережья Белого моря, уходя под

осадочный чехол Русской плиты. Исследованиями А. С. Воинова и Ю. Б. Богданова (1968) показано, что образования тикшозерской, парандовской и тунгудско-падвоцкой серий нижнего протерозоя, а возможно, и сегозерской серии среднего протерозоя, захватываются единым зональным региональным метаморфизмом, степень которого возрастает с юго-запада на северо-восток по направлению к беломоридам, в зоне сочленения с которыми карельские гнейсы и кристаллические сланцы метаморфизованы в дистен-ставролитовой и дистен-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. Это отвечает наиболее позднему этапу регионального метаморфизма в пределах Беломорско-Лапландской зоны.

Таким образом, упомянутые выше данные, с одной стороны, указывают на длительную историю развития рассматриваемой зоны, на древний докарельский возраст беломорской серии, а с другой — на то, что эта часть Балтийского щита в протерозое представляла собой тектонически активную область, характеризующуюся проявлением глубокого метаморфизма.

Центральнокарельская зона

Центральнокарельская зона представляет собой геотектонический регион, отличающийся многоярусным строением и относительно стабилизировавшийся к среднепротерозойскому времени, к периоду накопления сегозерской и онежской серий.² К наиболее древним образованиям этого района относятся комплексы гнейсо-гранитов и гранито-гнейсов и ассоциирующихся с ними мигматитов. К этому же времени относится, по-видимому, образование пород гранулитовой фации метаморфизма в Западной Карелии, исследованных недавно А. В. Синицыным и М. А. Корсаковой. Все эти образования слагают нижний структурный ярус, донижнепротерозойский фундамент. Второй структурный ярус характеризуется развитием пестрых по составу осадочных и осадочно-вулканогенных толщ с характерной лептитовой формацией и железорудными кварцитами, претерпевших региональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, а местами и ультраметаморфизм. Часто устанавливается контрастная, нередко концентрическая зональность с переходом от слабо измененных пород до интенсивно метаморфизованных на сравнительно коротком расстоянии. Промежуточный структурный ярус, относящийся к верхам нижнего протерозоя, представлен андезито-дацитовой и диабазо-спилитовой формацией большеозерской серии (Кратц, 1963). Третий структурный ярус представлен сариолийскими конгломератовыми и ятулийскими кварцito-песчаниковыми толщами, перекрывающими ранне-протерозойские образования с резким угловым несогласием и метаморфизованными преимущественно в зеленосланцевой фации.

Свекофенно-Карельская зона

(Южнофинляндская складчатая область)

После работ Рамсая (Ramsay, 1902) долгое время существовало представление, что возраст свекофеннид архейский. Однако все последние годы финские геологи не находили основания для отделения глубоко метаморфизованных гнейсов Южной Финляндии и Северного Приладожья. В результате утвердилось представление о единстве свекофеннид и карелид (Simonen, 1960б; Эскола, 1967). Что же касается корреляции ладожской серии и карелид Центральной Карелии (гимольской серии и ее аналогов),

² По К. О. Кратцу и В. М. Чернову (1970), накопление этих серий ознаменовало орогенный этап развития региона.

то В. А. Глебовицкий (Судовиков, Глебовицкий и др., 1969) ранее уже показал, что имеющийся в распоряжении материал находится в хорошем соответствии с концепцией Вяюрюпена (1959) о более молодом возрасте ладожской серии по сравнению с ятулием. С уверенностью можно говорить, что складчатость и региональный метаморфизм в пределах Свекофенно-Карельской зоны (или Южнофинляндской складчатой области) проявились уже после относительной консолидации Центральнокарельской зоны. С этим связано возникновение зональности, отвечающей нарастанию степени метаморфизма от массива к осевой части зоны, где в районах Усима (Parras, 1958), Куурувесси (Savolahti, 1966) и в Северном Приладожье (Судовиков, Глебовицкий и др., 1969) устанавливаются переходы к гранулитовой фации.

Таким образом, складчатость и рассмотренный выше зональный региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа в пределах Свекофенно-Карельской (Южнофинляндской) складчатой области проявляются в среднепротерозойское время, но захватывают они разновозрастные образования: начиная от древнейшего (архейского) фундамента и раннекарельских формаций, являющихся аналогами гимольской серии, и кончая позднекарельскими толщами ятулия и ладожской серии.

Эволюция регионального метаморфизма на Балтийском щите и геологическое положение комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации

На основании рассмотренной выше схемы тектонического районирования восточной части Балтийского щита, а также данных по петрологии метаморфических комплексов, можно установить ряд закономерностей в эволюции процессов регионального метаморфизма в подвижных областях раннего докембрия, которые в свою очередь помогут понять геологию комплексов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

К наиболее ранним метаморфическим событиям, фиксирующимся на Балтийском щите, относится образование гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой фации метаморфизма.

Породы кольской серии, развитые в пределах Центральнокольского блока и представляющие вместе с их предполагаемым фундаментом наиболее древние породы данного участка земной коры, первоначально были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, которая в наименее измененном виде сохранилась в центральной и южной части названной структуры. По данным Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайского (1968), кольская серия слагает крупную антиклинальную структуру, осложненную на крыльях складками более высокого порядка. Так же, как и в глыбах алданского комплекса, залегающих среди образований становой серии, первичная складчатая структура кольской серии нарушена мощными зонами рассланцевания, вдоль которых осуществлялись диафторические изменения пород в условиях амфиболитовой фации, связанные с более поздними циклами развития.

Для глиноземистых пород кольской серии характерны парагенезисы с участием кордиерита и граната меняющейся магнезиальности. Максимальное содержание пиропа в гранате составляет 45%, обычно же оно не превышает 35%. По классификации А. А. Маракушева (1965) это соответствует алданской фации глубинности.

В породах, богатых кальцием, обычным парагенезисом является гиперстен+диопсид±роговая обманка (местами она отсутствует, как считают, в связи с переходом к пироксено-гранулитовой субфации)+плагиоклаз±±кварц. У Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайского описаны также ассоциации двух пироксенов с гранатом низкой магнезиальности (от 3 до 19%,

и только в одном случае пиропа до 26.5 %) и умеренным содержанием кальциевых миналов (от 3.5 до 21.6 %). Клинопироксен, ассоциирующийся с рассмотренным гранатом, относится к ряду диопсид—геденбергит. Содержание Na_2O в них не превышает 0.5 вес. %. Вместе с тем отмечается высокое содержание окисного железа, что позволяет объяснить несколько повышенную концентрацию Na_2O примесью эгириновой молекулы в диопсиде. Вообще же, появление гранатов, в частности в ассоциации с пироксенами, характерно для железистых пород, что заставляет с осторожностью подходить к объяснению рассматриваемых парагенезисов высокими значениями давления. Примерно синхронными с ними являются гранулиты Западной Карелии и юго-западной части Беломорско-Лапландской зоны. В дальнейшем эти образования в различной степени были вторично изменены в условиях амфиболитовой фации и сопутствующей гранитизации. В настоящее время мы обладаем лишь отрывочными сведениями относительно периода проявления наиболее раннего диафтореза. Северная часть Кольского п-ова является единственным районом, где вполне обоснованно этот метаморфизм можно отделить от последующего и определить его принадлежность к кианит-силлиманитовому типу (см. гл. IV).

Каждая из выделяемых на Балтийском щите складчатых зон отличается своеобразием эволюции метаморфических процессов и, что будет ясно из дальнейшего повествования, петрологической спецификой развитых в ее пределах комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации.

В северной части Кольско-Норвежской зоны образования кольской серии и ее фундамента, испытавшие метаморфизм гранулитовой фации, а затем диафторез амфиболитовой фации с сопутствующей интенсивной гранитизацией, в раннем протерозое подверглись наложенному метаморфизму амфиболитовой фации в связи со складчатостью и метаморфизмом тундревой серии и свит полмос и порос. Этот метаморфизм соответствует андалузит-силлиманитовому типу (Miyashiro, 1961) и отвечает высокотемпературному пути эволюции орогенного плутонизма (Den-Tex, 1965).

Аналогичный характер развития, по-видимому, свойствен Центрально-карельской зоне, где архейские образования, содержащие в Западной Карелии реликтовые ассоциации гранулитовой фации, вовлекались в раннем протерозое в новый тектонический цикл. В это время проявлялся неравномерный региональный метаморфизм, накладывающийся на толщи гимольской серии и на подстилающий ее фундамент. Судя по принадлежности регионального метаморфизма к андалузит-силлиманитовому типу, этот период отличался высокотемпературным характером эволюции орогенного плутонизма, что свойственно и Кольско-Норвежской зоне.

Существенно по-иному эволюционирует региональный метаморфизм в пределах Беломорско-Лапландской зоны. Здесь на всех этапах геологического развития проявляется метаморфизм кианит-силлиманитового типа. К одному из ранних его периодов относится образование гранулитов Лапландии и ассоциирующих с ними эклогитов. Эти процессы детально исследованы в районе Сальных тундр, что будет рассмотрено в специальном разделе настоящей главы. Здесь мы только отметим, что структурами, контролирующими распределение специфических гранулитов и эклогитов лапландского типа, были зоны глубинных разломов, а также зоны надвигов, связанные с названными разломами.

Породы гранулитовой фации, спорадически встречающиеся в пределах Беломорско-Лапландской зоны, во всех случаях подвергаются интенсивным диафторическим изменениям в условиях амфиболитовой фации. При анализе парагенезисов пород, недосыщенных CaO , устанавливается принадлежность этого метаморфизма к кианит-силлиманитовому типу. Преобразование гранулитов, как и в пределах Центрально-кольского блока, повсеместно сопровождается гранитизацией и образованием обширных



полей гранито-гнейсов, таких, например, которые фиксируются в северной части рассматриваемой зоны (южная часть Кольского полуострова).

Необходимо отметить, что реликты гранулитовой фации в Беломорско-Лапландской зоне встречаются не повсеместно, а локализованы закономерно. Они ограничены областью распространения гранито-гнейсовых куполов, которые были интерпретированы Н. В. Горловым (1967) как поднятия фундамента беломорской серии. Однако точного соответствия выходов диафторированных гранулитов контурам закартированных Н. В. Горловым пород фундамента нет. Наибольший интерес с точки зрения локализации этих пород представляют данные по району оз. Толвенда-Алакурти, исследованному В. Л. Дуком (1967) и Н. В. Горловым (1967), и по району Пальгомы и Энгозера, исследованному М. М. Стенарем и О. Н. Володичевым (1970).

На первом участке сильно гранитизированные биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы с реликтовыми гиперстенсодержащими породами юго-западной части района по направлению на северо-восток сменяются толщей чередующихся амфиболовых и кианит-гранатовых гнейсов с отдельными горизонтами диафторированных гиперстеновых гнейсов. Повторный метаморфизм пород, приводящий к возникновению ассоциаций амфиболитовой фации (в частности, биотита и кианита по гранату), сопряжен с развитием кристаллизационной сланцеватости, простирающейся в широтном направлении и падающей на север. В то же время горизонты гранатовых плагиогнейсов образуют серию складок, зеркало которых имеет северо-западное простирание. Весь этот комплекс пород перекрыт пестрой по составу толщиной, содержащей в основании разреза большое количество гранатовых и амфиболовых гнейсов, относящихся к верхнему комплексу и не несущих никаких следов диафторического происхождения. Они смяты в складки с шарнирами, погружающимися полого на северо-восток, и с зеркалом широтного простирания. Иначе говоря, эта толща залегает согласно с наложенной сланцеватостью в нижележащих образованиях. Таким образом, в рассматриваемом районе зафиксировано скрытое несогласие между полиметаморфическим и монометаморфическим комплексами. На их контакте В. Л. Дуком (1967) была закартирована зона полого лежащих разрывных нарушений.

Вывод о существовании двух разновозрастных комплексов, разделенных несогласием, представляется достаточно убедительным, если учесть, что все интрузивные тела метаморфизованных в амфиболитовой фации совместно с вмещающими породами габброидов и гиперстеновых диоритов сосредоточены в нижнем комплексе. Интересно также то, что на продолжении рассмотренной зоны на восток в районе Колвицких тундр обнажаются гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации, относящиеся, по-видимому, к древнему комплексу, но испытавшие гораздо меньшие повторные преобразования. Следует заметить, что к древним образованиям, испытавшим метаморфизм гранулитовой, а затем амфиболитовой фации, относятся не только гранито-гнейсы, рассматриваемые Н. В. Горловым как фундамент беломорской серии, но и толщи переслаивающихся биотито-гранатовых и амфиболово-биотитовых гнейсов.

Второй район, интересный с точки зрения анализа геологического положения гранулитов в Беломорско-Лапландской зоне, протягивается от Ковдозера до Кеми и совпадает с областью купольных структур юго-западной части беломорид. Явные реликты гранулитовой фации были встречены В. В. Фиженко (устное сообщение) в районе Керчуга, Н. И. Московченко и Н. В. Горловым (устное сообщение) — в районе Ковдозера. В районах Пальгомы и Энгозера М. М. Стенарем и В. Н. Володичевым (1969) были описаны биотит-гранатовые гнейсы с магнезиальным гранатом (до 34% пиропа), представляющие реликтовые образования среди много-

кратно метаморфизованных гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации. Как и в северной части беломорид, образования, первоначально метаморфизованные в гранулитовой фации, присутствуют не только в гранито-гнейсовом комплексе, слагающем ядра купольных структур, но и на площадях распространения катозерской свиты, обрамляющей купола. Однако в этих местах не удается установить несогласие между полиметаморфическими образованиями и перекрывающими их толщами — стратиграфическими аналогами енсского комплекса.

Резюмируя сказанное выше относительно развития Беломорско-Лапландской зоны, отметим, что наиболее ранний этап ее эволюции ознаменовался метаморфизмом гранулитовой фации древнейших пород, развитых в данном геотектоническом регионе. Этот этап геологического развития может быть условно сопоставлен с периодом раннего, гранулитового метаморфизма кольской серии. Впоследствии гранулиты Беломорско-Лапландской зоны были интенсивно диафторированы в условиях амфиболитовой фации. Этот метаморфизм сопровождался равномерно проявленным на больших площадях ультраметаморфизмом, повсеместной мигматизацией пород и образованием обширных полей гранито-гнейсов.

Что касается лапландских гранулитов и ассоциирующихся с ними эклогитов, появление которых контролируется глубинными разломами, то вопрос о их месте в общей последовательности геологических событий не решается однозначно. С одной стороны, ясно, что возникновение этих специфических гранулитов и эклогитов происходило позже метаморфизма кольской серии. Действительно, если для последней имеются многочисленные данные, свидетельствующие о ее древнем возрасте (более 2.5 млрд лет, по Полканову и Герлингу, 1961; Герлингу и др., 1966, 1967, 1968; Тугаринову и др., 1968), то для лапландских гранулитов возраст, полученный свинцовым методом, не превышает 2000 млн лет (Тугаринов и др., 1969), а максимальная цифра, полученная K-Ar методом по амфиболу составляет 2150 млн лет, причем нет уверенности в том, что это не реликтовый, древний амфибол. Таким образом, не исключена возможность одновозрастности лапландских гранулитов и метаморфической зональности кианит-силиманитового типа, формирующейся на рубеже нижнего и среднего протерозоя.

Со следующим этапом развития подвижных зон Балтийского щита связано формирование двух протяженных метаморфических поясов, один из которых охватывает Свекофенно-Карельскую зону, Центральнофинляндский массив и западную окраину Центральнокарельской зоны. В пределы второго пояса попадают вся Беломорско-Лапландская зона и Северолапландско-Терская подзона Кольско-Норвежской зоны. Характерной особенностью метаморфизма этого этапа является его зональный характер, свидетельствующий о нарастании степени метаморфизма от Кольско-Норвежской и Центральнокарельской зон в сторону беломорид и от Центральнокарельской зоны к внутренним частям Свекофенно-Карельской зоны. Кроме того, некоторое снижение степени метаморфизма (до андалузито-ставролитовой субфации амфиболитовой фации, а иногда — до зеленосланцевой фации) наблюдается в периферической части Центральнофинляндского массива по сравнению с внутренней частью Свекофенно-Карельской зоны.

Северо-восточный метаморфический пояс (Беломорско-Лапландская зона и примыкающие к ней территории), как это уже указывалось в предыдущем разделе, ограничен с обеих сторон зонами глубинных разломов, в пределах которых осуществляется переход от зеленосланцевой фации к амфиболитовой и фиксируются все промежуточные субфации. Для этого пояса характерна кианит-силиманитовая фациальная серия, причем ряд признаков указывает на отклонение от стандартного

баровианского типа зональности в сторону высоких давлений, о чём, например, свидетельствует появление в высокотемпературных зонах парагенезиса кианита с калиевым полевым шпатом. Рассматриваемый зональный региональный метаморфизм накладывается на тунгуско-надвоицкую серию, отнесенную ко второму структурному ярусу карелид на Международной тектонической карте Европы под редакцией А. А. Богданова, а возможно, и на ятуийские образования, что определенно свидетельствует о более молодом возрасте этих процессов по сравнению с раннепротерозийским метаморфизмом гимольской серии Центральнокарельской зоны. На Кольском п-ове имеет место наложение зонального регионального метаморфизма кианит-силлиманитового типа на толщи печенгской и имандра-варзугской серий, что также находится в соответствии со сделанным выше выводом.

В пределах второго метаморфического пояса, расположенного юго-западнее и западнее Центральнокольской зоны, развивается метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа с переходом от зеленосланцевой фации в краевой части до повсеместно распространенной кордиерит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации. В нескольких местах, в частности в Северном Приладожье (Судовиков и др., 1969), наблюдается переход к гранулитовой фации. Аналогичные гранулиты были детально исследованы в Южной (Parras, 1958) и Центральной (Savolahti, 1966) Финляндии.

Свои соображения относительно среднепротерозийского возраста регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа в пределах рассматриваемой зоны В. А. Глебовицкий (Судовиков и др., 1970) уже высказывал в ранее опубликованной монографии. Здесь следует только указать на примерную синхронность формирования двух параллельных метаморфических поясов в окружении Центральнокарельской зоны, прошедшей к этому времени период относительной консолидации.

Таким образом, в эволюции раннего докембрия Балтийского щита можно наметить три существенно отличающихся друг от друга периода развития.

Ранний период развития, естественно, восстанавливается с наименьшей достоверностью. Судя по тому, что в пределах всех выделяемых на Балтийском щите геотектонических зон наиболее древние образования представлены толщами, метаморфизованными в гранулитовой фации, можно предполагать, что в это время вся исследованная территория входила в состав единой слабо дифференцированной складчатой области. В ее пределах проявился более или менее однородный метаморфизм, о характере которого можно в полной мере судить на основании материалов по Центральнокольскому блоку. Гранулитовая фация в этом районе была детально исследована Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайским (1968), данные которых будут использованы в петрологической части настоящей монографии.

Второй период развития Балтийского щита включает позднеархейский и раннепротерозийский этапы развития и характеризуется в тектоническом плане расчленением единой складчатой области на обладающие индивидуальными чертами подвижные зоны, а в метаморфическом плане — последовательным изменением ранних гранулитов. В пределах Центральнокарельской и Кольско-Норвежской зон с большей или меньшей интенсивностью проявился однородный на всей территории метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождавшийся ультраметаморфизмом. Завершился метаморфический цикл формированием андалузит-силлиманитовой фациальной серии с развитием в Центральной Карелии высокоградиентной зональности в окружении поднятых фундамента гимольской серии и последовательным становлением гранитоидов натрового и калиево-

вого ряда (Кратц и др., 1968). В пределах Беломорско-Лапландской зоны происходили интенсивные изменения гранулитов в условиях амфиболитовой фации только кианит-силлиманитового типа и их повсеместная гранитизация.

Третий период ознаменовался еще большим тектоническим расчленением территории, обособлением относительно стабилизированных зон типа Центральнокарельской и развитием двух параллельных метаморфических поясов, отличающихся друг от друга как предшествующей историей, так и возникающими в его пределах метаморфическими сериями. В одном из этих поясов с высокотемпературным характером эволюции орогенного плутонизма в зональности осуществляется переход к гранулитовой фации. В поясе с кианит-силлиманитовой фациальной серией на ранней стадии его развития формировались гранулиты лапландского типа.

АЛДАНСКИЙ ЩИТ И ДЖУГДЖУРО-СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

(ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННEDОКЕМБРИЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ И ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ В ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ)

Алданский щит и располагающаяся южнее Джугджуро-Становая складчатая область относятся к уникальным районам распространения комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации. Хотя по степени изученности эта территория значительно уступает Балтийскому щиту, в настоящее время накоплен достаточно большой фактический материал, который позволяет наметить главные этапы развития региона и выделить основные геотектонические зоны, отличающиеся положением в них комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации.

Особая роль в изучении региона принадлежит Д. С. Коржинскому (1933, 1935, 1939), который впервые описал метаморфические комплексы, провел их парагенетический анализ, установил последовательность метаморфических процессов и широкое проявление диафтореза. Все это дало основание для возрастного расчленения метаморфических пород и для выделения станового комплекса, обрамляющего с юга Алданский щит.

Позже Ю. К. Дзевановский (1959), основываясь на большом фактическом материале, предложил отнести породы станового комплекса к нижнему протерозою и значительно детализировал стратиграфическую схему докембрая этого региона. Применительно к восточной части Становика и Джугджуру это предположение было поддержано В. Н. Мошкиным (1963).

В 1958—1963 гг. комплексные исследования стратиграфии, тектоники, регионального метаморфизма и магматизма, явившиеся непосредственным продолжением работ в Алданском горнопромышленном районе (Другова и др., 1959), были проведены Н. Г. Судовиковым, В. А. Глебовицким, Г. М. Друговой, М. Д. Крыловой, А. Н. Нееловым и И. С. Седовой (1965). Результатом этих работ было геотектоническое районирование данной области и выделение главнейших этапов ее эволюции. При этом большое внимание было обращено на последовательность процессов регионального метаморфизма и установление цикличности его проявления.

В рассматриваемом регионе были выделены три структурные зоны, отличающиеся историей геологического развития и возрастом распространенных в их пределах комплексов метаморфических пород. В последние годы наши знания о геологии Алданского щита и его обрамления были значительно детализированы, что и постарались мы учесть при составлении настоящего раздела.

Алданский щит

Алданский щит (рис. 2) представляет собой наиболее древнюю структуру фундамента Сибирской платформы. В его строении участвуют по крайней мере два разновозрастных докембрийских комплекса. Наиболее распространенный древний алданский комплекс, расчлененный Д. С. Коржинским на иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую серии, занимает почти всю площадь щита. Эти образования слагают очень крупные, почти изометрические в плане, концентрически построенные структуры, одним

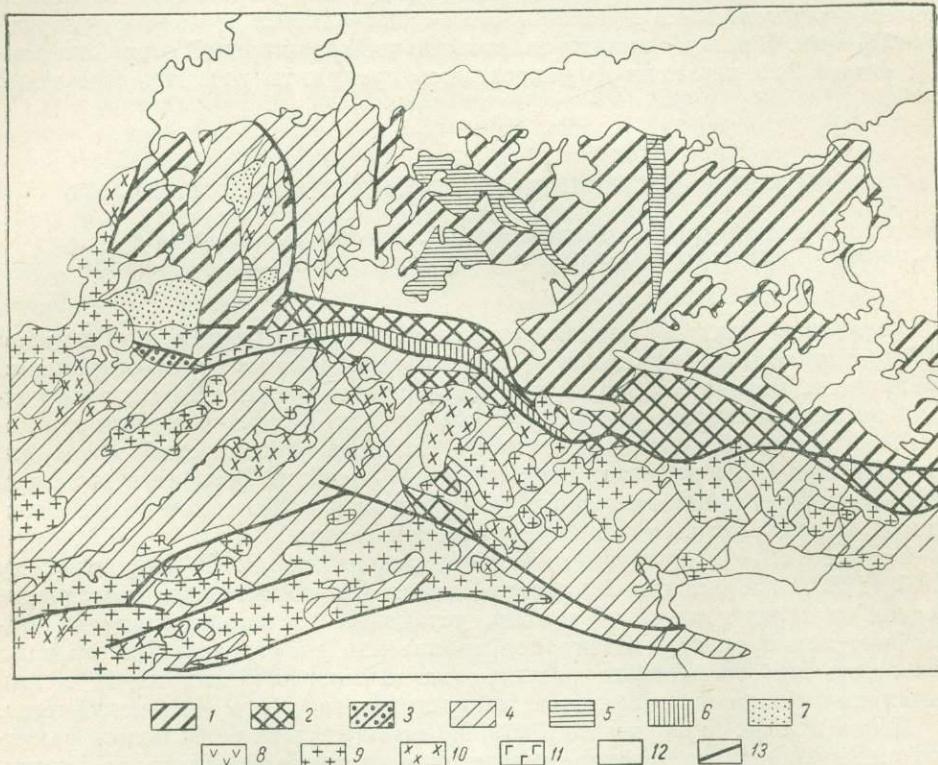


Рис. 2. Схематическая карта метаморфизма Алданского щита и Джутджуро-Становой складчатой области. Составили В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, А. Н. Неелов.

Гранулитовая фация: 1 — алданского типа, 2 — лапландского типа, 3 — ладожского типа. Амфиболитовая фация: 4 — кианит-силлиманитовой фациальной серии, 5 — промежуточной группы низкого давления, 6 — андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Фации зеленых сланцев: 7 — наложенная на гранулитовую фацию, 8 — прогрессивного метаморфизма, 9 — гранито-гнейсы (образованные в условиях амфиболитовой фации), 10 — прочие гранитоиды, 11 — габбро и апортоизиты, 12 — неметаморфизованные образования, 13 — разломы.

из примеров которых является Центральноалданский купол (Судовиков и др., 1962). Ниже мы остановимся на некоторых деталях строения этой структуры. Пока отметим только, что есть основание предполагать наличие древнего, интенсивно деформированного фундамента иенгрской серии в центральной части купола.

Породы алданского комплекса почти на всей территории Алданского щита метаморфизованы в гранулитовой фации. Исключение составляет только западная часть региона, где были установлены обширные поля амфиболитовой фации, которые прежде считались Г. М. Друговой и др. (1959) связанными с полями гранулитов постепенными переходами.

Однако В. И. Кицул и К. А. Лазебник (1966) пришли к иному заключению, считая, что гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации, развитые в верхнем течении р. Алдана и в бассейне р. Унгры, следует относить к унгринскому комплексу, более молодому по сравнению с алданским. Не решая этот вопрос окончательно, авторы должны признать правомерность такого предположения. Интенсивные диафторические преобразования алданских гранулитов в амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа, сопряженные со значительной структурной перестройкой, действительно фиксируются в ряде мест, например в бассейне р. Тимптона (по данным В. Л. Дук и В. С. Байковой, 1969 г.), и могут быть связаны с новой эпохой складчатости, синхронной формированию унгринского комплекса.

Таким образом, в последние годы накапливаются новые материалы, подтверждающие высказанную Н. Г. Судовиковым (Другова и др., 1959) идею о том, что формирование сложной структуры нижнего архея Алданского щита охватывает по крайней мере две эпохи диастрофизма.

Верхний раннедокембрийский комплекс (относящийся к протерозою) на Алданском щите пользуется ограниченным распространением. Сюда относятся образования чульманской или субганской серий, слагающих ряд небольших тектонических клиньев в краевой части щита (бассейн р. Яргу, в верховьях рек Чуги, Амедиши, Чульмана) (Лазько, 1956; Неелов и др., 1962). Степень метаморфизма этих толщ и синхронного диафтореза меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Становая зона

Становая складчатая зона обрамляет Алданский щит с юга и запада, занимая территорию Станового хребта и бассейна р. Олекмы. От Алданского щита эта зона отделена глубинным разломом. Южная граница менее определена. Однако можно утверждать, что ширина Становой зоны непосредственно к югу от щита превышает 50—60 км, а на западе, где в ее состав следует включать и Чарскую глыбу, — увеличивается до 100—150 км (Судовиков и др., 1965).

Становая складчатая зона имеет отчетливое трехъярусное строение. Первый структурный ярус сложен породами зверевской серии алданского комплекса, первоначально метаморфизованного в условиях гранулитовой фации. Анализ существующих данных по южной окраине Алданского щита позволяет прийти к заключению о возрастном единстве гранулитов щита и его обрамления (Судовиков и др., 1965). В то же время можно говорить о формационных различиях толщ этих регионов. При этом для нижнего структурного яруса Становой зоны характерны вулканогенные формации, свойственные внутренним частям геосинклинальных прогибов. Естественно, такое сопоставление древнейших подвижных областей с геосинклиналями неогея носит условный характер.

Второй структурный ярус сложен породами становой серии, метаморфизованной в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации. Региональный метаморфизм, однородно проявленный на огромных площадях, сопровождается ультраметаморфизмом, приводящим к формированию обширных полей гранито-гнейсов. Одновременно осуществляется диафторез амфиболитовой фации пород алданского комплекса. Изменения такого рода наблюдаются лишь на площадях, располагающихся к югу от Южноалданского глубинного разлома, являющегося границей Алданского щита (Неелов и др., 1962). Севернее этой линии устанавливаются лишь диафторические изменения фаций эпидотовых амфиболитов и зеленых сланцев. Несмотря на однородность регионального метаморфизма станового комплекса и соответствующего ему диафтореза, местами уста-

навливается слабо выраженная метаморфическая зональность. С одной стороны, степень метаморфизма несколько снижается в северном направлении (к Алданскому щиту), где в диафторитах появляются парагенезисы эпидота с олигоклазом, биотитом и роговой обманкой и ставролита с кианитом и гранатом, тогда как общий фон метаморфизма соответствует кианит-альмандиновой субфации. Можно предполагать, что непосредственно в зоне Южноалданского разлома степень метаморфизма этого времени снижается до эпидот-амфиболитовой, а возможно, и до зеленосланцевой фации. С другой стороны, в зонах интенсивного проявления ультра-метаморфизма в глиноземистых гнейсах появляется силлиманит (Другова, 1962), что может быть связано с поздними процессами периода становления гранитоидных массивов и со снижением давления.

Третий структурный ярус, нижнепротерозойский, сложен породами чульманской, субганской и удоканской серий, распространенных в пределах северной и северо-западной частей Становой зоны и на ее границе с Алданским щитом. В этих же районах наблюдается относящаяся к этому времени тектоническая переработка пород алданского и станового комплексов и сопутствующий этому наложенный метаморфизм. Отсутствие этих явлений на всех остальных площадях Становой зоны и позволило нам ранее (Судовиков и др., 1965) выделить ее в качестве области верхнеархейской завершенной складчатости.

При анализе геологического положения комплексов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, необходимо учитывать материалы по Кадаро-Удоканскому району. Здесь С. П. Кориковским (1967) была описана зональность в нижнепротерозойских толщах удоканской серии, установлена андалузит-силлиманитовая серия регионального метаморфизма и постепенный переход к гранулитовой фации.

Тукуингурская зона

Тукуингурская зона примыкает с юга к Становой зоне. На юге она ограничена Южнотукуингрским разломом. Зона имеет отчетливое трехъярусное строение. Нижний структурный ярус, как и в Становой зоне, сложен породами алданского комплекса, выходы которого известны в районе Средней Нюкжи, устья Гилюя и в ряде других мест. Первоначально эти образования были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. По характеру разреза этот комплекс пород идентичен зверевской серии, распространенной на южной окраине Алданского щита и в Становой зоне.

Второй структурный ярус сложен породами станового комплекса. На основании различий в характере разреза этого комплекса Тукуингурская зона может быть подразделена на две подзоны, разграниченные Джелтулакским разломом. Севернее от него (Джелтулакская подзона) распространены толщи становой серии, близкие по своему характеру к формациям внешних прогибов геосинклиналей (Судовиков и др., 1965). Южнее указанного разлома (Урканская подзона) характер разрезов резко меняется. Преобладающим распространением пользуются мощные толщи основных кристаллических сланцев (Урканская серия), являющихся метаморфизованными вулканитами. Эта особенность Урканской подзоны, а также интенсивное проявление здесь основного и ультраосновного магматизма явилось основанием для ее отнесения к внутренним («эвгеосинклинальным») частям подвижной области (Судовиков и др., 1965). Отличается Урканская подзона и характером верхнеархейского метаморфизма. Если в Становой зоне и в Джелтулакской подзоне породы становой серии испытывали однородный метаморфизм высоких степеней амфиболитовой фации, относящейся к кианит-силлиманитовой серии, то породы урканской серии метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Судя по тому,

что силиманин устойчив в относительно низкотемпературной зоне амфиболитовой фации, метаморфизм урканской серии протекал в условиях более низких давлений по сравнению со становой серией.

Третий структурный ярус сложен породами джелтулакской серии, выделенной М. Д. Крыловой, И. С. Седовой и А. Н. Нееловым (Судовиков и др., 1965) в зоне Джелтулакского разлома. Образования указанной серии пользуются весьма ограниченным распространением в рассматриваемой зоне. Однако преобразование структур станового комплекса, выразившееся в бластомилонитизации и вторичном рассланцевании и сопровождавшееся наложенным региональным метаморфизмом амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, наблюдается на всей территории Джелтулакской зоны, что и явилось одним из оснований для ее выделения как нижнепротерозойской области завершенной складчатости.

Эволюция регионального метаморфизма и геологическое положение комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации

Рассмотренные выше данные о геологическом строении и тектоническом районировании Алданского щита и его обрамления послужили основанием для анализа последовательности процессов регионального метаморфизма и определения места гранулитовых комплексов в геологической истории региона.

К наиболее ранним метаморфическим событиям относится образование гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой фации алданского комплекса. Однородный на огромной площади региональный метаморфизм, отвечающий термодинамическим условиям гранулитовой фации, завершил длительный, древнейший этап в развитии региона и предшествовал становлению Алданского щита как обособленной, относительно стабильной структуры фундамента Сибирской платформы.

В Джугджуро-Становой складчатой области (Становая и Джелтулакская зоны) синхронными с комплексом гранулитов на Алданском щите являются толщи зверевской серии, обнажающиеся в виде крупных глыб, в значительной степени переработанных в Становой зоне. Самые же породы гранулитовой фации в пределах Джугджуро-Становой складчатой зоны обладают рядом специфических черт.

А. А. Маракушев (1964) обратил внимание на то, что эклогитоподобные породы с парагенезисом граната и клинопироксена (наряду с гиперстеном и плагиоклазом) не развиты в пределах всего щита, а сосредоточиваются вблизи его южной окраины. Одновременно было установлено, что в комплексе пород, содержащих эклогитовые кристаллические сланцы, встречаются гиперстено-силлуминитовые гнейсы, отвечающие условиям высоких давлений, а также кордиеритовые гнейсы, содержащие гранат с аномально высокой магнезиальностью (до 50%). Все эти признаки были положены в основу выделения сутамской фации глубинности.

В настоящее время накоплено много новых данных, которые указывают на то, что сутамские гранулиты характерны не только для южной окраины Алданского щита, но также часто встречаются в Становой и Джелтулакской зонах Джугджуро-Становой складчатой области. Образуются они до регионального метаморфизма станового комплекса.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что, во-первых, породы гранулитовой фации с характерными парагенезисами, отвечающими высоким давлениям, возникают в комплексе пород, богатом основными кристаллическими сланцами (зверевская серия), а, во-вторых, сутамские гранулиты локализуются вблизи зоны глубинных разломов, ограничивающих с юга Алданский щит, в глыбах фундамента в Становой зоне. В этом за-

ключается сходство данного региона с Беломорско-Лапландской зоной на Балтийском щите.

Следующий этап регионального метаморфизма связан с заложением и развитием Джугджуро-Становой складчатой области. Сформированные на этом этапе развития становая и урканская серии повсеместно испытали метаморфизм амфиболитовой фации и ультраметаморфизм, отличающийся необыкновенной выдержанностью термодинамических условий на огромных площадях. Только в урканской зоне устанавливается локальный переход к гранулитовой фации при несколько пониженном давлении. В Становой же зоне метаморфизм соответствовал кианит-силлиманитовому типу.

Одновременно с прогрессивным метаморфизмом станового комплекса и со складчатостью последнего происходили структурные преобразования пород алданского комплекса (развитие наложенной складчатости и мощных зон рассланцевания: Глебовицкий, 1964) и их диафторез, который более подробно будет рассмотрен в специальной главе.

Третий этап регионального метаморфизма относится к периоду формирования нижнепротерозойских комплексов Кадаро-Удоканского, Олекминского и Верхнечульманского районов и Тукуингрской зоны. Степень метаморфизма этого времени соответствовала главным образом ставролит-андалузитовой и силлиманит-альмандиновой субфации и лишь местами отклонялась в сторону больших и меньших температур. Наиболее полная метаморфическая зональность установлена в Кадаро-Удоканской зоне, где С. П. Кориковский (1967) наблюдал последовательный переход от фации зеленых сланцев до гранулитовой, представленной здесь низкотемпературными субфациями. Установлена типичная андалузит-силлиманитовая серия, сходная с бачанской в Шотландском нагорье (Read, 1956) и с Ладожской (Судовиков и др., 1969), но обладающая и рядом специфических особенностей. К их числу относится наличие между ставролитовой и силлиманитовой зонами зоны кордиерит-андалузитовой субфации. Это свидетельствует о том, что региональный метаморфизм в Кадаро-Удоканской зоне осуществлялся при давлении, более низком, чем в Бачанском и Ладожском районах. Однако эти различия незначительны, и рассматриваемую фациальную серию, так же как и две другие, можно сопоставить с так называемой промежуточной группой низкого давления, по А. Миширо (Miyashiro, 1961).

Явления низкотемпературного диафтореза, проявившиеся на южной окраине Алданского щита (Глебовицкий и др., 1964), отличались многократностью и относились к различным этапам геологического развития региона начиная, по-видимому, с позднего архея и кончая мезозоем.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ В ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ, ИХ МЕСТО В ДРЕВНЕЙШЕЙ ИСТОРИИ И ЭВОЛЮЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Изложенный выше материал по геологии двух наиболее детально изученных докембрийских регионов — восточной части Балтийского щита, Алданского щита и его южного складчатого обрамления — позволяет подойти к вопросу о типизации комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации, и к определению места гранулитов в эволюции докембрийских подвижных областей и в древнейшей истории земной коры в целом.

Прежде всего можно констатировать ошибочность высказывавшейся ранее точки зрения о формировании пород гранулитовой фации только в течение одного, наиболее раннего, архейского этапа развития земной коры. Можно наметить по крайней мере три геологических типа гранулитов, каждый из которых знаменует определенный этап эволюции структуры

докембрийских щитов и находит свое место в развитии древнейших подвижных областей. Это — алданский, лапландский и ладожский типы гранулитов.

Алданский тип гранулитов слагает обширные области раннеархейской стабилизации, являющиеся древнейшими ядрами фундамента платформ. В современном эрозионном срезе этот тип гранулитов обнажается в пределах Алданского и Анабарского щитов. Судя по имеющимся геофизическим данным, эти образования занимают значительные участки фундамента Сибирской платформы, по площади в несколько раз превосходящие обнаженные территории. Аналогичные области древнейшей стабилизации, сложенные комплексами пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, имеются в пределах Канадского щита, в пределах Антарктической и других Гондванских платформ. Одной из главных отличительных черт рассматриваемых областей явилась поразительная устойчивость условий регионального метаморфизма на больших площадях, отсутствие постепенных переходов к амфиболитовой фации.

Гранулиты лапландского типа встречаются исключительно в пределах позднеархейских или раннепротерозойских подвижных зон, окружающих области древнейшей консолидации. Особенно часто они проявляются вблизи глубинных разломов, сформированных на границе указанных подвижных зон или в их фундаменте. В то же время гранулиты лапландского типа свойственны только метаморфическим поясам, эволюционирующими, если пользоваться терминологией Ден-Текса (Den-Tex, 1965), по низкотемпературному пути, в связи с чем в них формируется кианит-силиманитовая фациальная серия, по А. Миширо (Miyashiro, 1961). Гранулиты рассматриваемого типа отражают наиболее ранние этапы эволюции названных метаморфических поясов.

Гранулиты ладожского типа относятся к нижне- или среднепротерозойскому этапу геологического развития земной коры в раннем докембрии и встречаются в метаморфических поясах с высокоградиентной метаморфической зональностью, являясь членами андалузит-силиманитовой фациальной серии. Гранулиты этого типа располагаются в осевых частях складчатых зон, воздымание которых, протекающее синхронно с формированием правильной метаморфической зональности и являющееся одной из причин появления последней, было наиболее интенсивным.

Рассмотрим особенности структуры и последовательность формирования выделенных нами геологических типов гранулитов, а также вопрос о характере возникающей в их пределах метаморфической зональности.

Алданский тип

В эту группу объединены комплексы, метаморфизованные в гранулитовой фации, которые пользуются максимальным распространением в пределах докембрийских щитов. Особенности тектоники этих комплексов наиболее детально исследованы на Алданском щите В. Л. Дуком, материалы которого и легли в основу данного раздела.

О многофазности складчатости в центральных частях Алданского щита и о проявлении здесь по крайней мере двух эпох диастрофизма, по мнению Н. Г. Судовикова (Другова и др., 1959), свидетельствует присутствие двух разновозрастных групп гранитоидов, разделенных во времени периодом образования диопсидовых пород.

Применение структурного анализа в последние годы позволило установить, что развитые в центральной части щита породы гранулитовой фации испытали по меньшей мере шестикратную деформацию. Это дало возможность в дальнейшем использовать структуры разных генераций

в качестве реперов пространственной и временной корреляции событий, наметить главные стадии регионального метаморфизма и установить последовательность и своеобразную направленность становления гранулитового комплекса алданского типа, или, иначе говоря, охарактеризовать древнейшие метаморфические циклы (или мегацикли) в данном участке земной коры.

Среди исследований структуры Алданского щита особого упоминания заслуживает работа Л. М. Минкина, который в 1957 г. обосновал новое представление о тектоническом строении иенгрской серии, выделив на площадях ее развития в качестве структур высшего порядка крупные изометрические или овальные в плане антиклиновые области. Объектом наших исследований была Нижнетимптонская «антиклиновая область», рассматривавшаяся в более поздних работах (Судовиков и др., 1962; Грабкин, 1965; Максимов и Угрюмов, 1966) как Центральноалданская или Нижнетимптонская купольная структура. Плавное облекание ядра купола системой складок более высокого порядка характерно лишь для внутренних частей структуры и его северной и юго-западной периферии. На юго-восточной окраине происходит резкая смена широтных структур простирающейся в меридиональном направлении моноклиналью, что явилось одним из оснований для выделения в центральной части Алданского щита двух складчатых систем: Алдано-Тимптонской и Тимптоно-Учурской. Первая была отнесена к нижнему, а вторая к верхнему подъярусам архейского яруса, разделенным региональным структурным несогласием (Дьяков и др., 1960).

Складчатые системы различаются литологическими особенностями слагающих их толщ, относящихся к самостоятельным формационным рядам (Фрумкин, 1961), и масштабами проявления процессов ультраметаморфизма. Граница Алдано-Тимптонской складчатой системы является одновременно восточной границей области исключительно широкого распространения гранито-gneйсов и гранитов.

Относительно генезиса Центральноалданской купольной структуры высказывались различные точки зрения. О. В. Грабкин (1965) рассматривает ее как крупный гранито-gneйсовый диапир. Е. П. Максимов и А. Н. Угрюмов (1965) формирование этой структуры, вслед за Н. Г. Судовиковым (Судовиков и др., 1962), связывают с глыбовыми движениями основания метаморфических толщ. Становление структуры ими относится к периоду общего поднятия Алдано-Тимптонской складчатой системы.

Несколько иная трактовка особенностей тектонического строения юго-восточной части Центральноалданской куполовидной структуры приводится в работе Р. И. Гришкяна (1966). Смена субширотных структур меридиональными им объясняется как результат переработки прежнего структурного плана субширотных дислокаций тектоническими движениями второй эпохи диастрофизма, выделяемой на основании критериев предложенных Н. Г. Судовиковым (1956).

Наиболее детально в структурно-геологическом аспекте была исследована область междуречья Курунг—Хоонку—Эгете—Тимптона (рис. 3), где, по мнению ряда исследователей, наиболее отчетливо выражена зона сочленения между Алдано-Тимптонской и Тимптоно-Учурской складчатыми системами.

В современных стратиграфических схемах толщи рассматриваемого района объединены под названием иенгрской серии и относятся к наиболее древней части разреза алданского архея, подразделяемого здесь на верхнеалданскую и федоровскую свиты. В Центральноалданской куполовидной структуре к первой относятся главным образом высокоглиноземистые гнейсы и кварциты, а ко второй — специфическая ассоциация основных кристаллических сланцевых и карбонатных пород. Высокоглиноземистые

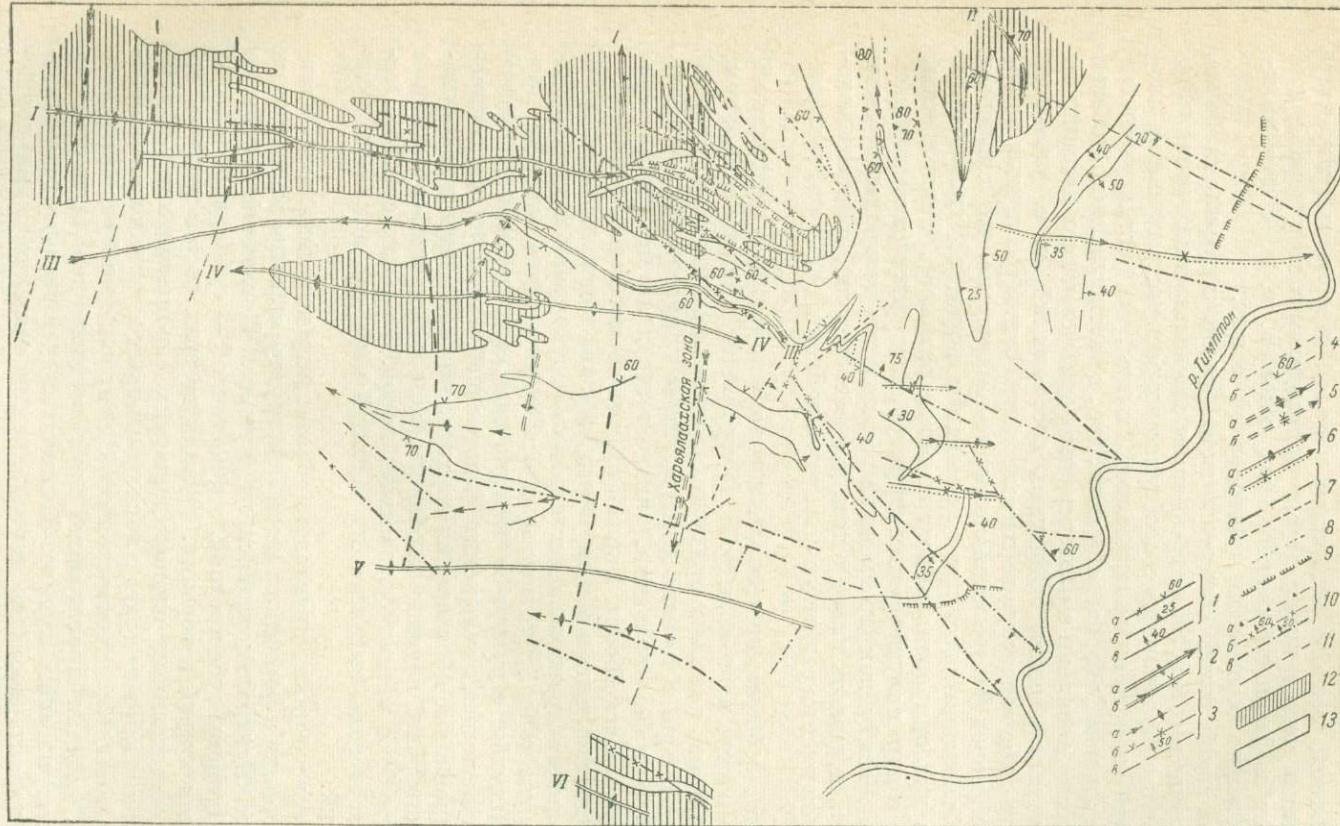


Рис. 3. Структурная схема района междууречья Курунг—Хоонку—Эгете—Тимптон (Алданский массив). Составил В. Л. Дук при участии М. Е. Салье и В. С. Байковой.

1 — осевые поверхности складок первой генерации: а — синклинальных, б — антиклинальных, в — неустановленного типа; 2 — шарниры главных складок второй генерации: а — антиформных, б — синформных; 3 — шарниры дополнительных складок второй генерации: а — антиформных, б — синформных; 4 — осевые поверхности неподразделенных складок первой и второй генерации: а — антиформных, б — синформных; 5 — шарниры складок четвертой генерации: а — антиформных, б — синформных; 6 — осевые части мегасерий (а) и серий (б) зон вторичного расщленования; 7 — осевые части гранитизированных участков, расположенных вблизи Верхнеегетинской гранито-gneisовой зоны; 9 — разрывы, предшествовавшие смене наивысшей ступени метаморфизма регressiveными условиями; 10 — зоны разрывов, сопровождавшихся регressiveным минералообразованием низких ступеней гранулитовой фации (а) и бластомиконитизацией с диафторическим минералообразованием амфиболитовой (б) и зеленосланцевой (в) фаций; 11 — границы серий; 12 — верхнеалданская свита иенгрской серии; 13 — федоровская свита Федоровской серии.

гнейсы приурочены, как правило, к ядрам крупных антиформных складок, относимых в дальнейшем ко II генерации структур.

Расчленение высокоглиноземистых и глиноземистых толщ на две ассоциации пород: 1) силлиманито-гранато-кордиеритовые гнейсы и их гранитизированные аналоги и 2) биотитовые, гиперстен-биотитовые гнейсы, реже сланцы, позволило выявить в целом несогласный характер залегания границы между этими двумя подразделениями с горизонтом двухироксеновых и диопсидо-амфиболовых сланцев, т. е. с так называемым медведевским горизонтом федоровской свиты.

В верхнеалданской свите обнаружаются следы деформации более ранней, чем первая ее совместная деформация с медведевским горизонтом. Древняя деформация проявляется в особенностях распространения на площади ассоциаций пород верхнеалданской свиты, не согласующихся со структурным планом федоровской свиты, что, в частности, находит свое отражение в контактировании с медведевским горизонтом всех ассоциаций пород верхнеалданской свиты. Обратных соотношений, т. е. утыкания в границу какого-либо горизонта верхнеалданской свиты различных по составу ассоциаций пород федоровской свиты, не обнаружено, что исключает возможность объяснения несогласий смещением пород по древнейшим, в последующем дислоцированным поверхностям разрывов. Такие факты, а не залегание в ядрах антиформных структур, позволяют рассматривать верхнеалданскую свиту как древнейшие образования центральной части Алданского щита и сделать вывод о том, что медведевский горизонт федоровской свиты ложился на размытую складчато-дислоцированную верхнеалданскую свиту.

Рассмотренные особенности тектоники одного из районов центральной части Алданского щита позволили В. Л. Дуку прийти к заключению о том, что интересующий нас комплекс гранулитов алданского типа был сформирован по крайней мере в течение двух крупных периодов (мегациклов), отвечающих времени формирования, складчатости и метаморфизма верхнеалданской и федоровской свит. Первый из этих периодов развития может быть охарактеризован лишь в общих чертах, так как в течение более поздних этапов эволюции произошла интенсивная структурная и метаморфическая переработка пород. В то же время можно достаточно подробно проследить за развитием структур в течение позднего периода (позднего мегацикла), начавшегося с отложения федоровской свиты на дислоцированные и эродированные образования верхнеалданской свиты и закончившегося общей инверсией подвижной области, сопровождавшейся размывом ее до уровня глубоко метаморфизованных пород. В рамках одного мегацикла здесь могут быть выделены по меньшей мере два цикла тектонических движений.

В течение первого цикла произошло образование изоклинальных складок первой генерации и формирование инфраструктуры, сопровождавшейся возникновением Центральноалданского купола. Последний окаймлен с южной своей стороны субширотной, а с восточной — субмеридиональной системой складок второй генерации. Каждая из этих систем явилась результатом самостоятельных планов движения, проявившихся одновременно и независимо друг от друга и локализованных в разных частях куполовидной структуры. Кинематическая ось С этих движений располагалась горизонтально, отвечая простиранию двух взаимно перпендикулярных радиусов рассматриваемого купола. Заключительный этап первого складчатого цикла характеризовался вертикальными тектоническими движениями, сопровождавшимися сначала пластическими (складки третьей генерации), а затем разрывными деформациями (зоны вторичного рассланцевания). Данный этап вертикальных блоковых движений для федоровской свиты явился древнейшим, и им заканчивается первый цикл складчатости.

В течение всего первого цикла складчатости проявлялся региональный метаморфизм федоровской свиты в условиях гранулитовой фации. При этом к заключительным этапам цикла, к периоду первых блоковых движений, степень метаморфизма несколько снижалась с переходом к роговообманково-гранулитовой субфации. Об этом свидетельствует образование соответствующих минеральных парагенезисов в зонах вторичного рассланцевания ранних генераций.

Естественно, что породы верхнеалданской свиты во время первого цикла позднего мегацикла развития испытывали аналогичный региональный метаморфизм, но он был наложенным. Выявление первичного метаморфизма верхнеалданской свиты сопряжено со многими трудностями, обусловленными интенсивной переработкой гнейсов и кристаллических сланцев этого возраста. В древнем комплексе пород, подстилающих федоровскую свиту, наиболее широким распространением, как уже указывалось, пользуются высокоглиноземистые (силлиманитсодержащие) и умеренноглиноземистые (гиперстен-гранатовые) гнейсы и кристаллические сланцы, в которых широко развиты различные реакционные структуры, помогающие воссоздать картину эволюции метаморфических процессов. Подробно эти явления будут рассмотрены в соответствующем разделе настоящей монографии (стр. 203—207). Здесь мы только отметим, что для ранней стадии метаморфизма верхнеалданской свиты характерно образование парагенезисов шпинели, а иногда сапфирина с высокомагнезиальным гранатом и кварцем, что может служить указанием на высокие значения температуры (около 900°). В период наложенного метаморфизма эти парагенезисы становятся неустойчивыми. Появляется обычная для алданской гранулитовой фации ассоциация кордиерита с гранатом, магнезиальность которого вполне соответствует алданской фации глубинности, по А. А. Маракушеву (1965).

Блоковые движения происходили во время последовательной консолидации гранитоидов, включая чарнокиты и широко распространенные в Центральноалданской куполовидной структуре аляскиты. Последние принадлежат к первому складчаторному циклу, в рамках которого они занимают возрастной интервал между формированием первых и третьих складок. Верхняя возрастная, граница аляскитовых гранитов определяется изгибанием исключительно слабо выраженной в них кристаллизационной сланцеватости в складки третьей генерации. Нижняя возрастная граница документируется образованием в аляскитах сланцевых текстур, параллельных осевым поверхностям складок второй генерации. Таким образом, оказывается, что становление аляскитовых гранитов отвечает периоду формирования вторых складок и возникновению Центральноалданской куполовидной структуры.

Начало второго цикла ознаменовалось, подобно первому, складчатостью общего смятия. В ходе второго цикла складчатых движений происходила неоднократная смена ориентировки активных деформирующих сил с сохранением при формировании всех систем складок общего смятия субгоризонтального положения кинематических осей С. С заключительной стадией второго цикла связаны вертикальные блоковые движения, сопровождавшиеся возникновением зон бластомилонитизации и диафтореза с перекристаллизацией пород в условиях амфиболитовой фации. Периоду же образования складок общего смятия соответствует метаморфизм в условиях гранулитовой фации. При современном состоянии изученности данного региона не представляется возможным найти существенные различия между гранулитами первого и второго цикла. Что же касается амфиболитовой фации заключительных стадий метаморфического цикла, то ряд ее особенностей, а в частности, образование в породах бедных кальцием парагенезиса кордиерита с железистым гранатом (около 15% пиропового

минала), указывают на умеренное или низкое давление при повторных изменениях пород.

Ко второму циклу складчатости отнесено становление двух групп гранитоидов, образование метасоматических диопсидовых пород и флогопитовых месторождений. Ранние гранитоиды этого цикла представлены зонами гранито-гнейсов, содержащих значительное количество темно-цветных минералов: амфибола, диопсида и биотита. В структурной шкале последовательности событий они занимают то же возрастное положение, что и метасоматические диопсидовые породы и обнаруживают с ними черты геохимического родства (Дук и др., 1969 г.). Возникновение обеих групп пород происходило во втором этапе развития зон вторичного рассланцевания, сопоставляемых со временем формирования складок пятой генерации или с несколько более поздним периодом тектонических движений. Формирование поздней группы гранитоидов относится к периоду тектонических движений шестой возрастной группы. Они представлены зонами гранито-гнейсов и мелкими телами лейкократовых гранитов, локализованных в пределах протяженных разрывов север-западного простирания. Тела поздних гранитов нередко макроскопически изотропны. Тектонические движения периода позднего гранитообразования приводили к блокированию рассмотренных выше диопсидовых жил и вызывали в них существенно регressive преобразования.

Зоны бластомилонитизации и диафтореза амфиболитовой фации являются закономерным завершением второго складчатого цикла и занимают в его развитии то же место, что и зоны вторичного рассланцевания, возникшие при вертикальных блоковых движениях в конце первого цикла складчатости. Разница лишь в том, что тектонические и метаморфические процессы конечной стадии второго цикла складчатости происходили в сравнении с аналогичными им инверсионными движениями первого складчатого цикла при более низких значениях температуры и давления. Однако не исключена возможность, что часть диафторитов амфиболитовой фации относится к первому циклу развития. В наиболее вероятной степени это касается диафторитов амфиболитовой фации правобережья Тимптона. Основанием для подобного предположения является присутствие в районе устья р. Унгры пород, относимых рядом исследователей к более молодому комплексу, прогрессивно метаморфизованному в амфиболитовой фации.

В начале настоящего раздела отмечалось, что алданский тип гранулитовых комплексов пользуется наиболее широким распространением в пределах раннедокембрийских складчатых областей. Комплексы пород, развитых в центральной части Алданского щита, являются достаточно представительным для характеристики алданского типа гранулитов в целом. Правда, рассмотренный район является, к сожалению, единственной территорией такого рода, где удалось воссоздать с достаточной полнотой последовательность тектонических и метаморфических явлений и установить их цикличность. Отдавая себе отчет в том, что эволюция древнейших подвижных областей и их преобразование в области ранней консолидации может происходить в разных районах по-разному, мы все же попытаемся на этом примере наметить некоторые специфические особенности гранулитов алданского типа.

1. Комpleксы пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, отнесенные нами к алданскому типу, являются результатом длительной эволюции, которая включает по крайней мере два мегацикла. Наблюдаемые в современном эрозионном срезе главные структуры комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации, сформированы в течение позднего мегацикла. Последний в свою очередь может быть разделен на последовательно сменяющие друг друга во времени циклы развития, каждый из которых начинается со складчатости общего смятия в условиях тангенциаль-

ногого сжатия и завершается периодом вертикальных движений интерационного характера.

2. Особенности тектонического развития областей древнейшей консолидации, в пределах которых распространены комплексы пород гранулитовой фации, отнесенные нами к алданскому типу, предопределили общую направленность и цикличность в развитии метаморфических процессов. Для рассматриваемых областей характерна общая регрессивная направленность метаморфических явлений, что выражается в смене наиболее высокотемпературных субфаций древнего мегацикла развитием роговообманско-гранулитовой субфации и даже амфиболитовой фации на поздних этапах развития. Наблюдается не только тенденция к снижению температуры метаморфизма со временем, но и снижение давления, что находится в хорошем соответствии с инверсионным характером движений поздних этапов развития. Аналогичные тенденции в изменении условий метаморфизма наблюдаются и в рамках каждого цикла позднего мегацикла.

Все рассматриваемые тектонические и метаморфические процессы проявляются на больших площадях примерно однотипно, с чем связана однородность метаморфизма, столь характерная для комплексов алданского типа. Для них в большей степени свойственно изменение условий метаморфизма во времени, чем в пространстве.

3. С гранулитами алданского типа пространственно связана характерная для них ассоциация плутонических пород, среди которых ведущая роль принадлежит чарнокитам, аляскитовым гранитам, диопсид-амфиболовым гранито-гнейсам и лейкократовым биотитовым гранитам. Каждый гранитоидный комплекс находит свое место в рассмотренной здесь эволюции тектонических и метаморфических процессов, формируясь в той последовательности, в которой они перечислены выше, отражая своим появлением на определенной стадии общую регрессивную направленность плутонизма. Появление значительных масс кислых гранитоидов на относительно ранних этапах развития области (во время первого цикла второго мегацикла) понятно, если учесть, что весь комплекс пород, отнесенный к федоровской свите и соответствующий второму мегациклу развития, сформирован на ранее дислоцированном и метаморфизованном фундаменте, имеющем в своем составе преимущественно кислые гнейсы. Таким образом, поликлинический характер развития областей древнейшей консолидации с формированием значительного по мощности гранитоидного слоя в течение раннего мегацикла определяет не только специфику проявления и направленность процессов регионального метаморфизма, но и характер ультраметаморфизма и гранитоидного плутонизма.

Лапландский тип

Гранулиты Финляндской и Русской Лапландии являются классическими, поскольку их изучение и побудило П. Эскола выделить самостоятельную гранулитовую фацию (Escola, 1939), которая отвечает наиболее высоким значениям температуры и давления. Эскола были описаны некоторые экзотические парагенезисы, которые, как оказалось позже, встречаются далеко не во всех комплексах, метаморфизованных в гранулитовой фации, в частности, равновесная ассоциация гиперстена с силлimanитом, отвечающая, по мнению А. А. Маракушева, высокому давлению при метаморфизме.

Исследованиями Л. А. Прияткиной, проводившимися в юго-восточной части Лапландского блока, установлены два типа гранулитов: ранние гранулиты, сопоставимые по времени образования с гранулитами Центральноокольского блока, и поздние гранулиты, развитые в южной и

восточной частях блока. Эти работы дали возможность противопоставить лапландские гранулиты кольским как на основании специфики их геологического положения, так и по ряду петрологических особенностей.

Лапландский блок расположен на северной окраине Беломорско-Лапландской зоны. Он со всех сторон ограничен хорошо выраженными геофизически и геологически глубинными разломами. Менее протяженные разрывные структуры глубокого заложения фиксируются внутри блока.

На территории Русской Лапландии наиболее широким распространением пользуются двупироксеновые и гиперстен-плагиоклазовые, как правило, безамфиболовые кристаллические сланцы, среди которых в подчиненном количестве встречаются линзовидные или сложные по конфигурации тела силлиманит-гранатовых гнейсов (кислых гранулитов или собственно гранулитов). В незначительных масштабах проявлены метасоматические процессы двух категорий: кислотное выщелачивание, приводящее к возникновению силлиманит-кварцевых и гранат-силлиманитовых пород, и чарнокитизация.

В зонах глубинных разломов встречаются многочисленные тела основных и ультраосновных интрузивных пород. Среди них преобладают габбро и габбро-нориты, сходные с породами Монче- и Чуна-тундр, а также с габброидами района Нявка-тундра. В южном контакте Лапландского блока фиксируются тела аортозитов, комагматичных с габбро и габбро-норитами. Крупнейшее из таких тел закартировано и изучено на территории Финляндской Лапландии К. Мериляйненом (1965 г.). Пироксениты, присутствующие в виде мелких тел дайковой формы, чаще всего прорывают основные породы.

В центральной и северных частях Лапландского блока кристаллические сланцы и гнейсы гранулитовой фации метаморфизма имеют пологое залегание полосчатости и кристаллизационной сланцеватости. Изучение ориентировки этих текстурных элементов указывает на наличие брахиформных открытых структур. Преобладающее падение пород — северное под углом 10—15°.

В зоне южного контакта, в полосе шириной около 8—10 км, резко увеличивается степень рассланцевания пород и появляется устойчивое субширотное простижение сланцеватости. Местами фиксируются опрокинутые на юг изоклинальные складки. Отчетливая линейность, выраженная вытянутыми зернами отдельных минералов (особенно характерны уплощенные зерна гиперстена длиною 10—12 см), минеральными агрегатами, бороздчатостью, имеет устойчивое падение на запад по углами, увеличивающимися в восточном направлении от 10 до 30—40°. В самой восточной части Лапландского блока (Сальные тундры), а также за его пределами, в районе Нявка-тунды, углы падения линейности становятся снова небольшими (10—7°).

В Сальных тундрах, в бассейне р. Ноты, в районе Корва-тундры установлен надвиг пород гранулитовой фации на беломорские гранитогнейсы и на сланцевую корватундровскую толщу. В зоне этого надвига гиперстеновые сланцы смяты в резко асимметричные, опрокинутые на юг изоклинальные складки с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью осевой поверхности. Образование складок сопровождается амфиболизацией сланцев, причем линейность по вновь образованному амфиболу ориентирована вдоль осевых поверхностей. Аналогичные опрокинутые на юг складки фиксируются и в дистеновых сланцах, залегающих ниже поверхности надвига. Образование надвига сопровождается развитием крупных разрывов в гранулитах, в которых локализованы тела ультраосновных пород. В дистеновых сланцах на продолжении этих разрывов наблюдаются флексуры с локальным изменением простириания сланцеватости от субширотного до субмеридионального.

Одновременно с изменением характера структур изменяется и характер метаморфизма рассматриваемого комплекса пород.

На большей части территории Лапландского блока фиксируется монотонный метаморфизм, отвечающий пироксен-гранулитовой субфаации. Среди кристаллических сланцев основного и среднего состава преобладают

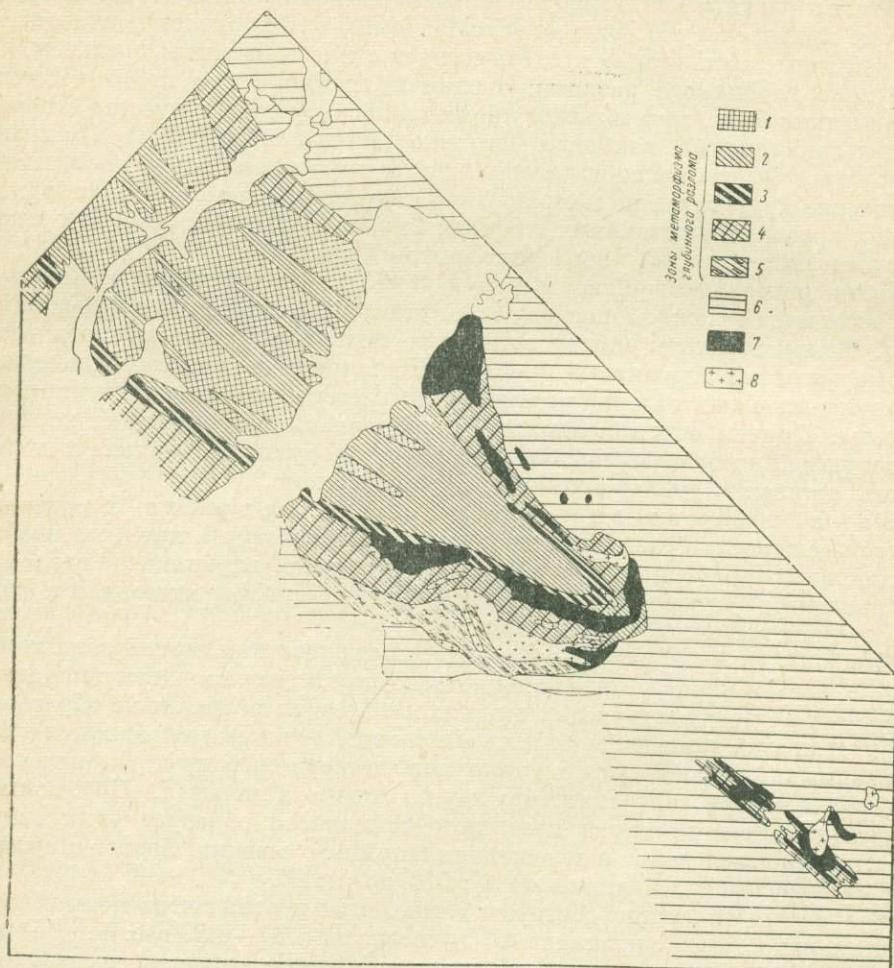


Рис. 4. Схематическая карта метаморфизма юго-восточной части Лапландского блока. Составила Л. А. Прияткина.

Гранулитовая фация: 1 — алданского типа, 2 — лапландского типа, 3 — эклогиты. Амфиболитовая фация: 4 — напластенный метаморфизм кианит-силлиманитовой фациальной серии, 5 — мигматизация и гранитизация диафторированных гранулитов и амфиболизированных габброидов, 6 — прогрессивный метаморфизм и мигматизация кианит-силлиманитовой фациальной серии (беломорский комплекс), 7 — габброиды, 8 — граниты нерасчлененные.

гиперстен-плагиоклазовые и диопсид-плагиоклазовые разновидности, ортопироксен которых обычно содержит не более 1.5—2% алюминия. Только местами, преимущественно в южной части блока, содержание этого элемента достигает 3—5%, что может быть связано с влиянием метаморфизма зоны глубинного разлома, о чём более подробно будет сказано ниже. Роговая обманка встречается редко и представлена она высокоглиноземистой гастингситовой разновидностью (Escola, 1952).

Для пород, недосыщенных CaO , наиболее характерным парагенезисом является гранат—силлimanит—плагиоклаз—калиевый полевой шпат—кварц. Содержание пиропового минала в гранате почти всегда превышает 40 %. Кордиерит крайне редок, и его появление часто связано с начальными стадиями процесса кислотного выщелачивания, приводящего в конечном итоге к развитию силлиманит-кварцевой ассоциации. Судя по данным, которые приведены у П. Эскола (Escola, 1952), сам кордиерит отличается высокой магнезиальностью и существует с магнезиальным гранатом.

В зоне глубинного разлома, ограничивающего с юга и юго-востока Лапландский блок, метаморфизм проявлен неоднородно, и заметна своеобразная зональность, наиболее детально изученная в районе Сельных тундр (рис. 4), где были выделены 4 метаморфические зоны, постепенно сменяющие друг друга по направлению от центра блока к его периферии: 1) зона гранат-гиперстеновых сланцев; 2) зона эклогитов; 3) зона гранатовых амфиболитов; 4) зона мигматитов (рис. 4).

При переходе из одной зоны в другую наблюдается отчетливое наложение ассоциаций каждой последующей зоны на ассоциации предыдущей зоны. Такие переходы между зонами не позволяют рассматривать весь метаморфизм как одноактный процесс. Имело место постепенное изменение термодинамических условий метаморфизма в процессе развития глубинного разлома. Причем оси максимального проявления метаморфизма каждой последующей зоны перемещались от центра гранулитового блока к периферии, оставаясь субпараллельными зоне разлома.

Зона гранат-гиперстеновых сланцев характеризуется прежде всего развитием тонкосланцевых текстур в процессе дифференциальных движений, проявляющихся в зоне глубинного разлома. Эти движения сопровождаются метаморфической дифференциацией и формированием тонкополосчатых текстур.

Наиболее характерным метаморфическим процессом в данной зоне является появление парагенезиса ромбического пироксена с гранатом в породах, в которых на предшествующих стадиях метаморфизма гранат не образовался. При этом замещение ранних ассоциаций поздними выражается в образовании кайм граната и гиперстена второй генерации вокруг ромбического пироксена первой генерации, что хорошо видно в шлифах. При полной перекристаллизации пород поздний ортопироксен образует удлиненные пластинообразные зерна с отношением ширины в сечении, перпендикулярном сланцеватости, к длине от 1 : 120 до 1 : 25.

Вторичный гиперстен обогащен глиноземом и отличается повышенной магнезиальностью. Содержание Al_2O_3 достигает 5.34—8.86 вес. %. Не рассматривая пока петрологической стороны вопроса, отметим только, что такие аномальные составы вполне объяснимы, если допустить значительную величину давления при наложенном метаморфизме. Возникновение в то же самое время граната с существенной примесью гроссуляра и снижение основности плагиоклаза находятся в хорошем соответствии со сделанным допущением.

Зона эклогитов вытянута вдоль глубинного разлома, с юга и северо-востока оконтуривающего Лапландский блок (рис. 4). Для этой зоны характерно появление клинопироксена в парагенезисах основных и средних пород, что сопровождается интенсивным рассланцеванием пород и образованием полосчатости в результате метаморфической дифференциации.

Метаморфические изменения пород в рассматриваемой зоне выразились прежде всего в замещении гиперстена моноклинным пироксеном, образующим мелкозернистые агрегаты вокруг пластинообразного ортопироксена, обогащенного Al_2O_3 . Сам клинопироксен характеризуется повышенными концентрациями щелочей, а в частности Na_2O , содержание кото-

рого достигает 1.5 вес. %. Одновременно с этим продолжается реакция перехода аортита плагиоклаза в гроссуляр граната (содержание кальциевого минерала в котором достигает 9 %). Иначе говоря, продолжается процесс эклогитизации, сопровождающийся исчезновением парагенезиса ортоцироксена и плагиоклаза и появлением граната и клинопироксена.

Процесс метаморфической дифференциации, максимально проявившийся в рассматриваемой зоне, приводит к обособлению фемических минералов и формированию биминеральной зоны эклогитов. Химические анализы этих пород и извлеченных из них мономинеральных функций указывают на обогащение гранатов пиропом и гроссуляром, а пироксена — жадеитом и молекулой Чермака. Если следовать классификации Р. Колмана и др. (Coleman a. oth., 1965), эклогиты Лапландии по своему геологическому положению близки к группе В (полосы и линзы среди гнейсов и мигматитов). По особенностям же химизма они занимают промежуточное положение между этой группой и группой А (включения в кимберлитах). На диаграмме Л. Л. Перчука (1967б), где учтена величина коэффициента распределения Ca и Mg между сосуществующими гранатом и клинопироксеном, рассматриваемые эклогиты попадают в группу эклогитов зон глубинных разломов.

Клинопироксен-гранатовые ассоциации возникают не только за счет ортопироксен-гранатовых сланцев, но и за счет основных интрузивных пород, в большом количестве присутствующих в зоне глубинного разлома. Интересно отметить, что появление эклогитовых парагенезисов в габброидах никогда не предшествует стадия образования ортопироксен-гранатовых пород, которая фиксируется в кристаллических сланцах гранулитовой фации, несмотря на то что эклогитовому метаморфизму подвергаются и лейкократовые габбро-анортозиты, где возникают биминеральные клинопироксен-гранатовые зоны, параллельные полосчатости пород. Это может явиться указанием на перерыв между первой и второй стадией наложенного метаморфизма и на время внедрения основной магмы.

Выполненные химическими анализами мономинеральных фракций эклогитов, образующихся по габброидам, обнаружено некоторое увеличение Na_2O в составе клинопироксена (до 1.7 вес. %) и уменьшение пироповой составляющей (до 30 мол. %) при одновременном увеличении гроссуляра до 20 мол. % в гранате по сравнению с эклогитами, образующимися по кристаллическим сланцам.

Кроме того, эклогиты отмеченных двух групп отличаются также по плотности и скорости прохождения продольных волн. По данным определений, выполненных Магит в лаборатории ВСЕГЕИ, эклогиты I группы (образующиеся по кристаллическим сланцам) имеют плотность (ρ), равную 3.40—3.45 и скорость продольных волн ($V_{p_{cp}}$) — 8000—8200, а эклогиты II группы — 3.20—3.25 и 6400, соответственно. Несколько заниженные значения скорости прохождения продольных волн, по-видимому, связаны с трещиноватостью образцов.

В районе Сальных тундр, где исследовалась метаморфическая зональность, возникающая вблизи глубинного разлома, кислые гранулиты, т. е. гранато-силлimanитовые гнейсы, пользуются лишь ограниченным распространением. Поэтому проследить их изменение в связи с наложенным метаморфизмом не представлялось возможным. Данные же по этим породам, полученные на других участках Лапландского блока, свидетельствуют о том, что на всех стадиях изменения гнейсы испытывали метаморфизм, протекавший в условиях очень высоких температур (почти полное отсутствие биотита, высокая магнезиальность граната до 15 вес. % MgO) и давлений (отсутствие кордиерита, исключая наиболее магнезиальные породы, а также образования, испытавшие метасоматические изменения в условиях кислотного выщелачивания). Из работы П. Эскола (Escola,

1952) известно, что в кислых гранулитах Финляндской Лапландии встречается равновесная ассоциация гиперстена с силлиманитом. Как показал А. А. Маракушев (1965), указанная ассоциация может свидетельствовать о значительном давлении, превышающем 10 тыс. атм. Если учесть, что для гиперстенов таких пород характерна очень высокая глиноzemистость, то правомерным будет предположение о принадлежности рассматриваемого парагенезиса к начальным стадиям наложенного метаморфизма, представленными в районе Сальных тундр зоной гиперстен-гранатовых сланцев.

Зона гранатовых амфиболитов вытянута вдоль глубинного разлома параллельно двум предыдущим зонам и продолжается непрерывно по всей южной окраине Лапландского блока. В отличие от зоны гиперстен-гранатовых сланцев зона гранатовых амфиболитов протягивается на юго-восток за пределы гранулитового блока в район Нявка-тундры, где амфибилизации и сопутствующему рассланцеванию подвергаются габброиды и возникающие за их счет эклогиты.

Гранатовые амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые сланцы рассматриваемой зоны нередко содержат реликтовые минеральные парагенезисы гранулитовой фации наложенного метаморфизма, в частности пластинчатый гиперстен, ассоциирующийся с ним гранат и минералы энклавитов. В связи с этим метаморфизм амфиболитовой фации рассматривается как наиболее поздний, регressiveный. Расчет метаморфических индексов по Фросту (4.5—4.9) и определение температур образования парагенезиса амфибола и граната по диаграмме фазового соответствия Л. Л. Перчука (1967а) свидетельствует о кристаллизации минералов рассматриваемых пород в условиях амфиболитовой фации. Высокое же содержание алюминия в роговой обманке указывает на значительную величину давления, что также подтверждается проявлением метаморфизма кианит-силлиманитового типа во всей Беломорско-Лапландской зоне, а в частности, в районе Корва-тундры, где заключительные стадии метаморфизма выражались в формировании кианитовых сланцев.

Зона мигматитов выделяется за пределами Лапландского блока. Изучение соотношений мигматитов с породами зоны гранатовых амфиболитов показывает, что процессы ультраметаморфизма накладываются на амфиболиты.

* * *

Краткое рассмотрение структуры комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации и развитых на Кольском полуострове, наблюдающейся в них метаморфической зональности и последовательности метаморфических процессов подтверждает сделанный ранее вывод о наличии в данном регионе двух этапов образования гранулитов. Ранним этапом соответствует метаморфизм пород кольской серии и ее предлагаемого фундамента (Бондаренко и Дагелайский, 1968). Позднему этапу развития соответствует метаморфизм в зоне глубинного разлома, возникшего на северной окраине Беломорско-Лапландской зоны.

Лапландский блок гранулитов обладает двумя характерными чертами, которые важно подчеркнуть, рассматривая геологические особенности комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации. Первая из этих черт заключается в том, что слагающие этот блок породы уже на ранних стадиях их эволюции испытали метаморфизм при высоких температурах и давлениях, свойственных пироксен-гранулитовой субфации. Эта особенность может быть следствием того, что в период заложения глубинных разломов и обособления Лапландского блока на современный эрозионный уровень были выведены наиболее глубинные и в этой связи наиболее глубоко метаморфизованные образования. Возможно, этим обусловлен и специфический, в общем, довольно основной состав всего блока в целом. Вторая

черта заключается в том, что движение по глубинным разломам и обособление Лапландского блока сопровождается длительно развивающимся наложенным метаморфизмом, ранние стадии которого характеризовались высокой температурой, соответствующей гранулитовой фации. Блоковые движения явились причиной локального повышения давления, что обуславливало возникновение специфического парагенезиса, богатого алюминием ортопироксена, с магнезиальным гранатом, содержащим заметную примесь гроссуляра, а также типичных эклогитов.

Метаморфизм зоны глубинного разлома развивался по регressiveному пути и завершился формированием зоны гранатовых амфиболитов, а затем мигматитов. К этим же заключительным стадиям относится метаморфизм корватундровских сланцев, содержащих кианитовые парагенезисы, что свидетельствует о сохранении условий повышенного давления.

Специфика метаморфизма архейских пород в Сутамском районе была впервые выявлена А. А. Маракушевым и Полиным (1962), которые обратили внимание на то, что в этих местах в отличие от центральной части Алданского щита широким распространением пользуются так называемые эклогитовые кристаллические сланцы, характеризующиеся парагенезисом клинопироксена с гранатом. Образование их связывалось с повышенными натровой щелочностью и давлением. Последнее подтверждалось анализом парагенезисов пород, недосыщенных кальцием, для которых характерным оказалась высокая магнезиальность граната в ассоциации с кордиеритом, и равновесие силлиманита с глиноземистым ортопироксеном (Маракушев, 1965; Маракушев и Кудрявцев, 1966).

Геология сутамских гранулитов не изучена с достаточной детальностью. Однако в настоящее время известен ряд фактов, которые позволяют высказать некоторые предварительные соображения на этот счет. По данным В. А. Кудрявцева (1966), изучавшего стратиграфию архея южной окраины Алданского щита, курультино-гонамский комплекс, представляющий наиболее древние образования в пределах Джугджуро-Становой складчатой области, содержит в нижних своих частях толщи, обогащенные основными кристаллическими сланцами. Эти породы подстилают холодникансскую свиту, которая, возможно, является возрастным аналогом верхнеалданской свиты. Если такая корреляция справедлива, то вывод А. А. Маракушева (1965) о том, что в Сутамском районе обнажаются наиболее древние и метаморфизованные в наиболее глубинных условиях породы, находит геологическое подтверждение.

В то же самое время обращает на себя внимание тот факт, что, как это становится ясным в последнее время, сутамские гранулиты, обладающие всеми теми петрологическими особенностями, о которых пишет А. А. Маракушев, локализуются вдоль зоны глубинного разлома, отделяющего Алданский щит от Становой зоны (Южноалданский разлом, по Судовикову и др., 1965). При этом ряд признаков позволяет говорить о том, что названный разлом существовал в период метаморфизма гранулитовой фации. Если к этому добавить, что в зоне Южноалданского разлома локализованы многочисленные тела габброидов и, что самое важное, — аортозитов (имеются в виду Коларский и Джугджурский массивы), то сходство сутамских гранулитов с лапландскими становится достаточно очевидным. Правда, очевидна также условность такой параллелизации, так как надежных доказательств двухэтапного проявления метаморфизма в Сутамском и в смежных с ним регионах нет из-за слабой их геологической изученности.

К сожалению, список примеров проявления гранулитового метаморфизма лапландского типа не может быть слишком обширным. Можно, например, сослаться на материалы по Анабарскому щиту (Rabkin, 1968), где описаны парагенезисы, соответствующие сутамской фации глубинности. Интересны данные по петрологии гранулитов и ассоциирующихся с ними

эклогитов полуострова Тайгонос (Мишкин и др., 1969), где в архейском фундаменте молодой складчатой области установлено проявление метаморфизма в условиях высокого давления. Наиболее же интересным примером проявления гранулитового метаморфизма на ранних этапах развития метаморфического пояса является Саксония. Рядом исследователей этого района было показано, что гранулитовые породы основного состава и ассоциирующиеся с ними эклогиты слагают линзовидные тела среди кианитсодержащих гнейсов и гранито-гнейсов и являются реликтовыми образованиями, отражающими наиболее ранний из известных этап метаморфической эволюции данной области. Хорошо изучен химический состав породообразующих минералов саксонских гранулитов и эклогитов, что позволяет сделать определенный вывод о проявлении метаморфизма в условиях высокого давления.

В заключение можно перечислить наиболее характерные особенности гранулитов лапландского типа.

1. Метаморфизм гранулитовой фации лапландского типа проявляется исключительно в пределах метаморфических поясов, где формируется кианит-силлиманитовая фациальная серия. Гранулитовый метаморфизм зон глубинных разломов отражает наиболее раннюю стадию формирования подвижных поясов и объединяется с метаморфизмом кианит-силлиманитового типа в единый метаморфический цикл.

2. Субстратом для лапландских гранулитов являются часто толщи, испытавшие перед этим глубинный и высокотемпературный метаморфизм, иногда отвечающий пироксен-гранулитовой субфации. По-видимому, заложение подвижных зон, где впоследствии проявлялся многостадийный метаморфизм с формированием кианит-силлиманитовой фациальной серией, происходило на фундаменте, подвергвшемся блокированию. Подъем блоков фундамента в краевых частях подвижных зон обусловливал вывод на современный эрозионный уровень глубинных образований. Таким образом, можно говорить о существовании двух подтипов гранулитов в пределах названных выше метаморфических поясов. Первый из них может быть синхронным с формированием гранулитов алданского типа, но отвечает более глубинным условиям образования. Второй подтип неразрывно связан с зонами глубинных разломов, движения вдоль которых могли обуславливать локальное повышение давления, а на отдельных, наиболее ранних стадиях и увеличение плотности теплового потока, чем и объясняется рассмотренная вкратце петрологическая специфика возникающих при этом пород.

3. С приуроченностью гранулитового метаморфизма лапландского типа к зонам глубинных разломов связана и ассоциация соответствующих метаморфических пород со специфическими плутоническими образованиями, представленными габбро, поритами и анортозитами. Чарнокиты, часто ассоциирующиеся с лапландскими гранулитами, формировались до проявления рассматриваемого метаморфизма и были связаны с предшествующим метаморфическим циклом.

Ладожский тип

Породы гранулитовой фации ладожского типа отчетливо геологически обособлены от других типов. Они связаны в единую андалузит-силлиманитовую серию с гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболовой фации и встречаются в нижне- или среднепротерозойских зонально метаморфизованных комплексах. Кроме упомянутых в предыдущем разделе гранулитов Южнофинляндской и Кодаро-Удоканской складчатых областей, образования этой фации, относящиеся к ладожскому типу, известны в Гренландии, где в среднепротерозойском комплексе наблю-

дается правильная метаморфическая зональность (Pulvertaft, 1968). Постепенные переходы между амфиболитовой и гранулитовой фациями имеют место на территории США, в Адирондакских горах (Engel a. Engel, 1961, 1963, 1964; Buddington, 1952, 1958), в Австралии, в районе Нового Южного Уэлса (Binns, 1962, 1965) и в ряде других мест. Однако надежное сопоставление этих гранулитов с ладожским типом невозможно. Поэтому они будут коротко рассмотрены в следующем разделе настоящей главы.

Наиболее детально геологическое положение гранулитов рассматриваемого типа определено для Северного Приладожья, где был проведен структурный анализ толщ ладожского комплекса, намечены главные этапы эволюции подвижной области и определено время становления метаморфической зональности (Судовиков и др., 1969).

В Северном Приладожье выделяются по крайней мере два разновозрастных комплекса пород. Древний комплекс объединяет различные по составу гранито-гнейсы и ассоциирующиеся с ними амфиболовые гнейсы и амфиболиты, слагающие фундамент, который обнажается в ядрах антиклинальных структур, известных литературе как облекаемые купола (Escola, 1949). В молодой комплекс включается сортавальская серия метаморфизованных основных вулканитов (амфиболиты) и карбонатных пород и ладожская серия, представленная в различной степени метаморфизованным терригенным флишем.

Метаморфические породы сортавальской и ладожской серий, согласно существующим в настоящее время представлениям (Эскола, 1967; Судовиков и др., 1969), одновозрастные с толщами сланцев и гнейсов, развитыми в пределах Восточнофинляндской зоны карелид и свекофеннид Финляндии. На этом основании перечисленные регионы объединены в единую складчатую область, тектоническое развитие которой завершилось в среднем протерозое (1950—1800 млн лет). Ранее она была названа нами Южнофинляндской складчатой областью.

Как показали исследования в Северном Приладожье и анализ литературных данных по территории Южной Финляндии, в тектонической эволюции Южнофинляндской складчатой области намечается три этапа (фазы) складчатости, каждому из которых соответствует формирование одной или нескольких генераций складчатых структур (Судовиков и др., 1970, рис. 8).

I этап тектонической эволюции, как можно предполагать, начался блокированием фундамента и формированием систем складок, оконтуривающих поднятые блоки. В этот период значительную роль сыграла анизотропия комплекса основания, благодаря которой происходило наследование древних направлений складчатых структур. В частности, унаследованными оказывается субмеридиональная ориентировка складок в Северном Приладожье и северо-восточная ориентировка в районе Оутокумпу, в юго-восточной части Финляндии. Складчатость первого этапа в конечном итоге явилась структурой общего смятия и захватила не только молодой комплекс, но и гранито-гнейсы фундамента.

II этап тектонической эволюции был главным. Он выразился в формировании однородно ориентированных изоклинальных складчатых структур северо-западного и субширотного простирания, явившихся следствием тангенциального сжатия подвижной зоны в целом. Это сжатие обусловило частную инверсию в осевой части геосинклинали и формирование тектонических покровов в краевой ее части. Воздымание продолжалось и тогда, когда условия тангенциального сжатия сохранялись, следствием чего было смятие в линейные, но открытые складки поверхностей надвигов на поздних стадиях второго этапа тектонических движений. Завершился этот период развития формированием разрывов, параллель-

ных осевым поверхностям поздних складок. Морфологически эти разрывы выразились в развитии зон повторного рассланцевания, магматизации пород любого петрографического состава, возникновении метаморфической, в том числе мигматитовой, полосчатости.

III этап деформаций ознаменовался поперечной складчатостью, главным образом мелкой, но наиболее характерным для этого периода развития является формирование мелких и крупных разрывов северо-восточного простирания, имеющих то же морфологическое выражение, что и разрывы второго этапа деформаций.

О наличии в Северном Приладожье правильной метаморфической зональности было известно давно (Судовиков, 1954), но детально она исследована только в последние годы (Судовиков и др., 1970). В направлении с северо-востока на юго-запад наблюдается постепенное нарастание степени метаморфизма. Выделяются зоны зеленосланцевой фации, андалузит-ставролитовой, силлиманит-альмандин-мусковитовой и кордиерит-альмандин-ортоклазовой субфаций амфиболовой фации. В Северном Приладожье выделяется также два участка пород ладожской серии, метаморфизованной в гранулитовой фации. Это район г. Лахденпохья и пос. Куркийоки. По своему расположению в осевой части рассматриваемой складчатой зоны североладожские гранулиты идентичны гранулитам Южной Финляндии (район Усима), описанным К. Паррасом (Parras, 1958), и гранулитам Центральной Финляндии (р-н Киурувеси), описанным А. Саволахти (Savolahti, 1966).

Породы гранулитовой фации в Северном Приладожье связаны постепенными переходами с амфиболитовой фацией, и развиваются они за счет тех же флишоидных толщ ладожской серии. Поэтому определяя их место в геологической истории района, восстановленной на основании изучения последовательности деформаций, мы вправе опираться на данные о временных соотношениях в процессе формирования метаморфической зональности и главных складчатых структур данной территории.

Исследование структуры зоны кордиерит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации показало, что *a*-линейность периода движения по надвигам представлена такими типоморфными минералами этой субфации, как роговая обманка, куммингтонит, силлиманит, что в свою очередь указывает на формирование рассматриваемой метаморфической зоны во время поздних стадий второго этапа деформаций. В то же время устанавливается более позднее образование минералов высокотемпературной части амфиболитовой фации по отношению к минералам андалузит-ставролитовой субфации (Судовиков и др., 1970). Все свидетельствует о том, что становление правильной метаморфической зональности в современном виде происходит в период частной инверсии. Сам ход прогрессивного метаморфизма в действительности указывает на его проявление в период воздымания, когда увеличение плотности теплового потока сопровождалось снижением давления. Как мы пытались показать ранее (Судовиков и др., 1970), главнейшие реакции прогрессивного метаморфизма в рамках амфиболитовой фации идут со значительным приращением объема (например, преобразование силлиманита и биотита в кордиерит, гранат и калиевый полевой шпат, роговой обманки — в куммингтонит и плагиоклаз и т. д.).

Гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации в районе г. Лахденпохья обнажаются в ядре антиклинальной структуры, накладывающейся на ранее сформированные тектонические покровы, а значит, относящейся к поздней стадии второго этапа деформаций. В то же время эти породы испытали здесь значительные диафторические изменения в амфиболитовой фации, особенно интенсивно проявленные в зонах разрывов северо-западного простирания, завершивших второй этап тектонических движений.

В районе пос. Куркийоки гранулиты появляются в осевой части сложно построенной синклинальной складки, сформированной во время деформаций второго этапа. В кристаллических сланцах устанавливается линейность по гиперстену, ориентированная параллельно шарнирам этих складок.

Таким образом, метаморфизм гранулитовой фации происходил синхронно с формированием всей зональности прогрессивного метаморфизма. Однако уже на поздних стадиях главного этапа деформаций гнейсы и кристаллические сланцы подвергались регressiveным преобразованиям. В Северном Приладожье удается зафиксировать лишь наиболее низкотемпературную субфацию гранулитовой фации, и какая-либо прогрессивная зональность внутри этой фации отсутствует.

Устанавливается не только геологическое единство амфиболитовой и гранулитовой фаций, но многие черты петрологической общности пород, измененных при разной температуре. Как известно, в пределах Южнофинляндской складчатой области метаморфические породы отвечают андалузит-силлиманитовой фациальной серии, сформированной в условиях низких давлений. Одним из следствий этого является неустойчивость чермакитовой роговой обманки и преобразование соответствующего минала в куммингтонит и аортитовую составляющую плагиоклаза (Кориковский, 1967; Судовиков и др., 1970). Неустойчив чермакит и в гранулитовой фации при низком давлении. Поэтому в равновесии с ортопироксеном должна кристаллизоваться роговая обманка, близкая к эдениту, что как раз и характерно для североладожских гранулитов. В породах, бедных кальцием, в гранулитовой фации Северного Приладожья устойчивой оказывается ассоциация кордиерита с гранатом, железистость которого меняется от 70 до 82% (Судовиков и др., 1970), что значительно превышает железистость граната в аналогичном парагенезисе алданской фации глубинности (Маракушев, 1965).

В соответствии с выявленной последовательностью тектонических движений в Северном Приладожье устанавливаются главные стадии гранитообразования. Во время II этапа деформаций, в период становления метаморфической зональности, формировались сначала существенно натровые метасоматические и интрузивные гранитоиды, а затем калий-натровые биотитовые и биотито-амфиболовые граниты, консолидация которых совпадает со временем образования разрывов северо-западного простирания. Эти граниты, в частности, возникали и в зоне гранулитовой фации, будучи синхронными с регressiveной стадией метаморфизма. Однако в финляндской складчатой области известны и чарнокиты, выделенные А. Симоненом (Simonen, 1962а) в самостоятельную плутоническую провинцию. По данным этого исследователя, рассматриваемые породы принадлежат к существенно натровым гранитоидам и являются преимущественно интрузивными образованиями. Внедрение этих пород, так же как и формирование трондемитов, с которыми их отождествляла А. Хитанен (Heitonen, 1944), относится, по-видимому, к ранней стадии второго этапа тектонических движений.

Во время III этапа деформаций происходила последовательная консолидация преимущественно калиевых гранитоидов, в частности широко развитых в Южной Финляндии (Simonen, 1960а).

В заключение перечислим наиболее характерные особенности гранулитов ладожского типа.

1. Метаморфизм гранулитовой фации ладожского типа проявлялся в пределах метаморфических поясов, где формировалась андалузит-силлиманитовая фациальная серия. Породы гранулитовой фации являются наиболее высокотемпературными частями названной фациальной серии, возникшей синхронно с более низкотемпературными образованиями.

2. Метаморфизм гранулитовой фации ладожского типа связан с главной фазой складчатости в соответствующей подвижной зоне, с началом частной инверсии.

3. Среди специфических плутонических образований, пространственно связанных с породами гранулитовой фации, наиболее типичными являются существенно натровые интрузивные чарнокиты.

ПРИМЕРЫ ПРОГРЕССИВНЫХ ПЕРЕХОДОВ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ В ГРАНУЛИТОВУЮ

Прогрессивные постепенные переходы амфиболитовой фации в гранулитовую известны в метаморфических поясах с андалузит-силлиманитовой фациальной серией. Соответствующие гранулиты и отнесены нами к ладожскому типу. В литературе описаны и другие примеры метаморфической зональности, неисследованные в достаточной мере геологически, но по которым имеется богатый петрологический материал, использованный в следующих главах.

Прогрессивный переход пород амфиболитовой фации в породы гранулитовой фации наблюдался в докембрийских породах Нового Южного Уэльса (Австралия), где он был изучен и описан Р. Бинсом (Binns, 1964). Породы Вильямского комплекса в Барьерном Хребте Нового Южного Уэльса представлены основными ортопородами базальтового состава и пелитовыми осадками. Подробное изучение главным образом основных ортосланцев позволило Р. Бинсу выделить три зоны прогрессивного регионального метаморфизма (с северо-запада на юго-восток) (рис. 5):

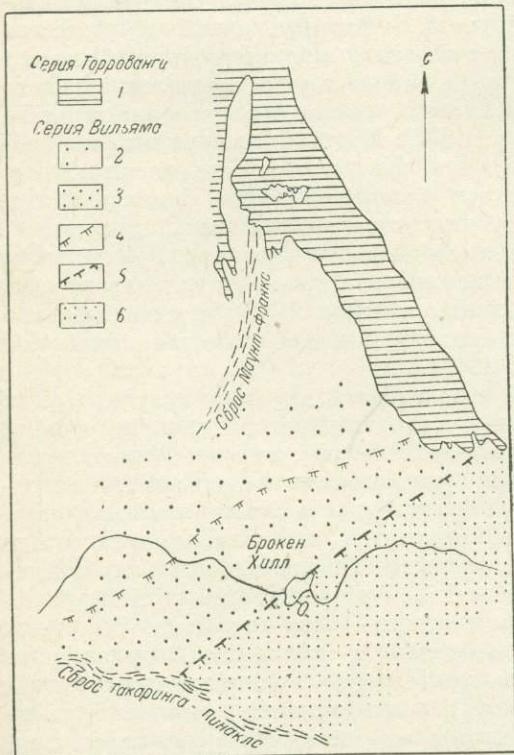


Рис. 5. Метаморфическая зональность района Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс (Binns, 1962).

1 — серия Торрованги. Серия Вильяма: 2 — зона амфиболитов с голубовато-зеленой роговой обманкой, 3 — зона амфиболитов с коричневато-зеленой роговой обманкой; 4 — примерная граница между этими зонами; 5 — ортопироксеновая изограда; 6 — роговообманково-пироксеновые гранулиты.

содержащие амфиболовые гнейсы, в основных пироксены, а пелитовые породы имеют тот же силлиманито-гранатовый состав. Зона В делится изоградой ортопироксена на более низкотемпературную и более высокотемпературную части. На описываемом участке осуществляется переход от силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации, по Тернеру, к роговообманково-гранулитовой субфации гранулитовой фации.

Зона А характеризуется амфиболитами, содержащими голубовато-зеленую роговую обманку с редким гранатом и эпидотом и силлиманито-гранатовыми гнейсами с калиевым полевым шпатом и без мусковита.

В зоне Б амфиболиты содержат буровато-зеленую роговую обманку и моноклинный широксен, а пелиты представлены силлиманито-гранатовыми гнейсами с калиевым полевым шпатом и без мусковита.

Зона В — наиболее высокого метаморфизма — содержит ортоклаз-

Интересно отметить, что в 50 км западнее Брокен-Хилл имеются коренные выходы пелитовых пород, которые корелируются с серией Вильяма Барьера Хребта и имеют в своем составе ставролит- и дистенсодержащие сланцы, а еще дальше на запад появляются андалузитсодержащие сланцы. Эти данные показывают, что степень метаморфизма продолжает падать на запад. Юго-восточнее ортопироксеновой изограды степень метаморфизма продолжает повышаться, что доказывает изменение составов амфиболов и меняющееся соотношение составов существующих орто- и клинопироксенов. В зависимости от расстояния до ортопироксеновой изограды на диаграмме распределения Fe и Mg между пироксенами четко выделяются вместо одной три линии,

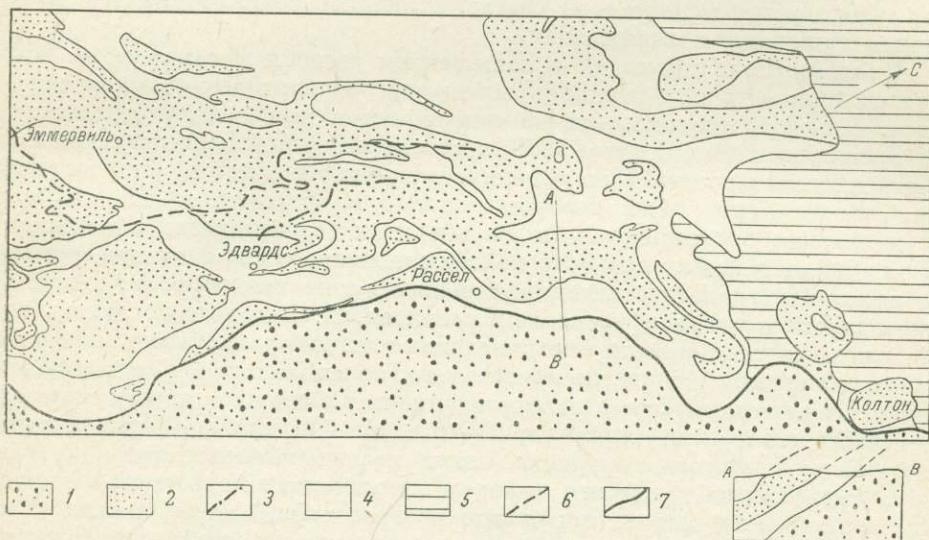


Рис. 6. Схематическая карта северо-западного Адирондака (Engel and Engel, 1964).

1 — граниты, чарнокиты, амфиболиты; 2 — гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты; 3 — карбонатные породы; 4 — палеозойские и четвертичные отложения; 5 — изограда граната в парагнейсах; 6 — изограда ортопироксена в амфиболитовых прослоях; 7 — северо-западная граница Центрального Адирондакского массива.

что позволило Бинсу разделить гранулитовую фацию в этом районе на 3 субфации. По мнению автора, температура была главным фактором, меняющимся во время регионального метаморфизма Вильямского комплекса.

Постепенный прогрессивный переход амфиболитовой фации в гранулитовую наблюдается в Адирондакских горах в Северной Америке (Engel a. Engel, 1958, 1960; Buddington, 1952, 1963). Толща осадочно-вулканогенных образований Адирондака является частью мощного разреза (4—5 км), сходного с серией Гренвиль (рис. 6). В состав ее входят парагнейсы, по составу отвечающие грауваккам, основные и сиенитового состава ортопороды и карбонатные породы. На протяжении 50 км по простиранию пород с юго-запада на северо-восток по линии Эммервиль—Эдвард—Колтон наблюдается постепенное нарастание степени метаморфизма от средних ступеней амфиболитовой фации в Эммервиле до гранулитовой фации в Колтоне. Прогрессивный метаморфизм пород выражается следующими изменениями: в биотито-олигоклаз-мусковитовых гнейсах мусковит постепенно исчезает, количество плагиоклаза увеличивается, повышается его основность, а количество биотита и кварца уменьшается; увеличивается размер зерна.

Двойниковая решетка в калиевом полевом шпате постепенно исчезает и микроклин превращается в ортоклаз. Редкий гранат, появляющийся в гнейсах района Эммервиль вместе с исчезновением мусковита, отличается низкой магнезиальностью (до 16% пиропа) и высоким содержанием альмандина и спессартина (до 15%). С повышением степени метаморфизма молекулярное содержание пиропа в гранате возрастает до 30%, а спессартин — снижается до 1—1.5%.

Породы базальтового состава в юго-западной части района представлены темно-зелеными и черными роговообманково-андезиновыми амфиболитами с ильменитом, кварцем и сфеном. По направлению на северо-восток амфиболиты становятся более крупнозернистыми и преобразуются в лабрадоро-двуцироксено-роговообманковые породы. Роговая обманка при этом постепенно меняет свой состав, становясь более титанистой, обогащаясь щелочами и теряя воду.

В кремнистых мраморах с повышением степени метаморфизма появляется диопсид в виде реакционных каемок, отделяющих кварц от карбоната. По мере продвижения на северо-восток эти каемки утолщаются.

Баддингтон (Buddington, 1963) в метаморфической последовательности Адирондакских ортогнейсов выделил четыре изограды (в порядке повышения температуры): 1) появление граната в биотитовых парагнейсах; 2) появление ортопироксена в амфиболитах (совпадающее с исчезновением сфена в амфиболовых ортогнейсах сиенитового и гранитного состава); 3) появление граната в метаморфизованных основных породах; 4) появление граната в метаморфизованных сиенитах. А. Энгель и С. Энгель считают возможным провести многочисленные линии «равнного метаморфизма» в Адирондакском районе, но лучше всего, по их мнению, отражает изменение степени метаморфизма распределение пар элементов между существующими минералами, например $Ti-Mn$, $Mn-Fe$ или $Fe-Mg$ в биотитах и гранатах. Детальное изучение этими исследователями адирондакских пород привело их к важным выводам относительно направления изменения химического состава пород при прогрессивном метаморфизме. С помощью методов геологической термометрии температуру метаморфизма авторы определяют в 500° (в низкотемпературной части зональности) и в $600-625^{\circ}$ в районе Колтона (рис. 6), а увеличение степени метаморфизма связывают главным образом с повышением температуры. Метаморфизм связывается со временем образования главных масс адирондакских гранитов и оценивается в 1 млрд лет.

ГЛАВА II

ЧАРНОКИТЫ

Области регионального метаморфизма гранулитовой фации выделяются широким распространением пород гранитоидного состава, обладающих чертами минералогического и структурного сходства и изофациальности с ассоциированными метаморфическими породами иных составов. Такие гранитоидные породы в своем подавляющем большинстве относятся к гиперстеновым и гиперстенсодержащим разновидностям и варьируют по составу от почти бескварцевых диоритов до нормальных и субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов. Они выделяются необычно темной окраской с зеленоватыми или голубовато-серыми оттенками, обусловленными соответствующей окраской преобладающих в их составе полевых шпатов и кварца, а также структурной неоднородностью. Сравнительно равномернозернистые и лишь слегка гнейсовидные разновидности этих гранитоидов нередко постепенно переходят, с одной стороны, в отчетливо гнейсовидные с плосколинзовидным или лентикулярным обособлением голубоватого кварца и, с другой стороны, в более крупнозернистые порфировидные или почти пегматоидные. Линейность в ориентировке цветных минералов и кварца, а также прерывистая полосчатость и такситовость, вызванные неравномерным распределением различных минералов и их агрегатов, составляют характерные черты большинства этих пород. В неоднородных микроструктурах гранитоидов часто сложно сочетаются реликтовые гранобластические и наложенные бластокатастические и особенно метабластические элементы. Первые из них преимущественно проявлены в сравнительно основных, а последние — в кислых и субщелочных разновидностях.

В полях своего развития рассматриваемые гранитоиды обычно тесно ассоциируются с пироксен-плагиоклазовыми сланцами или метагабброидами, образуя в совокупности своеобразные базито-гранитоидные комплексы, в целом приближающиеся по составу к интрузивному ряду норит—диорит—гранит, но почти всегда в той или иной мере отклоненные в сторону сиенитовой ветви. Такие комплексы, во многом повторяющие выделенную в окрестностях Мадраса «чарнокитовую серию» (Holland, 1900), выявлены для большинства известных областей гранулитового метаморфизма.

Сравнительной характеристике чарнокитовых серий различных областей и проблемам, возникшим в ходе их изучения, уделено большое внимание в ряде обстоятельных обзорных работ (Quensel, 1951; Pichamuthu, 1953; Каденский, 1958; Parras, 1958; Howie, 1964). Установлено, что в целом ряде значительно удаленных друг от друга областей гранитоиды подобных ассоциаций, получившие широкую известность под названием чарнокитов, оказываются практически аналогичными или очень

близкими по всем своим главным характеристикам, хотя в отношении их генезиса и, соответственно, классификации мнения исследователей широко расходятся. В различное время и разными авторами в отношении этих пород были высказаны едва ли не все когда-либо существовавшие представления об образовании гранитов вообще. Вместе с тем в ходе исследований в ряде районов наметились и достаточно надежные свидетельства действительной гетерогенности чарнокитов, в одних случаях отчетливо проявляющих свою метаморфическую природу, а в других — приближающихся к магматическим образованиям.

В настоящей работе в соответствии с ее общей направленностью рассматриваются преимущественно те вопросы петрологии чарнокитов, которые позволяют относить их к характерным образованиям областей гранулитового метаморфизма, генетически хотя и различным, но взаимосвязанным между собой и с другими комплексами пород, метаморфизованными в условиях той же фации.

ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЧАРНОКИТОВ

Выделяя первоначально мадрасскую чарнокитовую серию как генетически единый ряд гиперстенсодержащих изверженных пород, варьирующих от ультраосновных (пироксениты) и основных (нориты) до кислых (граниты или собственно чарнокиты), Т. Холланд (Holland, 1900) отмечал их локализацию в виде крупных массивов с отходящими от них апофизами и с ксенолитами вмещающих пород (высокоглиноземистые сланцы, кварциты), несущих следы контактного воздействия со стороны чарнокитов. Одновременно он подчеркнул необычные для магматических пород черты этой серии: гранулитовые (панидиоморфные) структуры, частое присутствие граната, линейность в ориентировке минералов и полосчатое чередование разновидностей различного состава, — считая это признаками проявления магматизма в условиях деформаций при высоких температурах и давлениях.

Последующее изучение (Subramaniam, 1959) показало, что этот район характерен сложным переслаиванием собранных в изоклинальные складки чарнокитов, пироксеновых гранулитов (основных пород серии Холланда) и кондититов (гранат-силлманитовых гнейсов и кварцитов). Возраст пироксеновых гранулитов более древний, чем чарнокитов, а с переслаивающими их кондититами они находятся в метаморфическом и структурном единстве. Позднее кондититы были пересечены жилами чарнокитов и присутствуют в последних в виде ксенолитов. По представлениям этого автора чарнокиты рассматриваемого района были интрудированы в форме силлов и послойных линз в более древнюю пологоскладчатую толщу переслаивающихся кондититов и пироксеновых гранулитов, а позднее вся толща (вместе с чарнокитами) подвергалась повторной изоклинальной складчатости. Соответственно этому, к чарнокитовой серии района относятся только породы гранитоидного состава.

Сами чарнокиты, по описанию А. Субраманиама, отличаются существенной неоднородностью состава и структур. Он выделяет среди них гранитные (собственные чарнокитовые), кварцево-сиенитовые, аляскитовые и плагиогранитные (эндербитовые) разновидности, отмечая их сложное распределение и частые взаимопереходы в пределах внешне сравнительно однообразных чарнокитовых полос и пачек, а также существенное преобладание не собственно чарнокитовых, как считалось ранее, а эндербитовых разновидностей. Отмеченные Т. Холландом как характерные для всей серии сравнительно равномернозернистые гранулитовые структуры, по мнению А. Субраманиама, присущи лишь перекристаллизованным разновидностям гранитоидов, тогда как значительная их часть сохраняет

более ранние неравномернозернистые и неоднородные структуры с ксеноморфными очертаниями зерен.

Другие исследователи мадрасских чарнокитов (Pichamuthu, 1953) подчеркивали такие их особенности как теневые слоистые структуры некоторых разновидностей, переслаивающихся с пироксеновыми гранулитами и кондальитами без каких-либо признаков интрузивных соотношений и контактного воздействия, широкое проявление признаков метасоматического развития их минералов, в первую очередь щелочных полевых шпатов и кварца, а также ряд других особенностей структуры и состава, едва ли объяснимых исходя из представлений о только магматической природе чарнокитов. Эти особенности, характерные также и для многих чарнокитов других областей, скорее всего, говорят в пользу предполагавшейся некоторыми исследователями (Pichamuthu, 1953) гетерогенности мадрасских чарнокитов, пока еще совершенно недостаточно изученных с такой точки зрения.

Гетерогенность чарнокитов, во многом сходных с породами их мадрасского локатипа, рассматривалась нами на примерах чарнокитовых комплексов береговой зоны Восточной Антарктиды (Климов, Равич, Соловьев, 1965). Чарнокиты этой области значительно варьируют по своим структурно-петрологическим особенностям, приближаясь в одних случаях к теневым (метасоматическим), а в других — к интрузивным типам. Первые из них широко распространены на Земле Эндерби, послужившей локатипом выделенных С. Тилли (Tilley, 1936) эндеббитов, характерным примером вторых являются чарнокиты района обсерватории Мирный.

Чарнокиты Земли Эндерби (Климов, 1965; Каменев, Климов, Шулягин, 1965) относятся преимущественно к ряду неравномерно гнейсовидных гранитоидных пород, меняющихся по составу от кварцевых диоритов до гранитов и граносиенитов. Обычно слабо выраженные гнейсовидность и линейность этих пород обозначены «пунктирным» расположением скоплений цветных минералов или вытянутых в том же направлении мелких (измеряемых сантиметрами или первыми десятками сантиметров) включений более темных и мелкозернистых пироксен-плагиоклазовых сланцев и плагиогнейсов. Более четкая гнейсовидность, связанная с лентикулярными или тонколистоватыми формами выделения кварца, проявляется главным образом в зонах наложенного бластокатализма. Отчетливые признаки метасоматического развития, в первую очередь полевых шпатов, и реликтовый характер многочисленных мелких включений плагиогнейсов и пироксен-плагиоклазовых сланцев, замещаемых чарнокитами, являются очень характерными для большинства их разновидностей.

Вместе с тесно ассоциированными пироксен-плагиоклазовыми сланцами и гораздо более редкими гранулитами иных составов, обособленными в виде прерывистых прослоев и линз, реже — достаточно мощных и выдержаных пачек, чарнокиты Земли Эндерби образуют структурно единую архейскую серию кристаллического фундамента Антарктической платформы, обнаженную в широкой (50—60 км) прибрежной полосе, протягивающейся почти на 100 км от п-ова Ламыкина на западе до о-вов Эйгарен на востоке.

В западной части этой полосы (горы Рагат) существенно преобладают эндеббитовые разновидности чарнокитов, среди которых сравнительно часто присутствуют расплывчатые прослои и более четко ограниченные линзы пироксен-плагиоклазовых сланцев, составляющие, однако, не более 10% всей площади выходов. Наиболее крупные из них измеряются десятками, реже первыми сотнями метров по мощности, хотя более обычны прослои и линзы мощностью всего в несколько метров. В большинстве случаев такие прослои и линзы залегают согласно с окружающими их эндер-

битами, в целом характерными довольно выдержаным субширотным простираем крутопадающей гнейсовидности. Отдельные линзы имеют четкие контакты, срезающие гнейсовидность и полосчатость слагающих их пироксен-плагиоклазовых сланцев, тогда как гнейсовидность окружающих эндербитов ориентирована параллельно контурам линз. В других случаях в краевых частях крупных линз и прослоев проявляется умеренная мигматизация ветвистого или агматитового типа с развитием плагиогранитного жильного материала, несколько более однородного и массивного по сравнению с окружающими эндербитами, но часто почти не отличимого от них в отдельных образцах. Вблизи границ прослоев и линз эти жильные плагиограниты постепенно расплываются в структурно неоднородных эндербитах окружающих участков. В отличие от этого вблизи обособлений жильных плагиогранитов в сланцевом субстрате мигматитов отмечается развитие метабластов характерного для жильного материала и окружающих эндербитов антипертитового андезина. Отдельные широко разобщенные и сравнительно ограниченные по масштабам участки тонкого чередования прерывистых прослоев и линз пироксен-плагиоклазовых сланцев и эндербитов являются по своим структурам линзовыми мигматитами.

Восточнее гор Рагат эндербиты постепенно сменяются по простираему толщи несколько более лейкократовыми и крупнозернистыми, но в целом внешне довольно сходными мезопертитовыми гранитами, которые становятся преобладающими породами рассматриваемой серии на п-ове Вернадского и в горах Нейпир. Этот переход происходит очень постепенно с последовательным слиянием небольших расплывчатых обособлений мезопертитовых гранитов в их более крупные и однородные участки, в контурах которых сохраняются лишь разрозненные пятна в различной мере фельдшпатизированных эндербитов. Во многих случаях в структурах мезопертитовых гранитов заметны признаки преимущественного развития мезопертита за счет замещения антипертитового плагиоклаза эндербитов.

По мере перехода от эндербитов к мезопертитовым гранитам заметно сокращаются размеры и общее количество заключенных в них прослоев и линз пироксен-плагиоклазовых сланцев. Одновременно сравнительно простые гнейсовые структуры толщи существенно усложняются развитием многочисленных, но более ограниченных по размерам дисгармоничных складок течения, в которых принимают участие и реликтовые эндербиты и отчасти сохранившиеся тонкие прослои пироксен-плагиоклазовых сланцев. Более крупные сланцевые включения, напротив, чаще подвергаются брекчированию и будинажу, приобретая формы четко обособленных блоков и линз с автономными внутренними структурами, обтекаемых вдоль контактов гнейсовидностью окружающих чарнокитов.

Отмеченные особенности чарнокитов Земли Эндерби показывают, что, являясь в своем подавляющем большинстве существенно метасоматическими гранитоидами, они заметно различаются по степени мобильности относительно исходного гранулитового субстрата. При этом образованные без заметных перемещений с унаследованием общей структуры гранулитового субстрата, темевые эндербиты западной части района в наибольшей мере сохраняют признаки постепенного развития за счет кристаллических сланцев субстрата и лишь незначительно отличаются от них по составу. При усилении мобильности и степени отделения чарнокитового материала от исходного субстрата, выраженного структурами неоднородного течения с нарушением сплошности и появлением среди чарнокитов автономных по внутренней структуре блоков субстрата, признаки генетической связи чарнокитов с гранулитами окружающей толщи значительно затушевываются, а их составы становятся все более близкими к гранитным и квар-

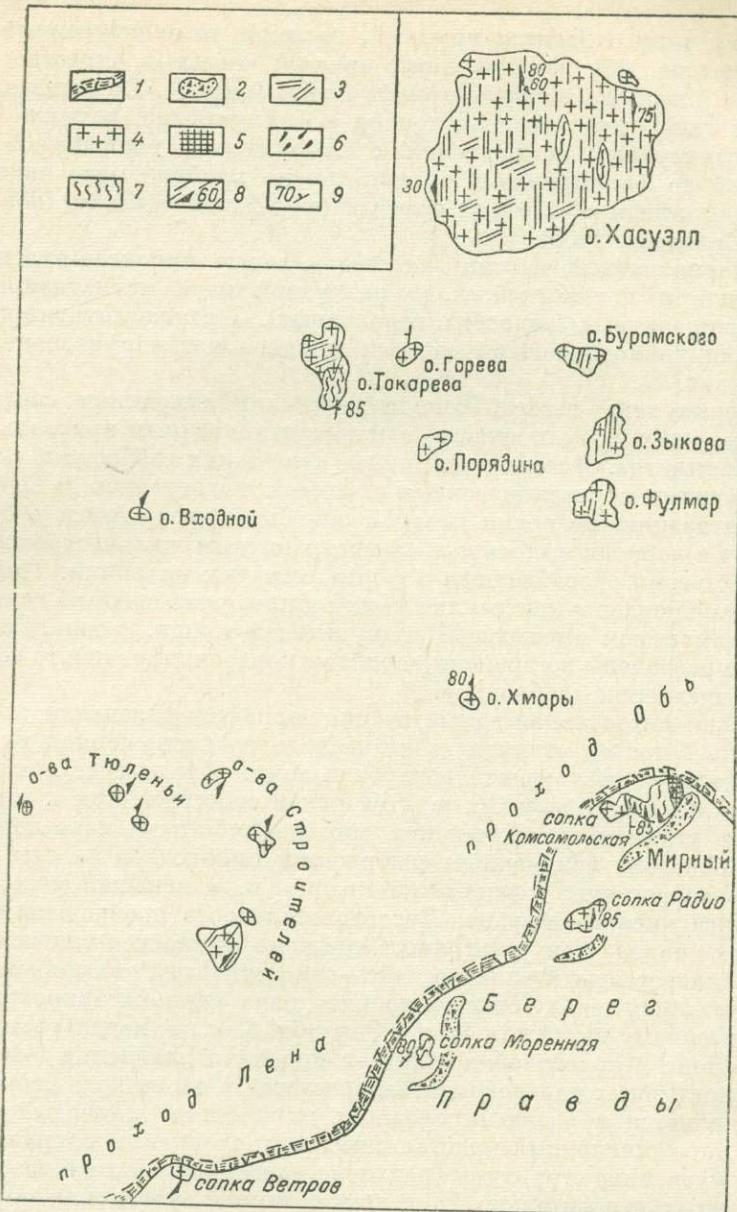


Рис. 7. Схематическая геологическая карта района обсерватории Мирный (Восточная Антарктида). Составили П. С. Воронов и Л. В. Климов.

1 — материковый лед; 2 — краевые морены; 3 — зоны рассланцевания в чарникатах, заполненные аплитовыми и пегматитовыми жилами; 4 — чарникиты (эзлитовые и фаялитовые гранитоиды); 5 — чарникитизированные габброиды (монцонито-диориты); 6 — метагабброиды (габбро-долериты и габбро-нориты); 7 — мигматизированные пироксен-плагиоклазовые сланцы и плагиогнейсы; 8 — ориентировка гнейсовидности в чарникатах; 9 — элементы сланцеватости в кристаллических сланцах.

цево-сиенитовым, существенно отличаясь от составов исходного субстрата.

К иному типу относится крупный, целиком не оконтуренный чарнокитовый массив, обнаженный своей краевой частью в окрестностях обсерватории Мирный (Земля Королевы Мэри) (рис. 7). Он выделяется ассоциацией гиперстеновых гранитоидов с фаялитовыми, а также своеобразием структурных соотношений с гранулитами вмещающей толщи, испытавшей до формирования чарнокитов по крайней мере двукратный ультраметаморфизм в условиях гранулитовой фации (Klimov, 1959; Равич, Климов, Соловьев, 1965).

Этот чарнокитовый массив залегает в толще пироксен-плагиоклазовых сланцев и плагиогнейсов, в различной мере мигматизированных и гранитизированных (эндербитизированных), а также интрудированных небольшими дайкообразными телами позднее метаморфизованных габброидов (рис. 8).

Некоторые тела метагабброидов участками сохранили следы закаленных секущих по отношению к мигматизированным кристаллическим сланцам контактов. Вместе с тем многие тела таких габброидов совместно с окружающими кристаллическими сланцами подверглись и более поздней мигматизации, во время которой они были превращены в блоковые мигматиты с лейкодиоритовым и плагиогранитным жильным материалом, преимущественно обособленным в форме сетчатых инъекций. Такие соотношения габброидов и кристаллических сланцев указывают на двукратный ультраметаморфизм вмещающей гранулитовой толщи, проявления которого были разделены во времени периодом консолидированного состояния толщи и внедрения габброидов.

Довольно интенсивная мигматизация пироксен-плагиоклазовых сланцев района Мирного отличалась незначительным изменением их состава в результате сопутствующей эндербитизации. Характерно почти полное отсутствие калиевых полевых шпатов как в субстрате, так и в жильном материале мигматитов. Изменение состава субстрата характеризуется, главным образом, понижением содержаний пироксенов за счет соответственного возрастания содержаний кварца и, в меньшей мере, плагиоклаза более кислого состава. Последовательность превращений рассматриваемых пород при ультраметаморфизме (пироксен-плагиоклазовый сланец—гиперстеновый плагиогнейс—гиперстеновый плагиогранит) соответствует лишь началу более широкого ряда чарнокитизированных пород, отмеченному выше для Земли Эндерби. Тем не менее гранулитовая толща района Мирного обнаруживает признаки плавления довольно высокотемпературных плагиогранитных составов и частичного реоморфизма. Это проявляется в развитии сложных мигматитов, линзовый субстрат которых, представленный кристаллическими сланцами, сохраняет автономные внутренние структуры (различно ориентированные в разобщенных и повернутых относительно друг друга блоках), тогда как обтекающие линзы гранитизированные гиперстеновые плагиогнейсы с прожилками и гнездами плагиогранитов оказываются секущими по отношению к гнейсовидности субстрата.

В своей обнаженной части чарнокитовый массив района сложен внешне значительно сходными гиперстеновыми и фаялитовыми гранитоидами, преимущественно темными и крупнозернистыми, почти массивными или слегка гнейсовидными (в несколько большей мере в фаялитовых разновидностях). В их сложном распределении с частым чередованием и постепенными взаимопереходами намечается преобладание почти неогнейсовых гиперстеновых разновидностей гранодиоритового состава на краях, а более гнейсовидных, преимущественно фаялитовых разновидностей граносиенитового состава — в более центральных частях массива. Уси-

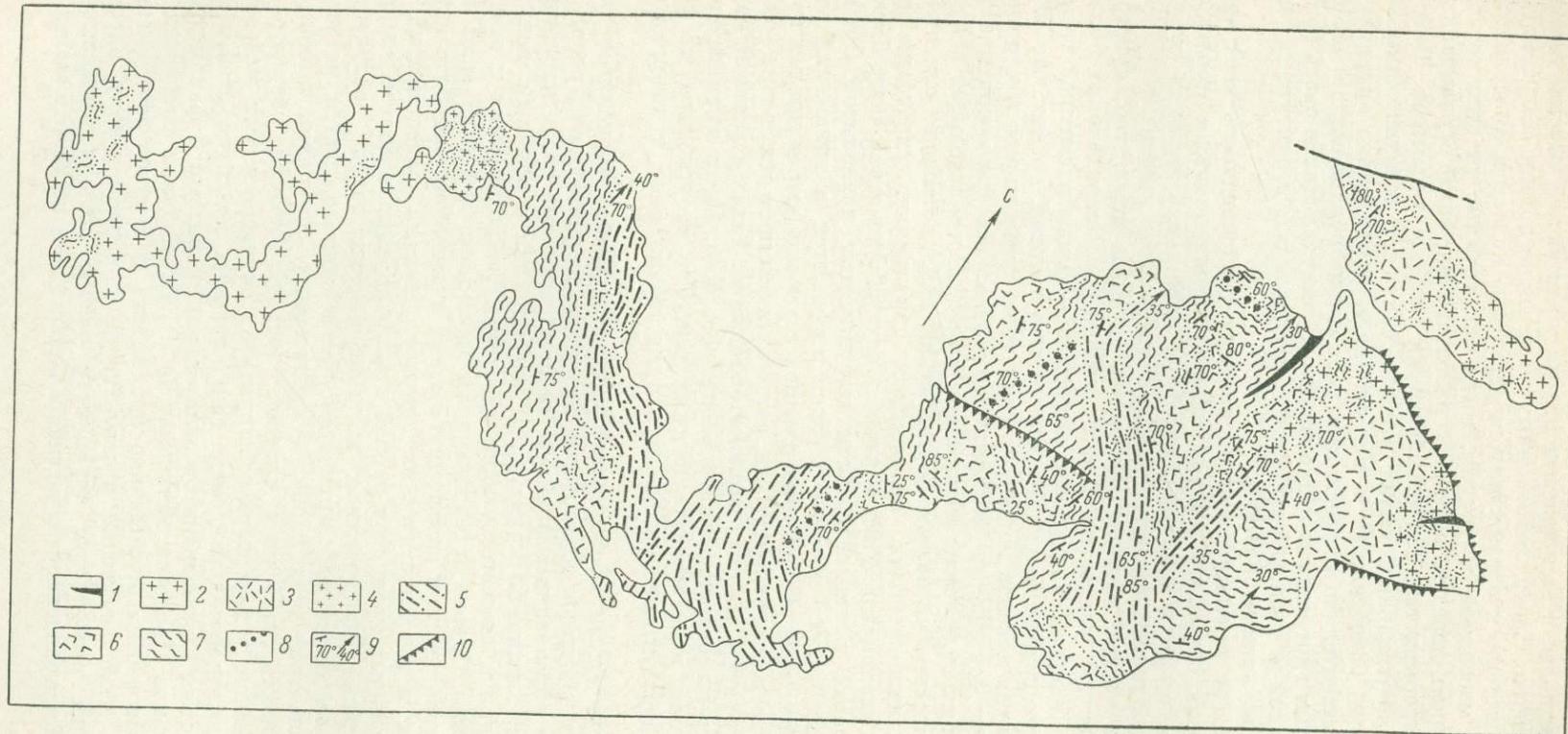


Рис. 8. Схематический геологический план нунатака Комсомольского (район обсерватории Мирный).

1 — пегматитовые жилы; 2 — чарнокиты (эвлитовые гранитоиды); 3 — чарнокитизированные габброиды (монцонито-диориты); 4 — лейкодиориты; 5 — зоны повторной мигматизации гранулитов и метагаббройдов; 6 — метагаббройды (габбро-долериты и габбро-нориты); 7 — мигматизированные пироксен-плагиоклазовые сланцы и плагиогнейсы; 8 — мигматизированные гранато-гиперстеновые гнейсы; 9 — элементы сланцеватости гранулитов; 10 — обрывы.

ление гнейсовидности в направлении центральных частей массива происходит неравномерно. Среди гнейсовидных гранитоидов обычно сохраняются различные по ширине и протяженности согласные полосы и линзовидные участки почти массивной структуры, тогда как крупные участки последних в свою очередь нередко нарушены развитием еще более ограниченных по размерам прерывистых зон огнейсования того же характера. Вместе с тем в более центральных частях массива получают довольно широкое развитие гораздо более четкие и выдержаные, параллельно ориентированные зоны значительно интенсивнее (хотя также неравномерно) огнейсовых бедных гиперстеном лейкогранитов, выделяющихся своей более светлой окраской и мелкозернистыми гранулитовыми структурами, нередко с лентулярным кварцем.

Независимо от интенсивности проявления гнейсовидность всех чарнокитов массива сохраняет выдержанное субмеридиональное простирание, согласное с общим простиранием более сложных в деталях структур вмещающей толщи, и крутое, почти вертикальное падение.

В краевых частях массива отмечается развитие агматитов, субстрат которых образуют угловатые блоки пироксен-плагиоклазовых сланцев и метагабброидов, а жильный материал — почти массивный гиперстеновый плагиогранит, переходящий в гиперстеновый гранит. По мере удаления в глубь массива попутно с усилением гнейсовидности чарнокитов происходит сокращение количества и уменьшение размеров присутствующих в них включений вмещающих пород. Преобладающие в краевых частях массива угловатые формы включений постепенно сменяются округлыми и линзовидными, вытянутыми параллельно гнейсовидности окружающих чарнокитов. Гнейсовидность внутри включений часто близка по ориентировке к гнейсовидности окружающих чарнокитов. Однако в центральных частях массива нередко отмечаются и включения мигматизированных кристаллических сланцев с хорошо выраженным автономными внутренними структурами, резко отличными по стилю и по ориентировке от структур смежных чарнокитов массива. Такая автономия внутренней структуры совершенно определенно говорит о том, что мигматизация и гранитизация этих кристаллических сланцев происходила до формирования чарнокитового массива и в существенно иных тектонических условиях.

Микроструктурные особенности рассматриваемых чарнокитов указывают на их частичное образование путем кристаллизации из расплава. Таким путем образовались наиболее ранние составные части чарнокитового массива, близкие по структурным особенностям к обычным магматическим породам и соответствующие по составу лейкодиоритам и отчасти плагиогранитам. Однако определяющими процессами формирования чарнокитов, обусловившими специфику состава и своеобразных бластоката-кластических и метабластических структур, явился существенный метаморфизм твердых продуктов ранней кристаллизации и многочисленных включений ранее образованных метаморфических пород, вовлеченных в интрузивные движения. Этот метаморфизм сопровождается метасоматическим развитием всех наиболее характерных минералов чарнокитов (эвилита, фаялита, щелочных полевых шпатов, отчасти кварца), что нашло отражение в характерных структурах замещения. Эти изменения привели к последовательной смене гиперстеновых лейкодиоритов и феррогиперстеновых плагиогранитов эвлитовыми гранитами и фаялитовыми граносиенитами. Процессы метасоматоза с образованием щелочных полевых шпатов весьма ограниченно проявились и в узкой зоне вмещающих пород, непосредственно примыкающей к чарнокитовому массиву.

Отмеченные особенности чарнокитов района Мирного показывают, что по своей направленности (частичное плавление и переход в мобильное

состояние глубоко метаморфизованных пород гранулитовой фации, гранитизация твердых включений при взаимодействии с расплавами во время совместных интрузивных движений) процессы формирования чарнокитового массива остаются во многом такими же, что и предшествовавшие им процессы ультраметаморфизма вмещающей толщи. Однако характер проявления и масштабы этих процессов существенно меняются: возрастает степень плавления пород и их интрузивных перемещений, существенно возрастает степень полноты метасоматических преобразований, значительно повышается щелочность возникающих гранитоидных составов. Все эти особенности позволяют рассматривать чарнокиты массива мобилизованными продуктами происходившего на большой глубине ультраметаморфизма гранулитовой толщи и относить их к реоморфическим образованиям.

Крупные тела довольно однородных гиперстеновых гранитоидов гранодиорит-граносиенитового ряда, отличающихся преимущественно крупнозернистым, часто порфировидным сложением, были выявлены на целом ряде других участков гранулитовой полосы побережья Восточной Антарктиды (Климов, Равич, Соловьев, 1965). Гранитоиды таких массивов во многом характеризуются теми же особенностями, что и чарнокиты массива вблизи обсерватории Мирный. Едва ли не единственной существенной особенностью последнего, не отмеченной для большинства других обнаруженных чарнокитовых массивов региона, является широкое развитие фаялитовых разновидностей и связанная с их структурными особенностями отчетливая анизотропия внутренней структуры массива.

Поскольку образование фаялитовых чарнокитов относится к конечным стадиям формирования чарнокитовых массивов, можно считать, что описанный выше чарнокитовый массив района Мирного является собой пример относительно редкой, но наиболее завершенной чарнокитизации, тогда как в большинстве случаев этот процесс доходит лишь до образования ферро-гиперстеновых и эвлитовых гранитоидов. Насколько можно судить по редкой встречаемости фаялитовых разновидностей среди чарнокитов других гранулитовых областей, эта особенность чарнокитообразования характерна и для многих, если не для большинства, чарнокитовых провинций мира.

Сравнивая характеристики описанных выше типов чарнокитов можно отметить, что обладая чертами существенного сходства и общности (приуроченность к областям гранулитового метаморфизма, ассоциация с пироксен-плагиоклазовыми сланцами и плагиогнейсами, сходство минеральных парагенезисов и выдержанность структурных соотношений различных минералов), чарнокиты значительно различаются прежде всего формами залегания и структурными соотношениями их индивидуализированных тел с окружающими породами. Хотя в большинстве случаев такие формы и структурные соотношения оказываются достаточно сложными, в целом довольно отчетливо намечается принадлежность чарнокитовых тел к широкому переходному ряду, начало которого обозначают расплющенные участки чарнокитов, метасоматически развивающиеся в гранулитах *in situ* с унаследованием их полосчатых и гнейсовидных структур, а конец — довольно четко оформленные чарнокитовые массивы, несущие признаки интрузивного залегания по отношению к окружающим гранулитам. Частое совмещение в контурах единых тел теневых и интрузивных чарнокитов, примеры которого описаны для Австралии (Wilson, 1964), Канады (Roch, 1968) и Антарктиды, с относительным преобладанием то первого, то второго типа и с вовлечением в интрузивные движения фрагментов ранее сформированных теневых чарнокитов, свидетельствует об единстве процесса чарнокитообразования, в начальных стадиях суще-

ственно теневого, а затем сопровождавшегося все более интенсивными движениями интрузивного характера.

Все вышеизложенное и позволяет относить чарнокитообразование к сложным ультраметаморфическим процессам в условиях гранулитовой фации, при которых наложение метаморфизма сопровождалось сначала метасоматическим гранитообразованием, а затем селективным плавлением и переходом в интрузивное состояние гранитизированного субстрата с последующим становлением чарнокитовых массивов на несколько более высоких уровнях толщ. Представляется вполне вероятным, что при интрузивных перемещениях процессам формирования наиболее однородных чарнокитовых массивов в значительной мере способствовало отделение селективного расплава от сравнительно крупных фрагментов недоплавленного субстрата, в силу своей большей плотности отстающих в движении или даже перемещающихся в обратном направлении по сравнению с более легким поднимающимся расплавом. С этой точки зрения, чарнокитообразование можно квалифицировать как сложную последовательность ультраметаморфических процессов, выражающую переход от регионального метаморфизма в условиях гранулитовой фации к процессам магматизма. В соответствии с этим характерные для многих чарнокитовых комплексов сложные формы локализации типа глубинных диапиров рассматриваются как переходные от унаследованных расплывчатых форм теневых гранитоидов (еще остающихся составными частями структурно единых метаморфических комплексов, явившихся их субстратом) к четко обособленным и структурно автономным интрузивно-магматическим гранитоидным массивам. Это и делает целесообразным выделение в рассмотренном ряду трех главных генетических типов чарнокитов, характерных для соответственно ранних, промежуточных и конечных стадий процесса чарнокитообразования:

а) теневых (метасоматических) — образованных *in situ* по субстрату благоприятных по составу кристаллических сланцев гранулитовой фации, имеющих сложные расплывчатые формы обособлений и сохраняющих в своем внутреннем строении унаследованные структуры замещаемых метаморфических толщ;

б) реоморфических — сформированных преимущественно за счет теневых чарнокитов при их последующем частичном плавлении и мобилизации, приводящей к сложным диапирическим перемещениям неоднородного по интрузивным свойствам материала и к формированию диапир-плутонов различной степени автономности.

в) магматических — образованных преимущественно за счет обособленных при высокой степени мобилизации гранитоидных расплавов, оторванных при интенсивных интрузивных перемещениях от своих метаморфических корней и локализующихся на более высоких уровнях в форме существенно автономных по структуре гранитоидных массивов.

Следует также отметить, что локализуясь в пределах гранулитовых толщ и становясь их составными частями, чарнокиты различных генетических типов совместно с окружающими гранулитами нередко подвергаются повторному метаморфизму в условиях той же фации, превращаясь в особый тип — чарнокито-гнейсы, первичные генетические особенности которых, так же как и большинства других метаморфических пород, оказываются в значительной мере, а нередко и полностью стертными.

Стадийность формирования и различные локальные особенности чарнокитизации, естественно, сильно усложняют применение этой простой схемы к конкретным чарнокитовым комплексам, существенно затрудняя во многих случаях отнесение пород к одному из трех выделенных типов. Главными критериями дифференциации, по нашему мнению, должны служить наиболее общие структурно-петрологические особенности пород:

сохранение общего структурного единства с окружающими гранулитами — для теневого (метасоматического) типа, сочетание признаков интрузивности и частичной структурной автономии с еще сохранившимися признаками генетической связи и развития за счет окружающих гранулитов — для реоморфического типа и отчетливая интрузивность с высокой степенью структурной автономии и отсутствием признаков генетической связи с вмещающими породами — для магматического типа.

Отмеченные выше особенности антарктических чарнокитов в значительной мере присущи и чарнокитам других областей их развития. В опубликованных описаниях нетрудно увидеть большое сходство, например, кольско-лапландского (Бондаренко, Дагелайский, 1968) и побужского (Наливкина, 1965) чарнокитовых комплексов с комплексом теневых эндербитов антарктического локатипа, приладожских (Саранчина, 1969) и южнофинляндских (Раггас, 1968) с наиболее близкими к магматическим чарнокитами, а также говорить о значительной гетерогенности алданских и анабарских чарнокитов (Лазебник, 1966), отчасти близких к теневым эндербитам, но, возможно, более характерных своими наложенно-огнейсованными типами.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧАРНОКИТОВ

Подобно другим гранитоидам областей ультратемпературы чарнокиты являются структурно неоднородными породами, широко варьирующими по количественным соотношениям преобладающих в их составе полевых шпатов, основности плагиоклазов и содержаниям кварца и цветных минералов (преимущественно ортопироксенов, реже клинопироксенов, гранатов, фаялита и во многих случаях отчетливо наложенных амфиболов и биотитов).

Большинство чарнокитов различных районов независимо от их типов обладает существенным сходством состава в соответствующих разновидностях и последовательности его изменений, а также структурным и минералогическим сходством. Начальные члены их рядов содержат более основные плагиоклазы и практически лишены калинатровых полевых шпатов, тогда как в последующих развиваются все более кислые плагиоклазы и затем калинатровые полевые шпаты. Параллельно возрастает железистость присутствующих цветных минералов, тогда как их общие содержания существенно поникаются. Нередко одновременно идет и обогащение более поздних разновидностей кварцем. Однако во многих случаях новообразование кварца предшествует появлению калинатровых полевых шпатов, тогда как при развитии последних его содержания, наоборот, поникаются.

Отмеченные общие особенности изменения состава чарнокитов и явились основой для выделения их двух главных групп: плагиоклазовых (эндербитов) и существенно щелочно-полевошпатовых (самостоятельно чарнокитов), а внутри этих групп — разновидностей с нормальным для гранитов и существенно пониженным содержанием кварца. Реже выделяется как самостоятельная промежуточная группа мезопертитовых чарнокитов.

Неоднородность состава чарнокитов сочетается с большой сложностью их микроструктур.

Структуры эндербитов складываются из элементов реликтовых гранобластических структур их гранулитового субстрата, мелкомозаичных структур перекристаллизованного кварц-плагиоклазового агрегата и наложенных метабластических элементов, связанных с развитием более крупных и сложных по форме выделений антипертитового плагиоклаза, гиперстена и кварца или их диабластических сростков. Последовательное наложение бластокатастических и метабластических элементов на гра-

нобластические структуры гранулитового субстрата обычно хорошо проявлено в зонах переходов от сланцев к эндербитам, нередко оно отмечается и в отдельных разобщенных пятнах крупных эндербитовых участков. Вместе с тем в других частях тех же участков метабластические структуры эндербитов практически полностью теряют элементы реликтовых структур субстрата и постепенно сменяются достаточно хорошо выраженными гипидиоморфными структурами несколько более крупнозернистых и почти массивных разновидностей практически того же состава, выделяющимися призматическими формами гиперстена и плагиоклаза и ксеноморфным кварцем. Такие же гипидиоморфные структуры характерны и для сходных по составу жильных плагиогранитов, инъецирующих смежные с эндербитами участки или заключенные в них линзы гранулитов и, очевидно, отражают существенно реоморфизованный характер соответствующих разновидностей.

В собственно чарнокитах, так же как и в мезопертитовых, в различной мере сохраняющих реликтовые элементы эндербитовых структур (в том числе и более ранних гранобластических и бластокатакластических структур их субстрата), определяющими элементами структур становятся метабластические формы новообразованных обычно более крупных сито-видных или порфиробластических выделений калинатровых полевых шпатов (или мезопертитов), а также ксенобласти гиперстена, фаялита и реже клинопироксена поздних генераций. Развитию этих минералов также предшествовал бластокатаклаз, хорошо проявленный не только в образовании мелкомозаичных перекристаллизованных агрегатов, разобщающих сохранившиеся участки сложной эндербитовой структуры, но и в частичном катаклазе и перекристаллизации крупных выделений антипертитового плагиоклаза (изогнутость и разрывы двойниковых швов, блоковое строение, неоднородность состава и неравномерная расплывчатая зональность).

Почти повсеместно отмечается существенно различный характер поведения во время структурных преобразований, с одной стороны, плагиоклаза (и в значительной мере кварца), а с другой — гиперстена и других цветных минералов. Первые характеризуются неполнотой преобразования и часто одновременно присутствуют в реликтовых, переходных и новообразованных формах, соответственно обнаруживая широкие вариации состава даже в пределах отдельных зерен. Вторые, напротив, редко встречаются в переходных формах и обычно характеризуются большим постоянством состава, соответствующим либо исходным, либо новообразованным разновидностям. Вследствие этого в значительной мере равновесные ассоциации цветных минералов чарнокитов нередко оказываются резко неравновесными с ассоциированными плагиоклазами.

Во многих случаях наложенный бластокатаклаз эндербитов и, реже, чарнокитов, интенсивно проявленный в отдельных зонах и сопровождаемый наиболее интенсивной перекристаллизацией кварца или окварцеванием, приводит к развитию в чарнокитах вторичных гранулитовых структур, во многом сходных с гранулитовыми структурами их исходного субстрата, но отличающихся от них сохранением реликтовых участков более крупнозернистых и сложных по структуре чарнокитов или отдельных крупных порфиокластов их полевых шпатов.

Все отмеченные выше структурные особенности в различной мере присущи как теневым, так и реоморфизованным чарнокитам. Однако, если в первых более отчетливо выражены реликтовые структуры гранулитового субстрата и метабластические формы антипертитового плагиоклаза, то реоморфизованные чарнокиты, напротив, отличаются более широким проявлением элементов гипидиоморфных структур с призматическими формами плагиоклаза и гиперстена и ксеноморфным кварцем.

Очевидно, это отражает значительно более высокую относительную роль магматических составляющих в реоморфизованных чарнокитах. Независимо от этого наложенные элементы метабластического развития калинатровых полевых шпатов и поздних цветных минералов (эвилита и фаялита) свидетельствуют о существенно метасоматическом формировании собственно чарнокитовых ассоциаций минералов.

Минералы отдельных разновидностей и типов чарнокитов заметно отличаются по своему составу и особенностям структурного состояния.

Плагиоклазы в эндербитовых разновидностях (соответственно, обогащенных и бедных кварцем) составляют от 55 до 90% объема. В собственно чарнокитах их содержания снижаются вплоть до полного исчезновения за счет соответственного повышения содержаний калинатровых полевых шпатов.

Плагиоклазы эндербитов преимущественно относятся к андезинам №№ 30—40. Они часто содержат до 15—20% веретеновидных или пластинчатых вростков щелочных полевых шпатов, характерных для антипертитов распада, и выделяются пятнистыми микроструктурами, типичными, по мнению многих исследователей (Wilson, 1958), для переходных (от высокотемпературных к низкотемпературным) структурных состояний.

Такие же плагиоклазы несколько пониженной основности (андезины №№ 30—35) характерны и для мезопертитовых разновидностей чарнокитов, причем наряду с почти неуловимыми переходами антипертитов в мезопертиты (при постепенном возрастании объема антипертитовых вростков до 50% и более) широко распространены разновидности чарнокитов, в которых мезопертиты присутствуют совместно с индивидуализированными зернами антипертитов, содержащих не более 30% вростков щелочных полевых шпатов. Отчетливо проявленные в таких случаях коррозионные структуры замещения антипертитов мезопертитами свидетельствуют о гетерогенности соответствующих мезопертитовых чарнокитов, прошедших в своем развитии более ранний и достаточно обоснованный этап эндербитизации. Составы плагиоклазов из вростков в мезопертитах варьируют гораздо шире, приближаясь, с одной стороны, к характерному для индивидуализированных антипертитов андезину №№ 30—35, а с другой — к олигоклазу №№ 20—25. Ограниченнность таких олигоклазовых составов только вростками в мезопертитах при сохранении андезинового состава ассоциированных зерен антипертита, скорее всего, свидетельствует о неоднократности распада мезопертитов в различных температурных условиях.

В разновидностях, существенно обогащенных ортоклазом или ортоклаз-пертитом, составы плагиоклазов становятся несколько более кислыми, чем в мезопертитовых чарнокитах и соответствуют андезин-олигоклазам №№ 25—35. Эти плагиоклазы существенно отличаются от плагиоклазов эндербитов и мезопертитовых чарнокитов почти полным исчезновением антипертитовых вростков и отсутствием характерной пятнистости. Вместе с тем нередко они приобретают расплывчатую зональность с неравномерным понижением основности до олигоклаза №№ 20—25 преимущественно в периферийных частях выделений.

Калинатровые полевые шпаты, практически отсутствующие в эндербитовых разновидностях, составляют в собственно чарнокитах до 65—70% объема, а в их разновидностях, отклоняющихся в сторону кварцевых сиенитов, — до 80%. Они существенно различаются содержаниями плагиоклазовых составляющих в твердых растворах и в виде пертитовых вростков их распада преимущественно веретеновидной, струновидной или тонкопластинчатых форм. По этому признаку хорошо отличаются мезопертиты теневых чарнокитов, ассоциированных с теневыми эндербитами, и ортоклаз-пертиты теневых и реоморфизованных чарнокитов.

Мезопериты, отличающиеся сравнительно равномерным распределением перитовых вrostков, составляющих 30—50% их общего объема и варьирующих по составу от андезина №№ 30—35 до олигоклаза №№ 20—25, относятся к криpto- и микроперитовым разновидностям. В наиболее тонких, едва различимых под микроскопом, криптоперитах они отличаются существенно повышенными показателями преломления (до 1.540 по Ng), очевидно, свидетельствующими о пониженной щелочности исходных гомогенных полевых шпатов и их обогащении кальцием. В мезоперитах с наиболее четко обособленными перитовыми вростками, так же как и в перитах большинства других чарнокитов, показатели преломления значительно поникаются (до 1.526 по Ng), указывая на приближение этих полевых шпатов к ряду альбит—ортоклаз с существенным (до 35%) содержанием альбитовой составляющей в их твердых растворах.

По своим оптическим свойствам большинство щелочных полевых шпатов чарнокитов соответствует промежуточным ортоклазам с широкими вариациями величины углов оптических осей от 45—50 до 80—85°. Рентгенометрическими исследованиями в них устанавливается широкое изменение степени триклинистости, охватывающее большую часть интервала между крайне неупорядоченными ортоклазами и предельными микроклинами. Наиболее широкие вариации степени триклинистости проявлены в полевых шпатах с большими углами оптических осей. Гораздо реже отмечаются микроклины высокой триклинистости с отчетливой решетчатой структурой; они несут признаки образования путем триклинизации ортоклазов. Это отчетливо выражено в умеренно деформированных разновидностях чарнокитов, ортоклаз-периты которых вдоль мелких трещинок постепенно переходят в решетчатые микроклины, одновременно почти нацело освобождаясь от перитовых вростков.

Ромбические пироксены, наиболее распространенные и характерные цветные минералы почти всех разновидностей чарнокитов, составляют до 15—20% объема эндербитов и до 10—15% собственно чарнокитов, хотя нередко во многих лейкократовых разновидностях чарнокитов они присутствуют лишь в единичных зернах. Вместе с тем снижение содержаний ромбических пироксенов происходит и вследствие их замещения биотитами и гораздо реже амфиболами, что часто четко проявляется в соответствующих коррозионных структурах.

Составы ромбических пироксенов различных разновидностей чарнокитов различаются прежде всего железистостью. В эндербитах они преимущественно относятся к гиперстенам (железистость 40—50%), сравнительно редко отклоняясь в сторону феррогиперстенов (с железистостью до 60%). В собственно чарнокитах преобладают феррогиперстены и эвлиты, причем относительно низкие по железистости (50—60%) феррогиперстены характерны для теневых существенно плагиоклазодержащих типов, тогда как наиболее железистые эвлиты (железистость 75—83%) присутствуют лишь в весьма бедных или почти лишенных плагиоклаза субщелочных разновидностях реоморфизованных чарнокитов. Промежуточные составы (феррогиперстены с железистостью 55—65%) характерны для теневых мезоперитовых гранитов.

Ромбические пироксены реоморфизованных чарнокитов содержат лишь незначительные количества (до 0.03—0.04 форм. ед.) кальция и глиноzemа и практически относятся к ряду энстатит — ферросилит. В отличие от этого пироксены теневых эндербитов и в меньшей мере мезоперитовых чарнокитов имеют варьирующие содержания глиноzemа, достигающие 0.15 форм. ед. в некоторых разновидностях эндербитов, особенно гранатосодержащих. Эти особенности состава достаточно хорошо коррелируются с физическими свойствами соответствующих пироксенов. Высокоглиноzemистые пироксены, как правило, обладают резким плеохроизмом,

несколько пониженными показателями преломления и слабыми аномалиями интерференции, пятнисто проявленными в пределах отдельных зерен.

Характерной особенностью многих ромбических пироксенов эндербитов являются их пластинчатые структуры, относящиеся к двум различным типам. Первый из них характеризуется присутствием параллельно ориентированных (по 100) прерывистых пластинок или вrostков клинопироксенов и обычно рассматривается как проявление структур распада первоначально обогащенных кальцием гомогенных пироксенов. Второй тип, выраженный присутствием также ориентированных (по 100) очень тонких пластинок клиноромбических пироксенов, обычно существующих совместно с поперечной псевдодвойниковой пластинчатостью, является аналогом экспериментально полученных Боузеном структур перехода энстатита в клиноэнстатит в условиях высокого стресса и, очевидно, отражает сходное превращение ромбических пироксенов в природных условиях.

В отличие от пироксенов теневых чарнокитов, пироксены реоморфизованных их типов обладают существенным сходством с соответствующими пироксенами обычных интрузивных пород, лишь несколько отличаясь от них пониженными содержаниями кальция и гораздо более широким распространением высокожелезистых компонентов (эвлитов), сравнительно редко встречающихся в обычных интрузивных комплексах. Вместе с тем некоторые исследователи (Кононова, 1968) отмечают более плотные упаковки элементарных ячеек чарнокитовых ромбических пироксенов по сравнению с пироксенами обычных интрузивных пород, их несколько повышенные показатели преломления при одинаковой железистости и пониженные двупреломления. Однако таких определений еще слишком мало для того, чтобы считать отмеченные особенности характерными для всех типов чарнокитов. В этой связи можно отметить, что другие исследователи (Parras, 1958), напротив, считают характерной особенностью чарнокитовых ромбических пироксенов некоторое повышение их двупреломления.

Моноклинные пироксены, преимущественно распространенные в почти бескварцевых или бедных кварцем разновидностях чарнокитов, обычно в подчиненных количествах (до 5—10%), практически отсутствуют или обнаруживаются лишь в единичных зернах в большинстве существенно кварцодержащих чарнокитов. Тем не менее, подобно ромбическим пироксенам, они существенно варьируют по составу, прежде всего в отношении железистости, обнаруживая хорошую корреляцию с составами сосуществующих ромбических пироксенов. Для эндербитовых разновидностей характерны клинопироксены с более низкой, чем у ромбических пироксенов, железистостью (30—35% — для клинопироксена, 40—50% — для гиперстена), тогда как в собственно чарнокитах железистость обоих сосуществующих пироксенов сближается (60—75% — для ортопироксенов, 55—70% — для клинопироксенов), а в их разновидностях, почти лишенных плагиоклазов и существенно обедненных кварцем, железистость клинопироксенов (85—90%) даже несколько превышает железистость сосуществующих ортопироксенов (75—85%).

Почти все моноклинные пироксены чарнокитов отличаются несколько пониженными содержаниями кальция, обычно составляющего 0.8—0.9 форм. ед. В большинстве разновидностей они бедны алюминием, содержание которого не превышает 0.05 форм. ед., но в некоторых эндербитовых разновидностях его содержания повышаются до 0.10—0.15.

Клинопироксены чарнокитов обладают очень слабыми зеленоватыми окрасками, усиливающимися с повышением их железистости, а по величинам CNg (39—45°) и $2V$ (50—55°) соответствуют пироксенам нескольких пониженной кальциевости, примыкающим к ряду диопсид—геденбергит.

Подобно ромбическим пироксенам, клинопироксены эндербитов содержат очень тонкие пластические вrostки низкодвупреломляющих

клиновомбических пироксенов, очевидно, характеризующих собой еще более значительное обеднение кальцием исходных твердых растворов клинопироксенов, подвергшихся распаду. В собственно чарнокитах такие пластинчатые структуры клинопироксенов не обнаруживаются.

Фаялиты довольно редко встречаются в чарнокитах, ограничиваясь лишь их субщелочными разновидностями, очень бедными или практически лишенными плагиоклазов и чаще выделяющимися пониженными содержаниями кварца. Содержания фаялита обычно не превышают 5% объема пород и лишь изредка повышаются до 10—12%. Вариации состава фаялитов в отношении железистости очень ограничены (93—98%). По оптическим свойствам они почти не отличаются от других природных и синтетических фаялитов.

Гранаты сравнительно редко и в ограниченных количествах (от единичных зерен до 3—5% объема) отмечаются преимущественно в эндербитовых и мезопертитовых разновидностях чарнокитов. Во многих случаях их развитие носит наложенный характер: они проявляются в виде каемок вокруг гиперстеновых зерен. Составы гранатов из чарнокитов выделяются заметными содержаниями гроссуляровой составляющей (до 20—25%) и повышенной железистостью (60—80%), причем выявляется хорошая корелляционная связь между их железистостью и железистостью сосуществующих ортопироксенов, повсеместно сохраняющих свою более высокую магнезиальность по сравнению с ассоциированными гранатами.

Биотиты, почти повсеместно присутствующие лишь в незначительных количествах, в отдельных разновидностях чарнокитов составляют до 10—15% и становятся главными цветными минералами. Преимущественно они имеют наложенный характер и развиваются с замещением гиперстена и других цветных минералов в обогащенных ими разновидностях чарнокитов или в отдельных гнездах лейкократовых типов. При этом широко варьирующая железистость биотитов (35—85%) довольно хорошо коррелируется с почти равной железистостью сосуществующих ортопироксенов. Большинство чарнокитовых биотитов существенно обогащены титаном (до 0.25—0.30 форм. ед.), глиноземом, особенно в тетраэдрической позиции (1.5—1.6 форм. ед.), а в эндербитовых разновидностях — также и натрием, нередко содержащимся в примерно равных количествах с калием.

Биотиты чарнокитов окрашены в густые коричневые тона и нередко содержат тонкую вкрапленность рутила и других рудных минералов.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЧАРНОКИТОВ

Особенности состава и микроструктур многоминеральных чарнокитов определенно свидетельствуют о стадийности чарнокитообразования и позволяют наметить ряд его этапов, характерных развитием маломинеральных и довольно выдержаных минеральных ассоциаций, формированию которых предшествовал существенный катаклизм и частичная перекристаллизация субстрата.

Наибольшим распространением пользуются эндербитовая (плагиоклаз, гиперстен, кварц) и собственно чарнокитовая (ортоклаз, гиперстен, кварц) ассоциации. Более редкими оказываются ассоциации мезопертитовых чарнокитов (мезопертит, гиперстен, кварц) и фаялито-кварцевых сиенитов (ортоклаз, фаялит, кварц). Спорадически эти ассоциации дополняются клинопироксеном или гранатом одновременно в чарнокитах, как правило не присутствующими. Кроме того, в подавляющем большинстве чарнокитов отмечается присутствие их характерных аксессорных минералов: магнетита и ильменита.

Сравнение минеральных ассоциаций реликтового субстрата и новообразованных чарнокитов позволяет наметить последовательность этапов чарнокитообразования в конкретных природных комплексах и выделить наиболее характерные из них.

1. Пироксеновый гранулит (плагиоклаз, гиперстен, клинопироксен \pm кварц)—эндербит (плагиоклаз, гиперстен, кварц \pm клинопироксен)—мезопертитовый чарнокит (мезопертит, гиперстен, кварц \pm плагиоклаз).

2. Пироксеновый гранулит—эндербит—составлено чарнокит (ортоклаз, гиперстен, кварц \pm плагиоклаз).

3. Метагабброид (плагиоклаз, гиперстен, клинопироксен \pm кварц)—эндербит—составлено чарнокит—фаялито-кварцевый сиенит (ортоклаз, кварц, фаялит \pm плагиоклаз).

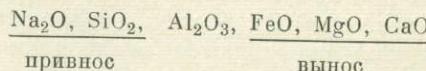
Первые два из этих комплексов характерны для близких к теневым, а последний — для наиболее реоморфизованных типов.

Минеральные ассоциации эндербитов (плагиоклаз, гиперстен, кварц \pm клинопироксен) преимущественно развиваются с замещением минеральных ассоциаций пироксеновых гранулитов, реже метагаббройдов (плагиоклаз, гиперстен, клинопироксен \pm кварц). Вместе с тем в существенно реоморфизованных типах эндербиты гипидиоморфной структуры, не обнаруживающие признаков метасоматического развития, считаются образованными непосредственно из расплава.

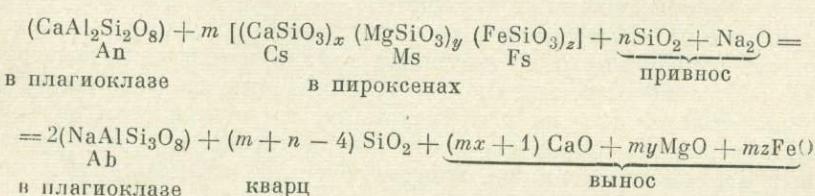
Последовательное образование все более кислых плагиоклазов (до андезина №№ 40—45) и параллельно более железистых пироксенов (до феррогиперстенов с железистостью 60%) при эндербитизации пироксеновых гранулитов и метагабброидов хорошо коррелируется с возрастанием соответствующих породах содержаний натрия и понижением содержаний кальция, магния и железа. Содержания глинозема при этом меняются лишь незначительно. Такая инертность глинозема хорошо проявлена в структурах непосредственного замещения относительно основных плагиоклазов более кислыми вдоль границ зерен и даже в их контурах. Одновременно это свидетельствует и о высокой подвижности натрия и в меньшей мере кремнезема. Текстурная специфика большинства пород гранулитовой фации — развитие лентикулярных обособлений почти чистого кварца — вызывает широкие вариации содержаний кремнезема в анализированных образцах, возможно, значительно превышающих его действительные изменения при эндербитизации. Однако в конкретных сериях эндербитов в целом определено намечается повышение содержаний кремнезема

Поскольку существенное понижение содержаний пироксенов (в первую очередь клинопироксенов) при эндербитизации сопровождается повышением их железистости, можно говорить о большем выносе магния по сравнению с железом и кальцием — по сравнению с магнием.

Все это позволяет наметить следующий ряд подвижности компонентов при эндербитизации:



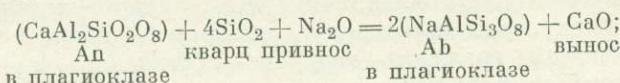
и представить процесс в виде схематизированной химической реакции:



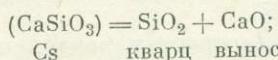
где $x > y > z$ — мольные доли распадающихся с выносом оснований кальциевой, магнезиальной и железистой составляющих пироксенов, m — общее количество таких молей, n — число молей привнесенного кремнезема.

Приведенная реакция суммирует элементарные реакции:

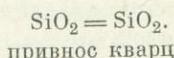
а) раскисления плагиоклаза с выносом кальция —



б) разложения пироксенов с выносом оснований и освобождением кремнезема, например



в) привноса кремнезема и образования кварца —



Из этих реакций видно, что составы плагиоклазов эндербитов определяются прежде всего разностями химических потенциалов натрия и кальция, но мало зависят от температуры и давления (Δz реакции *a* не превышает 2%, а Δv — около 4%). В отличие от этого разложение пироксенов с выносом оснований и привнос кремнезема с новообразованием кварца сопровождаются различными по знакам, но в обоих случаях существенными объемными эффектами (около 30% при разложении пироксенов). Поэтому при прочих равных условиях понижения давления могут компенсироваться избыточным новообразованием кварца, а повышения — дополнительным разложением пироксенов.

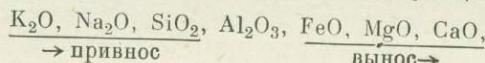
Сравнение типичных минеральных ассоциаций теневых эндербитов антарктического локатипа (плагиоклаз № 35, гиперстен с железистостью 45%, клинопироксен — 35%) с эндербитами реоморфических комплексов (плагиоклаз № 40, гиперстен с железистостью 55%, клинопироксен — 30%) показывает хорошее соответствие с представлениями о более высокотемпературном образовании теневых эндербитов (заметно меньший разрыв в железистости существующих пироксенов), их большей глубинности (пониженные содержания цветных минералов) и повышенной натровой щелочности среды (более кислые плагиоклазы). Однако, если для теневых эндербитов локатипа температуры образования около 1000° С (по двупироксеновому геотермометру Кретца) кажутся приемлемыми и согласующимися с другими данными, то для реоморфизованных эндербитов определяемые по этим же графикам температуры в 650 — 700° С представляются заниженными.

Минеральные ассоциации мезоперитовых чарнокитов (мезоперит, гиперстен, кварц±плагиоклаз) и собственно чарнокитов (ортоклаз, гиперстен, кварц±плагиоклаз) развиваются метасоматически с замещением эндербитовых ассоциаций (плагиоклаз, гиперстен, кварц). Встречающиеся в литературе высказывания об образовании сходных собственно чарнокитовых ассоциаций непосредственно из расплавов хотя и вероятны для существенно реоморфизованных чарнокитов, но пока не находят убедительной аргументации в описанных конкретных случаях. Для щелочных полевых шпатов из глубинных гранитоидов трудно найти надежные доказательства об их непосредственной кристаллизации из расплавов. Даже если такая кристаллизация и происходит, то практически она обычно целиком затушевана более поздним «автометасоматическим» развитием щелочных полевых шпатов, по существу, и определяющим главные элементы структур этих гранитоидов.

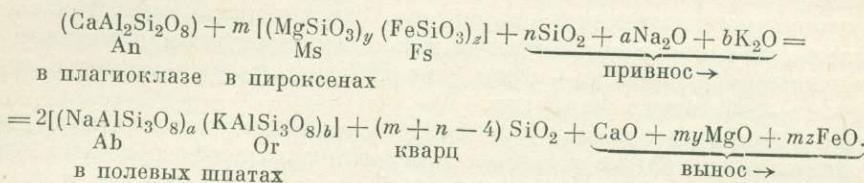
Замещение плагиоклазов эндербитовых ассоциаций мезопертитами или ортоклазами происходит при некотором опережающем снижении их основности (примерно до андезина № 35 — в мезопертитовых чарнокитах и до олигоклаз-андезина № 30 — в собственно чарнокитах). Параллельно идет возрастание железистости гиперстенов (до феррогиперстенов, реже — эвлитов), также в большей мере свойственное собственно чарнокитам, чем мезопертитовым гранитам.

Изменение химического состава при собственно чарнокитизации, так же как и при эндербитизации, характеризуется возрастанием содержаний щелочей и понижением кальция, магния и железа при относительном постоянстве содержаний глинозема. Существенным отличием при этом является гораздо более значительное возрастание содержания калия по сравнению с натрием (при эндербитизации напротив, прецессия

Ряд относительной подвижности компонентов для этапа собственно чарнокитизации в связи с этим приобретает следующий вид:



и процесс представляется в виде следующей схематизированной химической реакции:



Такая реакция показывает, что общая направленность процессов на этом этапе остается той же, что и при эндербитизации, хотя замена натрия калием в качестве главного агента процесса вызывает не только качественное отличие минеральных ассоциаций (появление щелочных полевых шпатов, исчезновение клинопироксенов), но и заметные различия в составах самих минералов.

Сравнение типичных ассоциаций теневых мезоперитовых чарнокитов (мезоперит, андезин № 35, феррогиперстен с железистостью 60%, кварц) и наиболее реоморфизованных чарнокитов (ортоклаз с содержанием 25—30% альбитовой составляющей, плагиоклаз № 30, феррогиперстен-эвлит, кварц) показывает, что в ходе эндербитизации повышение калиевой щелочности значительно сильнее стимулирует повышение железистости гиперстенов, чем повышение натровой щелочности.

Температуры образования мезопертитовых чарнокитов могут быть оценены примерно в 900—950° С (исходя из полной смесимости калиевой и натровой составляющих андезинового состава). Это хорошо согласуется с оценками температур предшествовавших им по времени образования теневых эндербитов (около 1000° С) по пироксеновому геотермометру. В отличие от этого температуры порядка 750—800°, характеризующие типичные ассоциации плагиоклаза № 30 и пертитового ортоклаза с 25—30% альбитовой составляющей в реоморфических чарнокитах, едва ли можно согласовать с более низкими температурами предшествовавших им эндербитов (650—700° С), определенными по пироксеновому термометру Кретца. Поскольку возможность образования ромбических пироксенов в метаморфических породах при температурах ниже 700° С пока еще не подтверждается экспериментальными данными и вследствие этого считается многими исследователями нереальной, представляется более вероятным, что в данном случае смещение ионо-обменного равновесия может зависеть

не только от температуры, но и от щелочности среды, в свою очередь, сильно влияющей на химические потенциалы железа и магния. Косвенным признаком более высоких температур образования эндербитов в данном случае является и отсутствие в них водосодержащих минералов.

Своеобразие минеральных ассоциаций чарнокитов весьма ограничивает возможности их использования для надежных оценок давлений во время образования. Однако сопоставление их с парагенезисами ассоциированных гранулитов, испытавших наложенный метаморфизм при чарнокитизации, показывает, что такие давления существенно не отличались от обычных для высоких ступеней андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Дистенсодержащие породы в ассоциациях с чарнокитами не встречаются.

Следует подчеркнуть довольно определенную связь различных типов чарнокитов с выделенными в предыдущей главе различными типами гранулитов. С гранулитами лапландского и сутамского типов, характеризующими области наиболее высокого метаморфизма гранулитовой фации, ассоциирован наиболее высокотемпературный комплекс теневых эндербитов — реоморфизованных мезопертитовых гранитов, тогда как с гранулитами ладожского типа, отражающими метаморфизм значительно более низкой ступени гранулитовой фации, ассоциированы интрузивные чарнокиты практически магматического характера. Это хорошо согласуется с представлениями о более глубинном и высокотемпературном характере чарнокитового ряда эндербит—мезопертитовый гранит по сравнению с рядами эндербит — собственно чарнокит.

Все приведенные данные свидетельствуют о том, что процессы чарнокитизации происходят в условиях высокой подвижности щелочей и стимулированной этим повышенной подвижности кальция, магния и железа. При этом для наиболее глубинного и высокотемпературного ряда эндербит—мезопертитовый гранит характерно преимущественное повышение натровой щелочности с умеренным повышением калиевой, а для наиболее реоморфизованных и более низкотемпературных рядов эндербит — собственно чарнокит — напротив, существенно повышающаяся калиевая щелочность и мало меняющаяся — натровая.

Поскольку формирование парагенетических рядов чарнокитов происходило в условиях снижающихся температур и давлений, их ассоциации с определенными типами окружающих гранулитов скорее всего отражают проявление регressiveных стадий метаморфизма соответствующих типов гранулитов, локализованное в наложенных зонах дробления и повышенной проницаемости. С этой позиции можно предполагать, что химические и минералогические превращения при прогрессивном метаморфизме гранулитовой фации в определенной мере имеют обратную направленность и последовательность по сравнению с процессами чарнокитизации.

ГЛАВА III

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ НОМЕНКЛАТУРА

Номенклатура пород гранулитовой фации, используемая в литературе, весьма сложна и запутанна. Она изобилует названиями, содержащие которых нечетко определено и различно трактуется. Нередко существенно отличающиеся по составу и структуре породы названы различными авторами одинаково и, наоборот, весьма сходные по этим признакам породы существуют под разными наименованиями. Многие термины, содержащие которых существенно изменились в результате детального изучения соответствующих пород, используются авторами как в первоначальном, так и в пересмотренном значении. Все это существенно затрудняет корреляцию пород гранулитовой фации.

В связи с вышеизложенным представляется необходимым сделать ряд замечаний относительно содержания наиболее распространенных терминов.

Понятие «гранулит» впервые было использовано при описании метаморфического комплекса Саксонии (Lehman, 1884) для определения гнейсовых мелковзернистых пород, состоящих из граната, ортоклаза, кварца (иногда с биотитом и роговой обманкой) и отличающихся полосчатой текстурой с ленточным кварцем. Французские петрографы под гранулитами (лептинитами) подразумевают мелковзернистые гранит-порфиры с идиоморфным кварцем. Английские и американские петрологи употребляют этот термин главным образом в структурном смысле, имея в виду равномернозернистые породы (гранулированные) с гранобластовой структурой. В 1936 г. Сахама (Sahama, 1936) расширил понятие «гранулит», объединив в него все кварц-полевошпатовые породы, гранат- или пироксенсодержащие (с биотитом и амфиболом или без них). Расплывчатость такого определения позволила петрологам под этим названием описывать самые разные породы. Наряду с понятием «гранулит» были введены и стали широко применяться термины «чарнокит», под которым понимались гиперстен-щелочно-полевошпатовые гнейсы (Groves, 1935; Pichamutu, 1953; Subramaniam, 1959), и «чарнокитовая серия», объединяющая разнообразные полевошпатовые породы с гиперстеном. Но часто термины «гранулит» и «чарнокит» используются как синонимы. Результатом изучения пород чарнокитовых серий было появление большого количества таких новых терминов, как бугит, арендалит, кондалит, эндербит и многие др.

В наиболее широком смысле термин «гранулит» употреблял Эсcola (Escola, 1952), объединяя им все породы, относящиеся к гранулитовой фации. Но впоследствии в связи с многозначностью самого термина (Escola, 1961) он предложил оставить его лишь для обозначения пород, а фацию называть чарнокитовой.

Какие бы термины не использовали исследователи, все сходятся в одном — гранулиты и чарнокиты являются породами, образованными в результате метаморфических процессов высоких ступеней и встречающиеся главным образом (если не исключительно) среди докембрийских образований.

Попытки классифицировать гранулиты производились неоднократно. Так, немецкие петрологи делят гранулиты на светлые и темные (Scheumann, 1961). Светлые гранулиты имеют существенно кварц-полевошпатовый состав (ортоклаз—плагиоклаз—кварц) с гранатом и рутилом, а темные, подразделяющиеся на ортоклаз-пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые гранулиты, содержали ортоклаз-пертит (или плагиоклаз-антiperтит), гранат, ортопироксен, рутил или ильменит.

Для гранулитов Австрии Шарбертом (Scharbert, 1963) была предложена классификация, основанная на минеральном составе и структурных особенностях пород. В зависимости от соотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза автор выделяет гранулиты и плагиогранулиты (без гиперстена), чарнокиты и эндербиты (с гиперстеном), пироксеновые гранулиты и пироксеновые плагиогранулиты и т. д. Недостатком обеих классификаций является то обстоятельство, что в них выделяются пироксеновые гранулиты, не соответствующие термину «чарнокит» в его первоначальном значении, и, кроме того, обе они основаны исключительно на материале центральной Европы.

В 1968 г. Катц (Katz, 1968) предложил разделить канадские гранулиты на две большие группы: кварц-полевошпатовые гранулиты и гиперстеновые гранулиты. Каждая из групп, в свою очередь, в зависимости от состава, делится на типы: первая — на аляскитовый и гранатовый, вторая — на эндербитовый, чарнокитовый и роговообманковый. Эта классификация не охватывает всех пород гранулитовой фации. В этом отношении классификация Роча и Даффела (Roch and Daffel, 1968) значительно полнее и, как нам представляется, логичнее предыдущей. Основываясь, как и Катц, на канадских материалах, авторы полностью заменили понятие «чарнокит» понятием «гранулит», которое охватывает у них все образования гранулитовой фации метаморфизма. Все гранулиты (породы гранулитовой фации) делятся по составу на четыре группы: кислые, промежуточные, основные и богатые пироксеном. В приведенной таблице авторы сопоставляют свои подразделения с имеющимися классификациями чарнокитовых серий Индии.

Перечисленные классификации пород гранулитовой фации страдают одним общим недостатком — все породы в них независимо от состава называются гранулитами. Нам представляется рациональным при назывании отдельных разновидностей пород гранулитовой фации избегать слова «гранулит». Можно допустить употребление его для обозначения целых комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации, например, гранулиты Лапландии, гранулиты Саксонии и т. д. Для отдельных же пород гранулитовой фации нет оснований, с нашей точки зрения, употреблять какие-то особые наименования, отличные от обозначений пород амфиболитовой фации. Как и у последней, следует выделять кварциты, гнейсы, кристаллические сланцы и кальцифиры, давая им соответствующие их минеральному составу определения (табл. 1). Специфическими породами гранулитовой фации являются чарнокиты. Они образуются в результате ультраметаморфизма и принципиально отличаются от гранитизированных пород амфиболитовой фации, в связи с чем и сам процесс их формирования получил название процесса чарнокитизации.

Хотя Холланд и выдвинул чарнокитовую серию в качестве комагматической серии гиперстеновых изверженных пород, тем не менее уже он отмечает в ней черты, необычные для магматических пород. Действительно,

Таблица 1

Номенклатура пород гранулитовой фации

Названия, принятые в данной работе	Краткая характеристика	Наиболее распространенные в литературе названия тех же пород
Регионально-метаморфические породы		
Кварциты	Сланцеватая порода, состоящая главным образом из кварца с примесью силлиманита, граната или другого минерала, определяющих названия кварцита силлиманитовый, гранатовый и т. д.	
Гнейсы (и плагиогнейсы)	Сланцеватые, существенно кварц-полевошпатовые породы, соответствующие по составу гранитоидам и называемые в зависимости от присутствующих в них цветных минералов гранатовыми и т. д.	Кислые гранулиты, кислые чарнокиты, лептиниты, лептиты, кондалиты, кинциты, гранулиты
Мраморы	Кристаллические известняки и доломиты, в зависимости от присутствующего силикатного минерала называемые форстеритовыми, флогопитовыми и т. д.	
Кальцифиры	Существенно карбонатные породы с примесью силикатных минералов в количестве более 30%, называемые в зависимости от присутствующего силикатного минерала пироксеновыми, гранат-пироксеновыми и т. д.	
Сланцы	Сланцеватые породы, отличные по составу от гнейсов, кварцитов, мраморов и кальцифиров, называемые в зависимости от минералогического состава гиперстено-плагиоклазовыми, двупироксено-плагиоклазовыми, амфибело-пироксеновыми и т. д.	Пироксеновые или трапповые гранулиты, пироксеновые плагиогнейсы; гиперстеновые диориты, основные и промежуточные чарнокиты; основные кристаллические сланцы, известковистые кристаллосланцы
Ультраметаморфические породы гранитоидных составов		
Гранит, плагиогранит, кварцевый диорит и др.	Гранитоидные породы с бластическими структурами, в одних случаях несущие признаки наложенной фельдшпатизации и окварцевания (метасоматические гранитоиды) в других — с признаками развития магматических структур (анатектические граниты). Разновидности определяются присутствующими цветными минералами	Гнейсы, гранулиты, лептиниты; гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, гнейсо-диориты, чарнокиты
Чарнокиты	Метасоматические и анатектические гиперстеновые и гиперстен-содержащие граниты, ассоциирующиеся с пироксен-плагиоклазовыми сланцами	Гиперстеновые гнейсы, гиперстеновые гранулиты, кварц-полевошпатовые гнейсы, гиперстеновые гранито-гнейсы, кислые чарнокиты, биркремиты, гиперстеновые плагиогнейсы, гиперстеновые гранулиты, кислые чарнокиты, тоналиты, трондьемиты, мангериты
Эндербиты	Разновидность чарнокитов, соответствующая плагиогранитам и существенно кварцевым диоритам, называется эндербитом	

породы гранулитовой фации, в том числе и чарнокиты, обладают рядом специфических особенностей, отличающих их от пород других фаций. Это прежде всего структуры, среди которых преобладают гранобластовая, лепидобластовая, нематобластовая, пойкилобластовая и другие. Гнейсы во многих случаях обладают так называемой гранулитовой структурой (Елисеев, 1959). Она характеризуется таблитчатой или линзовидной формами крупных зерен кварца, ориентированных параллельно сланцеватости, и гранобластовой структурой основной ткани, состоящей из мелких зерен кварца, изометрической формы полевых шпатов, граната и других темноцветных минералов.

СТРУКТУРА И СОСТАВ ПОРОД ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Наиболее детально структура пород гранулитовой фации была изучена М. Катцем (Katz, 1968) на примере гранулитового комплекса Мон—Трамблан Парк (Канада). Вслед за рядом исследователей он пришел к выводу, что гранулитовая структура является результатом постепенной деформации и перекристаллизации минералов. Опираясь на классификацию и описание Адамса и Баддингтона, в зависимости от соотношения степени деформации и перекристаллизации, он выделил следующие разновидности гранулитовой структуры: бластоцементная → очковая → лентикулярная → пластинчато-гранобластовая (гранулитовая) (рис. 9).

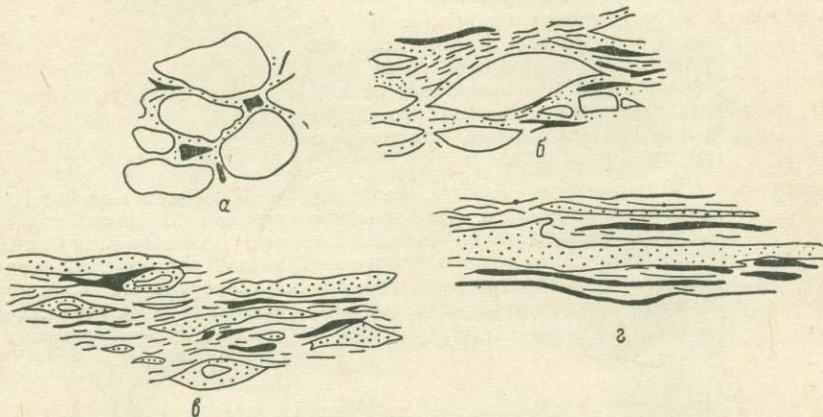


Рис. 9. Типы структур (Katz, 1968).

а — бластоцементная; б — очковая; в — лентикулярная; г — гранобластовая.

В гнейсах с бластоцементной структурой перекристаллизация захватывает не более 10% объема породы. Гнейсы с пластинчато-гранобластовой структурой представляют собой полностью перекристаллизованные породы. В процессе перекристаллизации, конечным результатом которой является возникновение гранулитовой структуры, закономерность распределения c_{v} кварца резко усложняется. По мере исчезновения реликтовой микроструктуры и возникновения новой, — отвечающей характеру синкристаллизационной деформации, ориентировка c_{v} кварца становится более отчетливой (рис. 10). Следует подчеркнуть, что такая ориентировка оптических осей кварца свойственна не только гнейсам гранулитовой фации, поскольку определяется характером деформации, а не степенью метаморфизма, и наблюдается в тектонизированных магматических и эфузивных породах и в породах других фаций.

Статистический анализ частоты встречаемости различных типов микроструктур показал (Bryant, 1960), что большая часть гиперстен-содержащих пород гранулитовой фации имеет бластоцементные и очковые структуры, а большая часть гнейсов — лентикулярные и пластинчато-гранобластовые. По мнению большинства исследователей, оба типа пород реагировали на одну и ту же деформацию различно, но кварц-полевошпатовые разновидности перекристаллизовывались легче, чем гиперстенсодержащие. Таким образом, минеральный состав контролировал относительные размеры перекристаллизации (Carter, 1964). Были проведены эксперименты по пластической деформации кварца и синкинематической перекристаллизации кремния и кварцита ($900-1750^{\circ}\text{C}$ 15—28 кб), которые показали большое сходство полученных структур, наблюдаемыми

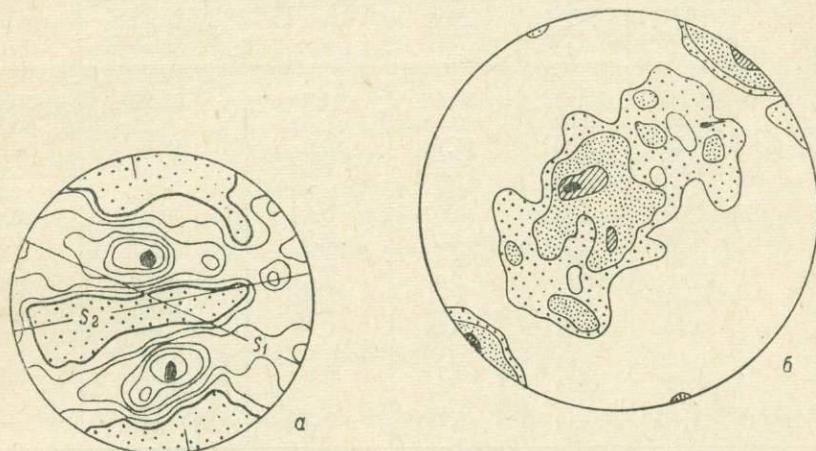


Рис. 10. Микроструктурная диаграмма ориентировок оптических осей кварца.

a — биотито-гранатовый гнейс с герцинитом (гранулит) (Behr, 1961); *б* — чарнокито-вый (гранулитовый) микрогранобластовый гнейс (Katz, 1968).

в гнейсах, что подтверждает образование последних также в результате деформации и перекристаллизации.

Сланцы и гнейсы гранулитовой фации по текстуре разделяются на массивные, сланцеватые и полосчатые. Наиболее широкое распространение в метаморфических породах имеют сланцеватые текстуры. Несмотря на глубокий метаморфизм, в породах гранулитовой фации нередко сохраняются отдельные черты осадочных текстур (например, ритмичная слоистость).

Породы кислого и промежуточного состава (гнейсы) обнаруживают коричневатый, зеленовато-желтый и серовато-голубой оттенки, связанные с цветом кварца и полевого шпата, придающие им облик более основных пород. В гнейсах и кристаллических сланцах весьма распространены перитты и антиперитты. В отличие от амфиболитовой фации среди кислых пород гранулитовой фации широко развиты пироксеновые гнейсы (гиперстеновые), а среди пород, богатых кальцием, почти полностью отсутствуют амфиболиты. Цветные минералы в породах гранулитовой фации имеют тенденцию образовывать линзовидные агрегаты и часто обособляются в мономинеральные полосы. Об особенностях состава минералов гранулитовой фации будет сказано ниже.

В отношении среднего состава комплексов гранулитовой фации до сих пор нет определенной ясности. Все больше исследователей приходят к выводу о неизохимическом характере процесса регионального метаморфизма. Как следствие этого можно ожидать, что комплексы, метаморфизо-

ванные в условиях разных фаций метаморфизма, будут иметь разный состав. И действительно, согласно Рамбергу (Ramberg, 1951), состав чарнокитовой формации Западной Гренландии является более основным по сравнению с таковыми окружающими ее комплексов амфиболитовой фации и соответствует гранодиориту (табл. 2). Это связано с тем, считает Рамберг, что

Таблица 2

Средний состав пород гранулитовой фации

Западная Гренландия (Ramberg, 1951)		Провинция Квебек, Канада (Eade a. oth., 1966)		Алданский щит (Кулиш, Ромашкин, 1968)	
гранулитовая фация	амфиболовая фация	гранулитовая фация	амфиболовая фация	средний состав иенгрской серии без учета гранитов	то же с гранитом
SiO ₂	64.37	70.43	63.4	64.7	69.89
TiO ₂	0.59	0.32	0.53	0.47	0.39
Al ₂ O ₃	16.26	15.83	16.7	16.0	13.64
Fe ₂ O ₃	1.93	—	1.5	1.5	1.95
FeO	4.40	1.78	3.4	2.9	2.19
MnO	0.09	0.03	0.07	0.08	0.03
MgO	2.21	0.69	2.2	2.3	1.86
CaO	5.69	3.02	3.6	3.3	2.97
Na ₂ O	3.50	4.23	4.0	4.0	3.16
K ₂ O	0.63	2.36	2.58	2.81	3.05
P ₂ O ₅	0.32	0.13	0.19	0.16	—
H ₂ O ⁺	0.15	0.44	}	0.7	0.40
H ₂ O ⁻	0.12	0.03			
CO ₂	—	—	0.2	0.2	—
Сумма	100.37	98.99	99.07	99.32	99.56
					98.78

при метаморфизме высоких ступеней на значительной глубине происходит отжимание из кристаллических решеток минералов и удаление вверх таких элементов, как Si, K, Na, O₂ и H₂O. Элементы эти диффундируют сквозь твердую массу пород на более высокие уровни, вызывая там, в условиях более низкой ступени метаморфизма, гранитизацию.

К аналогичным выводам пришла группа канадских геологов (Eade, Fafring and Maxwell, 1966), подсчитавших средний состав гранулитовой и амфиболитовой фаций в провинции Квебек. Согласно их подсчетам, содержание Al₂O₃, FeO, P₂O₅ и TiO₂ ниже, чем в амфиболитовой фации (табл. 2). Разницу в составе авторы объясняют тем, что во время глубинного регионального метаморфизма происходит фракционирование некоторых элементов и частичное их удаление из зоны гранулитовой фации.

Оценка среднего состава иенгрской серии на Алданском щите (левобережье рек Иенгры и Тимптона), метаморфизованной в гранулитовой фации, была сделана Кулишом и Ромашкиным (1968). Однако гранитоиды, развитые в пределах этой территории, были сформированы, по крайней мере частично, позже, в условиях амфиболитовой фации. Поэтому судить о составе толщи можно лишь по данным пятой графы табл. 2, где состав серии подсчитан без гранитов. Полученный таким образом средний состав иенгрской серии без аляскитовых гранитов весьма близок к составу кварцевого диорита (по Дэли).

Интересные данные получили американские петрологи (Engel and Engel, 1960), которые исследовали прогressiveный метаморфизм от амфиболитовой до гранулитовой фации нескольких групп пород в районе

Адирондакских гор. С помощью серии химических анализов они показали, что при переходе от амфиболитовой фации к гранулитовой породы становятся более основными, имеет место удаление SiO_2 , K_2O , H_2O и CO_2 и, соответственно, происходит увеличение содержания MgO , CaO и FeO .

Об изменении химизма пород при глубоком региональном метаморфизме в условиях гранулитовой фации Н. Г. Судовиков пишет (стр. 228, 1964): «Эти изменения в неодинаковой мере касаются различных пород. В процессе постепенного перехода в более высокотемпературные зоны породы теряют не только освобождающуюся воду, но также растворяющиеся в ней составные части пород. Потеря таких составных частей, вероятно, приблизительно пропорциональна первоначальному содержанию воды». Другой возможной причиной изменения валового состава пород Н. Г. Судовиков считает миграцию вещества на ранних стадиях метаморфизма, а третьей — действие процессов гранитизации, развивающихся в нижней субфации амфиболитовой фации и в самой гранулитовой фации. Поэтому о первоначальном составе пород гранулитовой фации судить трудно.

Все изложенные выше факты указывают на несколько более основной состав комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации, по сравнению с комплексами амфиболитовой фации. Однако эти факты не следует считать абсолютно достоверными, поскольку методика опробования для получения данных о среднем составе толщ была несовершенной. Необходимо более целенаправленное изучение химизма толщ гранулитовой фации.

МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Основными породообразующими минералами пород гранулитовых комплексов, помимо полевых шпатов (плагиоклаз, ортоклаз) и кварца, являются ромбические и моноклинные пироксены, амфиболы (в основных разновидностях), гранаты, железо-магнезиальные слюды, кианит, силлиманит (в кислых разновидностях). В настоящей работе приводится описание только железо-магнезиальных минералов, а именно: гранатов, ромбических и моноклинных пироксенов, кальциевых амфиболов и биотитов. Поскольку все перечисленные железо-магнезиальные минералы, за исключением ромбического пироксена, являются устойчивыми фазами и в более низкотемпературных фациях, важно было подчеркнуть отличия составов этих минералов в условиях гранулитовой фации. Другая важная задача состояла в том, чтобы выявить различие в составах минералов из пород гранулитовых комплексов алданского, лапландского и ладожского типов. Исследование состава минералов основано преимущественно на данных химических анализов. В работе приводятся данные по химическому составу минералов и пород трех районов: Балтийского щита, Восточно-Саянской области и центральной части Алданского щита (табл. 3, 4, 5). Кроме того, для решения первой задачи привлекались данные о химическом составе железо-магнезиальных минералов гранулитовых пород других районов, опубликованные в литературе. Не все минералы описаны с одинаковой степенью детальности. Для кальциевых амфиболов и ромбических пироксенов приведены также рентгенометрические и спектрометрические данные. Определение параметров элементарной ячейки кальциевых амфиболов и ортопироксенов имело своей целью установить влияние термодинамических условий на размеры элементарной ячейки, которые в свою очередь отражают изменения в кристаллической структуре минералов, как-то: перераспределение Fe^{+2} , Mg и Al_{VI} по неэквивалентным октаэдрическим позициям, перераспределение Al из тетраэдрической позиции в октаэдрическую и т. д.

Таблица 3

Химический состав пород и минералов гранулитовых комплексов Кольского полуострова

Окислы	Амфиболово-пироксеновый сланец, обр. 576-а		Пироксено-полевошпатовая порода (зоны перекристаллизации) обр. 576-б	Гранато-пироксено-амфиболовый гнейс, обр. 598-а				Амфиболово-пироксено-гранато-полевошпатовая порода (зона перекристаллизации в пироксено-амфиболовом гнейсе), обр. 592-б			
	гиперстен	амфибол		гиперстен	порода	моноклинный пироксен	амфибол	гранат	порода	моноклинный пироксен	амфибол
SiO ₂	50.14	41.32	49.94	48.47	50.90	43.44	38.08	51.63	50.56	41.53	37.88
TiO ₂	0.10	2.03	0.16	0.53	0.14	0.70	0.09	0.21	0.32	0.81	0.30
Al ₂ O ₃	3.65	13.54	2.78	15.33	1.52	11.48	21.12	15.80	3.17	12.51	21.79
Fe ₂ O ₃	1.52	4.55	2.77	2.20	2.07	4.05	1.58	1.80	1.89	4.49	1.35
FeO	22.70	10.90	22.70	7.34	7.20	11.88	22.70	10.80	7.92	12.60	23.05
MnO	0.45	0.18	0.33	0.18	0.15	0.15	2.12	0.54	0.09	0.18	1.02
MgO	19.46	11.55	18.66	8.43	13.76	11.92	5.22	5.23	12.84	10.25	5.80
CaO	0.77	10.78	1.10	11.28	22.62	10.72	8.80	9.82	22.40	13.19	9.22
Na ₂ O	0.04	1.53	0.22	3.03	0.74	1.45	Не опр.	2.39	0.83	1.29	Не опр.
K ₂ O	0.03	1.65	0.06	1.13	0.08	1.45	» »	0.49	0.06	1.33	» »
H ₂ O	0.46	1.70	1.10	0.10	Не опр.	2.40	» »	0.12	Не опр.	2.00	» »
П. п. п.	Не определялось			1.48	0.20	Не определялось		1.32	Не определялось		
Сумма	99.32	99.73	99.82	99.50	99.38	99.64	99.71	100.15	100.08	100.18	100.41
Ng ≥	1.717	1.694	1.703		1.714	1.678			1.714	1.695	
Nm ≈	1.714	1.684	1.713		1.695	1.670			1.695	1.682	
Np ≤	1.702	1.668	1.708		1.684	1.656		1.779—1.785		1.684	1.663
N											1.779—1.791

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	Амфиболит (перекристаллизованный), обр. 598 ^{B*}		Пироксено-амфиболовый сланец, обр. 598 ^{E*}			Порфиробласты в сланце, обр. 598 ^W	Амфиболово-двутирецновый сланец, обр. 556				
	порода	амфибол	порода	моноклинный пироксен	амфибол		моноклинный пироксен	порода	амфибол	гиперстен	моноклинный пироксен
SiO ₂	43.48	41.13	62.76	51.24	49.45	51.62	47.40	41.02	49.20	48.64	
TiO ₂	1.83	1.65	0.48	0.36	0.98	0.11	1.00	2.32	0.20	0.56	
Al ₂ O ₃	14.58	13.68	13.54	0.56	2.17	0.29	20.87	12.28	3.28	4.13	
Fe ₂ O ₃	2.98	3.23	2.08	7.85	5.50	6.40	2.58	4.55	2.55	3.53	
FeO	9.94	11.52	3.74	9.72	13.68	10.44	6.48	11.16	22.68	7.92	
MnO	0.12	0.18	0.09	0.19	0.20	0.15	0.10	0.16	0.30	0.16	
MgO	10.06	11.20	2.95	8.58	12.51	8.98	6.43	11.60	20.19	12.22	
CaO	10.83	12.74	4.53	17.68	9.48	20.16	11.61	12.06	1.12	21.50	
Na ₂ O	2.13	1.75	8.74	3.43	2.65	2.30	2.99	1.95	0.04	0.79	
K ₂ O	1.51	1.35	0.40	0.07	0.70	0.00	0.30	0.90	0.00	0.06	
H ₂ O	0.16	1.30	0.08	Не опр.	2.22	Не опр.	0.10	1.80	Не определялось		
П. п. п.	2.03	Не опр.	0.70	Не определялось		0.34		Не определялось			
Сумма	99.65	99.73	100.09	99.68	99.54	100.45	100.20	99.80	99.56	99.51	
Ng ≥		1.688		1.735	1.674	1.735		1.691	1.718	1.723	
Nm ≈		1.683		1.713	1.667	1.713		1.684	1.712	1.703	
Np ≤		1.663		1.705	1.653	1.705		1.666	1.702	1.693	

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	Грубозернистый гранато-амфиболово-пироксеновый сланец, обр. 556 ^a				Гранато-пироксеновые обособления в амфиболово-двукирексеновых сланцах, обр. 556 ^b				Гранато-биотито-полевошпатовая порода, обр. 568		
	порода	амфибол	моноклинный пироксен	гранат	порода	гранат	моноклинный пироксен	гиперстен	порода	гранат	биотит
SiO ₂	45.43	41.42	49.45	38.18	45.61	38.14	48.74	49.62	73.73	37.23	35.03
TiO ₂	1.80	2.26	0.52	0.14	0.47	0.16	0.65	0.13	0.29	0.08	4.65
Al ₂ O ₃	20.93	11.23	3.63	21.74	10.35	21.22	3.02	2.75	12.33	22.90	16.12
Fe ₂ O ₃	2.52	4.54	3.60	0.91	5.44	0.90	5.30	2.55	0.16	0.81	1.20
FeO	8.46	10.80	7.56	23.40	11.92	22.68	8.28	23.04	4.61	25.90	14.76
MnO	0.10	0.05	0.08	0.14	0.32	0.35	0.23	0.30	0.12	0.27	0.14
MgO	5.91	12.07	12.53	8.67	10.40	9.50	11.42	19.80	1.62	9.36	14.33
CaO	12.06	12.18	22.18	6.56	12.50	6.56	21.76	1.24	2.05	3.14	0.92
Na ₂ O	2.60	1.94	0.72	Не опр.	1.13	Не опр.	0.78	0.05	1.92	Не опр.	0.09
K ₂ O	0.28	1.08	Не опр.	» »	0.24	» »	0.00	0.00	2.17	» »	7.89
H ₂ O	0.04	1.90	» »	» »	0.04	» »	Не опр.	Не опр.	0.14	» »	4.65
П. п. п.	0.28	Не определялось		1.80	Не определялось		Не определялось		0.81	Не определялось	
Сумма	100.41	99.47	100.27	99.74	100.22	99.51	100.18	99.48	99.95	99.69	99.78
Ng ≥							1.724	1.718			
Nm ≈							1.704	1.710			1.660
Np ≤							1.695	1.700			
N						1.779— 1.781				1.776— 1.783	

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	Биотито-гранатовый гнейс, обр. 568 ^a			Обособления гранатов в срастании с пироксенами в амфиболово-двукирексеновых сланцах, обр. 569 ^b			
	порода	гранат	биотит	магнетит	амфибол	гранат	моноклинный пироксен
SiO ₂	62.83	37.99	36.23	0.80	41.23	38.56	49.64
TiO ₂	0.96	0.08	4.75	28.50	2.64	0.12	0.57
Al ₂ O ₃	16.00	22.33	14.75	1.08	11.49	20.66	5.01
Fe ₂ O ₃	0.39	0.60	0.20	32.90	2.74	0.80	2.32
FeO	9.22	25.20	15.48	36.42	12.00	23.75	9.00
MnO	0.14	0.20	Следы	0.00	0.43	0.70	0.08
MgO	3.06	8.94	14.41	0.55	12.37	9.28	12.14
CaO	4.88	4.74	0.92	0.12	12.59	6.60	20.96
Na ₂ O	1.71	Не опр.	0.08	Не опр.	1.21	Не опр.	0.30
K ₂ O	0.42	» »	8.41	» »	1.91	» »	Не опр.
H ₂ O	0.04	» »	4.25	» »	2.00	» »	» »
П. п. п.	0.83	Не определялось			Не определялось		
Сумма	100.48	100.08	99.48	100.37	100.31	100.47	100.02
Ng ≥					1.690		1.728
Nm ≈			1.662		1.686		1.707
Np ≤					1.664		1.698
N		1.779—1.786					

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	Порфиробластические обособления моноклинных пироксенов в срастании с гиперстеном и магнетитом, обр. 569 ^f			Амфиболо-двутироксеновый сланец, обр. 569 ^d				Гранато-биотито-полевошпатовая порода (согласные зоны перекристаллизации в пироксеновых сланцах), обр. 586		
	магнетит	гиперстен	моноклинный пироксен	порода	амфибол	гиперстен	моноклинный пироксен	порода	гранат	биотит
SiO ₂	1.72	50.58	49.72	48.19	42.55	51.16	50.14	62.75	37.48	34.77
TiO ₂	23.00	0.18	0.45	0.41	2.43	0.42	0.55	0.64	0.12	5.72
Al ₂ O ₃	0.55	2.10	4.27	21.66	12.33	2.56	4.40	14.06	20.12	15.33
Fe ₂ O ₃	39.98	0.68	3.02	1.29	2.78	1.19	2.58	1.61	1.20	1.14
FeO	34.29	25.20	10.08	5.84	11.27	22.63	7.35	10.50	27.72	19.08
MnO	0.00	0.48	0.16	0.04	0.07	0.29	0.19	0.14	1.06	0.09
MgO	0.49	18.68	11.95	6.40	12.44	21.02	12.53	3.52	6.20	10.60
CaO	0.20	2.70	20.15	13.15	11.76	0.72	22.34	4.07	6.36	0.56
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2.21	1.90	Не опр.	Не опр.	1.22	Не опр.	0.07
K ₂ O	»	»	»	0.22	0.80	»	»	1.12	»	9.03
F										0.53
H ₂ O		»	»	0.10	1.82	»	»	0.08	»	3.50
П. п. п.		Не определялось		0.82	Не определялось			0.74	Не определялось	
Сумма	100.23	100.60	99.80	100.33	99.85	99.69	100.08	100.45	100.26	100.42
F ₂ =O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.22
Сумма	100.23	100.60	99.80	100.33	99.85	99.69	100.08	100.45	100.26	100.20
Ng ≥		1.726	1.723		1.687	1.718	1.723			
Nm ≈		1.722	1.703		1.678	1.712	1.703			1.677—1.680
Np ≤		1.709	1.693		1.660	1.702	1.693			
N										1.790—1.793

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	Гранато-биотито-полевошпатовая порода (секущая зона перекристаллизации в пироксеновых сланцах), обр. 586 ^a			Гранато-полевошпатовая порода (согласные зоны перекристаллизации в пироксеновых гнейсах), обр. 586 ^b		Гранато-биотито-полевошпатовая порода (секущие зоны перекристаллизации в пироксеновых сланцах), обр. 586 ^b			Амфиболо-пироксеновый сланец, обр. 594	
	порода	гранат	биотит	порода	гранат	порода	гранат	биотит	амфибол	гиперстен
SiO ₂	66.09	37.38	35.76	54.36	38.48	59.38	37.36	35.44	40.46	48.98
TiO ₂	0.53	0.13	5.70	2.40	0.15	1.00	0.14	4.88	1.04	0.18
Al ₂ O ₃	14.15	20.71	13.78	17.27	20.89	18.95	20.66	15.00	13.01	1.28
Fe ₂ O ₃	0.44	0.80	1.18	2.41	1.20	0.70	1.60	2.82	4.80	1.26
FeO	8.00	27.35	18.72	11.47	27.00	6.39	27.00	16.54	15.84	31.30
MnO	0.11	0.99	0.17	0.08	0.42	0.04	0.69	0.16	0.14	0.36
MgO	2.82	6.12	10.80	2.92	5.06	2.03	6.14	11.91	8.23	14.84
CaO	2.86	6.30	0.56	5.79	6.60	4.68	5.96	1.07	11.72	1.04
Na ₂ O	1.28	Не опр.	0.07	2.08	Не опр.	3.44	Не опр.	0.04	1.36	Не опр.
K ₂ O	3.31	»	9.04	1.07	»	1.99	»	8.51	1.65	»
F	Не опр.	»	0.68	Не опр.	»	Не опр.	»	Не опр.	Не опр.	»
H ₂ O	0.12	»	4.00	0.16	»	0.12	»	3.50	2.10	0.40
П. п. п.	0.90	Не определялось		0.70	»	1.70		Не определялось		
Сумма	100.61	99.78	100.46	100.71	99.80	100.42	99.55	99.87	100.35	99.64
F ₂ =O	—	—	0.28	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.61	99.78	100.18	100.71	99.80	100.42	99.55	99.87	100.35	99.64
Ng ≥									1.704	1.734
Nm ≈			1.677 (1.680)						1.698	1.730
Np ≤								1.666 (1.662)	1.679	1.720
N		1.790—1.793						1.790—1.793		

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	Пироксено-плагиоклазовый сланец, обр. 90	Пироксено-плагиоклазовый сланец, обр. 123	Гранато-силлиманито-кордиеритовый гнейс, обр. 424		Гранато-силлиманито-биотитовый гнейс, обр. 552	Гранато-гиперстен-новый плагиогнейс, обр. 769 ^a		Гранато-силлиманито-кордиерито-биотитовый гнейс, обр. 1039		Гиперстено-плагиоклазовый сланец, обр. 69	
	гиперстен		гранат	биотит	силлиманит	гранат	биотит	гранат	биотит	порода	гиперстен
SiO ₂	50.82	51.28	36.96	35.46	36.48	38.88	36.13	38.08	37.17	51.74	52.16
TiO ₂	0.16	0.14	0.12	4.25	0.07	0.03	3.38	0.05	3.30	0.21	0.28
Al ₂ O ₃	2.05	2.75	22.85	14.61	62.89	21.32	15.37	22.81	19.40	19.43	6.20
Fe ₂ O ₃	2.62	2.35	0.48	2.68	0.00	0.78	2.27	0.80	0.96	1.04	0.00
FeO	24.50	21.95	29.26	13.68	0.28	27.93	15.60	29.09	13.00	4.61	12.66
MnO	0.81	0.51	0.35	0.06	0.00	1.10	0.08	0.43	Следы	0.08	0.43
MgO	18.10	19.67	8.20	16.24	0.00	6.26	13.75	7.84	12.84	10.55	27.76
CaO	0.66	0.66	1.35	0.89	0.24	4.16	0.78	0.90	0.33	9.46	0.98
Na ₂ O	Не определялось		0.20	Не определялось		0.16	Не опр.		0.17	2.17	Не опр.
K ₂ O	»	»	»	9.70	Не опр.	Не опр.	7.90	»	9.05	0.35	»
H ₂ O	0.24	0.72	Не опр.	2.40	»	»	4.10	»	3.30	0.42	»
П. п. п.											
Сумма	99.96	100.03	99.57	100.17	99.96	100.46	99.52	100.00	99.52	100.49	100.47
<i>Ng ≥</i>	1.722	1.713			1.680						1.699
<i>Nm ≈</i>	1.719	1.710		1.628—1.647	1.660		1.633—1.642		1.629—1.638		1.695
<i>Np ≤</i>	1.707	1.699			1.657				1.784—1.793		1.685
<i>N</i>			1.785—1.794			1.788—1.800					

Таблица 3 (продолжение)

Окислы 6 Гранулитовая фация	Гранатсодержащий гранит, обр. 72/1		Гранатсодержащий гранит, обр. 74		Гиперстено-плагиоклазовый сланец, обр. 80		Гранатовый амфиболит, обр. 87			Гранатсодержащий гранит, обр. 94/1	
	порода	гранат	порода	гранат	порода	гиперстен	порода	амфибол	гранат	порода	гранат
SiO ₂	74.34	37.76	74.22	37.10	50.40	51.48	51.10	43.02	38.40	72.32	37.54
TiO ₂	0.25	0.13	0.30	0.30	0.30	0.32	1.23	1.70	0.41	0.47	0.50
Al ₂ O ₃	13.27	20.37	13.32	21.04	19.72	5.34	14.47	10.70	21.05	13.92	20.24
Fe ₂ O ₃	0.66	1.20	0.47	0.24	0.72	0.60	1.60	3.28	Нет	0.32	1.20
FeO	1.15	27.72	2.02	29.88	6.12	16.92	10.66	14.04	25.56	3.17	28.08
MnO	0.66	1.77	0.06	0.60	0.11	0.20	0.22	0.09	1.10	0.06	0.70
MgO	0.09	4.82	0.26	1.98	9.70	23.94	6.14	10.50	4.00	0.52	2.48
CaO	1.18	6.50	1.78	9.28	11.02	0.36	11.38	11.70	10.40	2.42	9.52
Na ₂ O	2.80	Не опр.	2.87	Не опр.	1.42	0.04	2.66	1.95	Не опр.	2.96	Не опр.
K ₂ O	5.70	»	4.62	»	0.32	0.01	0.57	1.28	»	3.82	»
H ₂ O	0.04	»	0.06	»	0.06	1.16	0.10	1.70	»	0.04	»
П. п. п.	0.14	»	0.14	»	0.46	Не опр.	0.18	Не опр.	»	0.12	»
Сумма	100.28	100.27	100.12	100.42	100.35	100.37	100.31	99.96	100.62	100.14	100.26
<i>Ng ≥</i>						1.703		1.693			
<i>Nm ≈</i>						1.700		1.687			
<i>Np ≤</i>						1.690		1.667			
<i>N</i>		1.792—1.798		1.793—1.796					1.780—1.783		1.785

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	Гранатовый амфиболит, обр. 96/2		Гиперстено-плагиоклазо- вый сланец, обр. 115		Гранато- биотитовый гнейс, обр. 191/6		Гранато-амфиболово-плагиоклазо- вый сланец, обр. 261/3		Эндербит, обр. 5		
	амфибол	гранат	порода	гиперстен	биотит	порода	амфибол	гранат	порода	гранат	гиперстен
SiO ₂	44.20	37.46	50.16	48.59	36.12	51.26	40.46	37.86	55.50	38.00	48.78
TiO ₂	0.72	0.45	1.43	0.20	3.00	0.90	1.30	0.23	1.65	0.13	0.25
Al ₂ O ₃	13.66	21.93	19.00	5.66	15.84	16.09	12.37	21.04	17.13	20.85	2.27
Fe ₂ O ₃	1.68	0.39	1.59	2.10	4.64	1.72	4.68	0.55	2.00	0.30	1.20
FeO	7.56	25.20	7.48	20.88	15.45	9.93	14.04	24.12	8.92	27.88	30.60
MnO	0.05	0.21	0.09	0.29	0.19	0.35	0.15	0.57	0.06	1.84	0.36
MgO	15.79	4.26	7.00	20.70	10.98	2.70	8.69	4.20	3.50	4.82	15.86
CaO	12.50	10.52	9.30	0.92	0.86	10.04	12.89	11.50	6.12	6.82	0.42
Na ₂ O	1.69	Не опр.	3.23	Не опр.	0.74	2.15	1.32	Не опр.	2.95	Не опр.	0.04
K ₂ O	0.46	»	0.71	»	7.13	0.65	1.41	»	1.18	»	0.09
F			Не опр.	»	0.15						
H ₂ O	2.05	»	0.04	0.22	5.14	0.08	2.20	»	0.80	Не опр.	
П. п. п.		Не определялось		0.50	Не определялось		4.30	Не определялось		Не определялось	
Сумма	100.36	100.42	100.53	99.56	100.24	100.17	99.51	100.07	99.81	100.64	99.87
Ng ≥	1.672			1.718			1.690				1.732
Nm ≈	1.664			1.714			1.684				1.729
Np ≤	1.649			1.703			1.666				1.714
N								1.770— 1.772		1.792	

Таблица 3 (*продолжение*)

Окислы	Гиперстено- плагиоклазо- вый сланец, обр. 421/30	Гранато-биотитовый гнейс, обр. 10			Гранато-силикимани- толовый гнейс, обр. 11/1		Гранато- биотитовый гнейс, обр. K-13	Гиперстено-плагио- клавозовый сланец, обр. 20		Амфиболо- пироксеновый сланец, обр. 34	Гранато- силикиманито- кордиерито- биотитовый гнейс, обр. 57
		гиперстен	порода	гранат	биотит	порода	гранат	биотит	порода	гиперстен	амфибол
SiO ₂	50.35	72.00	38.12	35.58	58.46	40.20	35.06	51.46	50.82	40.24	66.20
TiO ₂	0.14	0.68	0.18	5.00	0.73	0.18	4.30	1.98	0.25	2.30	0.57
Al ₂ O ₃	1.36	11.84	22.97	16.90	22.45	24.36	15.40	19.66	1.95	12.44	17.79
Fe ₂ O ₃	2.42	1.65	1.64	2.16	0.84	0.50	3.06	3.83	10.60	3.56	0.69
FeO	24.10	3.74	27.06	13.68	3.31	18.72	20.29	4.81	14.76	15.48	4.03
MnO	0.31	0.05	0.23	0.01	0.08	0.31	0.11	0.08	0.50	0.21	0.04
MgO	19.34	2.46	8.48	12.96	3.36	14.88	8.28	4.21	20.50	6.63	3.60
CaO	0.97	2.48	1.58	0.36	2.24	1.52	0.36	8.52	1.20	14.64	2.06
Na ₂ O	0.09	2.82	Не опр.	0.08	2.20	Не опр.	0.43	4.26	Не опр.	1.48	2.41
K ₂ O	0.11	1.77	»	9.00	5.80	»	8.95	1.00	»	2.01	2.18
F	Не определялось				Не опр.	»	0.10			Не определялось	
H ₂ O	0.46	0.02	»	4.05		»	3.68		»	1.70	0.06
П. п. п.		0.04	Не определялось		0.30	Не определялось		0.10	Не определялось		0.76
Сумма	99.65	99.55	100.26	99.78	99.77	100.67	100.02	99.91	100.58	100.69	100.39
Ng ≥	1.717									1.722	1.700
Nm ≈	1.712				1.666					1.717	1.695
Np ≤	1.700									1.707	1.674
N			1.785			1.761					

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	Гранато-силиманито-кордиерито-биотитовый гнейс, обр. 57		Гранатсодержащий пироксено-плагиоклазовый сланец, обр. 64	Диопсидо-плагиоклазовый сланец, обр. 65	Гранато-гиперстено-плагиоклазовый сланец, обр. 347			Гранато-биотитовый гнейс, обр. 431		Гранато-гиперстено-вый гнейс, обр. 133	Гранато-гиперстено-вый гнейс, обр. 132	
	гранат	биотит	гранат	монохлинный пироксен	порода	гранат	гиперстен	гранат	биотит	гранат	гиперстен	
SiO ₂	37.72	35.90	39.36	50.96	51.16	40.32	48.80	38.90	36.50	39.24	51.60	
TiO ₂	0.14	3.82	0.16	0.35	0.18	0.05	0.51	0.10	5.00	0.45	0.41	
Al ₂ O ₃	22.59	19.08	21.98	3.63	17.17	24.71	8.86	20.60	16.25	21.77	2.39	
Fe ₂ O ₃	0.00	1.00	0.04	1.28	1.25	0.40	0.15	1.12	1.75	0.39	0.48	
FeO	30.96	14.40	21.66	5.04	6.48	15.48	16.56	24.50	11.00	24.84	20.88	
MnO	0.34	0.02	1.36	0.06	0.18	0.14	0.29	0.29	Следы	0.66	0.26	
MgO	8.10	13.29	10.26	14.31	9.48	12.28	22.71	12.18	15.83	10.38	22.90	
CaO	0.80	0.18	5.74	23.18	11.02	6.82	1.61	1.89	1.14	2.08	0.62	
Na ₂ O	Не опр.	0.12	Не опр.	0.66	2.37	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.11	Не опр.	Не опр.	
K ₂ O	» »	9.29	» »	0.06	0.46	» »	» »	» »	8.74	» »	» »	
F	Не определялось											
H ₂ O	Не опр.	2.90	Не опр.	0.45	0.02	» »	» »	» »	3.25	Не опр.	0.28	
П. п. п.	Не определялось											
Сумма	100.65	100.00	100.56	99.98	100.53	100.20	99.49	99.58	99.57	99.81	99.82	
Ng ≥				1.717			1.714				1.713	
Nm ≈		1.642		1.694			1.710		1.634		1.709	
Np ≤				1.687			1.700				1.697	
N ≈			1.770—1.772			1.758—		1.770—		1.776—1.779		
						1.761		1.772				

Приложение: Образцы из колл. Л. П. Никитиной: 576^a, 576^b — 1965 г., Нот-озеро, восточный берег, высота 660 м; 598*, 598^b*, 598^c*, 598^d* — 1965 г.; Нот-озеро, восточный берег, р. Росс-йоки; 556, 556^a, 556^b — 1965 г., Нот-озеро, хр. Вируварь-уйя; 568, 568^a — 1965 г., Нот-озеро, восточный берег, высота 249.5 м; 569^b, 569^c, 569^d — 1965 г., Нот-озеро, восточный берег, водораздел рек Болотной и Росс-йоки; 586, 536^a, 586^b, 586^c — 1965 г., Нот-озеро, западный берег, Песчаный мыс; 594 — 1966 г., Нот-озеро, западный берег, Тобель-тундра. Образцы из колл. Г. М. Друговой: 90, 123 — 1965 г., р-н Кильдинстрой; 424, 552 — 1967 г., ст. Пулемы; 594 — 1966 г., Нот-озеро, западный берег, Тобель-тундра. Образцы из колл. Л. А. Прияткиной: 69, 72/1, 74, 80, 87, 94/1, 96/2, 115 — 1963 г., Салные тундры, озеро; 769^a — 1967 г., р. Ура; 1039 — 1968 г.; р. Западная Лица. Образцы из колл. Л. А. Прияткиной: 69, 72/1, 74, 80, 87, 94/1, 96/2, 115 — 1963 г., Салные тундры, озеро; 769^a — 1967 г., р. Ура; 1039 — 1968 г.; р. Западная Лица. Образцы из колл. Я. А. Якутина: 421/30 — 1967 г., р. Янтия-йоки; 10 — 1962 г., 191/6 — 1965 г., р-н оз. Поросозера; 261-3 — 1965 г., Нявка тундра, гора Крепса; 5 — 1962 г., западный берег Нот озера; 421/30 — 1967 г., р. Янтия-йоки; 10 — 1962 г., Тобель-тундра; 11/1 — 1962 г., Нот-озеро, восточный берег; К-13 — 1959 г., водораздел Лявоозера—Поросозера; 20, 34 — 1962 г., Нот-озеро, восточный берег; 57 — 1962 г., Кольский фиорд; 64, 65 — 1963 г. и 347 — 1965 г., Салные тундры; 431 — 1967 г., р. Янтия-йоки. Образцы из коллекции К. С. Талдыкиной: 133, 132 — 1965 г., оз. Вайкис. Образец со звездочкой — породы амфиболитовой фации.

Таблица 4

Химические анализы пород и минералов гранулитовой и амфиболитовой фаций Алданского района

Таблица 4 (продолжение)

Окислы	Диопсило-амфиболово-пла- гиклазовый микрокли- низированный сланец, обр. 107-4			Гранито-биотитовый гнейс, обр. 1304-4			Гиперстено-гранато-биотитовый плашиогнейс, обр. 1304-5			
	порода	моно- клинико- пирок- сен	амфи- бол	порода	гранат	биотит	порода	гранат	биотит	гипер- стен
SiO ₂	55.28	50.09	42.81	60.97	37.00	34.13	58.08	37.43	36.07	48.54
TiO ₂	0.85	0.18	2.10	3.63	0.07	5.07	0.67	0.09	4.85	0.22
Al ₂ O ₃	15.91	0.00	10.40	13.22	21.38	16.41	16.32	21.83	14.16	3.96
Fe ₂ O ₃	2.85	5.60	3.97	1.53	1.75	1.77	0.96	0.81	1.80	2.04
FeO	7.28	8.15	10.65	8.52	32.20	19.15	10.51	31.30	16.56	28.59
MnO	0.07	0.20	0.42	0.14	0.70	0.06	0.10	0.36	0.14	0.20
MgO	3.18	12.91	13.33	2.59	5.69	11.18	4.67	6.36	11.92	15.60
CaO	6.53	21.30	11.47	2.51	1.86	0.44	3.03	2.68	1.14	0.46
Na ₂ O	4.95	0.65	1.71	2.76	Не опр.	0.12	3.00	Не опр.	0.07	Не опр.
K ₂ O	2.42	0.06	4.57	2.34	"	8.70	1.64	"	9.09	0.07
H ₂ O	0.16	0.52	1.75	0.28	"	2.75	0.08	"	3.65	0.40
П. п. п.	0.34	Не определя- лось		1.83	Не определя- лось		1.21	Не определялось		
Сумма	99.82	99.66	99.88	100.32	100.65	99.78	100.27	100.56	99.45	99.78
Ng ≥		1.722	1.685							1.736
Nm ≈		1.700	1.678			1.662			1.662	Не опр.
Np ≤		1.691	1.663			1.793			1.791	1.720
N										

Таблица 4 (продолжение)

Окислы	Биотито-гранатовый гнейс, обр. 1305-4		Биотито-амфиболовый гнейс, обр. 509-5		Биотито-амфиболовый гнейс, обр. 509-8		
	порода	гранат	порода	биотит	порода	биотит	амфибол
SiO ₂	65.52	37.98	60.88	36.82	66.66	36.88	41.71
TiO ₂	0.49	0.10	1.10	1.52	0.85	2.16	0.77
Al ₂ O ₃	15.45	22.41	14.23	14.48	11.17	13.64	10.08
Fe ₂ O ₃	0.96	0.00	2.07	3.23	3.71	4.65	5.96
FeO	5.04	31.32	3.31	11.52	3.46	15.30	13.85
MnO	0.08	0.49	0.10	0.20	0.10	0.29	0.44
MgO	1.91	7.25	4.61	16.61	2.44	13.49	11.03
CaO	2.05	1.11	5.77	1.45	4.36	0.46*	11.77
Na ₂ O	3.17	Не опр.	4.18	0.11	4.25	0.41	1.38
K ₂ O	4.01	"	1.65	8.74	1.42	8.62	1.23
F		Не определялось				0.71	Не опр.
H ₂ O	0.12	Не опр.	0.24	2.20	0.10	3.20	1.80
П. п. п.	0.96	"	1.75	Не опр.	1.53	Не определялось	
Сумма	99.76	100.66	99.89	96.88	100.05	99.51	100.02
F ₂ =O	—	—	—	—	—	0.28	--
Сумма	99.76	100.66	99.89	96.88	100.05	99.23	100.02
Ng ≥				1.637; 1.643;			1.687
Nm ≈				1.619; 1.635		1.640	1.681
Np ≤			1.790				1.662
N							

* Присутствует BaO в количестве 0.13%.

Таблица 4 (продолжение)

Окислы	Силлиманито-гранато-кордиеритовый гнейс, обр. 726	Гранато-гиперстено-биотитовый гнейс, обр. 1030				Гранато-гиперстено-биотито-плагиоклазовый сланец, обр. 1067				Силлиманито-гранато-кордиеритовый гнейс, обр. 1144	
		гранат	порода	гранат	биотит	гиперстен	порода	гранат	биотит	гиперстен	порода
SiO ₂	38.08	59.84	38.28	36.40	48.24	50.44	37.50	36.70	48.52	33.12	38.62
TiO ₂	0.12	0.80	0.05	5.10	0.24	0.95	0.04	3.97	0.22	1.43	0.02
Al ₂ O ₃	22.28	17.18	22.75	14.98	6.16	20.43	21.30	13.93	4.82	38.37	22.30
Fe ₂ O ₃	1.60	2.14	0.30	0.90	2.16	2.33	1.00	0.96	1.74	8.16	0.60
FeO	26.64	5.47	26.70	15.12	21.96	8.06	28.78	16.20	25.20	12.38	26.46
MnO	0.76	0.12	1.86	0.08	0.60	0.21	3.71	0.14	0.60	0.36	2.21
MgO	9.66	4.06	9.38	14.26	20.72	5.26	7.32	14.00	18.04	2.89	9.02
CaO	0.78	3.52	1.22	1.00	0.28	3.64	0.86	0.00*	0.42	0.84	0.56
Na ₂ O	Не опр.	3.47	Не опр.	0.15	Не опр.	4.68	Не опр.	0.10	Не опр.	0.91	Не опр.
K ₂ O	» »	2.74	» »	9.19	» »	2.75	» »	9.33	» »	1.13	» »
F	» »	Не опр.	» »	0.70	» »	Не опр.	» »	1.10	» »	Не опр.	» »
H ₂ O	» »	0.04	» »	2.20	» »	0.12	» »	2.25	» »	0.10	» »
П. и. п.	» »	1.06	Не определялось			1.20	Не определялось			0.62	» »
Сумма	99.92	100.44	100.54	100.08	100.36	100.07	100.51	98.68	99.56	100.31	99.79
F ₂ =O	—	—	—	0.29	—	—	—	0.46	—	—	—
Сумма	99.92	100.44	100.54	99.79	100.36	100.07	100.51	98.22	99.56	100.31	99.79
<i>N_g ≥</i>					1.721						
<i>N_m ≈</i>				1.651	Не опр.						
<i>N_p ≤</i>					1.709						
<i>N</i>	1.785—1.787		1.775				1.794				1.783

* Присутствует BaO в количестве 2.00%.

Таблица 4 (продолжение)

Окислы	Двутироксено-амфиболовый гнейс, обр. 1191			Силлиманито-гранато-кордиерито-биотитовый гнейс, обр. 1227-9				Двутироксено-амфиболово-плагиоклазовый сланец, обр. 1237			Биотито-амфиболовый гнейс, обр. 1241
	порода	амфибол	гиперстен	порода	гранат	биотит	кордиерит	порода	амфибол	гиперстен	
SiO ₂	56.73	40.42	50.40	56.15	37.82	34.82	49.00	46.62	42.64	49.41	51.66
TiO ₂	0.60	2.30	0.18	1.50	0.11	3.24	Не опр.	1.72	2.30	0.30	1.90
Al ₂ O ₃	16.37	11.20	2.14	20.96	21.75	17.34	32.92	14.85	9.35	1.55	15.43
Fe ₂ O ₃	2.40	2.80	1.20	2.60	0.00	2.00	0.77	0.32	3.20	2.00	2.46
FeO	5.90	15.12	25.92	8.64	32.76	19.80	8.30	12.53	16.56	29.52	8.35
MnO	0.29	0.39	1.12	0.14	1.10	0.04	0.17	0.25	0.14	0.42	0.21
MgO	3.45	10.05	17.46	3.96	5.50	9.07	6.72	8.25	9.82	15.33	4.26
CaO	7.26	12.34	1.32	1.46	1.30	0.34	Не опр.	11.67	11.73	1.13	6.05
Na ₂ O	3.24	1.40	Не опр.	0.67	Не опр.	0.08	0.12	2.33	1.79	Не опр.	3.36
K ₂ O	1.72	2.14	»	2.03	»	9.08	0.24	0.37	0.84	»	3.66
F			Не определялось			0.40			Не определялось		
H ₂ O	0.16	1.80	Не опр.	0.06	»	3.45	2.10	0.16	1.80	0.72	0.20
П. п. п.	1.80	Не определялось		1.52		Не определялось		1.59	Не определялось		1.94
Сумма	99.92	99.96	99.74	99.69	100.34	99.66	100.34	100.66	100.17	100.38	99.48
F ₂ O	—	—	—	—	—	0.16	—	—	—	—	—
Сумма	99.92	99.96	99.74	99.69	100.34	99.50	100.34	100.66	100.17	100.38	99.48
N _g ≥	1.702	1.726							1.702	Не опр.	
N _m ≈			Не определялось						1.693	»	
N _p ≤	1.678	1.714							1.674	»	
N					1.798— 1.801						

Таблица 4 (продолжение)

Окислы	Биотито-амфиболовый гнейс, обр. 1241		Амфиболово-плагиоклазовый микроклинизированный сланец с биотитом, обр. 342		Гиперстено-гранато-биотитовый гнейс, обр. 1808-3				Гиперстено-гранато-биотитовый гнейс, обр. 1827		
	биотит	амфибол	порода	амфибол	порода	гранат	биотит	гиперстен	порода	гранат	биотит
SiO ₂	37.66	42.40	56.30	42.10	57.70	37.86	36.77	48.07	71.51	37.08	35.01
TiO ₂	3.25	0.18	0.80	1.86	0.88	0.11	5.20	0.30	0.58	0.08	5.84
Al ₂ O ₃	14.15	10.07	18.62	9.96	19.11	20.86	13.62	2.86	14.13	20.72	13.31
Fe ₂ O ₃	0.60	5.05	2.58	3.56	0.40	0.78	1.20	2.43	0.16	1.05	2.05
FeO	19.80	17.28	3.60	13.26	6.62	32.05	17.64	30.66	3.09	32.75	19.80
MnO	0.16	0.15	0.09	0.16	0.07	0.46	0.14	0.19	0.06	1.14	0.08
MgO	10.14	9.14	2.05	11.79	3.31	6.47	11.52	14.74	1.48	4.84	9.45
CaO	1.35	11.62	5.43	12.03	3.31	1.76	0.68	0.47	3.22	2.59	0.58 *
Na ₂ O	0.20	1.59	5.04	1.90	4.61	Не опр.	0.09	Не опр.	2.78	Не опр.	0.09
K ₂ O	8.68	1.37	4.48	1.69	2.43	»	10.17	0.05	1.63	»	9.34
F	Не определялось					Не определялось					
H ₂ O	3.50	1.35	0.00	1.63	0.10	Не опр.	2.50	0.20	0.08	»	0.75
П. п. п.	Не определялось	0.88	Не опр.	1.12		Не определялось			0.74	»	2.35
Сумма	99.49	100.20	99.87	99.94	99.66	100.35	99.53	99.97	99.46	100.25	98.65
F ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.30
Сумма	99.49	100.20	99.87	99.94	99.66	100.35	99.53	99.97	99.46	100.25	98.35
N _g ≥	1.655—1.660	1.702		1.686					1.733		
N _m ≈		1.694		1.680					1.729		
N _p ≤		1.672		1.662					1.715		
N					1.790					1.788—1.794	
											1.800

* Присутствует BaO в количестве 0.17%.

Таблица 4 (продолжение)

Окислы	Гиперстено-гранато-биотитовый гнейс, обр. 1827	Гранато-двутироксеновый плагиогнейс, обр. 1978-2				Гранато-биотитовый гнейс, обр. 1982-4			Гранато-гиперстеновый гнейс, обр. 1986		Гиперстено-гра-нано-биотитовый плагиогнейс, обр. 2071	
		гиперстен	порода	гранат	монохлор-ный пироксен	гиперстен	порода	гранат	биотит	гранат	гиперстен	
SiO ₂	48.19	58.71	36.68	50.24	48.84	61.49	37.36	35.59	36.98	46.78	54.20	
TiO ₂	0.23	1.23	0.40	0.42	0.35	0.82	0.06	5.35	0.43	0.25	0.85	
Al ₂ O ₃	1.53	15.54	21.14	0.88	0.93	17.01	22.17	16.94	20.61	1.82	17.18	
Fe ₂ O ₃	2.20	1.71	1.74	2.25	0.75	0.57	1.60	1.42	0.79	3.64	3.01	
FeO	32.40	9.08	29.10	13.50	35.15	8.24	30.55	15.95	30.96	35.24	9.58	
MnO	0.37	0.19	0.69	0.25	0.55	0.11	0.45	Следы	1.11	0.38	0.40	
MgO	13.71	2.70	3.43	10.84	11.73	2.43	6.77	11.03	2.74	10.73	3.79	
CaO	0.68	6.74	6.94	21.00	1.18	2.39	1.62	0.68	6.74	1.18	1.87	
Na ₂ O	0.45	2.41	Не опр.	0.34	Не опр.	2.70	Не опр.	0.16	Не опр.	Не опр.	3.78	
K ₂ O	0.19	0.52	»	0.08	»	3.27	»	9.40	»	»	3.46	
F	Не опр.			Не опр.	»	0.16	»	3.20	»	»	0.28	
H ₂ O	0.54	0.06	»	Не опр.	»	1.05	Не определялось		»	»	1.38	
П. п. п.	Не опр.	1.45		Не определялось								
Сумма	100.19	100.34	99.82	99.80	99.48	100.24	100.58	99.42	100.06	100.02	99.48	
<i>N_g ≥</i>	100.19			1.724	1.747						1.747	
<i>N_m ≈</i>	1.736			1.706	1.741						1.740	
<i>N_p ≈</i>	Не опр.			1.695	1.727						1.728	
<i>N</i>	1.720		1.792—1.794				1.790		1.790—1.795			

Таблица 4 (продолжение)

Окислы	Гиперстено-гранато-биотитовый плагиогнейс, обр. 2071		Амфиболо-диопсидо-биотитовая метасоматическая порода, обр. 2107-5		Диопсидо-амфиболовый сланец, обр. 2128-8			Диопсидо-амфиболово-гиперстено-плагиоклазовый сланец, обр. 9289				
	гранат	биотит	порода	биотит	порода	амфибол	монохлор-ный пироксен	порода	амфибол	монохлор-ный пироксен	гиперстен	
SiO ₂	37.18	36.07	52.79	37.19	49.48	43.0	49.30	49.00	41.06	51.42	52.04	
TiO ₂	0.08	5.58	0.55	4.41	1.28	2.12	0.25	0.92	2.60	0.45	0.22	
Al ₂ O ₃	23.50	14.70	13.46	15.92	16.94	9.85	2.50	11.56	13.21	2.50	2.50	
Fe ₂ O ₃	1.01	0.62	1.30	1.03	2.10	2.44	3.55	1.57	2.65	2.48	1.09	
FeO	27.70	15.55	5.04	13.50	7.20	13.89	9.36	10.36	11.88	5.76	19.08	
MnO	0.45	Следы	0.21	0.20	0.21	0.15	0.29	0.14	0.03	0.09	0.27	
MgO	8.83	14.33	6.47	15.83	5.59	11.31	12.54	13.32	11.50	14.50	24.66	
CaO	1.16	0.56	14.59	0.89	9.20	12.03	21.06	10.18	12.06	22.10	0.70	
Na ₂ O	Не опр.	0.16	3.16	0.11	3.79	1.71	0.44	2.03	1.97	0.65	Не опр.	
K ₂ O	»	9.48	1.06	9.32	1.61	1.85	0.07	0.51	1.59	<0.10	»	
H ₂ O	»	2.65	0.04	2.10	0.14	1.65	Не опр.	0.04	1.50	Не определялось		
П. п. п.	»	Не опр.	1.22	Не опр.	1.98	Не определялось		0.76	Не определялось			
Сумма	99.91	99.70	99.89	100.50	99.52	100.00	99.36	100.36	100.05	100.05	100.56	
<i>N_g ≥</i>						1.690	1.716		1.702		1.710	
<i>N_m ≈</i>			1.643		1.644	1.682	1.699		1.695		1.707	
<i>N_p ≤</i>	1.790					1.668	1.687		1.676		1.696	

Примечание. Образцы из колл. Г. М. Друговой: 132^a — 1961 г., р. Иенгра. Образцы из коллекции М. Е. Салье: ЗН-3, ЗН-8, ЗН-9, ЗН-10, ЗН-15 — 1964 г.; ЗН-105, ЗН-141, 107-4 — 1966 г.; басс. р. Курунг-Хонку, руч. Харълаах; 1304-4, 1304-5, 1305-4 — 1954 г., водораздел рек Сеймдье и Тимитона. Образцы из колл. В. Л. Дука: 509-5, 509-8 — 1962 г., басс. р. Курунг-Хонку, устье руч. Бурдыхлай; 726 — 1963 г., басс. р. Большой Балымах, руч. Артименс; 1030, 1067 — 1964 г., басс. р. Курунг-Хонку; 1144 — 1964 г., верховье р. Эгете; 1191 — 1964 г., водораздел рек Эгете и Тимитона; 1227-9, 1237, 1241 — 1964 г., водораздел рек Сеймдье и Тимитона. Образцы из колл. В. С. Байковой: 342 — 1966 г., верховье р. Эгете; 1808-3 — 1964 г., среднее течение р. Эгете; 1827 — 1964 г., правый берег р. Тимитона; 1978-2 — 1965 г., левый берег р. Тимитона; 1982-4 — 1965 г., правый берег р. Тимитона; 1986 — 1965 г., левый берег р. Тимитона; 2071, 2107-5, 2128-8 — 1966 г., басс. р. Курунг-Хонку. Образцы из колл. В. А. Глебовицкого: 9289 — 1962 г., р. Иенгра. Образцы 509-5, 509-8, 1227-9, 1241 — дигафториты амфиболитовой фации.

Таблица 5

Химический состав пород и минералов гранулитовой и амфиболитовой фаций Восточного Саяна (Присаянское поднятие, Онотско-Бельская глыба)

Окислы	Гранато-биотитовый гнейс, обр. Н-75/63			Пироксено-амфиболовый гнейс, обр. Н-161/63			Силлиманито-гранато-биотитовый гнейс, обр. Н-300 ^Г /64			
	порода	гранат	биотит	порода	амфибол	монохлорный пироксен	порода	гранат	биотит	силлиманит
SiO ₂	63.44	37.38	35.40	56.52	45.40	51.24	65.79	36.92	35.59	37.30
TiO ₂	0.75	0.13	4.00	0.98	1.11	0.14	0.93	0.03	3.90	Следы
Al ₂ O ₃	16.61	21.45	18.50	14.95	9.60	2.04	18.53	22.00	18.72	60.61
Fe ₂ O ₃	0.76	0.00	1.32	2.24	3.72	1.70	0.57	0.25	0.82	0.00
FeO	5.76	30.96	16.20	5.28	10.32	6.48	5.32	33.52	16.90	0.14
MnO	0.06	1.30	0.02	0.02	0.21	0.60	0.09	1.24	Следы	0.00
MgO	2.98	6.56	11.20	6.75	13.30	13.98	1.90	4.24	10.42	0.15
CaO	2.70	2.08	0.70	7.28	12.00	23.24	1.29	1.37	0.22	0.44
Na ₂ O	3.35	Не опр.	0.07	3.21	1.21	0.53	1.65	Не опр.	0.19	Не опр.
K ₂ O	3.13	»	9.70	1.66	1.09	0.04	1.98	»	9.13	»
H ₂ O	0.00	0.00	3.25	0.40	2.14	0.00	—	»	3.55	0.85
П. п. п.	0.70	0.00	0.00	1.26	0.00	0.00	1.52	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.24	99.86	100.36	100.25	100.10	99.99	99.58	99.57	99.44	99.49
Ng ≥					1.682					1.682
Nm ≈			1.654		1.673				1.650	1.660
Np ≤					1.657					1.656
N		1.788—1.796						1.788—1.796		

Таблица 5 (продолжение)

Окислы	Гранато-биоти- тальный гнейс, обр. Н-571/60	Биотитовый гнейсо-гранит, обр. Н-614/60		Амфиболово-биотитовый гнейс, обр. III-2089/63		Гранато-биотитовый гнейс, обр. III-21186/63		Гранатовый амфиболит, обр. Н, 678—60
	гранат	порода	биотит	порода	биотит	порода	гранат	гранат
SiO ₂	38.24	73.00	34.62	66.96	35.18	54.82	37.34	34.98
TiO ₂	0.03	0.40	2.66	0.73	2.63	0.84	0.10	0.57
Al ₂ O ₃	21.83	14.00	15.63	15.29	16.18	23.87	21.34	17.46
Fe ₂ O ₃	0.76	0.36	3.00	0.81	2.51	0.41	0.00	5.59
FeO	29.10	2.00	23.76	3.88	22.68	8.92	34.92	31.68
MnO	1.26	0.03	0.26	0.03	0.10	0.03	0.83	6.38
MgO	7.72	0.70	6.54	1.20	7.88	4.83	5.62	1.14
CaO	1.46	2.14	1.06	2.40	0.20	0.88	0.30	2.66
Na ₂ O	Не опр.	3.47	0.52	3.15	0.05	1.03	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	»	4.57	8.01	5.04	8.90	2.83	»	»
H ₂ O	»	0.00	4.16	0.10	3.70	0.14	»	»
П. п. п.	0.00	0.20	Не опр.	0.56	0.00	1.89	0.00	0.00
Сумма	100.40	100.87	100.22	100.15	100.01	100.49	100.45	100.46
Nm ≈					1.652			
N	1.783—1.793						1.798—1.802	

Таблица 5 (продолжение)

Окислы	Амфиболово-двутироксеновый гнейс, обр. Н-499 ^a /64			Гранато-двутироксеновый гнейс, обр. Н-501 ^b /60		Гранато-пи- роксеновый гнейс, обр. Н-503 ^a /60	Пироксеновый гнейс, Н-503 ^b /60	Амфиболово-тироксеновый гнейс, обр. Н-507/60	
	гиперстен	амфибол	монохлинный тироксен	порода	гранат	порода	монохлинный тироксен	порода	монохлинный тироксен
SiO ₂	Не опр.	44.14	50.26	63.06	35.69	50.74	48.70	52.54	51.00
TiO ₂	»	1.94	0.18	1.00	0.57	1.50	0.20	1.58	0.20
Al ₂ O ₃	»	7.34	0.97	16.00	20.37	14.04	4.24	15.54	2.88
Fe ₂ O ₃	1.63	4.15	1.80	2.30	0.40	2.40	2.93	3.06	3.29
FeO	28.72	15.12	12.24	3.44	23.40	7.92	11.16	4.16	7.56
MnO	Не опр.	0.10	0.18	0.08	2.10	0.14	0.24	0.08	0.19
MgO	»	11.09	12.22	2.40	6.00	5.16	10.42	4.40	12.08
CaO	»	11.84	21.96	6.22	6.24	14.40	22.36	13.20	23.12
Na ₂ O	»	1.20	0.27	3.80	Не опр.	2.61	Не опр.	3.72	Не опр.
K ₂ O	»	0.71	0.00	0.74	»	0.25	»	0.49	»
H ₂ O	»	2.85	Не опр.	0.00	»	0.08	»	0.04	»
П. п. п.	0.00	0.00	0.00	0.92	0.00	0.74	0.00	0.14	0.00
Сумма	Не опр.	100.48	100.08	99.96	94.77	99.98	100.25	99.95	100.32
N _g ≥	1.725	1.694	1.722				Не опр.		1.724
N _m ≈	1.720	1.682	1.700				»		1.704
N _p ≤	1.708	1.663	1.692				»		1.693
N					Не опр.				

Таблица 5 (продолжение)

Окислы	Гранато-тироксено-амфибо- ловый гнейс, обр. Н-545/60			Биотито-тироксено- амфиболовый гнейс, обр. Н-553 ^b /60		Пироксеновый гнейс, обр. Н-559 ^a /60		Метасоматиче- ская диопсидо- вая жила, обр. Н-559 ^b /60, монохлинный тироксен	Тонкополосчатый гранато-тироксено- амфиболовый гнейс, обр. Н-563 ^c /60			
	порода	монохлин- ный тироксен	амфибол	порода	амфибол	порода	монохлин- ный тироксен		порода	гранат	амфибол	монохлин- ный тироксен
SiO ₂	50.39	49.80	43.70	48.90	46.56	60.06	51.26	52.04	50.24	37.14	42.60	49.86
TiO ₂	0.57	0.11	1.06	0.64	1.12	0.60	0.28	0.14	2.70	0.18	2.00	0.62
Al ₂ O ₃	14.15	5.79	12.45	13.46	9.90	14.12	0.76	1.20	16.70	22.12	12.40	1.24
Fe ₂ O ₃	2.45	1.42	3.85	2.24	0.80	0.66	1.34	1.50	1.29	0.00	2.20	0.54
FeO	6.26	7.90	10.80	7.36	10.44	3.44	12.24	9.00	9.64	26.28	15.12	12.24
MnO	0.20	0.33	0.19	0.10	0.09	0.03	0.10	0.23	0.11	1.30	0.03	0.14
MgO	8.21	12.77	12.25	9.60	14.76	3.00	10.66	12.42	3.70	3.72	9.60	11.49
CaO	11.71	20.40	10.72	12.74	12.80	12.20	23.08	22.72	11.62	9.32	12.20	22.66
Na ₂ O	2.80	0.66	1.51	2.64	1.27	3.69	Не опр.	0.48	2.50	Не опр.	1.28	0.35
K ₂ O	0.57	0.08	0.90	1.08	1.13	0.35	»	0.03	0.46	»	1.23	0.06
H ₂ O	0.12	Не опр.	2.25	0.16	1.20	0.06	»	0.02	0.08	»	1.70	0.35
П. п. п.	2.56	0.00		1.88	0.00	1.80	0.00	0.42	1.20	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.99	99.26	99.68	100.80	100.07	100.01	99.72	100.20	100.24	100.06	100.36	99.55
N _g ≥		1.720	1.682		1.666		Не опр.	Не опр.			1.695	1.724
N _m ≈		1.698	1.673		1.657		»	»			1.689	1.704
N _p ≤		1.690	1.657		1.640		»	»			1.664	1.693
N										1.787—1.789		

Примечание. Образцы из колл. Л. П. Никитиной: Н-75/63 — 1963 г., басс. р. Большой Белой; Н-161/63 — 1963 г., верховье р. Урда-Ока; Н-300^c/64 — 1964 г., р. Китой; Н-499^a/64 — 1964 г., басс. р. Китой, р. Черемшанка; Н-501^b/60, Н-203^a/60, Н-503^b/60, Н-545/60, Н-553^b/60, Н-559^b/60, Н-563^c/60 — 1960 г., р. Далялык; Н-614/60 — 1960 г., р. Онот. Образцы из колл. И. К. Шулешко: III-2089 — 1953 г., р. Урда-Ока; III-2118^b — 1963 г., р. Тагна Черная; Н-678 — 1960 г., р. Малая Белая.

Гранаты

Одним из характерных минералов гранулитовой фации является гранат. В отличие от низкотемпературных фаций в гранулитовой фации он появляется в породах разнообразного состава, что обусловливает значительные колебания его состава. Процентное содержание граната в породах гранулитовой фации выше, чем в амфиболитовой фации, что объясняется реакциями прогрессивного метаморфизма, идущими с предпочтительным образованием граната за счет других минералов вследствие его малого удельного объема.

Гранаты гранулитовой фации более магнезиальны по сравнению с таковыми амфиболитовой фации, однако пределы колебания железистости

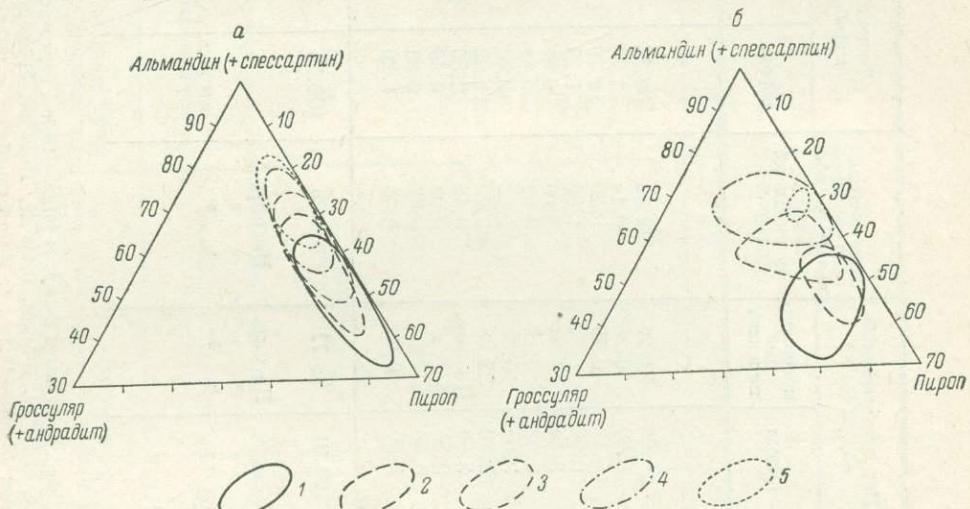


Рис. 11. Составы гранатов из пород, бедных кальцием (а) и гиперстенсодержащих гнейсов и сланцев (б).

1 — поле гранатов из гранулитов Лапландии; 2 — поле гранатов из гранулитов южного края Алданского щита; 3 — поле гранатов из гранулитов кольской серии; 4 — поле гранатов из гранулитов Алданского щита; 5 — поле гранатов из гранулитов ладожской серии.

гранулитовых гранатов велики. Согласно Н. В. Соболеву (1964), железистость гранатов обычно варьирует от 62% в глиноземистых гнейсах до 93% — в эвлизитах. Но исследованиями из различных гранулитовых комплексов установлено в ряде случаев отклонение от этих средних величин (табл. 6).

При сравнительном изучении гранатов различных гранулитовых комплексов обращает на себя внимание постепенное уменьшение средней железистости гранатов от ладожских гранулитов к лапландским (табл. 7). Уменьшается как средняя железистость гранатов комплекса в целом, так и железистость гранатов к каждой из выделенных групп пород. Это положение подтверждает диаграмма¹ (рис. 11, а, б), на которой оконтурены составы гранатов из разных метаморфических комплексов. Поля гранатов с большими перекрытиями располагаются в направлении от вершины альмандина к вершине пиропа в том же порядке, как и в таблице, означая по-

¹ Для построения диаграмм, кроме приведенных в настоящей работе, использовались данные Эскола (Eskola, 1952), Апостоловой (1953), Лавренко (1953), Лебедева (1964), Маракушева (1965), Судовикова и др. (1965), Кицула (1966б), Мошкина (1967), Корниковского (1967), Кулиша (1967), Бондаренко и Дагелайского (1968), Друговой и Талдыкиной (1968).

степенное обогащение пироповой молекулой гранатов, от ладожских гранулитов — к лапландским. В пределах каждого гранулитового комплекса самой низкой железистостью, как правило, обладают гранаты из гранат-гиперстеновых ассоциаций (за исключением алданских и лапландских гранулитов). Немного выше железистость в гранатах из гранат-силлиманит-кордиеритовых парагенезисов, выше — в гранато-биотитовых гнейсах, еще выше — в амфибол (диопсид) содержащих сланцах и самая высокая — в эвлизитах. Лапландские гранулиты отличаются от других комплексов наиболее магнезиальным составом гранатов, причем самой низкой железистостью характеризуется гранат из гранато-силлиманитовых гнейсов, что связано, по-видимому, с повышенной магнезиальностью глиноземистых гнейсов. В алданских гранулитах, в отличие от других комплексов, гранаты в ассоциации с гиперстеном самые железистые. Это объясняется тем, что гиперстеновые породы Алданского щита представлены гнейсами, в большинстве своем сильно гранитизированными, гранат же, как известно, в процессе гранитизации становится более железистым. Можно предположить, что существенные различия в железистости гранатов из ассоциации с гиперстеном в алданских и сутамских гранулитах, по-видимому, отражают разницу в степени гранитизации этих гранулитов.

Минимальное содержание кальциевого компонента в гранатах наблюдается в высоко глиноземистых гнейсах, несколько выше — в гранато-биотитовых гнейсах, заметно выше — в гиперстеносодержащих породах и самое высокое — в амфиболсодержащих сланцах (около 30%). Богаче кальцием только гранаты из эвлизитов. Максимальное содержание кальциевого компонента в исследованных гранатах из амфиболсодержащих сланцев не превышает 30%. В сводке Н. В. Соболева (1964) приводятся анализы гранатов из диопсио-плагиоклазовых сланцев, имеющих около 40% кальциевого компонента. По мнению автора, такое содержание кальциевого компонента является предельным для пиральспитовых гранатов. С другой стороны, в карбонатных породах гранулитовой фации встречаются гроссуляр-андрадитовые гранаты с максимальным содержанием пиральспитового компонента не более 24%. На парагенетической диаграмме *ACF*, приведенной Н. В. Соболевым, имеет место разрыв между полями железо-магнезиальных и кальциевых гранатов, отражающий предельы несмесимости двух групп гранатов. Исследования гросспидитов из ксенолитов в кимберлитах дали возможность Н. В. Соболеву (Соболев, Кузнецова, 1966) установить существование непрерывного пироп-гроссулярового ряда гранатов. Однако автор пришел к выводу, что для образования непрерывных твердых растворов пироп-гроссулярового ряда необходимы термодинамические условия, отличающиеся в первую очередь необычайно высокими давлениями — порядка 20—30 кб, которые выходят за пределы давлений, возможных в гранулитовой фации.

Составы гранатов зависят в первую очередь от составов пород. Наиболее четкая прямая связь существует между железистостью гранатов и железистостью пород (рис. 12). Тем не менее в породах с одинаковой железистостью наблюдается заметное изменение железистости гранатов от комплекса к комплексу, выражющееся в увеличении железистости гранатов от лапландских гранулитов через сутамские и кольские к алданским и ладожским (рис. 12).

Зависимость кальциевости гранатов от состава пород проявляется менее четко. Серия диаграмм (рис. 13, *a*, *b*) показывает последовательное расширение полей составов гранатов в различных гранулитовых комплексах и слабую связь кальциевости гранатов с кальциевостью пород. Верхние границы полей гранатов располагаются примерно в той же последовательности, что и на диаграммах изменения железистости гранатов, от-

Таблица 6

Молекулярный состав и другие параметры гранатов гранулитовых комплексов

№ обр.	Порода	Alm	Руг	Gros	And	Spes	f_{Gr}^*	К о л ъ с к а я										Источник
								F_{Gr}^{**}	x_{Ca}^{Gr***}	f'_{Gr}^{****}	$f_{пор}$	$F_{пор}$	$f'_{пор}$	$x_{Ca}^{пор}$				
с е р и я																		
905 ⁶	Гранато-силлиманито-биотитовый гнейс	52.5	44.0	1.8	1.3	0.4	54.6	55.3	0.0175	0.0170	52.1	54.6	0.096	0.132	Бондаренко, Дагелайский, 1968			
878 ⁶	Гранато-кордиерито-биотитовый гнейс	54.7	42.0	0.7	2.2	0.4	56.5	57.4	0.0288	0.0205	51.0	50.3	0.055	0.184	То же			
325	Гранато-силлиманито-кордиерито-биотитовый гнейс	60.5	36.8	0.3	1.9	0.5	61.3	62.0	0.0224	0.0185	42.4	46.3	0.148	0.101	» »			
803	Гранато-силлиманито-кордиерито-биотитовый гнейс	52.3	42.9	2.9	1.4	0.5	55.5	56.2	0.0294	0.0176	47.6	51.3	0.138	0.152	» »			
32	Гранато-силлиманито-биотитовый гнейс	71.1	22.9	2.5	2.0	1.5	66.0	67.5	0.0425	0.0571	57.8	62.2	0.160	0.068	» »			
1	То же	62.3	33.8	0.3	2.7	0.9	64.3	65.2	0.0306	0.0288	44.9	50.3	0.216	0.115	» »			
176 ^a	» »	69.1	27.6	0.0	2.3	1.0	74.5	75.5	0.0211	0.0264	50.0	52.8	0.118	0.249	» »			
179	» »	65.4	29.2	3.7	0.0	1.7	69.0	69.5	0.0381	0.0000	40.6	57.7	0.500	0.260	» »			
290	Гранато-кордиерито-биотитовый гнейс	64.4	31.0	2.9	0.0	1.5	67.4	68.5	0.0294	0.0326	50.0	51.0	0.038	0.183	» »			
457	То же	61.4	34.0	0.0	3.6	1.2	64.3	66.4	0.0364	0.0803	48.5	51.9	0.116	0.115	Другова, Талдыкина, 1968			
104	» »	66.2	31.0	0.0	1.9	0.9	68.0	68.9	0.0196	0.0224	Не определялось	Pl №27	Колл. Л. А. Прияткиной					
57	Гранато-силлиманито-кордиерито-биотитовый гнейс	66.2	30.8	2.2	0.0	0.8	68.3	70.0	0.0226	0.0000	38.6	40.5	0.125	0.203	Колл. Г. М. Друговой			
1039	То же	65.5	30.5	3.2	0.0	0.8	68.0	69.2	0.0318	0.0000	Не определялось	»	То же					
424	» »	63.9	31.6	3.7	0.0	0.8	66.7	67.3	0.0377	0.0146	»	»	Другова, Талдыкина, 1968					
51	Гранато-силлиманитовый гнейс	52.2	43.6	3.4	0.0	0.8	54.6	54.9	0.0491	0.0000	55.3	56.2	Нет	0.156	То же			
45	Гранато-гиперстено-плагиокла-зовый сланец	54.2	39.3	2.9	2.8	0.8	57.9	59.2	0.0567	0.0328	50.8	51.4	0.028	0.203	Колл. Г. М. Друговой			
769 ^a	Гранато-гиперстеновый пла-гиогнейс	61.5	24.5	9.4	2.3	2.3	71.9	72.7	0.1170	0.0251	Не определялось	»	Бондаренко, Дагелайский, 1968					
43	То же	59.1	37.6	0.9	1.9	0.6	61.0	61.9	0.0290	0.0204	45.7	49.2	0.128	0.248	То же			
566 ^a	Гранато-гиперстеновый гнейс	55.2	40.9	1.8	0.9	1.2	56.0	55.9	0.2699	0.0110	44.0	46.7	0.076	0.336	» »			
902 ⁶	Гранато-биотитовый гнейс	55.6	42.3	1.1	1.0	0.0	57.0	57.4	0.0222	0.0115	50.8	54.1	0.121	0.260	» »			
40	То же	69.0	26.6	3.4	0.0	1.0	72.2	72.4	0.0341	0.0000	56.3	60.3	0.143	0.213	» »			
140	Гранато-биотитовый пла-гиогнейс	69.0	29.1	1.3	0.0	0.6	69.8	69.8	0.0224	0.0000	47.9	54.3	0.216	0.252	» »			
716	Гранато-биотитовый гнейс	69.5	22.7	5.5	0.0	2.3	75.5	76.0	0.0554	0.0000	Не определялось	»	» »					
624 ^a	Гранато-биотитовый гнейс	70.5	24.7	3.1	1.4	0.3	74.0	74.3	0.0450	0.0131	61.5	63.5	0.074	0.152	Бондаренко, Дагелайский, 1968			
242	Гранатовый гранитоид	66.6	28.9	3.9	0.6	0.6	69.7	70.0	0.0392	0.0024	58.0	65.2	0.267	0.525	То же			
754 ^b	Гранатовый гранитоид	65.5	25.4	3.6	3.3	2.2	70.0	73.7	0.0691	0.0325	59.0	65.0	0.246	0.555	» »			
126 ⁶	Гранато-биотитовый гранитоид с силлиманитом	60.5	34.6	3.1	1.3	0.5	63.7	64.0	0.0214	0.0145	59.2	61.1	0.076	0.192	» »			
36	Гранато-биотитовый гнейс	57.2	39.5	0.9	1.9	0.6	59.0	59.9	0.0278	0.0212	55.6	60.3	0.167	0.332	» »			
634	Гранатовый гранитоид с силлиманитом	58.9	36.6	3.2	0.0	1.3	61.2	61.7	0.0329	0.0000	40.4	54.1	0.452	0.347	» »			
50 ^a	Гранато-биотитовый пла-гиогнейс	61.1	27.9	7.0	0.0	1.0	69.5	69.9	0.0709	0.0000	53.5	55.9	0.027	0.187	Другова, Талдыкина, 1968			
133	То же	52.7	38.6	7.3	0.0	1.4	57.3	58.3	0.0887	0.0170	Не определялось	»	То же					
55	Гранато-биотитовый гнейс	61.3	33.8	1.2	1.4	2.3	64.5	65.7	0.0258	0.0146	53.6	54.5	0.033	0.288	» »			
15	То же	64.9	30.9	3.2	0.0	1.0	67.1	67.5	0.0316	0.0048	49.7	51.5	0.059	0.107	» »			
256	Гранатовый гранитоид	60.0	32.4	3.1	0.0	4.5	64.5	66.5	0.0326	0.0154	Не определялось	»	Бондаренко, Дагелайский, 1968					
57 ⁶	Гранато-широкосено-амфиболово-плагиоклазовый сланец	68.7	10.5	16.9	1.0	2.7	86.7	87.2	0.1920	0.0094	65.2	68.1	0.167	0.308	То же			
62 ⁶	Гранато-амфиболово-плагиоклазовая порода	60.9	14.8	21.0	0.5	4.8	80.4	81.3	0.2174	0.0079	53.5	58.1	0.157	0.289	» »			
127 ^a	Гранато-диопсидо-скаполитово-плагиоклазовый сланец	62.2	15.3	15.5	6.2	0.8	80.0	81.0	0.2275	0.0629	66.0	72.4	0.259	0.392	» »			
133 ^a	Гранато-широкосено-амфиболово-плагиоклазовый сланец	63.0	26.5	4.1	2.6	3.8	70.2	71.9	0.2060	0.0269	42.9	54.3	0.356	0.417	» »			
142	То же	65.0	7.2	21.6	1.0	5.2	89.7	90.0	0.2542	0.010	65.6	72.7	0.261	0.408	» »			
155 ^a	» »	56.0	14.4	27.4	0.0	2.2	79.5	80.0	0.2720	0.0000	50.0	54.2	0.137	0.441	» »			
70 ^a	» »	52.6	16.2	28.6	0.0	3.6	76.6	79.7	0.2847	0.0000	Не определялось	»	Колл. Г. М. Друговой					
13	» »	67.8	19.4	3.4	8.2	1.2	77.2	79.5	0.1159	0.0748	81.2	85.9	0.281	0.167	Бондаренко, Дагелайский, 1968			

Таблица 6 (продолжение)

№ обр.	Порода	Alm	Pyr	Gros	And	Spes	f^*_{Gr}	F_{Gr}^{**}	x_{Ca}^{***}	f'_{Gr}^{****}	f_{por}	F_{por}	f'_{por}	x_{Ca}^{por}	Источник				
559	Эвлизит	72.0	3.3	19.6	4.6	0.5	93.5	96.1	0.2319	0.0415	94.3	95.0	0.124	0.087	Бандаренко, Дагелайский, 1968				
41 ⁶	Гранато-широксено-магнетитовая порода	73.8	4.2	14.9	6.1	1.0	94.6	93.2	0.2110	0.0542	92.8	93.0	0.047	0.047	То же				
244 ⁶	То же	57.7	21.0	17.3	3.1	0.9	73.2	74.1	0.2033	0.0351	Не определялось				» »				
Лапландский																			
комплекс																			
431	Гранато-силлиманитовый гнейс	50.0	44.5	1.9	3.0	0.6	53.0	54.2	0.0499	0.039	Не определялось				Колл. Л. А. Прияткиной				
11/1	То же	39.5	55.6	2.9	1.4	0.6	41.5	42.4	0.0411	0.022	35.6	40.8	0.175	0.235	То же				
12	Гранато-силлиманито-кордиеритовый гнейс	35.1	39.5	22.1 (Скиагит)	2.3	1.0	59.8	65.8	0.0229	0.218	55.7	63.8	0.233	0.123	Eskola, 1952				
9	Гранато-типерстеновый плагиогнейс	50.3	43.6	4.9	0.0	1.2	54.1	54.7	0.0487	Не опр.	38.3	40.7	0.092	0.217	То же				
10	То же	50.6	39.0	0.0	8.6	1.8	56.1	60.8	0.0863	0.149	61.5	64.3	0.112	0.447	» »				
347	Гранато-типерстеновый сланец	33.6	47.5	17.5	1.4	0.0	41.4	42.2	0.1880	0.0271	27.7	31.3	0.134	0.375	Колл. Л. А. Прияткиной				
64-л	Гранато-двушироксеновый сланец	44.3	37.8	15.1	0.0	2.8	54.0	55.6	0.1517	Не определялось				То же					
556 ⁶	Гранато-широксено-полевошпатовая порода	45.3	36.1	15.2	2.7	0.7	57.2	58.6	0.1739	0.037	39.1	39.9	0.292	0.339	Колл. Л. П. Никитиной				
586	Гранато-полевошпатовая порода	57.9	23.0	13.8	3.1	2.2	71.5	73.0	0.1690	0.035	75.0	76.5	0.071	0.171	То же				
586 ^a	Гранато-биотитовый плагиогнейс	57.9	22.9	14.7	2.3	2.2	71.7	72.7	0.1670	0.026	61.7	63.0	0.051	0.220	» »				
586 ^b	Гранато-полевошпатовая порода	57.9	23.9	14.3	1.5	2.4	68.5	72.5	0.1650	0.052	64.0	66.1	0.083	0.377	» »				
568 ^a	Гранато-биотитовый гнейс	53.0	33.6	11.1	1.8	0.5	61.3	60.2	0.1290	0.022	62.8	64.2	0.045	0.296	» »				
10	То же	60.8	33.8	0.0	4.8	0.5	65.4	65.6	0.0450	0.050	46.4	54.5	0.280	0.287	Колл. Л. А. Прияткиной				
568	Гранато-биотито-полевошпатовая порода	55.4	35.4	6.3	2.3	0.6	60.8	61.6	0.0860	0.027	61.5	62.3	0.030	0.271	Колл. Л. П. Никитиной				
72/1	Гранатодержащий гранит	59.6	18.6	14.7	3.25	3.85	76.3	78.0	0.1638	0.035	84.3	86.8	0.333	0.438	Колл. Л. А. Прияткиной				
74	То же	64.9	7.9	25.9	0.0	1.3	89.2	89.5	0.2607	0.0048	82.3	85.3	0.176	0.470	То же				
598 ⁶	Гранато-полевошпатовая порода	49.8	22.3	21.5	4.3	2.1	69.0	71.0	0.2550	0.053	53.6	57.9	0.128	0.368	Колл. Л. П. Никитиной				
2	Гранатовый гнейс	59.8	28.0	7.1	3.3	1.8	68.0	70.7	0.1044	0.036	Не определялось				Колл. Л. А. Прияткиной				
586 ⁶	Гранато-полевошпатово-кварцевая жила	57.0	21.7	16.7	3.6	1.0	74.7	76.9	0.1895	0.036	69.0	72.6	0.158	0.306	Колл. Л. П. Никитиной				
15	Гранато-биотитовый гнейс	45.4	43.0	7.1 (Скиагит)	3.2	1.1	54.9	59.7	0.0334	0.165	54.2	62.5	0.281	0.411	Eskola, 1952				
568 ⁶	То же	48.3	33.4	14.7	2.2	1.4	59.1	60.1	0.1711	0.029	Не определялось				Колл. Л. П. Никитиной				
556 ^a	Гранато-амфиболовый гнейс	49.3	32.6	16.4	1.4	0.3	60.2	61.3	0.1775	0.036	46.5	50.6	0.213	0.449	То же				
598	То же	49.9	20.5	20.2	4.7	4.7	70.9	73.2	0.2479	0.059	32.8	41.3	0.215	0.391	» »				
68	Эклогит	46.4	35.6	15.6	1.8	0.6	56.6	57.5	0.1587	0.025	Не определялось				Колл. Л. А. Прияткиной				
116	То же	42.8	38.0	14.3	4.0	0.9	53.0	54.9	0.1830	0.0592	» »				То же				
Алданский щит (цент																			
ральная часть)																			
551	Гранато-кордиеритовый гнейс	67.7	24.5	0.0	4.4	3.4	73.5	65.3	0.041	0.096	40.7	45.3	0.167	0.143	Судовиков и др., 1964				
726	Гранато-силлиманито-кордиеритовый гнейс	58.4	37.7	0.0	2.2	1.7	60.6	62.5	0.022	0.051	Не определялось				Колл. В. С. Байковой				
1144	Гранато-силлиманитовый гнейс	58.3	35.3	1.6	0.0	5.0	62.0	64.3	0.0158	0.022	70.7	79.5	0.590	0.0565	То же				
18 ³	То же	71.6	23.9	0.0	3.7	0.7	68.5	70.5	0.0347	0.0862	Не определялось				Судовиков и др., 1964				
332 ^b	» »	67.1	27.7	1.3	3.4	0.5	71.5	72.0	0.0191	0.0311	59.9	65.0	0.193	0.087	То же				
44/10	Гранато-кордиеритовый гнейс	73.0	22.1	1.4	2.1	1.4	72.9	76.7	0.0328	0.1850	Не определялось				Кицул, 1966				
223/20	Гранато-силлиманитовый гнейс	62.1	33.3	2.7	0.9	1.0	58.3	65.1	0.0425	0.2360	» »				Маракушев, 1965				
505	То же	62.0	29.0	0.0	4.3	4.7	68.2	84.0	0.0446	0.0674	» »				» »				
397	» »	63.0	33.0	0.0	3.0	1.0	63.5	67.2	0.0218	0.0371	» »				Лавренко, Лазько, 1954				
1319	Гранато-кордиеритовый гнейс	61.6	31.6	0.7	4.3	1.8	66.0	67.5	0.0485	0.0452	» »				Кицул, 1966				
223/14	Гранато-типерстено-биотито-вый гнейс	68.5	29.3	0.0	0.8	1.4	65.7	69.7	0.0137	0.1560	» »				Лавренко, 1957				
288/8	Гранато-типерстеновый гнейс	68.0	24.7	0.3	4.7	2.3	69.1	72.8	0.0400	0.1831	» »				» »				
036	То же	68.1	16.8	8.3	2.5	4.3	80.1	81.4	0.1074	0.0292	» »				Лавренко, 1957				

Таблица 6 (продолжение)

№ обр.	Порода	Alm	Pyr	Gros	And	Spes	f^*_{Gr}		F^{**}_{Gr}	$x_{\text{Ca}}^{\text{Gr***}}$	f'_{Gr}^{****}	$f_{\text{пор}}$	$F_{\text{пор}}$	$f'_{\text{пор}}$	$x_{\text{Ca}}^{\text{пор}}$	Источник
1304-5	Гранато-гиперстено-биотито-вый гнейс	64.4	24.4	6.0	2.4	0.8	73.5		74.3	0.0740	0.0340	55.7	57.7	0.076	0.170	Колл. В. С. Байковой
1030	То же	57.4	35.8	3.2	0.0	3.6	61.5		63.5	0.0320	0.0100	43.12	50.58	0.261	0.254	То же
1067	Гранато-гиперстено-биотитовый сланец	62.5	28.2	0.0	1.34	8.0	69.5		74.9	0.0230	0.0290	46.17	51.83	0.206	0.209	» »
1808-3	Гранато-гиперстено-биотитовый гнейс	69.3	24.9	2.6	2.2	1.0	73.5		74.5	0.0480	0.0220	52.9	54.4	0.061	0.252	» »
2071	То же	60.5	34.4	3.1	0.9	0.9	63.7		64.4	0.0320	0.0310	58.7	62.7	0.221	0.126	» »
1827	Гранато-гиперстено-биотитовый плагиогнейс	71.4	18.8	3.9	3.3	2.6	79.1		79.6	0.0720	0.0280	53.7	54.8	0.045	0.412	» »
1986	Гранато-гиперстеновый сланец	67.9	10.8	16.5	2.4	2.4	87.5		87.3	0.1894	0.0226		Не определялось			» »
1304-4	Гранато-биотитовый гнейс	69.7	22.0	5.4	1.7	1.5	76.1		78.0	0.0530	0.0860	64.5	67.9	0.132	0.196	» »
47	То же	73.4	21.5	4.3	0.0	0.8	74.4		78.3	0.0480	0.1830		Не определялось			Кицул, 1966
36 ^a	» »	62.0	33.2	0.5	3.9	0.5	65.2		66.3	0.0460	0.0420					Маракушев, 1965
64	Гранато-биотитовый плагиогнейс	68.8	21.4	7.4	0.0	2.4	76.3		76.9	0.0750	0.0090	51.6	54.6	0.113	0.381	Судовиков и др., 1964
108 ^b	Гранато-биотитовый плагиогнейс	55.4	35.5	5.2	1.7	2.2	60.8		62.5	0.056	0.022	42.0	48.5	0.095	0.266	Судовиков и др., 1964
1305-1	Гранато-биотитовый гнейс	67.8	28.0	3.4	0.0	1.4	70.7		71.7	0.0310	нет	59.8	63.5	0.146	0.240	Колл. В. С. Байковой
8	Гранато-биотитовый плагиогнейс	65.6	24.4	0.0	7.4	2.6	73.0		76.3	0.0740	0.1490		Не определялось			Судовиков и др., 1964
8 ^a	То же	61.2	29.2	0.0	7.3	2.3	67.7		71.2	0.0733	0.1270					То же
74	» »	58.7	35.6	2.1	1.9	1.7	62.3		63.5	0.0405	0.0215					» »
163	Гранато-биотитовый гнейс	74.9	17.4	0.0	4.2	3.5	73.2		77.9	0.0170	0.1970					Кицул, 1966
34 ^a	То же	66.3	35.3	0.5	4.2	0.7	65.4		67.2	0.0439	0.0403					Маракушев, 1965
A	» »	59.0	32.0	0.0	5.7	3.3	64.9		68.0	0.0568	0.0950					Апостолова, 1953
A-2	» »	65.4	26.1	0.0	5.2	3.3	71.6		74.3	0.0521	0.0946					»
989/1	» »	68.8	27.3	0.0	1.8	2.1	71.5		73.2	0.0178	0.0361					Лавренко, Лазько, 1954
30 ^c	» »	64.0	29.1	5.3	0.0	1.6	68.7		69.3	0.0533	Не опр.					Маракушев, 1965
1978	Гранато-пироксено-амфиболово-плагиоклазовый сланец	64.8	13.6	14.7	5.3	1.6	82.6		83.4	0.1990	0.0520	65.5	69.5	0.148	0.378	Колл. В. С. Байковой
45	То же	54.9	21.7	16.2	4.4	2.8	71.5		73.3	0.1980	0.0515		Не определялось			Судовиков и др., 1964

Южный край Ал

данского щита

126	Гранато-спиллманито-кордиерито-биотитовый гнейс	55.8	39.5	3.9	0.0	0.8	58.2		59.0	0.0390	0.0170	45.8	48.1	0.120	0.232	Судовиков и др., 1964
127	То же	57.8	37.1	3.9	0.0	1.2	61.4		61.3	0.0390	0.0050	38.4	39.2	0.033	0.305	То же
2056	Гранато-спиллманито-биотитовый гнейс	66.1	28.1	5.5	0.0	0.4	64.3		65.3	0.0510	0.0246	48.5	51.6	0.109	0.027	» »
B-41	То же	56.7	37.0	0.0	5.8	0.4	62.0									Кулиш, 1967
1310	» »	61.1	33.8	Уваров.	4.3	0.8	65.0									То же
1046	» »	59.1	33.1	0.0	5.8	2.0	62.0		66.9	0.0603	»	46.4	52.3	0.215	0.160	Судовиков и др., 1964
153	Гранато-гиперстеновый плагиогнейс	50.0	44.4	0.6	3.4	1.6	53.0		54.8	0.0394	0.0420	57.2	58.9	0.061	0.336	То же
1364	Гранато-гиперстеновый гнейс	54.5	40.8	3.7	0.0	1.0	56.8		57.7	0.0369	0.0168	51.2	57.6	0.234	0.231	» »
1658	Гранато-гиперстено-биотитовый гнейс	56.0	40.2	0.0	3.3	0.5	51.6		58.8	0.0370	0.2450		Не определялось			» »
1502	Гранато-гиперстено-плагиоклазовый сланец	50.3	41.9	0.0	6.5	1.3	42.5		48.5	0.0696	0.1930	»	»			» »
1505	Гранато-гиперстеновый гнейс	57.5	32.5	0.0	8.7	1.3	61.7		66.7	0.0920	0.1830	60.3	63.4	0.177	0.081	» »
279 ^a	То же	52.3	41.4	1.2	4.6	0.5	55.7		57.5	0.0597	0.0527	60.0	60.9	0.025	0.276	Мошкин, Шпак, 1967
1097 ^c	Гранато-гиперстено-биотито-плагиоклазовый сланец	62.0	19.5	5.8	10.4	2.3	76.3		80.5	0.1590	0.1330	62.3	64.1	0.066	0.274	То же
339 ^b	Гранато-биотитовый гнейс	55.7	40.9	0.0	2.3	1.1	58.6		58.7	0.0220	0.0270	47.8	53.6	0.206	0.247	Судовиков и др., 1964
130	То же	61.8	34.4	3.5	0.0	0.3	64.4		64.4	0.0360	0.0000	44.2	49.3	0.185	0.189	То же
341 ^a	Гранато-биотитовый плагиогнейс	58.7	36.8	3.4	0.0	0.2	61.5		61.7	0.0351	Не опр.		Не определялось			» »
344	То же	58.8	36.2	3.7	0.5	0.8	62.0		62.3	0.0412	0.0026	56.6	59.8	0.159	0.227	» »

Таблица 6 (продолжение)

№ обр.	Порода	Alm	Pyr	Gros	And	Spes	f_{Gr}^*	F_{Gr}^{**}	x_{Ca}^{Gr***}	f'_{Gr}^{***}	$f_{пор}$	$F_{пор}$	$f'_{пор}$	$x_{Ca}^{пор}$	Источник
602	Гранато-биотитовый гнейс	62.9	27.2	0.0	7.8	2.4	67.4	72.0	0.0810	0.169	57.8	63.6	0.204	0.374	Судовиков и др., 1964
620	То же	63.6	28.8	4.1	1.8	1.7	68.7	69.6	0.0610	0.0195	Не определялось				То же
8801 ^г	Гранато-биотитовый плагиогнейс	63.0	32.7	3.8	0.0	0.5	65.4	66.4	0.0382	0.0150	27.1	40.0	0.444	0.500	» »
9283	То же	65.7	31.9	0.0	1.4	1.0	67.3	67.8	0.0443	0.0147	56.1	59.6	0.137	0.178	» »
9289 ^в	Гранато-биотитовый гнейс	57.9	37.9	3.6	0.0	0.6	59.8	60.8	0.0361	0.0240	54.3	57.9	0.130	0.160	» »
513	То же	56.2	37.3	0.0	5.4	0.4	60.2	62.2	0.0540	0.0601	53.7	61.9	0.265	0.451	» »
583	» »	53.0	27.8	8.3	5.4	5.5	65.6	69.0	0.1385	0.0640	63.5	66.8	0.177	0.447	» »
3—518	Гранато-биотитовый гнейс	61.5	28.8	5.7	2.8	1.2	68.0	69.0	0.0855	0.0295	Не определялось				Кориковский, 1967
629/2	Гранато-амфиболово-широксеноплагиоклазовый сланец	56.3	16.5	16.5	5.7	5.4	79.3	80.7	0.1650	0.0582	» »				Маракушев, 1965
64 ^а	То же	46.6	15.8	22.0	7.8	7.8	74.7	77.0	0.2980	0.1005	»	»			Судовиков и др., 1964
275 ^а	» »	58.0	24.5	8.3	7.5	2.0	70.7	73.0	0.4572	0.0795	57.1 58.3 0.036 0.399				Мошкин, Шпак, 1967
248	Эклогитовый сланец	44.4	29.2	12.3	5.3	1.7	55.0	58.0	0.1765	0.1420	Не определялось				Маракушев, 1965
168	То же	38.0	42.8	7.7	10.5	1.0	47.0	50.9	0.1796	0.1460	»	»			То же
Ладожский								район							
123	Гранато-силлиманито-кордиерито-биотитовый гнейс	65.8	28.8	0.0	4.3	1.1	69.5	70.9	0.0430	0.0493	55.4	57.4	0.080	0.088	Лебедев, 1964
124	Гранато-кордиерито-биотитовый гнейс	66.3	29.8	2.8	0.0	1.1	69.0	69.2	0.0280	Нет	59.9	66.7	0.248	0.043	То же
221	Гранато-кордиерито-биотитовый плагиогнейс	60.6	31.7	0.0	6.3	1.4	68.7	71.3	0.0648	0.0951	46.6	57.2	0.161	0.112	» »
225	Гранато-кордиерито-силлиманито-биотитовый гнейс	72.5	22.0	1.2	3.5	0.8	76.7	77.3	0.0469	0.0324	59.5	61.7	0.082	0.141	» »
7 ^в	Гранато-кордиерито-биотитовый плагиогнейс	70.0	22.0	3.0	2.6	2.4	75.9	77.3	0.0555	0.0242	60.5	66.5	0.2320	0.226	» »
375	Гранато-гиперстеновый гнейс	67.1	26.6	4.1	1.4	0.8	71.6	71.8	0.0430	0.0139	Не определялось				Судовиков и др., 1970
1 ^а	То же	53.7	28.6	7.8	7.7	2.2	68.5	71.1	0.0768	0.0775	50.0	55.5	0.1770	0.300	Лебедев, 1964
620 ^б	Гранато-биотитовый гнейс	77.3	17.1	3.3	1.4	0.9	82.0	82.2	0.0460	0.0165	Не определялось				Судовиков и др., 1970
12	То же	67.4	27.6	1.9	1.5	1.6	71.0	72.0	0.0337	0.0141	61.5	60.9	0.025	0.250	Лебедев, 1964
125	Гранато-биотитовый плагиогнейс	68.3	26.6	0.0	3.7	1.4	71.9	73.3	0.0376	0.0568	52.9	59.8	0.233	0.254	То же
3 ^в	Гранато-биотитовый гнейс	70.5	20.1	4.4	1.5	3.5	78.0	79.0	0.0577	0.0153	52.8	61.1	0.2750	0.178	» »
16	То же	64.8	30.6	3.6	0.0	1.0	67.8	68.3	0.0412	0.0051	52.8	55.6	0.1020	0.090	» »
7 ^а	Гранато-биотитовый плагиогнейс	69.4	24.9	0.9	2.9	1.9	75.4	75.0	0.0371	0.0271	69.4	70.7	0.0306	0.136	» »
9	То же	69.5	25.3	0.8	2.9	1.5	72.1	74.4	0.0375	0.0274	54.6	57.4	0.1040	0.172	» »
606 ^в	» »	75.0	18.7	2.7	0.0	3.6	79.7	80.5	0.0260	Не опр.	Не определялось				Судовиков и др., 1970
1056 ^б	» »	71.9	21.8	0.0	4.9	1.4	83.0	77.9	0.0490	0.0447				То же	
718	» »	72.0	23.4	0.0	2.7	1.9		85.2	0.0440	0.0020				» »	
12 ^д	» »	77.9	14.1	3.9	0.5	3.6	84.5	82.0	0.0340	Не опр.				» »	
12 ^з	» »	76.0	17.0	3.3	0.0	3.7	81.4	78.1	0.0330	0.0266				Лебедев, 1964	
6 ^а	» »	72.5	18.4	5.9	0.0	3.1		74.6	0.0430	0.0186	62.5	70.7	0.159	0.318	PL №29
18 ^а	» »	72.8	21.5	0.6	2.9	2.2	76.6	75.3	0.0440	0.0048	57.0	59.2	0.0990	0.194	» »
19 ^в	Гранато-биотитовый гнейс	69.5	24.7	2.0	2.3	1.5	73.9	77.3	0.0450	0.0474	54.7	58.2	0.0934	0.199	» »
32 ^а	То же	69.7	23.7	4.0	0.5	2.1	74.5	76.2	0.0420	0.0516	55.0	58.9	0.1362	0.298	» »
50 ^а	» »	70.4	22.1	0.0	4.3	3.2	75.5								
50 ^в	» »	61.8	23.8	6.8	4.2	3.4	74.3								
				(Скиагит)											

Таблица 6 (продолжение)

№ обр.	Порода	Alm	Rug	Gnos	And	Spes	f_{Gr}^*	F_{Gr}^{**}	x_{Ca}^{Gr***}	f'_{Gr}^{****}	$f_{пор}$	$F_{пор}$	$f'_{пор}$	$x_{Ca}^{пор}$	Источник
54 ^a	Гранато-биотитовый плагиогнейс	71.2	18.0	2.4	6.0	2.4	80.0	81.3	0.083	0.0526	55.0	56.9	0.1350	0.213	Лебедев (1964)
84	То же	71.0	20.0	0.0	5.2	3.9	78.2	79.6	0.0495	0.0443	57.2	65.8	0.1217	0.342	То же
92	»	69.0	24.2	4.9	0.0	1.9	74.0	74.4	0.0487	Нет	52.7	58.2	0.1860	0.178	»
4	Гранато-биотитовый гнейс	64.0	26.8	1.5	4.9	2.8	70.5	72.1	0.0639	0.0487	49.3	54.0	0.1530	0.239	»

$$* f_{Gr} = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100, \text{ мол. \%}$$

$$** F_{Gr} = \frac{FeO + 2Fe_2O_3 + MnO}{FeO + 2Fe_2O_3 + MnO + MgO} \cdot 100, \text{ мол. \%}$$

$$*** x_{Ca}^{Gr} = \frac{CaO}{CaO + MgO + FeO + MnO} \cdot 100, \text{ мол. \%}$$

$$**** f'_{Gr} = \frac{Fe_2O_3}{FeO + 2Fe_2O_3} \cdot 100, \text{ мол. \%}$$

Таблица 7

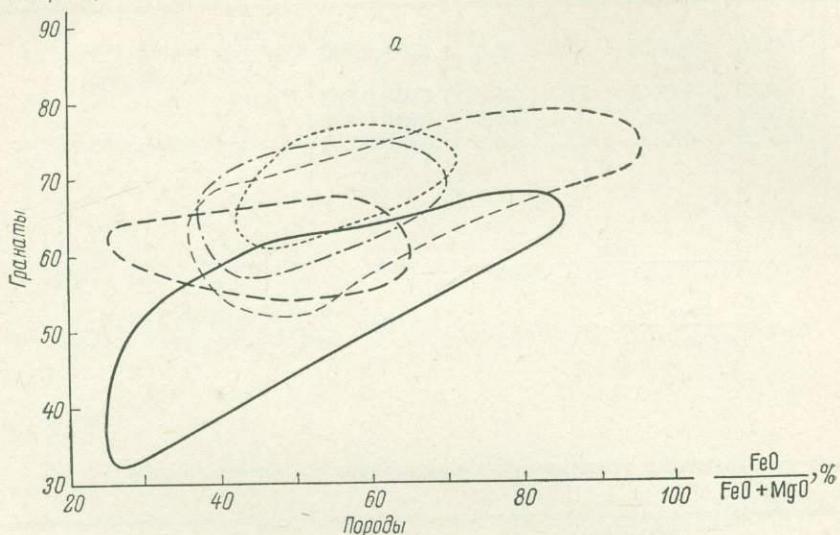
Железистость и содержание Ca-компонентов (гроссуляр + андрадит)

в гранатах из различных гранулитовых комплексов

Гранулитовые комплексы	Группы пород	Железистость			Содержание Ca-компонентов	
		пределы	среднее		пределы	среднее
			для группы	для комплекса		
Гранулиты ладожской серии	Гранато-гиперстеновые гнейсы	68.5—71.6	70.0 (2)	71.6 (среднее из 27)	5.5—7.7	6.6
	Гранато-силлиманито-кордиерито-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы	68.7—76.7	71.9 (5)		2.8—6.3	4.7 4.7
	Гранато-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы	67.8—84.5	76.3 (21)		3.4—8.4	4.5
	Гранато-амфиболовый гнейс	70.5	70.5		6.4	6.4
Гранулиты центральной части Алданского щита	Гранато-силлиманито-кордиеритовые гнейсы	58.3—73.5	66.5 (10)	69.8 (среднее из 38)	1.6—5.0	3.6
	Гранато-гиперстеновые гнейсы	61.5—87.5	71.9 (10)		1.3—20.0	6.5
	Гранато-биотитовые гнейсы	60.8—76.3	70.0 (15)		3.1—7.4	5.4 6.7
	Гранато-амфиболово-(диопсидо)-плагиоклазовые сланцы и гнейсы	71.5—82.6	77.0 (2)		20.0—20.6	20.3
Гранулиты кольской серии	Гранато-силлиманито-кордиеритовые гнейсы	54.6—74.5	64.6 (15)	66.6 (среднее из 37)	1.9—4.3	3.0
	Гранато-гиперстено-плагиоклазовые сланцы и гнейсы	56.0—71.9	61.4 (4)		2.7—11.7	5.6
	Гранато-биотитовые гнейсы	57.2—75.5	66.5 (10)		1.3—7.3	4.0 7.7
	Гранато-амфиболово-(диопсидо)-плагиоклазовые сланцы и гнейсы	70.2—89.7	80.4 (8)		6.7—27.4	19.6
	Эпилиты	93.5—94.6	94.0 (2)		2.1—24.2	22.6
Гранулиты южного края Алданского щита	Гранато-силлиманито-кордиеритовые гнейсы	58.0—65.0	62.4 (6)	60.7 (среднее из 30)	3.9—5.8	4.9
	Гранато-гиперстеновые гнейсы и сланцы	42.5—61.7	53.1 (5)		3.3—8.7	5.2
	Гранато-биотитовые гнейсы	58.6—68.7	65.2 (12)		1.4—13.7	5.3 7.7
	Гранато-амфиболово-(диопсидо)-плагиоклазовые сланцы и гнейсы	70.7—79.3	71.4 (3)		16.5—29.8	23.2
	Эклогитовые сланцы	47.0—55.0	51.0 (2)		17.8—18.3	18.0
Лапландские гранулиты	Гранато-силлиманитовые гнейсы	44.5—59.8	50.6 (3)	59.4 (среднее из 27)	2.3—4.9	3.6
	Гранато-гиперстено-плагиоклазовые сланцы	44.4—57.2	52.5 (5)		5.0—18.9	13.0
	Гранато-биотитовые гнейсы	54.9—71.7	62.8 (7)		3.2—17.0	9.1 12.5
	Гранато-амфиболово-(диопсидо)-плагиоклазовые сланцы	59.4—70.9	63.4 (3)		16.9—24.9	19.9
	Эклогиты	53.0—56.6	54.8 (2)		17.4—18.3	17.8

ражая общее понижение кальциевости гранатов от лапландских гранулитов к ладожским.

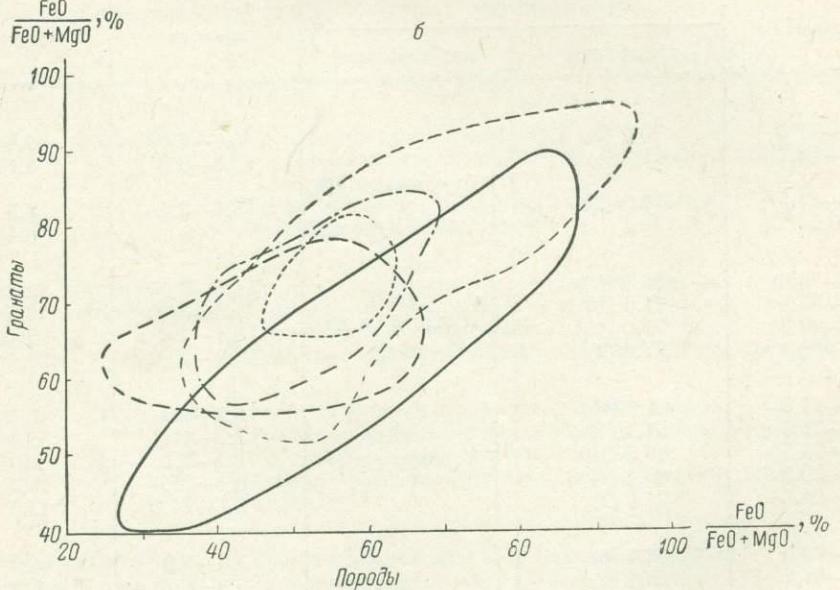
Альмандин +
+ спессартин, %



а

$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}, \%$

Гранаты
Породы



б

Гранаты

$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}, \%$

Породы

Рис. 12. Зависимость между $\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$ породы и содержанием альмандин + спессартина (а) и $\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$ (б) в гранате.

Обозначения те же, что и на рис. 11.

Графическое изображение соотношений Ca, Mg и Fe в гранате показывает положительную связь Ca и Fe (рис. 13, в, г). Расширение полей лапландских и сутамских гранатов по горизонтальной оси вызвано появлением

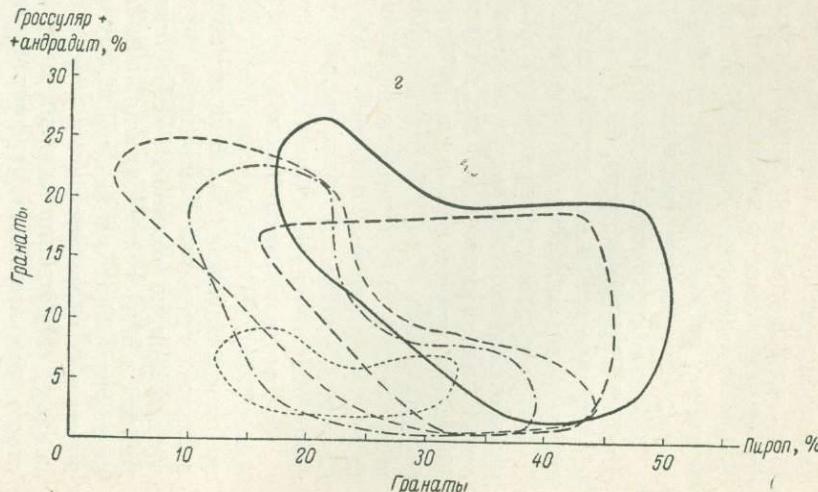
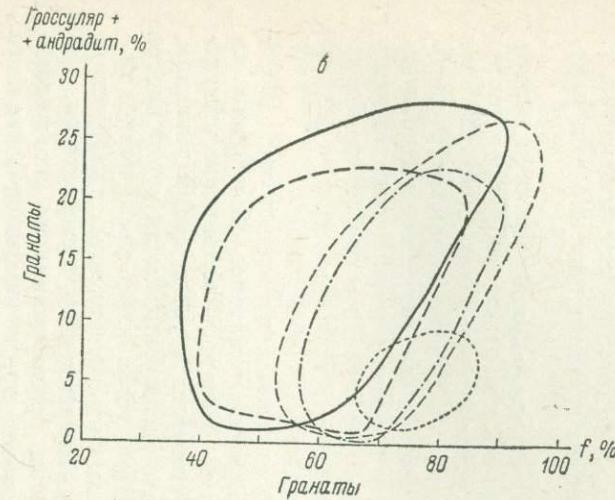
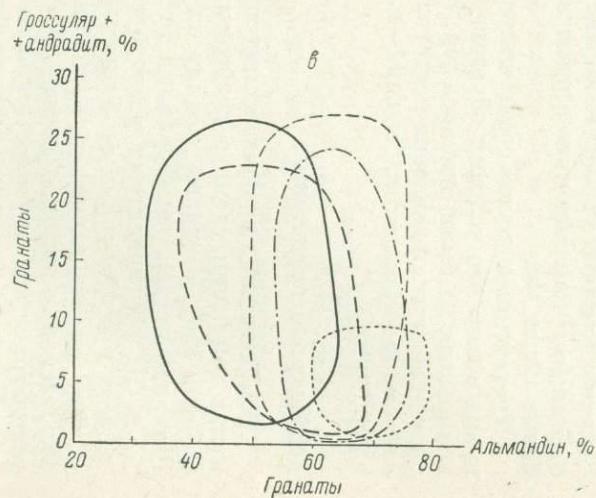
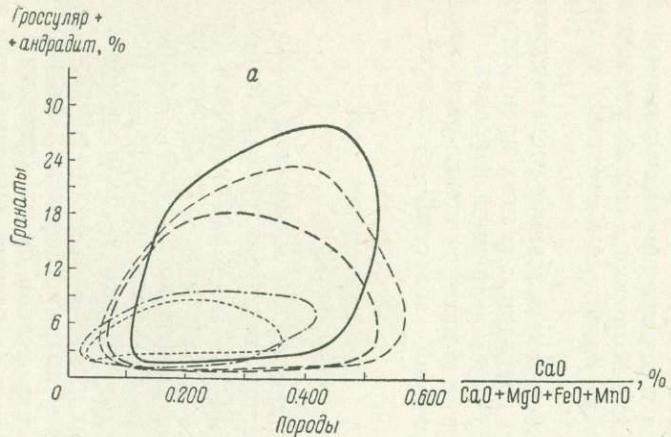


Рис. 13. Зависимость между содержанием гроссуляра + андрадита в гранате от CaO

CaO + MgO + FeO +
+ MnO
в породе (а)
от содержания альмандина (б) и пирона (г)
в гранате.

Обозначения те же, что и на рис. 11.

в этих комплексах эклогитовых гранатов, которые при относительно низкой железистости имеют высокую кальциевость. Поля гранатов из разных комплексов располагаются в уже подмеченной ранее последовательности, определяемой увеличением кальциевости и уменьшением железистости от ладожских к лапландским гранулитам. На диаграмме кальциевый гранат—альмандин (рис. 13, б) положительная связь между Ca и Mg не видна, но поля гранатов, вытянутые вдоль вертикальной оси, в той же последовательности сменяют друг друга.

Обратная корреляция намечается между Ca и Mg на диаграмме кальциевый гранат—пироп (рис. 13, г). И здесь, как и на предыдущих графиках, расширение полей лапландских и сутамских гранатов идет за счет присутствия в них эклогитовых гранатов.

Таким образом, концентрация железа в гранате прямо пропорциональна концентрации его в породе, и между кальцием и железом существует прямая связь. Следовательно, в одних и тех же условиях в породах, более богатых железом, будут образовываться относительно более кальциевые гранаты (в пределах от 0 до 40% кальциевого компонента, иначе говоря до верхнего предела растворимости кальциевого граната в пиральспитах в условиях гранулитовой фации). Возможно, что расширение изоморфизма Ca и Fe в гранатах с увеличением железистости гранатов имеет то же, что и у ромбических пироксенов кристаллохимическое объяснение.

Отрицательную связь между Ca и Mg в гранатах из эклогитов Н. В. Соболев (1964) и В. С. Соболев (1949, 1965) считают видимой, объясняющейся положительной связью кальция с железом. Смесимость кальциевых и магнезиальных гранатов ограничена, но повышается с увеличением давления, что связано, по мнению В. С. Соболева, с расширением поля устойчивости пиропа в области высоких давлений. Нами установлено увеличение кальциевости гранатов в каждой из групп пород в направлении от ладожского комплекса к лапландскому вместе с уменьшением их железистости. Поскольку содержание кальция в гранатах пропорционально их железистости, то уменьшение железистости гранатов при переходе от комплекса к комплексу должно было бы привести и к снижению их кальциевости. Однако наблюдается обратная картина, что возможно в случае увеличения содержания пиропового компонента в гранате при постоянном изоморфизме Ca и Mg.

Проведенный анализ составов гранатов дает основание сделать важный вывод о том, что условия образования гранатов в разных гранулитовых комплексах не были одинаковыми, отличаясь величиной давления. В порядке увеличения давления исследованные комплексы можно расположить следующим образом: ладожский—алданский—кольский—сутамский—лапландский.

Ромбические пироксены

Ромбический пироксен является типоморфным минералом пород гранулитовой фации, сланцев, гнейсов и чарнокитов. Появление его в породах, богатых CaO, отмечает границу амфиболитовой и гранулитовой фаций. Широкие пределы изоморфизма Fe^{2+} и Mg, возможность вхождения Ca, Al и OH обусловливают разнообразие химического состава, физических свойств и структурных особенностей ромбических пироксенов. Поэтому помимо исследования особенностей химического состава ромбических пироксенов из различных гранулитовых комплексов, было проведено рентгенометрическое изучение пироксенов с целью установления зависимости параметров кристаллической ячейки пироксенов от их химического состава и термодинамических условий кристаллизации. Одновременно проводилось исследование ИК-спектров ромбических пироксенов с целью

установления зависимости положения полос в ИК-спектрах от состава пироксенов и нахождения спектральных характеристик, отражающих особенности структуры этого минерала в различных гранулитовых комплексах.

Химический состав пироксенов. Железистость² ромбических пироксенов в сланцах и гнейсах исследованных нами гранулитовых комплексов колеблется в основном в пределах от 25 до 65% (бронзиты, гиперстены и феррогиперстены). Лишь пироксины из пород железистой формации Кольского полуострова отвечают по составу эулилитам и ферросилитам ($f_m = 94.0\%$). Величина f_m пироксенов в первую очередь определяется f_m вмещающих пород. Отношение $f_m^{\text{РРУ}}/f_{m\text{пор}}$ колеблется около 1 в парагенезисах, содержащих клинопироксен или биотит. Однако изоморфизм Fe^{+2} и Mg в ортопироксенах в существенной мере зависит и от многих других причин. Так, исследование $\text{Fe}^{+2}\text{-Mg}$ (железо-магнезиального) распределения в существующих минералах показало, что ромбические пироксины не являются идеальными твердыми растворами в отношении Fe^{+2} и Mg, и при повышении концентрации Fe^{+2} в породе и, соответственно, в минералах ромбический пироксен относительно обедняется Fe^{+2} по сравнению с существующими минералами. Содержание Ca и Al_{IV} в ортопироксенах и состав существующих минералов также влияют на изоморфизм Fe^{+2} и Mg: повышение содержаний Ca и Al_{IV} приводят к относительному обеднению их закисным железом.

Са в составе ромбических пироксенов является примесным компонентом, и количество его не зависит от содержания CaO в породе. Его содержание в условиях постоянной температуры корреляционно связано с содержанием Fe^{+2} . Богатые закисным железом пироксины содержат повышенное количество кальция по сравнению с магнезиальными разновидностями. Эта зависимость наблюдается для ортопироксенов как метаморфических, так и магматических пород ($r_{\text{Fe}^{+2}\text{-Ca}} = 0.560$ и 0.526 соответственно, табл. 18).

В исследованных пироксенах содержание Ca по данным химических анализов в основном колеблется от 0.02 до 0.05 форм. ед., но в ряде образцов оно выше — от 0.05 до 0.10. Согласно данным Атласа и Шрейера (Atlas, 1952; Schraier, Boyd, 1957), исследовавших систему MgSiO_3 — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, максимальное количество атомов Ca в расчете на 6 атомов кислорода в ортопироксенах равно следующим величинам:

при температуре 1100°	— 0.115
» » 1000°	— 0.050
» » 700°	— 0.035

Эти данные относятся к безжелезистым составам. В метаморфических ортопироксенах, представляющих собой гиперстены и феррогиперстены вплоть до эвлитов и ферросилитов, содержание Ca при тех же температурах согласно установленной зависимости между содержанием Ca и Fe^{+2} должно быть выше.

Ввиду того что для пар, включающих ортопироксины, зависимость коэффициентов $\text{Fe}^{+2}\text{-Mg}$ распределения от содержаний Ca в ортопироксene наблюдается только в интервале от 0.00 до 0.05 форм. ед., можно сделать предположение, что максимальное содержание Ca в ромбических пироксенах гранулитовой фации не превышает 0.05 форм. ед. Более высокие содержания Ca в исследованных образцах, вероятно, связаны с примесью моноклинного пироксена в пробах. Этот вывод согласуется с микрозондо-

² Железистость — $f_m = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$.

выми исследованиями содержаний Ca в ромбических пироксенах (Howie, Smith, 1966).

В ряде образцов пироксенов установлено присутствие H_2O , максимальное количество которой достигает 1.5%, в то время как в магматических эвлитах содержание ее повышается до 3.2 вес. % (Шемякин и др., 1967). Предполагается, что в ортопироксенах имеет место изоморфное замещение кремнекислородных тетраэдров $[SiO_4]^{4-}$ тетраэдрами $[OH]^{4-}$, имеющими тот же объем и заряд, но лишенными центрального ядра.

По мнению Н. В. Белова (Белов, Литвинская, 1966), частичный изоморфизм $[SiO_4]^{4-} \rightarrow [(OH)_4]^{4-}$ нужно считать почти обязательной особенностью ортосиликатов. В США Скларом и др. (Sclar a. oth., 1967) синтезированы три гидроксилсодержащих пироксена с идеальной формулой $Mg_2SiH_4O_6$. Один из них изоструктурен с орторомбическим, а другой — с моноклинным энстатитом. Первый устойчив выше 40 кб при $1200^{\circ}C$, второй — выше 100 кб при $700^{\circ}C$. Третий гидроксилсодержащий пироксен аналогов не имеет.

Намечающаяся обратная зависимость между содержанием Si^{+4} и количеством H_2O в ромбических пироксенах не противоречит предположению об изоморфизме типа $[SiO_4]^{4-} \rightarrow [(OH)_4]^{4-}$. В большинстве изученных гидроксилсодержащих гиперстенов наблюдается некоторый дефицит кремния.

Все исследованные гиперстены содержат в том или ином количестве Al_2O_3 (от 0.10 до 8.86 вес. %). Хауи (Howie, 1963) на основании исследования природных образцов был сделан вывод о зависимости глиноземистости от состава пород. Экспериментальные данные показывают, что содержание Al_2O_3 в энстатите зависит от температуры его кристаллизации. С увеличением температуры растворимость Al в энстатитах возрастает: при постоянном давлении в 30 кб содержание Al_2O_3 в энстатите меняется от 5 вес. % при 1100° до 16 вес. % при $1650^{\circ}C$ (Смолин, 1968).

Наши данные подтверждают вывод Хауи о зависимости глиноземистости гиперстенов от глиноземистости породы. Отсутствие достоверных данных о температурах кристаллизации различных гранулитовых комплексов не позволяет оценить влияние температуры на вхождение алюминия в структуру природных ромбических пироксенов. Все же надо отметить, что ромбические пироксены из гранулитов центральной части Алданского щита характеризуются наиболее высокими содержаниями Al_2O_3 (до 6.16 %) по сравнению с гранулитами кольской серии или Восточного Саяна, относящихся к одному, алданскому типу гранулитов.

Имеющийся в нашем распоряжении материал по ромбическим пироксенам лапландского комплекса указывает на существенное влияние давления в образовании высокоглиноземистых пироксенов. Метаморфизм гранулитов лапландского комплекса развивался одновременно с формированием глубинного разлома, что обусловило образование специфических, резко выраженных плоскостных и линейных текстур в породах. Гиперстены в них сильно сплющены, отношение ширины к длине в сплющенных зернах достигает 1 : 10 и 1 : 20. По мере приближения к разлому наблюдается закономерное увеличение степени сплющивания зерен и увеличение содержания Al_2O_3 в пироксенах, которое меняется от 1.36 до 8.86 % при постоянной глиноземистости пород (Al_2O_3 около 19%; табл. 3, обр. 7/421, 20; 80, 115, 69, 347). Сплющивание гиперстенов, по всей вероятности, вызвано высоким односторонним давлением в зоне глубинного разлома. Поэтому естественно предполагать, что содержание Al_2O_3 в гиперстене находится в прямой зависимости от давления. К этому же выводу приводят и изучение сопутствующих реакций. В зонах, где развивается высокоглиноземистый гиперстен, идет реакция перехода анортита в гроссуляр и замещение гиперстена моноклинным пироксеном. Составы

образующихся гранатов и пироксенов позволяют рассматривать эту ассоциацию как эклогитовую. По-видимому, повышение давления до некоторого предела (возможно до 10–11 кб) способствует растворимости алюминия в решетке ромбических пироксенов, дальнейшее же увеличение давления судя по экспериментальным данным, вызывает обратное действие (Boyd, England, 1960).

Параметры кристаллической ячейки пироксенов. Определение параметров элементарной ячейки пироксенов производилось на основе разработанной А. Л. Косым методики, обеспечивающей повышение точности определений в несколько раз. Методика определения размеров ячейки гиперстенов состояла в измерении при сканировании 7 пиков дебаеграмм с индексами 962, 381, 1260, 1450, 1333, 1204, 1433. Параметры ячейки вычислялись методом наименьших квадратов. Погрешности оцениваются в 0.02%. Следует отметить, что погрешность определения параметров в работах Хесса (Hess, 1952) и Хауи (Howie, 1962) составляет 0.05%. Размеры ячейки гиперстенов (45 обр.) приведены в табл. 8. Химический состав с параметрами ячейки сопоставлялся также методом наименьших квадратов.

Подсчеты проводились для нескольких групп образцов: в первую группу вошли все 46; во вторую — 35 с содержанием Fe^{2+} меньше 1; в третью — 18 образцов с содержанием Fe^{2+} , равным или большим 1. Возможная нелинейность зависимости параметров от состава учитывалась введением квадратов содержаний компонентов.

Ниже приведены примеры зависимостей, полученных для всех 46 гиперстенов. В первом примере в ромбических пироксенах подразумеваются замещения $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$, $\text{Mg} \rightarrow \text{Al}$, $\text{Mg} \rightarrow \text{Ca}$, $\text{Mg} \rightarrow (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ и в качестве переменных выбраны Al_{IV} , Al_{VI} ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$) и Ca (параметры a , b , c выражаются в Å, а объем ячейки v — в \AA^3).

$$\begin{aligned} a &= 18.2188 - 0.108\text{Al}_{\text{IV}} - 0.052\text{Al}_{\text{VI}} + 0.089(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) + 0.082\text{Ca}; \\ b &= 8.8041 - 0.322\text{Al}_{\text{IV}} - 0.098\text{Al}_{\text{VI}} + 0.125(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) + 0.056\text{Ca}; \\ c &= 5.1855 - 0.052\text{Al}_{\text{IV}} + 0.018\text{Al}_{\text{VI}} + 0.038(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) + 0.013\text{Ca}; \\ v &= 831.55 - 44.04\text{Al}_{\text{IV}} - 8.58\text{Al}_{\text{VI}} + 22.31(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) + 11.59\text{Ca}. \end{aligned}$$

Во втором варианте рассматриваются замещения $\text{SiAl} \rightarrow \text{AlAl}$, $\text{SiMg} \rightarrow \text{AlFe}^{3+}$ и переменными являются AlAl , AlFe^{3+} , Fe^{2+} , Ca

$$\begin{aligned} a &= 18.2198 - 0.107\text{AlFe}^{3+} - 0.157\text{AlAl} + 0.090\text{Fe}^{2+} + 0.106\text{Ca}; \\ b &= 8.8052 - 0.319\text{AlFe}^{3+} - 0.414\text{AlAl} + 0.126\text{Fe}^{2+} + 1.101\text{Ca}; \\ c &= 5.1864 - 0.051\text{AlFe}^{3+} - 0.033\text{AlAl} + 0.038\text{Fe}^{2+} + 0.020\text{Ca}; \\ v &= 831.85 - 43.60\text{AlFe}^{3+} - 51.66\text{AlAl} + 22.44\text{Fe}^{2+} + 18.33\text{Ca}. \end{aligned}$$

Вызывают удивление коэффициенты у Al_{IV} и Al_{VI} или у миналов, в которые входит Al. Отрицательные коэффициенты как у Al_{IV} , так и у Al_{VI} или у соответствующих миналов получены для всех представлений химических составов гиперстенов во всех группах образцов (всего около 50 вариантов). Однако известно, что расстояние Al—O в октаэдре (1.91 Å) значительно меньше расстояния Mg—O и Fe^{2+} —O (2.06 Å и 2.14 Å, соответственно), тогда как в тетраэдрах расстояние Al—O (1.77 Å) значительно больше расстояния Si—O (1.60 Å). В связи с этим замещение Mg на Al должно резко уменьшать размеры ячейки, в то время как замещение Si на Al должно их увеличивать. Отрицательные же коэффициенты, полученные нами для Al_{IV} и положительный коэффициент для Al_{VI} (в уравнении для параметра c), противоречат этому положению.

В литературе (Sakata, 1957; Clark a. oth. 1962; Coleman, 1962) есть сведения о том, что в изоморфном ряду синтетических моноклинных пирок-

Таблица 8

Размеры ячейки гиперстенов

№ обр.	$a \pm 0.0020 \text{ \AA}$	$b \pm 0.0010 \text{ \AA}$	$c \pm 0.0010 \text{ \AA}$	$v \pm 0.3 \text{ \AA}^3$	Содержание элементов, форм. ед.				Среднеквадратичное отклонение Δv		Источник					
					Al _{IV}	Al _{VII}	(Fe ²⁺ +Mn)	Ca	для 46 обр.	для 35 обр.						
Алданский щит, центральная часть																
Сланцы и гнейсы																
1067	18.2833	3.8661	5.2139	845.16	0.145	0.072	0.886	0.028	+0.58	+2.42	Колл. В. Л. Дук					
1030	18.2699	8.8401	5.2073	841.00	0.201	0.074	0.762	0.011	+1.66	+1.09	То же					
1304-5	18.2836	8.8767	5.2143	846.32	0.110	0.070	0.999	0.019	-2.78		» »					
1808-3	18.2916	8.8946	5.2188	849.08	0.110	0.021	1.015	0.020	-2.00		Колл. В. С. Байковой					
1827	18.3023	8.9161	5.2221	852.17	0.074	0.000	1.458	0.031	-2.21		То же					
1986	18.3444	8.9702	5.2365	861.68	0.088	0.000	1.307	0.051	+3.74		» »					
4191	18.3094	8.9097	5.2217	851.83	0.060	0.039	0.899	0.054	2.48	+2.62	» »					
Сланцы и гнейсы Харьялахской зоны																
3H-8	18.3054	8.9077	5.2207	851.28	0.035	0.040	0.959	0.031	-0.16	-0.17	Колл. М. Е. Салье					
3H-15	18.3035	8.9119	5.2206	851.58	0.019	0.000	0.948	0.060	-0.31	-0.86	То же					
Чарнокиты и пегматиты																
T-38a	18.2950	8.9014	5.2177	849.71	0.000	0.093	0.870	0.048	-0.05	+0.40	Колл. М. Д. Крыловой					
96и	18.3263	8.9454	5.2302	857.42	0.020	0.000	1.228	0.063	-1.35		То же					
1096	18.3388	8.9638	5.2374	860.95	0.020	0.031	1.305	0.056	+0.01		» »					
Восточный Саян, Присаянское поднятие, Бирюсинская глыба																
Сланцы и гнейсы																
554	18.2768	8.8783	5.2104	845.49	0.032	0.000	0.681	0.036	+0.18	-0.66	Никитина и др., 1967					
78B	18.2820	8.8825	5.2135	846.62	0.087	0.000	0.816	0.023	+0.93	-0.09	Колл. И. Н. Крылова					
86	18.2993	8.9028	5.2194	850.32	0.005	0.000	0.952	0.037	-1.88	-2.71	То же					
87д	18.2921	8.8990	5.2182	849.42	0.042	0.000	0.915	0.046	-0.63	-1.33	» »					
571	18.2825	8.8811	5.2126	846.38	0.055	0.000	0.775	0.041	-0.01	-0.84	» »					
1322/5	18.2856	8.8902	5.2158	847.89	0.088	0.004	0.955	0.036	-1.07	-1.69	Колл. Ю. М. Соколова					
Чарнокиты																
XVI	18.2955	8.9033	5.2189	850.11	0.079	0.000	0.883	0.046	+2.31	+1.59	Колл. И. Н. Крылова					
88	18.2947	8.9046	5.2179	850.08	0.049	0.053	0.859	0.030	+1.44	+1.39	То же					
606	18.2861	8.8942	5.2158	848.30	0.043	0.035	0.826	0.037	+0.11	-0.09	» »					

Таблица 8 (продолжение)

№ обр.	$a \pm 0.0020 \text{ \AA}$	$b \pm 0.0010 \text{ \AA}$	$c \pm 0.0010 \text{ \AA}$	$v \pm 0.3 \text{ \AA}^3$	Содержание элементов, форм. ед.				Среднеквадратичное отклонение Δv		Источник
					Al _{IV}	Al _{VII}	(Fe ²⁺ +Mn)	Ca	для 46 обр.	для 35 обр.	
Сланцы и гнейсы мангатгольской толщи											
2093	18.2982	8.9135	5.2221	851.73	0.063	0.008	0.901	0.046	+2.77	+2.25	Никитина и др., 1967
227г	18.3078	8.9299	5.2257	854.35	0.019	0.000	1.051	0.033	+0.37		То же
229	18.3023	8.9178	5.2210	852.15	0.037	0.014	0.926	0.037	+1.53	+1.15	» »
Балтийский щит, кольская серия											
576а	18.2863	8.8810	5.2135	846.68	0.082	0.081	0.782	0.032	+1.07	+1.42	Колл. Л. П. Никитиной
569д	18.2909	8.8683	5.2105	845.47	0.071	0.058	0.762	0.011	-0.46	-0.38	То же
90	18.2915	8.8997	5.2186	849.53	0.048	0.044	0.886	0.028	+0.29	+0.21	Колл. Г. М. Друговой
556	18.2833	8.8644	5.2103	844.38	0.141	0.004	0.799	0.045	+1.17	+0.29	Колл. Л. П. Никитиной
594	18.3149	8.9218	5.2248	853.70	0.062	0.000	1.080	0.046	+0.56		То же
Зоны начальной эклогитизации											
569г	18.2910	8.8861	5.2181	848.12	0.091	0.004	0.824	0.109	+1.31	+1.24	» »
576б	18.2891	8.8805	5.2131	846.69	0.070	0.055	0.824	0.046	-0.53	-0.31	» »
556б	18.2851	8.8598	5.2089	843.86	0.116	0.005	0.814	0.050	-0.89	-1.60	» »
Зона эклогитоподобных пород											
7/421	18.2847	8.8767	5.2144	846.38	0.062	0.000	0.851	0.039	-1.33	-2.16	Колл. Л. А. Прияткиной
20	18.2876	8.8756	5.2104	845.72	0.086	0.002	0.780	0.048	+0.42	-0.30	То же
115	18.2671	8.8215	5.2030	838.47	0.174	0.076	0.723	0.036	-1.72	-1.74	» »
347	18.2381	8.7856	5.1978	832.89	0.216	0.164	0.520	0.064	-0.78	-0.24	» »
Антарктида											
Сланцы и гнейсы											
755г	18.2335	8.7890	5.2030	833.80	0.188	0.279	0.597	0.011	+0.80	-0.63	Колл. Л. В. Климова
41д	18.2952	8.9016	5.2183	849.83	0.000	0.098	0.784	0.000	+1.38	+1.36	То же
820в	18.2649	8.8472	5.2206	843.62	0.114	0.241	0.927	0.000	-0.87	-1.43	» »
Магматические породы											
588	18.2924	8.9098	5.2198	850.73	0.054	0.077	0.934	0.026	+0.65	+1.05	Колл. Г. М. Саранчиной
660д	18.2393	8.8224	5.1947	835.85	0.080	0.000	0.281	0.034	-0.23	+0.61	Колл. М. Д. Крыловой
508а	18.2591	8.8502	5.1997	840.23	0.054	0.000	0.445	0.100	-0.52	+0.03	Колл. Е. Шаркова
542	18.3582	8.9819	5.2403	864.08	0.030	0.000	1.417	0.072	+0.46		Шемякин и др., 1967
Д-120	18.3590	8.9849	5.2404	864.42	0.044	0.000	1.431	0.121	+0.35		То же
49-7	18.2636	8.8642	5.2035	842.41	0.049	0.029	0.520	0.121			Колл. М. Е. Ефимова

сенов CaMgSi_2 — CaAlAlSi наблюдается значительное снижение параметров a и b и увеличение c при уменьшении объема, тогда как в изоморфном ряду CaMgSi_2 — $\text{CaFe}^{3+}\text{AlSi}$ объем ячейки увеличивается.

Нами были также пересчитаны данные для 45 образцов гиперстенов из работы Хауи (Howie, 1963). Ниже приведены эти уравнения для тех же двух схем изоморфных замещений, которые рассматривались нами:

$$a = 18.217 - 0.167\text{Al}_{\text{IV}} - 0.012\text{Al}_{\text{VI}} + 0.102(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) + 0.227\text{Ca};$$

$$b = 8.797 - 0.208\text{Al}_{\text{IV}} - 0.258\text{Al}_{\text{VI}} + 0.135(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) + 0.140\text{Ca};$$

$$c = 5.176 - 0.032\text{Al}_{\text{IV}} - 0.005\text{Al}_{\text{VI}} + 0.037(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) + 0.034\text{Ca};$$

$$v = 829.29 - 32.34\text{Al}_{\text{IV}} - 25.09\text{Al}_{\text{VI}} + 23.69(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) + 29.45\text{Ca};$$

$$a = 18.218 - 0.167\text{AlFe}^{3+} - 0.182\text{AlAl} + 0.104\text{Fe}^{2+} + 0.213\text{Ca};$$

$$b = 8.800 - 0.218\text{AlFe}^{3+} - 0.463\text{AlAl} + 0.135\text{Fe}^{2+} + 0.126\text{Ca};$$

$$c = 5.177 - 0.039\text{AlFe}^{3+} - 0.037\text{AlAl} + 0.037\text{Fe}^{2+} + 0.031\text{Ca};$$

$$v = 829.98 - 34.70\text{AlFe}^{3+} - 58.40\text{AlAl} + 23.77\text{Fe}^{2+} + 26.98\text{Ca}.$$

Как видно из этих уравнений, для Al_{IV} и Al_{VI} снова получаются отрицательные коэффициенты. Небольшие различия в коэффициентах при Fe

у образцов Хауи и наших объясняются тем, что среди образцов Хауи больше железистых разновидностей.

Исследование зависимости параметров от содержания Fe для гиперстенов с содержанием Fe меньше 1, с одной стороны, и с содержанием Fe , равным или больше 1, с другой, показало что коэффициенты для Fe заметно различаются в этих двух группах. Зависимость размеров ячейки от состава может быть представлена в виде двух прямоугольных отрезков с меньшим наклоном при содержании Fe меньше 1 и большим, когда Fe больше 1. На графике зависимости размеров ячейки от содер-

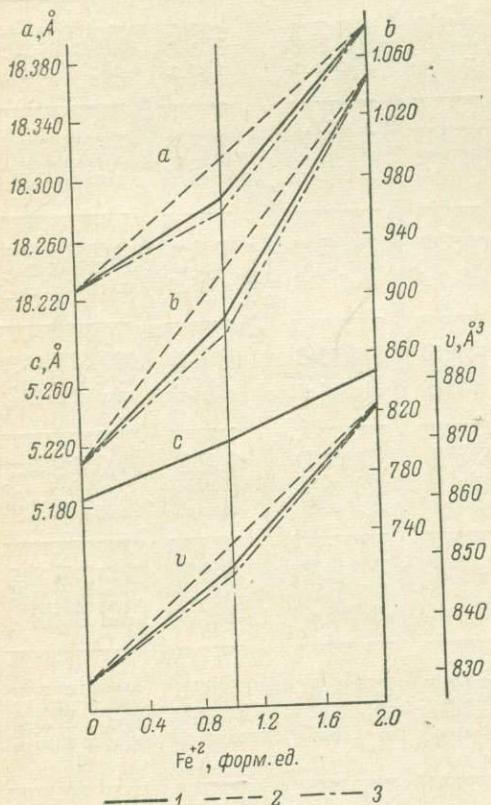
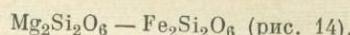


Рис. 14. Зависимость параметров (a , b , c , v) элементарной ячейки ромбических пироксенов от содержаний Fe (в пересчете на состав $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$).

1 — зависимость для пироксенов метаморфических пород; 2 — предполагаемая зависимость для полностью неупорядоченных пироксенов; 3 — предполагаемая зависимость для полностью упорядоченных пироксенов.

жания Fe (рис. 14, жирные линии) излом наблюдается при отношении $\text{Mg}:\text{Fe}$ как 1 : 1. Для упорядоченных твердых растворов следует ожидать существования такой зависимости, так как при содержании $\text{Fe} < 1$ атомы Fe входят в большую позицию M_2 , а при содержании $\text{Fe} > 1$ они начинают заполнять меньшую позицию M_1 , что приводит к увеличению наклона. Подобные соотношения имеют место во многих минералах, например в нефелине (Buerger a. oth., 1954; Donnay a. oth., 1959). Положение и вид линий, отражаю-

щих зависимость параметров ячейки пироксенов из гранулитов от содержания в них Fe, по отношению к теоретическим линиям для полностью упорядоченных и полностью неупорядоченных твердых растворов состава



указывают на высокую степень упорядоченности этих пироксенов. Из литературных данных (Ghose, 1965; Ghose a. Hafner, 1967) известно, что в гиперстенах из метаморфических пород, детально исследованных рентгеновским и мессбауэровским методами, при соотношении Mg : Fe как 1 : 1 в позиции M₂ находится 85—90% Fe, т. е. они близки к полностью упорядоченным. Для синтетических гиперстенов была также установлена криволинейная зависимость размеров ячейки от состава (Matsui a. oth. 1968). Сравнение этой зависимости с теоретическими для упорядоченных и неупорядоченных пироксенов позволяет считать, что эти синтетические пироксены упорядочены наполовину относительно Mg и Fe, и при соотношении в них Mg : Fe как 1 : 1 в позиции M₂ находится около 70% железа. Для наших образцов наиболее резкое изменение наклона при соотношении Mg : Fe как 1 : 1 имеет место для параметра *a*, меньшее — для *b*, для *c* наклон практически не меняется (рис. 14), следовательно, параметр *a* наиболее чувствителен к изменению Fe-Mg упорядоченности в гиперстенах.

Недавно вышла в свет работа американских исследователей (Smith, Stephenson, Howie, Hey, 1969), где опубликованы данные о соотношении параметров и химического состава, определенного микрозондовым методом, для 30 гиперстенов из метаморфических пород. Результаты, полученные в этой работе и нами, относительно влияния Fe и Al на параметры ячейки ромбических пироксенов близки. В обоих случаях установлено, что в изоморфном ряду (Mg, Fe)₂Si₂O₆ параметры изменяются линейно, с изломом прямой при отношении Fe : Mg как 1 : 1. Различие лишь в том, что для параметра *c* такой излом нами не установлен, а в упомянутой работе отмечается уменьшение наклона для высокожелезистых гиперстенов.

Сравнение параметров ячейки вычисленных по данным химического состава и определенных экспериментально показало, что среднеквадратическое отклонение для объема равно 1.7 Å³.

Эта величина может определяться следующим образом: $\sigma_0^2 = \sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 + \sigma_4^2$, где σ_1 — погрешность определения параметров ячейки, которая оценивается в 0.2—0.3 Å³; σ_2 — погрешность химического анализа, которая по данным о воспроизводимости может быть оценена в 0.5—0.7 Å³; σ_3 — погрешность, связанная с загрязнением анализируемой пробы другими фазами; σ_4 — различия в параметрах, связанные со структурными особенностями гиперстенов и не связанные с их химизмом.

Достоверная оценка роли σ_3 и σ_4 в различиях между вычисленными и измеренными параметрами ячейки в настоящее время затруднена. С привлечением точных микрозондовых анализов σ_2 может быть уменьшена до 0.2 Å³, σ_3 сведена до 0, и тогда при достаточно точных измерениях параметров ячейки величина σ_4 может быть оценена. В выше упомянутой работе американских исследователей среднеквадратичное различие между измеренными и вычисленными объемами ячейки составляет 0.65 Å³. Учитывая, что при вычислении регрессионных отношений этими исследователями рассматривалось небольшое число образцов — группы из 14 и 18 образцов — для сопоставления с нашими результатами эта величина должна быть увеличена на 30—40%, т. е. до 0.9—1.0 Å³. Отсюда для σ_4 вытекает оценка в 0.5—0.8 Å³ и для погрешностей, связанных с загрязнением проб и химическими определениями в наших анализах, — в 1.2—1.4 Å³.

В настоящее время мы не располагаем экспериментальными результатами, которые позволили бы однозначно объяснить установленные здесь (и ранее другими исследователями для гиперстенов — Hess, 1952; магнетитов — Kullerud, Donney, Donney, 1969; нефелинов — Косой, Франк-Каменецкий, 1966, и др.) различия в параметрах ячейки, не связанные с химическим составом. В первом приближении можно было бы предположить следующие источники этих различий: а) характер заполнения альтернативных позиций Fe и Mg, Si и Al, Mg и Al; б) микронапряжения в решетке, приводящие к различиям в параметрах; в) существование в гиперстенах схемы изоморфизма с вакансиями (например, 3Mg—2Al), которая не учитывается при сопоставлении химических составов и параметров ячейки; г) существование дефектов, связанных с конечной длиной кремнекислородных цепей, и соответствующие небольшие отклонения от стехиометрии; д) ошибки в разделении Al на Al_{IV} и Al_{VI} и т. д.

Независимо от конкретных причин эти различия в параметрах ячейки, очевидно, являются характеристикой минералов, которую целесообразно сопоставлять с геологической природой образцов. Полученная выше оценка величины σ_4 в 2—3 раза меньше погрешностей, вызванных загрязнением проб и ошибками химического анализа. В связи с этим можно ожидать, что различия в параметрах ячейки гиперстенов с различными условиями образования могут проявляться только статистически, в среднем на фоне больших колебаний в пределах каждой группы.

Если рассматривать величину отклонения измеренных объемов ячейки от вычисленных по данным химического состава (Δv) для ромбических пироксенов из различных групп пород (табл. 8), то наблюдается некоторая зависимость величины и знака Δv от условий давления, в которых кристаллизуются породы (табл. 8). Пироксены из зон эклогитизации основных сланцев лапландского комплекса (предполагаемое на основе устойчивости ассоциации ромбического пироксена и силлиманита давление — выше 11 кб) характеризуются максимальными отрицательными значениями Δv . Пироксены из чарнокитов, развивающихся в пределах гранулитовых комплексов Восточного Саяна, Алдана и других районов, на позднем этапе метаморфизма одновременно с понижением давления (о понижении давления до 5—6 кб свидетельствует возникновение ассоциации железистого ромбического пироксена с кордиеритом) характеризуются положительными отклонениями.

Вывод о зависимости размеров кристаллической ячейки ромбических пироксенов от величины давления в период их кристаллизации является предварительным и требует дальнейшей проверки.

Инфракрасные спектры. Данные об ИК-спектрах ромбических пироксенов ограничены (Плюснина, 1967; Лазарев, 1968). Нами были изучены ИК-спектры 48 образцов ромбических пироксенов из гранулитов ладожского, алданского и лапландского типов. Спектры регистрировались на спектрометрах UR-20 фирмы Цейсс в области 1200—400 см⁻¹ и Parkin—Elmer, модель 221, — в области 500—200 см⁻¹.³ Образцы для снятия ИК-спектров приготавливались прессованием в виде таблеток по 2 мг тонкорастертого пироксена (растирание производилось в течение 30 мин.) с 500 мг KBr. Точность определения положения полос составляет в области призмы CsJ 1—1.5 см⁻¹, в области призм KBr и NaCl 3—5 см⁻¹. При интерпретации спектров мы придерживались общепринятого отнесения полос (табл. 9).

ИК-спектры ромбических пироксенов характеризуются сильными полосами поглощения в области 250—350, 400—600, 650—800 и 850—1100 см⁻¹.

³ Спектры в области 500—200 см⁻¹ сняты только для 20 образцов.

Таблица 9

Частоты полос и их интерпретация в ИК-спектрах пироксенов (Лазарев, 1968)

Соединения	Эгирин	Геденбергит	Диопсид	Бронзит	Жадеит	Симметрия колебания
Деформационные Si—O (и валентные M—O в пироксенах)	467 507 545 560	466 492 518 —	— 511 519 564	— 523 532 557	422 263—500 532 590	— — — —
Колебания тетраэдров SiO_4	639	616 (?) 624	— 645	— 647	— 663	A_1
Цепь Si_2O_6						
$\nu_s \text{SiOSi}$	—	—	—	—	—	—
$A_1 \nu_{s'}(\text{SiOSi})$	725	663	677	—	744	A_2
$F_2 \nu_{s'}(\text{OSiO})$	—	—	—	—	—	
A_1	—	—	—	—	—	
$\nu_s(\text{OSiO})$	864	860	—	877	858	B_1
$\nu_{as}(\text{OSiO})$	897	912	930	934	926	A_1
$\nu_{as'}(\text{OSiO})$	950	959	970	970	—	A_1
$\nu_{as}(\text{SiOSi})$	1004	1056	1014	1014	995	B_1
$\nu_{as'}(\text{SiOSi})$	1059	1089	1117	1104	1064	B_2

По характеру полос в области 600—800 cm^{-1} изученные пироксены делятся на три группы (табл. 10). Первая группа — ромбические пироксены, имеющие: а) в области симметричных валентных колебаний Si—O—Si (600—800 cm^{-1}) 4—5 полос — 643—655, 680—700, 725—765,

Таблица 10

ИК-спектры ромбических пироксенов в области 600—800 cm^{-1}

№ обр.	Положение максимумов полос поглощения (в cm^{-1}) в обл. 600—800 cm^{-1}

I группа

660 ^п	655 с 697 с 730 с 747 сл 770 сл
1827	643 с 680 с 733 сл 755 сл
347	645 с 700 с 725 сл 765 с
556	646 с 688 с 735 сл 747 сл 763 оч сл
115	645 с 695 с 730 сл 760 с
7/421-30	646 с 686 с 730 сл 745 сл 763 оч сл
1304-5	650 с 690 сл 726 сл 755 оч сл
1237	645 с 683 с 733 сл 750 сл
1808-3	645 с 685 с 727 с 749 оч сл
1322-5	648 с 685 с 730 сл 755 оч сл

II группа

606	647 с 685 с 730 сл
88	645 с 686 с 732 с
90	645 с 685 с 733 с
1191	645 с 685 с 733 с
555*	643 с 682 с 730 с
594	650 с 685 сл 735 сл
109 ^б	640 с 680 с 733 с
542 ^м	640 с 676 сл 735 сл
41 ^б	646 с 687 сл 732 сл
Д-420	636 с 675 сл 734 сл

770 см⁻¹ и б) в области асимметричных валентных колебаний Si—O—Si и колебаний групп Si $\begin{array}{c} \backslash O^- \\ \diagup O^- \end{array}$ сложную структуру полосы 1000—1070 см⁻¹ и

хорошо разрешенную полосу 850—885 см⁻¹. Вторая группа — ромбические пироксены, имеющие три полосы в области спектра 600—800 см⁻¹ (635—650; 675—687; 730—735), а в области 850—1100 см⁻¹ не имеющие полосы 850—885 см⁻¹. Третью группу составляют образцы пироксенов, имеющих полосу 750—765 см⁻¹ с очень малой интенсивностью.

У ромбических пироксенов первой группы интенсивность появляющейся четвертой полосы в области 745—765 см⁻¹ изменяется значительно, и она зависит от количества алюминия:

№ обр.	Полоса, см ⁻¹	Интенсивность	Al _{общ}	Al _{IV}	Al _{VI} форм. ед.
347	765	Сильная	0.380	0.216	0.164
115	760	Сильная	0.250	0.174	0.076
7/421-3	745	Слабая	0.062	0.062	0.000

Поскольку с увеличением общего содержания алюминия происходит увеличение его количества в обоих позициях (IV и VI), то трудно решить, с изменением ли количества тетраэдрического или октаэдрического алюминия связано изменение интенсивности рассматриваемой полосы. Положение же этой полосы зависит от количества Al_{VI}: полоса смещается в высокочастотную область спектра по мере увеличения содержания Al_{VI} (рис. 15).

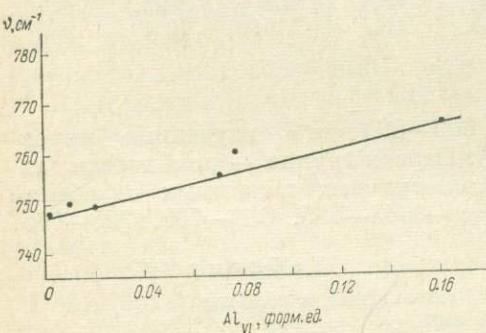


Рис. 15. Зависимость положения полосы 740—760 см⁻¹ от содержания Al_{VI} в ромбических пироксенах.

В области спектра 850—1100 см⁻¹ основная полоса для ромбических пироксенов первой группы (884—1080) см⁻¹ шире, чем для второй (895—1060 см⁻¹). В области 400—600 см⁻¹ основная полоса для II группы также более широкая (400—565 см⁻¹), чем для II — (410—550 см⁻¹). Первая

группа содержит в этой области спектра пять хорошо разрешенных полос (403—405, 450—460, 505—515, 535—545, 560—565 см⁻¹), а вторая — пять диффузных полос. Максимумы полос поглощения для образцов второй группы несколько сдвинуты в низкочастотную область спектра относительно максимумов соответствующих полос в спектрах образцов первой группы.

При сопоставлении данных по ИК-спектрам и химическим составам пироксенов оказывается, что пироксены I группы характеризуются высоким общим содержанием алюминия при содержании Al_{IV} более 0.05—0.06 форм. ед., а II — содержанием Al_{IV}, не превышающим 0.05—0.06 форм. ед. Это позволяет заключить, что ромбические пироксены, содержащие мало (не более 0.05 форм. ед.) алюминия, находящегося в основном в координации IV, характеризуются более простым видом спектра и меньшим числом полос в области 600—800 см⁻¹ (рис. 16, а, б). Но интенсивность последних больше и они имеют меньшую диффузность, чем соответствующие полосы спектра пироксенов с содержанием Al_{IV} более 0.05 форм. ед. Аналогичная картина наблюдается и в других силикатах: моноклинных пироксенах и амфиболах. Амфиболы, содержащие алюминий (не более 0.5 форм. ед.) только в IV координации, имеют в области спектра

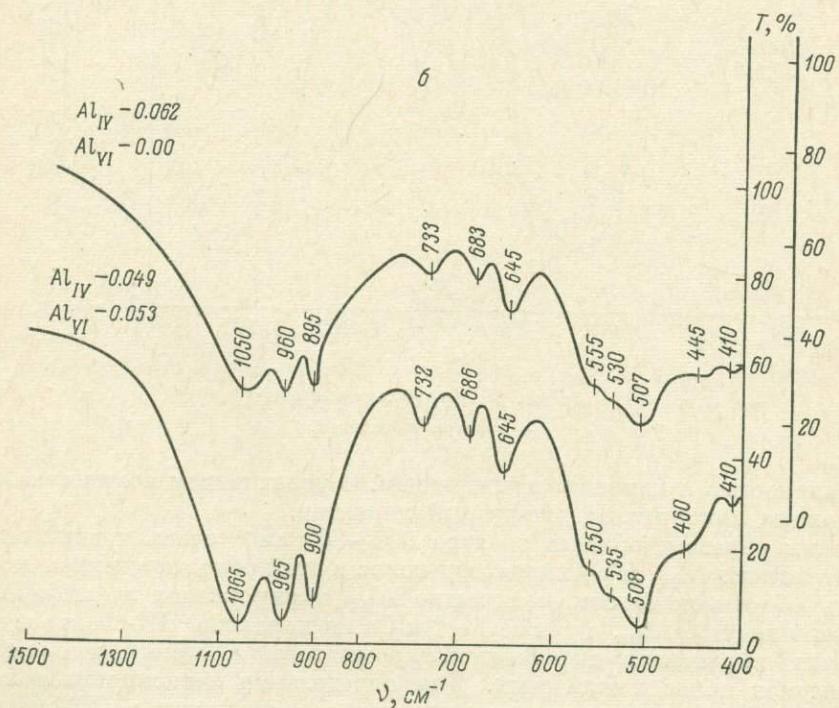
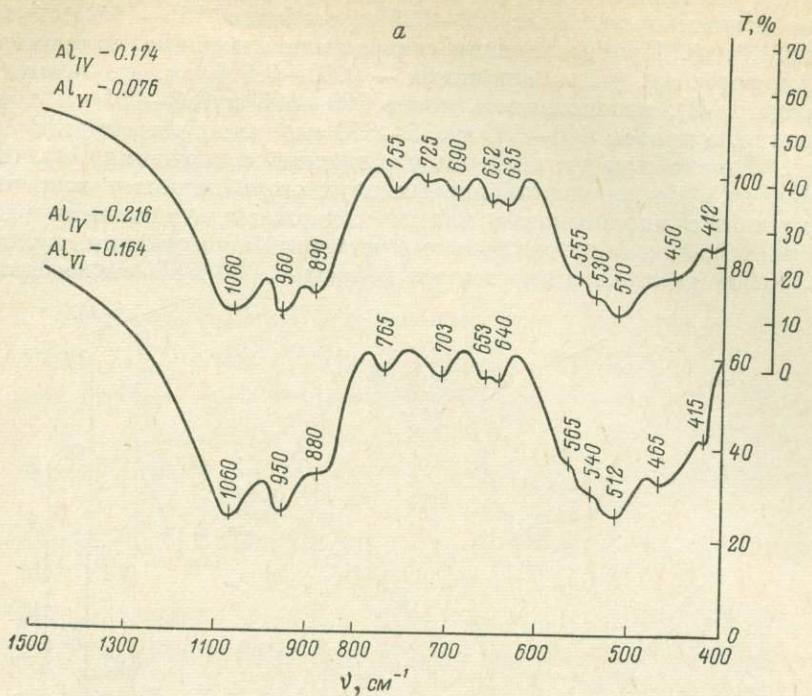


Рис. 16. ИК-спектры ромбических пироксенов и амфиболов с различным содержанием Al_{IV} и Al_{VI} .

a — спектры ромбических пироксенов I группы; *б* — спектры ромбических пироксенов II группы.

600—800 см⁻¹ четыре полосы: 640—650, 665—670, 690—695, 755—765 см⁻¹, при этом интенсивность полос 690—695 и, особенно, 755—765 см⁻¹ большая (рис. 16, в). При увеличении содержания алюминия, например, от 0.5 до 1.5 форм. ед. (часть алюминия — 0.00—0.5 форм. ед. — занимает координацию VI), интенсивность полос 690—695 и 755—765 см⁻¹ резко уменьшается, а полосы 640—650 и 655—670 см⁻¹ приобретают диффузный характер. Однако при дальнейшем увеличении содержания Al_{VI} (0.5—1.0 форм. ед.) интенсивность первых двух опять начинает возрастать. У моноклинных пироксенов с малым содержанием алюминия (0.01—0.06 форм. ед.), находящегося только в четвертой координации, в указанной выше области спектра имеется две полосы — 630 и 675 см⁻¹ с большой

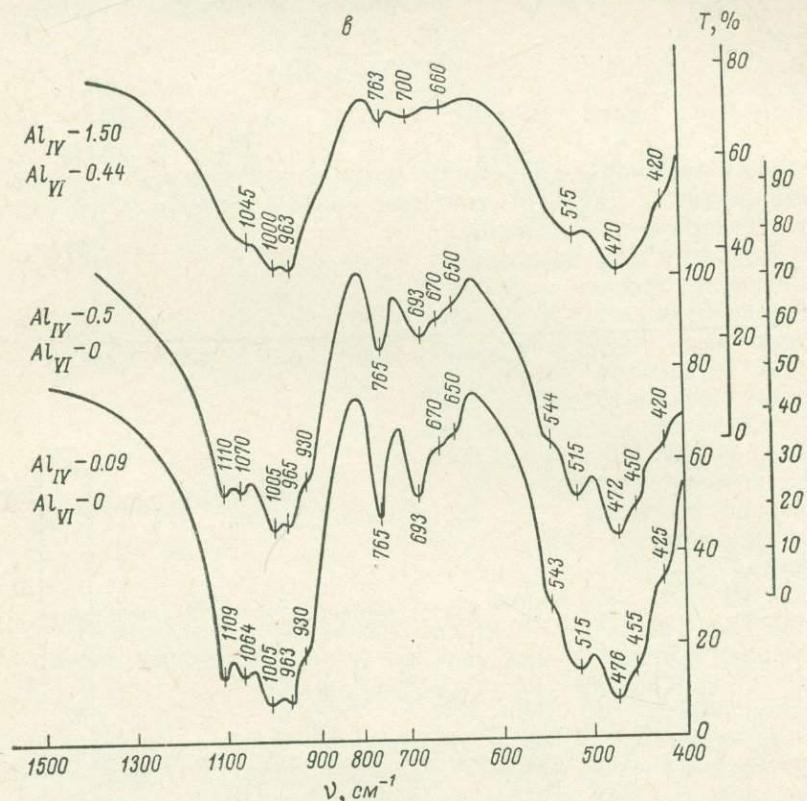


Рис. 16 (продолжение).

в — спектры амфиболов.

интенсивностью и хорошим разрешением. С увеличением количества Al_{IV} эти полосы приобретают диффузный характер.

Таким образом, область спектра 600—800 см⁻¹ очень чувствительна к присутствию Al_{IV}, и по характеру полос в этой области спектра можно судить об относительном количестве Al_{IV} в пироксенах и амфиболах.

Влияние Al_{IV}, Al_{VI}, а также Fe²⁺ и Ca на характер ИК-спектров ромбических пироксенов выражается, кроме того, в заметном смещении максимумов полос поглощения. Для определения зависимости положения максимумов характеристических полос поглощения в ИК-спектрах ромбических пироксенов от их химического состава был использован метод наименьших квадратов с *n*-переменными. Изменение положения максимумов характеристических полос поглощения в спектрах представлялось как линейная функция содержаний (Fe²⁺+Mn) Al_{VI}, Ca, Al_{IV}.

Решалась система из N уравнений (число образцов) с n неизвестными (коэффициенты, отражающие зависимость положения полос от содержания катионов) и m -количеством свободных членов (число характеристических полос поглощения).

Подсчеты коэффициентов выполнялись по программе, составленной Л. Н. Дуденко и А. Л. Косым, на вычислительной машине БЭСМ-4. Полученные уравнения для двух вариантов приведены ниже. В первом варианте вычислены коэффициенты для 13 характеристических полос в области спектра 1100—350 см⁻¹ по данным для 18 образцов. Во втором варианте получены коэффициенты для 6 характеристических полос в области 1100—650 см⁻¹ по данным всех 48 образцов.

$$\begin{aligned}
 a) \nu_1^4 &= 1057 - (86.0 \pm 52.8) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) + (89.3 \pm 55.4) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) - \\
 &\quad - (32.2 \pm 11.4) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_2 &= 959 + (21.1 \pm 17.3) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) + (3.2 \pm 18.2) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) + \\
 &\quad + (4.5 \pm 3.6) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_3 &= 891 + (5.5 \pm 24.2) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) + (0.7 \pm 25.2) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) + \\
 &\quad + (17.2 \pm 4.9) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_4 &= 734 + (95.1 \pm 34.6) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) + (50.0 \pm 36.3) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) - \\
 &\quad - (5.5 \pm 7.1) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_5 &= 689 + (38.2 \pm 15.9) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) + (50.6 \pm 16.7) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) - \\
 &\quad - (12.1 \pm 3.3) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_6 &= 646 - (33.7 \pm 12.9) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) - (21.9 \pm 13.6) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) - \\
 &\quad - (11.9 \pm 2.7) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_7 &= 556 + (6.9 \pm 13.4) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) + (38.3 \pm 14.0) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) - \\
 &\quad - (8.3 \pm 2.7) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_8 &= 533 - (9.1 \pm 16.8) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) + (5.4 \pm 17.6) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) - \\
 &\quad - (11.2 \pm 3.5) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_9 &= 506 + (2.7 \pm 14.6) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) \cdot (23.8 \pm 15.3) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) - \\
 &\quad - (11.3 \pm 3.0) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_{10} &= 457 - (11.7 \pm 28.5) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) - (21.7 \pm 29.8) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) - \\
 &\quad - (13.2 \pm 5.9) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_{11} &= 412 + (28.0 \pm 26.4) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) - (14.1 \pm 27.7) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) + \\
 &\quad + (2.8 \pm 5.4) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_{12} &= 388 - (7.4 \pm 20.7) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) + (17.2 \pm 21.6) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) - \\
 &\quad - (26.7 \pm 4.3) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814]; \\
 \nu_{13} &= 348 - (22.4 \pm 13.4) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.04) + (1.6 \pm 13.9) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.094) - \\
 &\quad - (17.7 \pm 2.7) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.814];
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 6) \nu_1 &= 1058 - (50.6 \pm 41.3) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.027) + (58.8 \pm 32.3) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.078) + \\
 &\quad + (88.5 \pm 95.1) \cdot (\text{Ca} - 0.039) - (34.6 \pm 7.5) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.834]; \\
 \nu_2 &= 959 + (37.0 \pm 23.6) \cdot (\text{Al}_{\text{VI}} - 0.027) + (8.9 \pm 18.4) \cdot (\text{Al}_{\text{IV}} - 0.078) - \\
 &\quad - (1.8 \pm 54.3) \cdot (\text{Ca} - 0.039) + (7.4 \pm 4.3) \cdot [(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) - 0.834];
 \end{aligned}$$

⁴ Значение ν в см⁻¹.

$$\begin{aligned}
 v_3 &= 892 + (15.5 \pm 25.1) \cdot (Al_{VI} - 0.027) + (1.6 \pm 19.6) \cdot (Al_{IV} - 0.078) - \\
 &\quad - (5.2 \pm 57.7) \cdot (Ca - 0.039) + (14.8 \pm 4.6) \cdot [(Fe^{+2} + Mn) - 0.834]; \\
 v_4 &= 733 + (48.8 \pm 20.0) \cdot (Al_{VI} - 0.027) + (38.7 \pm 15.7) \cdot (Al_{IV} - 0.078) + \\
 &\quad + (252.7 \pm 46.0) \cdot (Ca - 0.039) - (5.3 \pm 3.7) \cdot [(Fe^{+2} + Mn) - 0.834]; \\
 v_5 &= 686 + (27.3 \pm 16.9) \cdot (Al_{VI} - 0.027) + (41.5 \pm 13.2) \cdot (Al_{IV} - 0.078) + \\
 &\quad + (19.6 \pm 38.9) \cdot (Ca - 0.039) - (13.9 \pm 3.1) \cdot [(Fe^{+2} + Mn) - 0.834]; \\
 v_6 &= 646 - (16.6 \pm 14.8) \cdot (Al_{VI} - 0.027) - (3.0 \pm 11.6) \cdot (Al_{IV} - 0.078) - \\
 &\quad - (82.3 \pm 34.1) \cdot (Ca - 0.039) - (11.1 \pm 2.7) \cdot [(Fe^{+2} + Mn) - 0.834].
 \end{aligned}$$

Полужирным даны значимые коэффициенты.

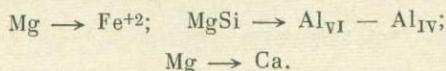
Из анализа полученных уравнений можно сделать следующие выводы.

1. Увеличение количества ($Fe^{+2} + Mn$) влияет на положение почти всех полос ИК-спектров ромбических пироксенов. Увеличение количества ($Fe^{+2} + Mn$) смещает деформационные колебания кремнекислородной цепи в длинноволновую область, а валентные колебания Si—O—Si — в коротковолновую область.

2. Следует отметить необычное влияние ($Fe^{+2} + Mn$) на полосу (1050—1070 cm^{-1}), у которой максимум поглощения смещается в длинноволновую область с увеличением количества ($Fe^{+2} + Mn$). Данные зарубежных исследователей (Ghose, 1965; Burnham, 1967) показали, что концевая связь Si—O удлиняется с увеличением количества Fe^{+2} в ромбических пироксенах. Можно предположить, что полоса 1050—1070 cm^{-1} спектра принадлежит валентному колебанию концевой связи Si—O, поэтому с увеличением количества ($Fe^{+2} + Mn$) максимум ее сдвигается в длинноволновую область.

3. Количество Al_{VI} и Al_{IV} оказывает влияние на положение полос в области 600—800 cm^{-1} и практически не влияет на положение полос в области 850—1100 cm^{-1} . Это подтверждает вывод Лазарева (1968) о том, что область симметричных валентных колебаний Si—O—Si (600—800 cm^{-1}) более, чем область асимметричных колебаний (850—1100 cm^{-1}), чувствительна к присутствию Al_{IV} и Al_{VI} в структурах силикатов. Вхождение алюминия вызывает перераспределение интенсивностей и сдвиг основных полос поглощения. Следует отметить также, что увеличение содержания Al_{VI} сдвигает полосы в области 600—800 cm^{-1} в сторону высоких частот. Для области 550—350 cm^{-1} коэффициенты при Al_{VI} незначимы.

Таким образом, статистические исследования показали большую подвижность инфракрасных спектров ромбических пироксенов и установили четко выраженную зависимость положения характеристических полос поглощения в спектрах от степени изоморфных замещений катионов, происходящих в структурах ромбических пироксенов согласно следующим схемам:

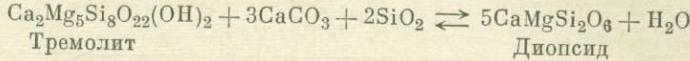


Установленная зависимость является отличительной особенностью спектров ромбических пироксенов. В спектрах же моноклинных пироксенов и кальциевых амфиболов, несмотря на более широкие и более разнообразные изоморфные замещения, положение основных полос поглощения в области 1200—500 cm^{-1} практически не меняется. Вычисленные аналогичным методом как для моноклинных пироксенов, так и для амфиболов коэффициенты являются незначимыми. Можно предполагать, что эта особенность спектров ромбических пироксенов связана с упорядоченным характером распределения Fe^{+2} и Mg по позициям M_1 и M_2 в мета-

морфических пироксенах в отличие от слабо упорядоченного распределения этих катионов по позициям M_1 , M_2 и M_3 в кальциевых амфиболах, на что указывают мессбауэровские исследования (неопубликованные данные).

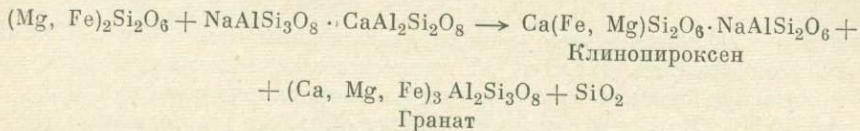
Моноклинные пироксены

Моноклинные пироксены ряда диопсид—геденбергит относятся к минералам, устойчивым в широких термодинамических пределах. Образование диопсидов в карбонатных породах по реакции



отмечает границу эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Bowen, 1940; Кицул, 1963, 1964). Моноклинные пироксены в породах, богатых CaO, остаются устойчивыми в интервале амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Реакция разложения ромбических пироксенов при участии плагиоклаза с образованием жадеитовых клинопироксенов и гранатов



означает переход от гранулитовой фации к эклогитовой. Широкие термодинамические пределы устойчивости пироксенов обусловливают вариации в химическом составе и f_m их структурах.

Основная масса исследованных пироксенов гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой фации характеризуется железистостью в пределах от 15 до 65% (салиты) и только в породах железистых формаций f_m клинопироксенов достигает 80—90% (геденбергиты).

Рис. 17. Зависимость между железистостью (f_m) моноклинных пироксенов и вмещающих пород.

С другой стороны, содержание Fe^{2+} в клинопироксенах корреляционно связано с содержанием в нем Ca. Коэффициент корреляции, отрицательный по знаку ($r = -0.629$; $\sigma_r = 0.081$; $\sigma_r \cdot t_{0.01} = 0.024$), свидетельствует о том,

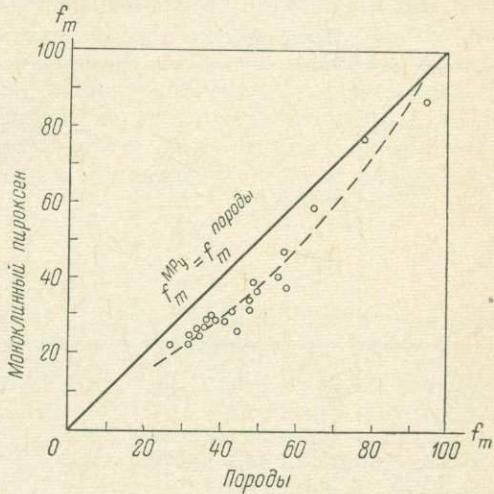


Рис. 17. Зависимость между железистостью (f_m) моноклинических пироксенов и вмещающих пород.

что недостаток Ca (по сравнению со стехиометрическим содержанием) способствует вхождению двухвалентного железа в структуру пироксена. Содержание кальция в клинопироксенах, как показывает рис. 18, обуславливается отношением $\frac{\text{CaO}}{\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}}$ в системе: при низких значе-

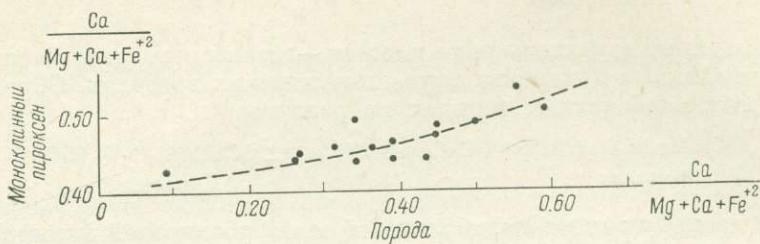


Рис. 18. Зависимость между $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}^{+2}}$ моноклинных пироксено-
в и вмещающих пород.

ниях этого отношения в породе наблюдаются пониженные (до 0.42) значения его в пироксенах (табл. 11). Пироксены с содержанием CaSiO_3 менее 50% можно представить как твердый раствор салита состава $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})$, Si_2O_6 и FeSiO_3 . Известно, что геденбергит образует непрерывные твердые растворы с FeSiO_3 вплоть до составов с содержанием последнего около 80% (Дир и др., 1965). Возможность вхождения в геденбергиты части

Таблица 11

Железистость и кальциевость клинопироксенов и пород

№ обр.	$f_m^{\text{МРУ}}$	$f_m^{\text{пор.}}$	$\frac{f_m^{\text{МРУ}}}{f_m^{\text{пор.}}}$	$\left(\frac{\text{CaO}}{\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}} \right)$	$\left(\frac{\text{CaO}}{\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}} \right)$	Источник
					пор.	
H-554	22.4	27.4	0.82	46.1	36.4	Никитина и др., 1967
H-595	24.8	33.6	0.74	Не опр.	То же	То же
H-569д/65	24.7	34.8	0.71	49.1	50.3	Колл. Л. П. Никитиной
H-556а	25.3	44.7	0.57	45.0	48.7	То же
H-556/65	26.5	36.0	0.74	48.1	45.4	» »
H-507/60	25.7	34.7	0.74	50.4	58.7	» »
H-2093	28.7	36.8	0.78	46.1	31.0	Никитина и др., 1967
2428-8	29.3	41.5	0.71	Не опр.	34.1	Колл. В. С. Байковой
H-556б/65	29.4	38.8	0.76	49.3	41.0	Колл. А. П. Никитиной
571	29.7	37.4	0.79	46.8	36.6	Колл. И. Н. Крылова
87д	29.8	41.7	0.71	46.7	26.2	То же
H-229/65	30.5	42.0	0.73	44.7	38.7	Никитина и др., 1967
86	31.4	42.7	0.74	46.6	33.3	Колл. И. Н. Крылова
H-227г/65	33.8	47.9	0.71	43.9	44.4	Никитина и др., 1967
155а	36.4	50.0	0.73	47.5	43.1	Бондаренко, Дагелайский, 1968
16	47.5	57.2	0.83	44.2	26.5	То же
142	58.9	65.6	0.90	45.3	55.1	» »
10	78.9	78.7	1.00	54.2		» »

двухвалентного железа в позицию M_2 , занимаемую в клинопироксенах кальцием, доказана мессбауэрским методом (Bancroft, Maddock, Burns, 1967).

Общее содержание Al в моноклинных пироксенах может достигать 0.25 форм. ед. Минимальными содержаниями алюминия характеризуются наиболее железистые разновидности. Так, в клинопироксенах эулизитов кольской серии это содержание колеблется в пределах 0.03—0.08 форм. ед., а в породах железистой формации Квебек (Krank, 1961) оно составляет 0.01—0.03 форм. ед. Железистые моноклинные пироксены Нового Уэльса (Binns, 1962) содержат не более 0.07 форм. ед. Al. Клинопироксены (с низкой и средней железистостью) из гранулитов центральной части Алданского щита и лапландского комплекса и кольской серии Балтийского щита характеризуются относительно высокими содержаниями Al, сопоставимыми с таковыми в пироксенах из индийских гранулитов и эклогитов Лапландии. Относительно низкие содержания Al (0.08—0.04 форм. ед.) отмечаются в пироксенах саянских гранулитов. С увеличением содержания алюминия закономерно увеличивается количество натрия в моноклинных пироксенах, которое колеблется от 0.005 до 0.07 форм. ед. Следует отметить, что моноклинные пироксены из эклогитов и эклогитоподобных пород при одних и тех же содержаниях Al или $Al + Fe^{+3}$ характеризуются более высокими содержаниями Na.

Можно предполагать, что в клинопироксенах гранулитовой фации имеется примесь жадеитовой молекулы и осуществляется изоморфизм типа $Ca + Mg \rightleftharpoons Na + Al$. Однако существенная часть алюминия входит в состав кремнекислородного тетраэдра структуры пироксенов (на это указывает существование обратной корреляционной зависимости между содержаниями Si^{+4} и Al^{+3}). Таким образом, в моноклинных пироксенах имеется значительная примесь авгитовой молекулы. Количество ее минимально в пироксенах железистого и умеренно железистого состава. По положению точек на диаграмме $Al_{\text{общ}} - Na$ можно сделать предположение, что содержание жадеитовой молекулы относительно авгитовой наиболее низкое в пироксенах индийских гранулитов, наиболее высокое — в пироксенах из пород Восточного Саяна. Фигуративные точки пироксенов кольской серии, центральной части Алданского щита, лапландского комплекса, а также Нового Уэльса, Адирондака и других регионов на диаграмме не разделяются.

Кальциевые амфиболы

Одним из характерных минералов низкотемпературной части гранулитовой фации является кальциевый амфибол, устойчивость которого в ассоциации с орто- и клинопироксеном доказана многими исследованиями. Принимая это во внимание, Дж. Тернер включил в одну из последних своих фациальных классификаций амфибол-гранулитовую субфацию (Файф др., 1962), соответствующую относительно низкой температуре.

Кальциевые амфиболы гранулитовой фации обладают рядом кристаллохимических особенностей. Фосли (Foslie, 1945), Закруткин (1961, 1968) и Кориковский (1967) на большом фактическом материале показали близость кальциевых амфиболов гранулитовой фации к гастингситу, которая заключается в одновременном их обогащении глиноземом и щелочами. Последнее легло в основу вывода Л. А. Перчуком (1966б) амфибол-плагиоклазового геотерметра.

В. Н. Костюк и В. С. Соболев (Kostjuk, Sobolev, 1969) на основании статистической обработки данных показали, что на диаграмме $Al_{\text{VI}} - Al_{\text{IV}}$ роговые обманки гранулитовой фации отчетливо обособляются от амфиболов амфиболитовой фации, чем подтвердили закономерность, на которую обратили внимание Фосли, Закруткин и Кориковский.

В некоторых зональных комплексах не наблюдается закономерного увеличения степени замещения Si^{4+} на Al в тетраэдрах. Шидо (Shido, 1958) и Миширо (Miyashiro, 1958; Shido a. Miyashiro, 1959), исследовавшие амфиболы из метаморфических поясов Японии, отметили более или менее высокое содержание Al в роговых обманках высокотемпературных зон, хотя и не нашли видимой связи этой величины со степенью метаморфизма. Однако содержание щелочей в амфиболах возрастает по мере повышения степени метаморфизма, и они приближаются по составу к эдениту.

Б. Лик (1967) обратил внимание на то, что количество алюминия в октаэдрах кристаллической структуры амфибола зависит от величины давления. Подтверждением этому отчасти может служить близость амфиболов из эклогитов к чермакитам. Последний чаще всего выступает как регрессив-

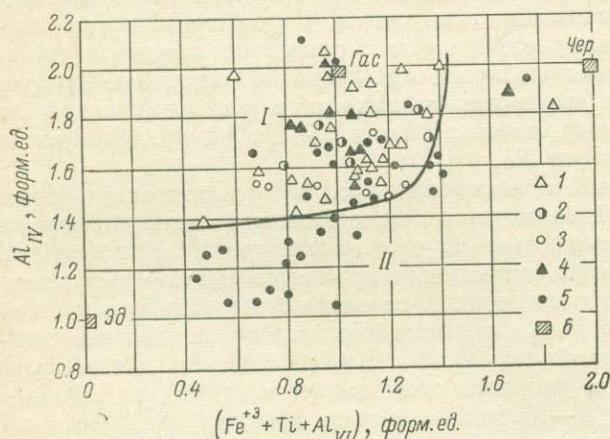


Рис. 19. Соотношение Al_{IV} и $\text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Al}_{\text{VI}}$ в кальциевых амфибалах гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Амфиболы из парагенезисов:
 1 — гиперстена, роговой обманка и диопсид, 2 — гиперстена и роговой обманка, 3 — диопсид и роговой обманка,
 4 — гиперстена, роговой обманка, кальциевого полевого шпата (иногда, диопсид), 5 — роговой обманка, плагиоклаза и иногда диопсида (из амфиболитовой фации), 6 — миналы:
 Гас — гастингсит, Чер — чермакит, Эд — эденит.

ный минерал, но иногда он является парагенетическим с омфацитом и гранатом (Bloxam, Allen, 1960). Обычно же чермакитовая роговая обманка встречается в амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии, что указывает на влияние давления на вхождение Al в октаэдры.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные о составе роговых обманок из гранулитовой фации⁵ были нанесены на диаграмму (рис. 19), предложенную Диром, Хауи и Зусманом (1965). Туда же для сравнения нанесены результаты некоторых анализов амфиболов из амфиболитовой фации. Роговые обманки гранулитовой фации образуют значительное поле (I), в той или иной степени приближаясь к гастингситу. При этом роговые обманки из ассоциации с клинопироксеном характеризуются наименьшей глиноземистостью. Амфиболы из амфиболитовой фации частично попадают в поле гранулитовой фации, частично — за его пределы (поле II), характеризуясь в этом случае относительно низкой глиноземистостью.

Роговые обманки из парагенезисов с гранатом вынесены на отдельную диаграмму (рис. 20), на которой тенденция в изменении состава с изме-

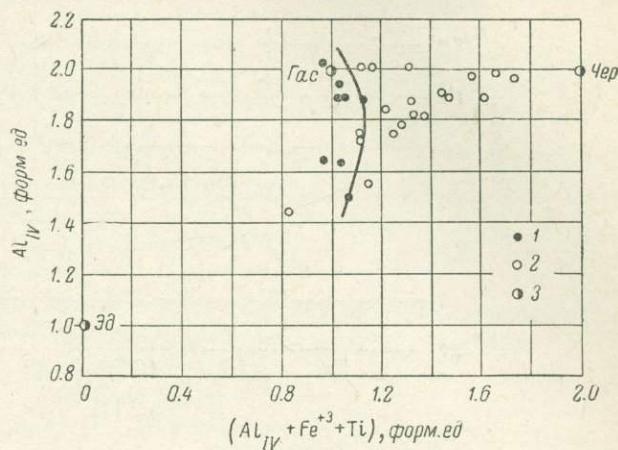
⁵ Помимо анализов, приведенных в настоящей работе, использованы данные П. Эскола (Escola, 1952), А. Баддингтона (Buddington, 1952), Р. Хауи (R. Howie, 1955), К. Варда (Ward, 1959), А. Энгеле и его сотрудников (Engel a. Engel, 1962; Engel a. oth., 1964), Р. Бинса (Binns, 1965a, 1965b), Н. Г. Судовикова и его сотрудников (Судовиков и др., 1965, 1970), В. И. Кицула (1968), С. П. Кориковского (1967), В. В. Закруткина (1968), А. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайского (1968).

нением условий метаморфизма выражена еще более отчетливо, и заключается она в постепенном снижении суммы октаэдрического алюминия, окисного железа и титана при переходе из амфиболитовой фации в гранулитовую.

Выявленная направленность в изменении состава роговых обманок кажется вполне естественной, если учесть, что при прогрессивном метаморфизме этот минерал исчезает и замещается либо парагенезисом альмандин - гроссулярового граната с плагиоклазом, либо диопсида или кум-

Рис. 20. Соотношение Al_{IV} и $Al_{VI} + Fe^{3+} + Ti$ в кальциевых амфиболах из гранатовых парагенезисов различных фаций.

1 — гранулитовой, 2 — амфиболитовой; 3 — миналы: Гас — гастингсит, Чер — чермакит, Эд — эденит.



мингтонита (или гиперстена) с плагиоклазом. При этом поле составов амфиболов на диаграмме ACFM (рис. 21) сужается, приближаясь к гастингситу, так что в гранатовых амфиболитах содержание алюминия в роговых обманках снижается, а в диопсидовых амфиболитах — повышается. Аналогичное объяснение закономерности изменения содержания с возрастанием температуры для биотитов различных парагенетических типов было предложено А. А. Маракушевым (1966). Однако такая трактовка, хотя и кажется привлекательной из-за своей простоты, не дает исчерпывающего ответа на вопрос о характере влияния различных факторов равновесия на состав амфиболов.

Помимо изменения величин $Al_{VI} + Fe^{3+} + Ti$ и Al_{IV} по мере повышения степени метаморфизма происходит возрастание щелочности (рис. 22, а). Тенденция увеличения щелочности устанавливается и в зональных комплексах андалузит-силлиманитового типа, для которых возрастание Al в высокотемпературной области не фиксируется. Сопряженное изменение щелочности и содержания алюминия подтверждается и корреляционным анализом, основанным на большом числе данных и проведенным раздельно для двух парагенетических типов амфиболов. Для роговых обманок из кристаллических сланцев с диопсидом, а отчасти и с гиперстеном, коэффициент корреляции содержания кальция

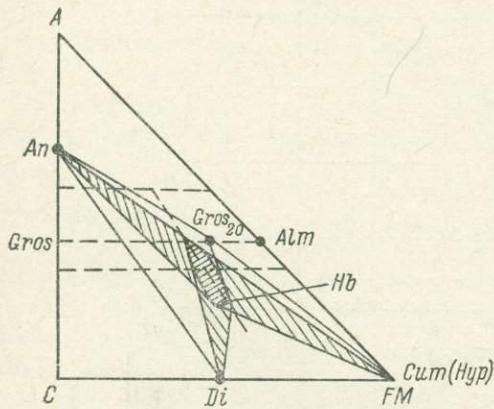


Рис. 21. Диаграмма ACFM для парагенезисов с амфиболом.

происходит возрастание щелочности. Тенденция увеличения щелочности устанавливается и в зональных комплексах андалузит-силлиманитового типа, для которых возрастание Al в высокотемпературной области не фиксируется. Сопряженное изменение щелочности и содержания алюминия подтверждается и корреляционным анализом, основанным на большом числе данных и проведенным раздельно для двух парагенетических типов амфиболов. Для роговых обманок из кристаллических сланцев с диопсидом, а отчасти и с гиперстеном, коэффициент корреляции содержания кальция

$(x_{\text{Ca}}^{\text{Am}} = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}})$ и алюминия в тетраэдрической позиции (Al_{IV}) равен -0.525 при 99% -м уровне значимости, равном 0.322 (число анализов равно 33). Отметим также, что $x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}$ обнаруживает слабую отрицательную связь с содержанием алюминия в существующем клинопироксене.

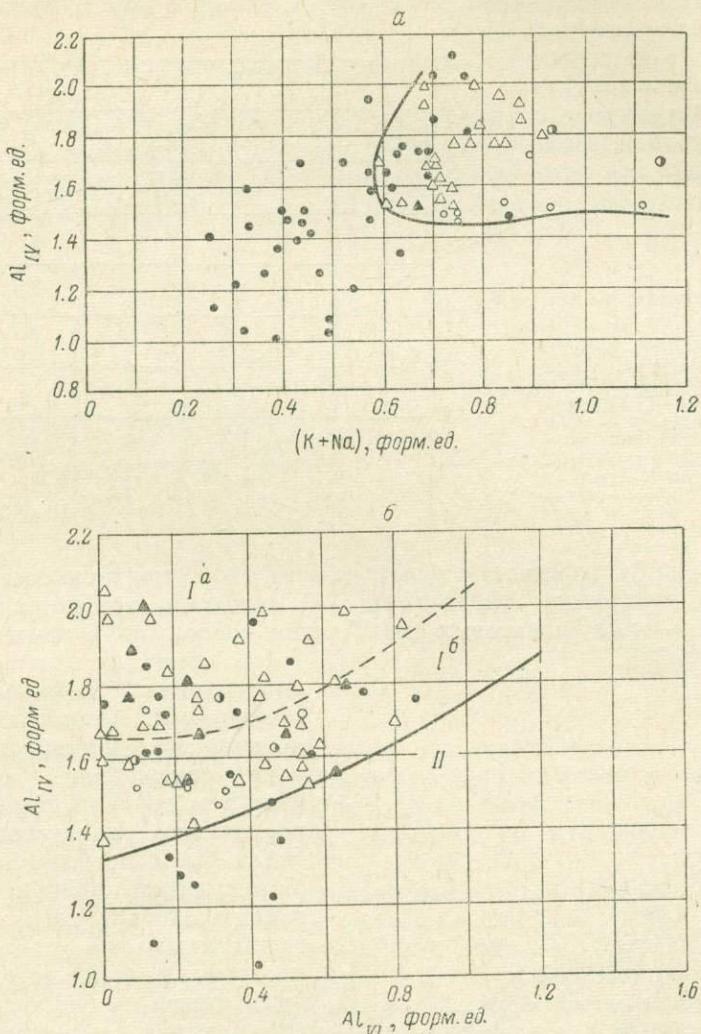
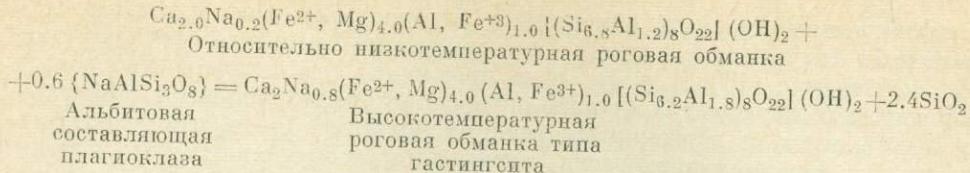


Рис. 22. Соотношение Al_{IV} и $\text{K}+\text{Na}$ (а) и Al_{IV} и Al_{VI} (б) в кальциевых амфиболах гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Условные обозначения те же, что и на рис. 19.

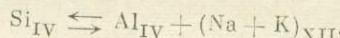
$(r_{x_{\text{Ca}}^{\text{Am}} \cdot \text{Al}^{\text{Di}}} = 0.361$ при 95% -м уровне значимости, равном 0.209). Это вполне естественно, так как $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Am}}$ и Al^{Di} связаны между собой $(r_{\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Am}} \cdot \text{Al}^{\text{Di}}} = +0.426$, при 99% -м уровне значимости, равном 0.361).

На основании изложенного можно предположить, что перераспределение натрия между плагиоклазом и роговой обманкой при изменении внешних условий происходит по следующей схеме:



В амфиболах двутироксен-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, в которых присутствуют иногда гранат, биотит и калиевый полевой шпат, связь между $x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}$ и $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Am}}$ ослабевает ($r_{x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}, \text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Am}}} = -0.276$, при 95%-% уровне значимости, равном —0.308, $n = 35$), но появляется отрицательная связь $x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}$ и $\text{Al}_{\text{VI}}^{\text{Am}}$, которая выясняется при расчете частного коэффициента корреляции ($r_{x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}, \text{Al}_{\text{VI}}^{\text{Am}}(\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Am}})} = 0.580$, при 99%-% уровне значимости, равном 0.294).

Можно предполагать, что в амфиболах диопсид- и гиперстенсодержащих амфиболовых сланцах осуществляется изоморфизм по схеме



В амфиболах кристаллических сланцев, содержащих гранат, биотит или калиевый полевой шпат, наряду с изоморфизмом по вышеприведенной схеме осуществляется изоморфизм по схемам:



Последняя схема изоморфизма может объяснить существование отрицательной связи между $x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}$ и $\text{Al}_{\text{VI}}^{\text{Am}}$ при постоянном значении Al_{IV} в амфиболе.

Следует отметить также, что в амфиболах обнаруживается сильная отрицательная связь октаэдрического алюминия и титана ($r_{\text{Al}_{\text{VI}}^{\text{Am}}, \text{Ti}^{\text{Am}}} = -0.625$, при 99%-% уровне значимости, равном —0.265). Это значит, что метаморфическая реакция перераспределения щелочей и алюминия из полевых шпатов в амфибол в данной группе пород приводит к возрастанию $\text{Al}_{\text{VI}}^{\text{Am}}$ с одновременным снижением содержания Ti, что необходимо для сохранения электронейтральности кристаллической решетки. В диопсид-амфиболовых (иногда гиперстенсодержащих) кристаллических сланцах, в которых наиболее четко устанавливается сопряженное возрастание щелочности (уменьшение $x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}$) и $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Am}}$, обнаруживается значимая положительная связь между $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Am}}$ и Ti^{Am} ($r_{\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Am}}, \text{Ti}^{\text{Am}}} = +0.468$, при 99%-% уровне значимости, равном —0.345), а концентрация титана, как это устанавливали многие исследователи (Другова и Глебовицкий, 1965; Engel a. oth., 1964; Закруткин, 1968 и др.), несомненно отражает изменение температуры.

Таким образом, анализ имеющихся в нашем распоряжении данных определенно свидетельствует о том, что в процессе повышения степени метаморфизма в амфиболах одновременно возрастает щелочность, содержание Al_{IV} и снижается сумма $\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$ в октаэдрической позиции, что происходит благодаря разложению альбитовой составляющей плагиоклаза, а отчасти также калиевого шпата и биотита. В соответствии с этим можно ожидать изменения коэффициента распределения Ca между со-

существующими роговой обманкой и плагиоклазом или изменения положения фигуративной точки на диаграмме фазового соответствия Л. Л. Перчука (1966б), который и предложил использовать диаграмму в качестве геотермометра. Однако перераспределение кальция в этой паре осуществляется не в результате реакций ионного обмена, а в результате реакций смещенного равновесия, которые могут быть представлены лишь в упрощенном виде, что лишает нас возможности хотя бы приблизительно оценить влияние температуры и давления на равновесие плагиоклаза с амфиболом и другими железо-магнезиальными минералами. Отсюда вытекает, что сам упомянутый геотермометр должен применяться с большой осторожностью, а определенные по нему температуры должны рассматриваться лишь как приблизительные.

На диаграмме $\text{Al}_{\text{IV}}-\text{Al}_{\text{VI}}$ (рис. 22, б) выделено поле роговых обманок гранулитовой фации (I), граница которого с полем амфиболитовой фации (II) практически совпадает с аналогичной границей, установленной В. В. Закруткиным (1968). Обращает на себя внимание тот факт, что амфиболы из гранулитов Лапландии и Сутамского района (см. гл. I) попадают в верхнюю часть поля гранулитовой фации (I^a), что находится в соответствии с высказанными ранее соображениями о метаморфизме указанных комплексов в условиях более высоких температур и давлений. В это же поле I^a попадают некоторые амфиболы Алданского щита, большинство роговых обманок Анабара и все амфиболы из индийского чарнокитового комплекса штата Мадрас (Howie, 1955). Роговые обманки из гранулитов зонального комплекса Адирондака (Engel a. oth., 1964), относящегося к гренвильскому, протерозойскому метаморфическому поясу, группируются в поле I^b.

Во всех изложенных выше построениях не были учтены данные по зональным комплексам андалузит-силлиманитового типа, ряд особенностей проявления метаморфизма в которых явился причиной отклонений от намеченных выше закономерностей. В условиях низкого давления чермакитовая роговая обманка становится неустойчивой и разлагается на куммингтонит и аноортит (Shido, 1958; Кориковский, 1967; Судовиков и др., 1970). Это приводит к резкому снижению содержания алюминия в кальциевом амфиболе. Течению указанного процесса способствует повышение температуры, благодаря чему к моменту перехода в гранулитовую фацию роговая обманка приближается по составу к эдениту, что отмечается, например, в ладожских гранулитах (Судовиков и др., 1970).

Роговые обманки гранулитовой фации обнаруживают широкие вариации в степени изоморфного замещения магния железом. Железистость амфиболов не зависит от степени метаморфизма, а целиком определяется железистостью породы (Никитина, Хильтова, 1964; Закруткин, 1968 и др.). При этом величина отношения $f_{\text{m}}^{\text{Am}}/f_{\text{m}}^{\text{Fe}}$ всегда близка к 1. Отклонения наблюдаются в гранатсодержащих породах.

Рассмотрим некоторые связи магнезиальности роговой обманки ($x_{\text{Mg}}^{\text{Am}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$) с другими параметрами ее состава. Частный коэффициент корреляции ($\rho_{x_{\text{Mg}}^{\text{Am}} \cdot \text{Ti}^{\text{Am}}} (x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}) = 0.419^6$, при 99% -м уровне значимости, равном 0.377) скорее свидетельствует о кристаллохимическом характере выявленной связи, чем о зависимости магнезиальности от температуры. Это означает, что с повышением магнезиальности изменение параметров ячейки ведет к уменьшению изоморфной емкости амфибола по отношению

⁶ Вычислен для роговых обманок из амфибол-диопсидовых кристаллических сланцев (иногда гиперстенсодержащих).

к титану и отражает ранее уже подмеченную закономерность увеличения титанистости амфиболов с увеличением их железистости для одной фации метаморфизма (Другова, Глебовицкий, 1965). Это кажется справедливым еще и потому, что для амфибол-гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев, где возрастание щелочности и глиноzemистости амфибола сопряжено с уменьшением титанистости, закономерность связи $x_{\text{Mg}}^{\text{Am}}$ и Ti^{Am} остается такой же ($r_{x_{\text{Mg}}^{\text{Am}}, \text{Ti}^{\text{Am}}} = 0.392$ при 99% уровне значимости, равном —0.368).

Для диопсид-амфиболовых (иногда гиперстенсодержащих) сланцев намечается отрицательная корреляционная связь $x_{\text{Mg}}^{\text{Am}}$ с $x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}$ ($\rho_{x_{\text{Mg}}^{\text{Am}}, x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}(\text{Ti}^{\text{Am}})} = -0.483$, при 99% уровне значимости, равном —0.348). Концентрация же кальция, как было показано выше, отражает условия метаморфизма. В то же время существуют значимые коэффициенты корреляции — $r_{x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}, f^0 \text{Am}}$, равный —0.407, и $r_{x_{\text{Mg}}^{\text{Am}}, f^0 \text{Am}}$, равный +0.458 (при 99% уровне значимости, равном 0.383 и 0.350 соответственно). Отсюда ясно, что на величину $x_{\text{Mg}}^{\text{Am}}$ условия метаморфизма влияют через степень окисления железа ($f^0 \text{Am}$). При этом необходимо оговорить то обстоятельство, что окисное железо в химических лабораториях часто определяется с ошибкой, и независимо от причин вариаций $f^0 \text{Am}$ связь между этой величиной и магнезиальностью будет устанавливаться. Но наличие значимого $r_{x_{\text{Ca}}^{\text{Am}}, f^0 \text{Am}}$, по нашему мнению, свидетельствует о том, что реальное влияние внешних условий на рассматриваемые параметры состава существует. Свидетельством этого может служить установленное Энгелем (Engel a. oth., 1964) закономерное изменение содержания Fe_2O_3 в роговых обманках в зонально метаморфизованном гранулитовом комплексе Адирондакских гор.

Параметры элементарной ячейки. Структурные особенности амфиболов, допускающие широкие возможности явлений упорядочения катионов в тетраэдрической и октаэдрической позициях и других структурных преобразований, позволяют ожидать существование зависимости параметров ячейки от условий температуры и давления в период их образования. Действительно, Эрнстом (Ernst, 1963) при температуре 800° и давлении в 1 и 20 кб были синтезированы глаукофаны, различающиеся размерами ячейки: глаукофан I — с $v = 897 \pm 4 \text{ \AA}^3$ и глаукофан II — с $v = 877 \pm 4 \text{ \AA}^3$ соответственно. Уменьшение параметров ячейки глаукофанов с давлением Эрнст связывает с упорядочением Al, который, по его мнению, в глаукофане II концентрируется в позиции M_2 , а в глаукофане I — распределен статистически по позициям M_1 , M_2 , M_3 .

Данные определения параметров элементарной ячейки для 100 образцов кальциевых амфиболов, относящихся к эпидот-амфиболовой, амфиболовой и гранулитовой фациям, приведены в табл. 12. Параметры ячейки для 82 образцов измерялись на монокристаллах на установке УРС-50-ИМ в ИГФМ АН УССР по методике, описанной Д. И. Хейкером и Л. С. Зевиным (1963). Точность определения, рассмотренная как среднеквадратичное отклонение по данным измерений двух образцов, для каждого из которых были измерены параметры на 10 различных зернах, составляет: для $a = \pm 0.003$ — 0.004 \AA , $b = \pm 0.004$ — 0.005 \AA ; $c = \pm 0.003 \text{ \AA}$; $\beta = \pm 5^\circ$; $a \sin \beta = \pm 0.002$ — 0.004 \AA ; $c \sin \beta = \pm 0.002$ — 0.003 \AA ; $v = \pm 0.5$ — 0.6 \AA^3 . Параметры для 18 образцов (в табл. 12 отмечены звездочкой) определены в ИГГД АН СССР на дифрактометре ДРОН-І порошковым методом при измерении положения 13 пиков на дифрактограмме, расположенных в ин-

Таблица 12

Параметры элементарной ячейки и содержание катионов в кальциевом амфиболе

№ обр.	Параметры элементарной ячейки, Å							Содержание катионов, форм. ед.							Источники		
	a	b	c	β	a sin β	c sin β	v	Ti	Al ^{IV}	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Al ^{VII}	Na ^{VIII}	(K ⁺ +Na) _X			
Эпидот-амфиболитовая фазия																	
Андалузит-силлimanитовая серия																	
12282/145	9.841	18.064	5.278	75°14'	9.515	5.103	906.8	0.00	0.19	0.12	0.01	0.16	—	0.15	450	2.0	Колл. Р. И. Сироштана
11510/114	9.842	18.050	5.284	75°09'	9.511	5.106	906.5	0.00	0.42	0.15	0.06	0.05	—	0.23	450	2.0	То же
66265	9.839	18.063	5.278	75°19'	9.519	5.105	907.3	0.00	0.09	0.30	—	—	0.08	0.02	450	2.0	Бойко, Литвин, 1966
Скв. 10	9.850	18.089	5.292	75°18'	9.523	5.116	911.5	0.01	0.37	0.96	0.10	0.06	0.04	0.02	450	2.0	Макухина, 1960

Амфиболитовая фазия

Низкотемпературная субфазия

Дистен-силлиманитовая серия

49	9.816	18.049	5.316	75°15'	9.454	5.141	910.8	0.01	1.10	1.52	0.32	0.07	0.10	0.07	475	5.5	Колл. Н. И. Пинаевой
216-2	9.842	18.019	5.299	75°05'	9.510	5.102	908.0	0.58	0.32	0.56	0.06	0.90	—	0.30	475	5.5	Колл. С. Н. Турченко
217	9.843	18.072	5.314	74°56'	9.505	5.132	912.9	0.12	1.50	1.82	0.43	0.79	0.11	0.39	475	5.5	То же
1181 ^а	9.833	18.104	5.337	75°00'	9.498	5.155	917.7	0.16	1.59	2.17	0.56	0.83	0.20	0.33	475	5.5	Колл. Р. И. Милькевич
210	9.841	18.044	5.314	75°03'	9.508	5.134	911.7	0.07	1.44	1.20	0.37	0.44	0.10	0.98	475	5.5	Колл. А. Н. Неелова
308 ^а	9.842	18.089	5.308	75°21'	9.527	5.133	913.8	0.09	1.43	1.49	0.27	0.39	—	0.45	475	5.5	То же
173 ^а	9.892	18.087	5.325	74°57'	9.553	5.131	918.0	0.28	1.38	1.84	0.41	0.48	0.04	0.66	475	5.5	Колл. И. С. Седовой
1230 ^п	9.886	18.128	5.334	75°06'	9.553	5.146	922.2	0.11	1.32	1.84	0.66	0.48	0.04	0.61	475	5.5	Колл. Р. И. Милькевич
268 ^а	9.854	18.100	5.332	75°0'	9.526	5.144	917.5	0.08	1.41	2.26	0.41	0.44	0.13	0.27	475	5.5	Колл. А. Н. Неелова
H-375 ^а	9.870	18.123	5.324	75°13'	9.543	5.148	920.8	0.1	1.5	2.08	0.76	0.34	—	0.62	475	5.5	То же
277 ^а	9.757	17.985	5.321	75°0	9.426	5.141	902.1	0.09	1.91	1.37	0.49	1.12	0.28	0.16	475	5.5	Колл. Н. И. Пинаевой
130 ^{г/64}	9.732	17.994	5.311	74°54'	9.425	5.142	900.5	0.05	1.81	1.56	0.41	1.20	0.15	0.07	475	5.5	То же
96	9.753	17.889	5.321	75°11'	9.428	5.144	902.5	0.09	1.61	1.61	0.49	1.13	0.26	0.05	475	5.5	» »
1188 ^л	9.768	18.099	5.339	75°03'	9.437	5.148	910.1	0.12	1.94	1.69	0.48	1.20	0.11	0.33	475	5.5	Колл. Р. И. Милькевич

Таблица 12 (продолжение)

№ обр.	Параметры элементарной ячейки, Å							Содержание катионов, форм. ед.							Источники		
	a	b	c	β	a sin β	c sin β	v	Ti	Al ^{VI}	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Al ^{VII}	Na ^{VIII}	(Na+K) _X	T° C	p	
Андалузит-силлиманитовая серия																	
Дистен-силлиманитовая серия																	
108	9.795	18.054	5.332	75°03'	9.452	5.151	910.9	0.09	1.50	1.98	0.22	1.16	—	0.34	475	5.5	Колл. Н. И. Пинаевой
3	9.834	18.070	5.332	75°09'	9.499	5.150	915.2	0.09	2.00	2.43	0.25	1.02	0.28	0.28	475	5.5	То же
153/64	9.776	18.060	5.313	75°10'	9.450	5.136	906.8	0.06	1.61	1.46	0.21	0.56	0.35	0.03	475	5.5	» »
164/63	9.807	18.054	5.310	75°11'	9.460	5.133	908.8	0.08	1.32	1.58	0.24	0.54	0.20	0.14	475	5.5	» »
2664	9.829	18.057	5.315	75°03'	9.496	5.134	911.2	0.10	1.40	1.73	0.24	0.62	0.16	0.20	475	5.5	Колл. И. С. Седовой
650 ^е	9.819	18.054	5.326	75°06'	9.489	5.147	912.4	0.04	1.78	16.4	0.36	0.72	0.10	0.37	475	5.5	» »
82	9.832	18.078	5.318	75°15'	9.513	5.140	914.6	0.13	1.30	1.86	0.37	0.74	0.06	0.40	475	5.5	Колл. Н. И. Пинаевой
119/64	9.792	18.050	5.322	75°13'	9.464	5.144	909.2	0.07	1.72	2.46	0.15	0.60	0.36	0.04	475	5.5	» Н. И. Пинаевой
1444 ^б	9.861	18.070	5.326	74°50'	9.523	5.143	916.6	0.19	1.64	2.09	0.51	0.75	0.09	0.60	475	5.5	То же
*1197	9.816	18.014	5.280	75°32'	9.505	5.113	904.1	0.00	0.44	0.64	0.12	0.00	0.23	0.07	475	5.5	Колл. Р. И. Милькевич
*1184	9.856	18.109	5.332	75°19'	9.534	5.158	920.5	0.01	1.34	2.75	0.70	0.17	0.44	0.00	475	5.5	» В. Б. Дагелайского
*1178 ^а	9.794	18.030	5.320	75°26'	9.480	5.149	909.3	0.05	1.47	1.48	0.38	0.61	0.19	0.25	475	5.5	» »
*295/4	9.835	18.019	5.314	75°15'	9.510	5.139	910.7	0.16	0.27	1.79	0.26	0.61	0.00	0.24	475	5.5	Колл. С. И. Турченко
*490	9.837	18.071	5.314	74°59'	9.500	5.132	912.4	0.08	1.75	1.88	0.45	0.93	0.16	0.36	475	5.5	» Н. И. Пинаевой
Андалузит-силлиманитовая серия																	
178/1	9.856	18.128	5.312	75°17'	9.531	5.136	918.0	0.10	1.02	2.10	0.37	0.53	0.15	0.05	550	3.00	Колл. Д. А. Великославинского
2015	9.854	18.081	5.318	75°11'	9.526	5.141	916.0	0.16	1.09	1.95	0.22	0.26	—	0.93	550	3.00	Колл. В. А. Глебовицкого
927/1	9.859	18.090	5.311	75°14'	9.533	5.125	914.0	0.06	0.73	1.18	0.09	0.14	0.10	0.12	550	3.00	Колл. Д. А. Великославинского
1/5	9.863	18.085	5.318	74°57'	9.524	5.136	913.6	0.13	0.97	0.98	0.82	0.13	0.06	0.15	550	3.00	Колл. В. А. Глебовицкого
Высокотемпературная субфазия																	
Дистен-силлиманитовая серия																	
Скв. 234	9.842	18.097	5.289	75°22'	9.524	5.118	911.6	—	0.48	1.02	0.05	—	—	0.01	550	6.5	Колл. В. Д. Ладиевой
Скв. 395	9.814	18.069	5.296	75°14													

Таблица 12 (продолжение)

№ обр.	Параметры элементарной ячейки, Å							Содержание катионов, форм. ед.							Источники		
	a	b	c	β	a sin β	c sin β	v	Ti	Al _{IV}	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Al _{VII}	Na _{VIII}	(Na + K) _X	T°C	p	
H-283 ^a /64	9.894	18.122	5.326	74°59'	9.556	5.144	922.3	0.15	1.25	2.22	0.40	0.41	0.07	0.36	550	6.5	Колл. Л. П. Никитиной
Скв. 47	9.811	18.079	5.322	75°45'	9.487	5.146	912.8	0.05	1.40	1.50	0.27	1.13	0.13	0.28	550	6.5	» В. Д. Ладиевой
H-280 ^a	9.816	18.089	5.299	75°12'	9.538	5.123	914.3	0.06	0.85	1.68	0.28	0.17	—	0.34	550	6.5	» Л. П. Никитиной
Скв. 412	9.793	18.062	5.325	75°05'	9.463	5.146	910.2	0.03	1.18	1.42	0.24	0.94	0.08	0.23	550	6.5	» В. Д. Ладиевой
IO-147	9.855	18.084	5.321	74°58'	9.517	5.138	915.7	0.09	1.52	1.54	0.34	0.76	0.25	0.29	550	6.5	Ткачук, Данилевич, 1965
Скв. 46	9.816	18.076	5.335	75°06'	9.486	5.156	914.8	0.08	1.66	1.76	0.26	0.88	0.18	0.31	550	6.5	Колл. В. Д. Ладиевой
Скв. 272	9.806	18.030	5.325	75°00'	9.472	5.141	909.3	0.05	1.68	2.08	0.43	0.89	0.19	0.33	550	6.5	То же
H 161/63	9.868	18.088	5.310	75°04'	9.534	5.131	915.4	0.12	1.25	1.26	0.41	0.40	0.12	0.41	550	6.5	Колл. Л. П. Никитиной
Скв. 405	9.846	18.103	5.316	74°51'	9.504	5.132	914.2	0.03	1.78	1.76	0.37	1.26	0.23	0.19	550	6.5	Колл. В. Д. Ладиевой
H-598	9.863	18.039	5.319	75°01'	9.528	5.138	914.1	0.08	1.51	1.47	0.46	0.49	0.31	0.34	550	6.5	» Л. П. Никитиной
Скв. 408	9.866	18.109	5.306	75°16'	9.542	5.132	916.9	0.03	1.03	2.02	0.32	1.02	0.06	0.24	550	6.5	» В. Д. Ладиевой
11736	9.794	18.104	5.346	75°00'	9.460	5.164	915.7	0.06	1.72	2.73	0.56	1.05	0.14	0.41	550	6.5	Бойко, Литвин, 1966
Д-86	9.847	18.051	5.316	74°58'	9.510	5.134	912.6	0.09	1.41	1.28	0.26	0.58	0.43	0.10	550	6.5	Колл. В. М. Шемякина
H67/63(1)	9.846	18.073	5.309	75°11'	9.580	5.132	913.3	0.14	1.42	1.26	0.54	0.51	0.04	0.45	550	6.5	» Л. П. Никитиной
H67/63 (2)	9.856	18.076	5.314	75°00'	9.520	5.133	914.6	0.11	1.36	1.38	0.45	0.55	0.09	0.35	550	6.5	То же
H 598/e	9.853	18.102	5.305	75°30'	9.540	5.136	916.1	0.12	0.51	1.71	0.50	0.00	0.50	0.36	550	6.5	» »
*563 ^ч	9.894	18.114	5.334	74°59'	9.556	5.152	923.2	0.17	1.70	1.74	0.83	0.36	0.12	0.60	550	6.5	Колл. А. Н. Неелова
*562 ^б	9.878	18.114	5.327	74°57'	9.539	5.144	920.5	0.16	1.40	1.37	0.76	0.32	0.11	0.53	550	6.5	То же
*261/3	9.870	18.078	5.322	74°54'	9.529	5.138	916.86	0.14	1.72	1.78	0.53	0.50	0.00	0.66	550	6.5	Колл. В. Н. Турченко
*2552a	9.873	18.082	5.316	75°10'	9.543	5.138	917.3	0.11	1.07	1.33	0.52	0.27	0.21	0.35	550	6.5	Колл. И. С. Седовой

Апдалузит-силлиманитовая серия

508-8	9.879	18.131	5.320	75°18'	9.556	5.146	921.7	0.09	1.68	1.72	0.68	0.09	0.12	0.52	625	3.5	Колл. В. С. Байковой
4241	9.902	18.166	5.324	74°58'	9.562	5.141	924.8	0.23	1.58	2.11	0.56	0.15	0.12	0.59	625	3.5	То же
239/95P	9.901	18.161	5.325	75°06'	9.569	5.146	925.3	0.14	1.58	2.22	0.80	0.25	0.17	0.42	625	3.5	Литвин, 1964
1/62 a/p	9.918	18.174	5.336	74°59'	9.529	5.154	928.8	0.15	1.55	2.56	0.88	0.23	0.04	0.48	625	3.5	То же
257/100p	9.951	18.240	5.336	75°05'	9.616	5.155	935.8	0.40	1.49	3.80	0.48	0.02	0.32	0.53	625	3.5	» »
*12 ^в	9.874	18.095	5.314	75°07'	9.542	5.135	917.6	0.19	1.34	1.48	0.58	0.18	0.15	0.19	625	3.5	Колл. М. Д. Крыловой
*12 ^г	9.875	18.113	5.322	75°12'	9.547	5.145	920.3	0.23	1.23	1.38	0.52	0.29	0.38	0.36	625	3.5	То же
*1335	9.858	18.041	5.300	74°54'	9.518	5.117	910.1	0.05	1.45	0.77	0.36	0.41	0.08	0.70	625	3.5	Колл. Д. М. Михайлова
*1300	9.893	18.127	5.327	74°51'	9.549	5.142	922.06	0.12	1.74	1.34	0.68	0.31	0.19	0.63	625	3.0	То же

Таблица 12 (продолжение)

№ обр.	Параметры элементарной ячейки, Å							Содержание катионов, форм. ед.							Источники		
	a	b	c	β	a sin β	c sin β	v	Ti	Al _{IV}	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Al _{VII}	Na _{VIII}	(Na + K) _X	T°C	p	
Гранулитовая фация																	
Алданский тип, алданская серия																	
*34	9.873	18.109	5.331	74°57'	9.534	5.148	920.5	0.14	1.72	1.78	0.50	0.53	0.00	0.66	675	7.5	Колл. Л. А. Прияткиной
556a	9.832	18.047	5.316	75°06'	9.506	5.137	921.1	0.23	1.49	1.24	0.51	0.52	0.02	0.76	675	7.5	Л. П. Никитиной
499 ^н	9.871	18.104	5.316	75°06'	9.539	5.137	918.2	0.22	1.46	1.90	0.47	0.14	0.10	0.39	675	7.5	То же
86	9.850	18.085	5.340	75°12'	9.523	5.163	919.7	0.25	1.53	1.75	0.44	0.48	0.04	0.81	675	7.5	Колл. И. Н. Крылова
1237	9.857	18.136	5.323	74°58'	9.520	5.144	919.0	0.26	1.32	2.09	0.36	0.33	0.11	0.58	675	7.5	» В. С. Байковой
*123 ^г	9.880	18.116	5.321	75°00'	9.543	5.139	919.9	0.18	1.43	1.87	0.42	0.34	0.10	0.66	675	7.5	М. Д. Крыловой
Алданский тип, кольская серия																	
*430 ^б	9.863	18.073	5.318	75°04'	9.529	5.138	915.9	0.23	1.60	1.61	1.01	0.37	0.18	0.50	650	8.5	Колл. Л. П. Никитиной
10	9.855	18.129	5.326	75°07'	9.525	5.148	919.6	0.17	1.56	2.30	0.37	0.34	0.18	0.48	650	8.5	»
Сутамский (ляппандский) тип																	
8800 ^a	9.893	18.084	5.315	74°47'	9.546	5.128	917.4	0.27	1.53	1.76	0.20	0.81	0.14	0.78	625	10.5	Колл. В. А. Глебовицкого
554/60	9.843	18.058	5.303	74°59'	9.507	5.122	910.6	0.24	1.46	1.49	0.46	0.55	0.04	0.70	625	10.5	Колл. Л. П. Никитиной
553 ^б /60	9.865	18.040	5.304	74°54'	9.525	5.127	911.2	0.12	1.10	1.27	0.09	0.59	0.01	0.56	625	10.5	То же
569 ^г /65	9.838	18.056	5.314	74°55'	9.500	5.131	911.7	0.23	1.54</td								

тервале углов 20 от 24 до 75° (для $FeK\alpha$). Индицирование проводилось после предварительного определения параметров по самым первым, легко и однозначно индицируемым рефлексам. На основе этих параметров для различных hkl сравнивались вычисленные и измеренные величины $\frac{1}{d_{hkl}^2}$ и выбирались индексы, подходящие для каждого пика. Для случаев, когда одному пику соответствует несколько hkl с близкими величинами d , вычислялись структурные факторы для соответствующих hkl на основе модели структуры тремолита (Warren, 1930). Если структурный фактор для одного из альтернативных hkl был в несколько раз больше остальных, то линии приписывалась соответствующий индекс; если структурные факторы были близки по величине, то данный пик не использовался в определении параметров. После выполнения такой работы было выделено 13 линий, индексы которых не вызывают сомнений: 040, 240, 310, 330, 151, 061, 202, 350, 351, 261, 510, 461, 600. По этим 13 линиям, которые уверенно фиксируются во всех изученных образцах, и вычислялись методом наименьших квадратов параметры a , b , c , β . В качестве внутреннего эталона использовался кварц, добавлявшийся к пробе в количестве около 20%. Измерение линий амфибала и ближайших линий кварца производилось при сканировании через 0.05—0.1° 20 за 40 сек.

Вычисление параметров ячейки методом наименьших квадратов позволяет получить объективную оценку погрешностей определения параметров. Эти погрешности близки для разных образцов. В качестве общей оценки погрешности определения соответствующего параметра нами приняты среднеквадратичные величины, полученные из погрешностей индивидуальных образцов: для $a = \pm 0.002 \text{ \AA}$, $b = \pm 0.015 \text{ \AA}$, $c = \pm 0.006 \text{ \AA}$, $\beta = \pm 0.064^\circ$. Очевидно, что воспроизводимость параметров значительно лучше этих величин. Для нескольких образцов параметры были измерены как монокристальным, так и порошковым методом, при этом различия не превышали погрешностей.

При исследовании зависимости параметров ячейки от химического состава предполагались независимыми изоморфные замещения $Mg \rightarrow Fe^{2+}$, $Mg \rightarrow Al_{VI}$, $Mg \rightarrow Fe^{3+}$, $Si \rightarrow Al_{VI}$, $Si \rightarrow Ti$, $Ca \rightarrow Na$, и в качестве переменных были выбраны содержания Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al_{VI} , Al_{IV} , Ti , Na_{VIII} , $(Na+K)_X$ в форм. ед. Данные о содержании этих компонентов также приведены в табл. 12 наряду со значениями Т и Р для каждого образца. Последние определены условно на основе обобщенной схемы Р—Т-условий метаморфических фаций Ден-Текса (Den Tex, 1965). Нами для каждой субфации и фаций были приняты средние значения температур и давлений, определяемые на основе пределов Т и Р для соответствующих подразделений, по Ден-Тексу.

Для решения поставленной задачи был использован метод наименьших квадратов с n переменными. Изменение параметров представлялось как линейная функция содержаний Ti , Al_{IV} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al_{VI} , Na_{VIII} , $(Na+K)_X$, а также Т и Р.

Решалась система из N уравнений (число образцов) с n неизвестными (коэффициенты, отражающие связь параметров с содержанием катионов и термодинамическими условиями) и m свободными членами (параметры ячейки). Вычисления производились на БЭСМ-4 по программе, составленной во ВСЕГЕИ коллективом сотрудников под руководством В. И. Мишина.

Ввиду неопределенности положения Ti в структуре кальциевых амфиболов вычисления произведены для двух вариантов.

В первом предполагается, что Ti входит в состав тетраэдров, во втором — в состав октаэдров. Содержание Al_{IV} в первом варианте определяется согласно уравнению

$$Al_{IV} = [8 - (Si + Ti^{4+})],$$

а во втором — $\text{Al}_{\text{IV}} = 8 - \text{Si}$.

Параметры a, b, c выражаются в Å, v — в Å³, β — в градусах. Коэффициенты, значимые с 95%-ной вероятностью, даны полужирным.

$$1) a = 9.850 + (0.062 \pm 0.032)(\text{Ti}_{\text{IV}} - 0.140) - \mathbf{0.020}^7(\text{Al}_{\text{IV}} - 1.339) + \\ + \mathbf{0.014}(\text{Fe}^{+2} - 1.645) + \mathbf{0.042}(\text{Fe}^{+3} - 0.391) - \mathbf{0.032}(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.502) + \\ + \mathbf{0.003}(\text{Na}_{\text{VIII}} - 0.144) + \mathbf{0.047}[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] + \mathbf{0.0001} \times \\ \times (\text{T} - 558) - \mathbf{0.0005}(\text{P} - 6.3);$$

$$b = 18.081 + (0.015 \pm 0.032)(\text{Ti}_{\text{IV}} - 0.140) - \mathbf{0.015}(\text{Al}_{\text{IV}} - 1.339) + \\ + \mathbf{0.050}(\text{Fe}^{+2} - 1.645) + \mathbf{0.036}(\text{Fe}^{+3} - 0.301) - \mathbf{0.032}(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.502) - \\ - (0.070 \pm 0.032)(\text{Na}_{\text{VIII}} - 0.144) - \mathbf{0.008}[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] + \\ + \mathbf{0.0002}(\text{T} - 558) - 0.0052(\text{P} - 6.3);$$

$$c = 5.317 + \mathbf{0.010}(\text{Ti}_{\text{IV}} - 0.140) + \mathbf{0.010}(\text{Al}_{\text{IV}} - 1.339) + \mathbf{0.010} \times \\ \times (\text{Fe}^{+2} - 1.645) + \mathbf{0.015}(\text{Fe}^{+3} - 0.391) + \mathbf{0.009}(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.502) - \\ - \mathbf{0.0010}(\text{Na}_{\text{VIII}} - 0.144) + \mathbf{0.002}[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] - \mathbf{0.0010} \times \\ \times (\text{P} - 6.3);$$

$$\beta = 75.54 - (0.217 \pm 0.327)(\text{Ti}_{\text{IV}} - 0.140) - (0.186 \pm 0.104) \times \\ \times (\text{Al}_{\text{IV}} - 1.339) + (0.063 \pm 0.055)(\text{Fe}^{+2} - 1.645) + (0.168 \pm 0.158) \times \\ \times (\text{Fe}^{+3} - 0.391) - (0.023 \pm 0.122)(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.502) + (0.102 \pm 0.276) \times \\ \times (\text{Na}_{\text{VIII}} - 0.144) - (0.330 \pm 0.176)[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] - \mathbf{0.0002} \times \\ \times (\text{T} - 558) - \mathbf{0.0095}(\text{P} - 6.3);$$

$$a \sin \beta = 9.517 + (0.047 \pm 0.032)(\text{Ti}_{\text{IV}} - 0.140) - \mathbf{0.029}(\text{Al}_{\text{IV}} - 1.339) + \\ + \mathbf{0.015}(\text{Fe}^{+2} - 1.645) + \mathbf{0.0410}(\text{Fe}^{+3} - 0.391) - \mathbf{0.0310}(\text{Al}_{\text{IV}} - \\ - 0.502) + (0.0091 \pm 0.032)(\text{Na}_{\text{VIII}} - 0.144) + \mathbf{0.0450}[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - \\ - 0.401] + \mathbf{0.0001}(\text{T} - 558) - \mathbf{0.0020}(\text{P} - 6.3);$$

$$c \sin \beta = 5.137 - \mathbf{0.015}(\text{Ti}_{\text{IV}} - 0.140) + \mathbf{0.004}(\text{Al}_{\text{IV}} - 1.339) + \mathbf{0.012}(\text{Fe}^{+2} - \\ - 1.645) + \mathbf{0.016}(\text{Fe}^{+3} - 0.391) + \mathbf{0.08}(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.502) + 0.008 \times \\ \times (\text{Na}_{\text{VIII}} - 0.144) + \mathbf{0.001}[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] - \mathbf{0.001}(\text{P} - 6.3);$$

$$\nu = 915.00 + (5.651 \pm 3.590)(\text{Ti}_{\text{IV}} - 0.140) - (1.693 \pm 1.171)(\text{Al}_{\text{IV}} - \\ - 1.339) + (5.914 \pm 0.566)(\text{Fe}^{+2} - 1.645) + (8.816 \pm 1.727)(\text{Fe}^{+3} - \\ - 0.391) - (3.218 \pm 1.354)(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.502) - (3.395 \pm 3.028)(\text{Na}_{\text{VIII}} - \\ - 0.144) + (3.657 \pm 1.938)[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] + 0.022(\text{T} - 558) - \\ - (0.470 \pm 0.13)(\text{P} - 6.3).$$

$$2) a = 9.850 + (0.054 \pm 0.032)(\text{Ti}_{\text{VI}} - 0.140) - \mathbf{0.022}(\text{Al}_{\text{IV}} - 1.480) + \\ + \mathbf{0.015}(\text{Fe}^{+2} - 1.645) + \mathbf{0.042}(\text{Fe}^{+3} - 0.391) + \mathbf{0.031}(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.374) + \\ + (0.010 \pm 0.032)(\text{Na}_{\text{VIII}} - 0.144) + \mathbf{0.049}[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] + \\ + \mathbf{0.0001}(\text{T} - 558) - \mathbf{0.003}(\text{P} - 6.3);$$

$$e = 18.081 + (0.002 \pm 0.032)(\text{Ti}_{\text{VI}} - 0.140) - \mathbf{0.016}(\text{Al}_{\text{IV}} - 1.480) + \\ + \mathbf{0.051}(\text{Fe}^{+2} - 1.645) + \mathbf{0.035}(\text{Fe}^{+3} - 0.391) - \mathbf{0.033}(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.374) - \\ - (0.065 \pm 0.032)(\text{Na}_{\text{VIII}} - 0.144) - \mathbf{0.007}[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] + \\ + \mathbf{0.0002}(\text{T} - 558) - \mathbf{0.005}(\text{P} - 6.3) \times$$

$$c = 5.317 + \mathbf{0.007}(\text{Ti}_{\text{VI}} - 0.140) + \mathbf{0.011}(\text{Al}_{\text{IV}} - 1.480) + \mathbf{0.010}(\text{Fe}^{+2} - \\ - 1.645) + \mathbf{0.015}(\text{Fe}^{+3} - 0.391) + \mathbf{0.008}(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.374) - \mathbf{0.003} \times \\ \times (\text{Na}_{\text{VIII}} - 0.144) + \mathbf{0.002}[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] - \mathbf{0.001}(\text{P} - 6.3);$$

$$\beta = 74.54 - (0.046 \pm 0.330)(\text{Ti}_{\text{VI}} - 0.140) - (0.186 \pm 0.105)(\text{Al}_{\text{IV}} - \\ - 1.480) + (0.062 \pm 0.055)(\text{Fe}^{+2} - 1.645) + (0.172 \pm 0.161)(\text{Fe}^{+3} - \\ - 0.391) - (0.016 \pm 0.130)(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.374) + (0.103 \pm 0.272)(\text{Na}_{\text{VIII}} - \\ - 0.144) - (0.331 \pm 0.176)[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] - \mathbf{0.0002}(\text{T} - 558) - \\ - \mathbf{0.010}(\text{P} - 6.3);$$

$$a \sin \beta = 9.517 + (0.050 \pm 0.032)(\text{Ti}_{\text{VI}} - 0.140) - \mathbf{0.031}(\text{Al}_{\text{IV}} - 1.480) + \\ + \mathbf{0.015}(\text{Fe}^{+2} - 1.645) + \mathbf{0.042}(\text{Fe}^{+3} - 0.391) - \mathbf{0.029}(\text{Al}_{\text{VI}} - 0.374) + \\ + \mathbf{0.015}(\text{Na}_{\text{VIII}} - 0.144) + \mathbf{0.047}[(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}} - 0.401] + \mathbf{0.0001} \times \\ \times (\text{T} - 558) - \mathbf{0.002}(\text{P} - 6.3);$$

⁷ Погрешности коэффициентов при Ti , Al_{IV} , Fe^{+2} , Fe^{+3} , Na_{VIII} , $(\text{Na} + \text{K})_{\text{x}}$ меньше 0.001 и при T и P меньше 0.0001 не указываются.

$$c \sin \beta = 5.137 - 0.012(T_{\text{VI}} - 0.140) + 0.005(A_{\text{IV}} - 1.480) + 0.012(Fe^{+2} - 1.645) + 0.016(Fe^{+2} - 0.391) + 0.007(A_{\text{VI}} - 0.374) + 0.007 \times \\ \times (Na_{\text{VIII}} - 0.144) + 0.0001[(Na + K)_x - 0.401] - 0.001(P - 6.3); \\ v = 915.0 + (4.476 \pm 3.642)(T_{\text{VI}} - 0.140) - (1.723 \pm 1.176)(A_{\text{IV}} - 1.480) + (5.980 \pm 0.573)(Fe^{+2} - 1.645) + (8.750 \pm 1.770)(Fe^{+3} - 0.391) - (3.197 \pm 1.430)(A_{\text{VI}} - 0.374) - (2.919 \pm 3.002)(Na_{\text{VIII}} - 0.144) + (3.709 \pm 1.944)[(Na + K)_x - 0.401] + 0.022(T - 558) - (0.480 \pm 0.130)(P - 6.3).$$

В обоих вариантах знаки коэффициентов при Ti , A_{IV} и A_{VI} одинаковы.

Как следует из уравнений, замещение магния закисным железом в структуре обыкновенной роговой обманки увеличивает параметры a , b , c и, соответственно, объем элементарной ячейки. Замещение же магния алюминием, наоборот, приводит к уменьшению параметров a и b , а также $a \sin \beta$ (для a , b , и $a \sin \beta$ коэффициенты при A_{VI} отрицательные), но увеличивает параметр c . Объем ячейки в целом уменьшается при вхождении Al в октаэдрические позиции. Аналогичная картина наблюдается в синтетических моноклинных амфиболах. Согласно данным Коллвилла и соавторов (Colville and oth., 1966), замещение всего магния в позиции M_2 закисным железом в этих амфиболах вызывает увеличение параметра b приблизительно на 0.32 \AA , а алюминием — уменьшение этого параметра приблизительно на 0.30 \AA . Параметр c увеличивается приблизительно на 0.05 \AA , когда Fe^{+2} занимает все октаэдрические позиции. Значение $a \sin \beta$ в синтетических амфиболах является так же функцией содержаний Fe^{+2} и A_{VI} . Характер влияния A_{VI} и Fe^2 на параметры элементарной ячейки роговых обманок согласуется с тем, что расстояние $Al-O$ в октаэдре меньше, а $Fe^{+2}-O$ больше расстояния $Mg-O$. Иначе дело обстоит с A_{IV} и Ti . Расстояние $A_{\text{IV}}-O$ в тетраэдре больше расстояния $Si-O$. Следовательно, можно ожидать увеличения размеров ячейки при изоморфном замещении кремния на алюминий и титан. Коэффициенты же при Ti в обоих вариантах незначимые, а при A_{IV} , так же как и при A_{VI} , отрицательные для параметров a и b , и только у c коэффициент имеет положительный знак. Относительное изменения объема при замене в тетраэдрической позиции Si на Al сказать ничего определенного нельзя. В первом варианте коэффициент при A_{IV} отрицательный, но вероятность значимости этого коэффициента низкая. Во втором варианте этот коэффициент определяется с ошибкой, равной величине самого коэффициента. По-видимому, следует согласиться с выводами Коллвилла и соавторов (Colville and oth., 1966) о том, что замещение кремния алюминием существенно не изменяет объема ячейки моноклинных амфиолов.

Увеличение содержания щелочей в позиции M_4 (восьмерная координация), судя по полученным уравнениям, оказывается на величинах параметров a и c , при этом a увеличивается, а c уменьшается. Изменение же параметра β (так же как и объема ячейки) не установлено, хотя Уиттакер (Whittaker, 1960) считает, что существует тесная взаимосвязь между значением углового параметра β и средним радиусом катионов в позиции M_4 . Однако Гинзбург и др. (1961) не установили у большого числа природных амфиолов изменение угла β с увеличением содержания более крупных по сравнению с Ca катионов в позиции M_4 .

Вхождение щелочей в позицию A (десятерная координация) оказывает влияние разного знака на размеры параметров: для a и c вычисленные коэффициенты положительные, для b — коэффициент при $(Na+K)_x$ отрицательный. В силу этого увеличения объема ячейки роговых обманок с возрастанием их щелочности либо совсем не происходит, либо оно незначительно, как можно заключить из величины соответствующего коэффициента.

Ранее А. Л. Литвин и А. П. Никитина (1969а, 1969б), принимая во внимание разделение полей амфиболов различных фаций на диаграммах зависимости v и $a \sin \beta$ от величины $\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}$, высказали предположения о том, что обыкновенные роговые обманки гранулитовой фации имеют меньшие размеры ячейки по сравнению с таковыми амфиболитовой при сходном составе образцов. Это уменьшение, в первую очередь, связано с уменьшением параметра $a \sin \beta$. Полученные нами в настоящее время уравнения, учитывающие зависимость параметров элементарной ячейки амфиболов от содержаний основных компонентов в их составе, позволяют, во-первых, более строго обосновать вывод о различии объемов элементарной ячейки амфиболов гранулитовой и амфиболитовой фаций и, во-вторых, оценить влияние каждого из термодинамических параметров (T и P) в отдельности. Коэффициенты при T и P во всех уравнениях имеют противоположные знаки: повышение температуры приводит к некоторому увеличению параметров a , b , $a \sin \beta$ и объема элементарной ячейки, увеличение же давления — к уменьшению всех параметров и объема ячейки.

При этом влияние давления оказывается сильнее, чем влияние температуры. Сравнение роговых обманок из гранулитов различных типов с помощью диаграммы зависимости v от содержаний Fe^{2+} показывает, что поля этого минерала из гранулитов лапландского и алданского типов разделяются, и роговые обманки первых характеризуются меньшими объемами элементарной ячейки по сравнению со вторыми при равной железистости тех и других (рис. 23).

Железо-магнезиальные слюды

Железо-магнезиальные слюды являются устойчивыми породообразующими минералами пород как бедных, так и богатых CaO , в условиях биотит-силлimanитовой и биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфаций гранулитовой фации. Широкие пределы изоморфизма во всех координационных положениях структуры железо-магнезиальных слюд обусловливают сложность и многообразие их составов. Характер изменения химического состава $\text{Fe}-\text{Mg}$ слюд метаморфических пород с изменением термодинамических условий неоднократно обсуждался в литературе (Snelling, 1957; Wones, Eugster, 1959, 1963; Oki, 1961; Никитина и др., 1964; Никитина, Хильтова, 1964; Великославинский, 1965, 1968; Другова, Глебовицкий, 1965; Маракушев, 1966; Батлер, 1967; Кориковский, 1967; Никитина и др., 1967). Однако выводы различных исследователей относительно отдельных его моментов, например изменения содержаний Mg , Al_{IV} и Al_{VI} в слюдах при повышении температуры, часто противоречивы. Так, одними (Snelling, 1957; Кориковский, 1967) утверждается, что глиноземистость слюд и, в частности, содержание Al_{IV} увеличиваются при повышении степени метаморфизма; другие указывают на закономерное уменьше-

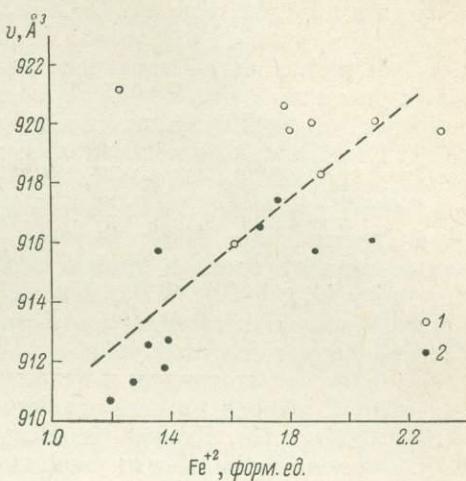


Рис. 23. Зависимость объемов элементарной ячейки от содержания закисного Fe^{2+} для кальциевых амфиболов алданского (1) и сутамского (2) гранулитовых комплексов.

ние тетраэдрического алюминия (Никитина, Хильтова, 1964; Никитина, 1965) и $\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}$ (Великославинский, 1968) в слюдах при изменении условий метаморфизма от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. А. А. Маракушевым (1966) был сделан вывод о том, что глиноzemистость биотитов в породах, богатых CaO , уменьшается при возрастании температуры метаморфизма, а в породах, бедных CaO , — увеличивается. Исследование закономерностей изменения содержаний Al_{IV} и Al_{VI} в слюдах, кристаллизующихся в различных термодинамических условиях, осложняется неопределенностью координационного положения титана в кристаллической структуре железо-магнезиальных слюд. Ряд исследователей (Jacob a. Parga-Pondal, 1932; Winchell, 1935; Болдырев, 1938; Hendricks, Jafer-son, 1939; Бурьяннова, 1940; Heinrich, 1946; Звягин, Мищенко, 1962; Борнеман-Старынкевич, 1964; Фостер, 1965) на основании рентгеновских данных относят титан к группе элементов октаэдрической координации (Mg , Fe^{2+} , Al_{VI} , Fe^{3+}). Основным возражением против изоморфизма Ti и катионов алюмокремнекислородных тетраэдров, с точки зрения этих авторов, является существенное различие ионных радиусов Ti^{4+} и Si^{4+} (0.64 и 0.39 соответственно) и невозможность для Ti иметь координационное число 4, исходя из соотношения радиусов O^{2-} и Ti^{4+} ($R_{\text{O}^{2-}} : R_{\text{Ti}^{4+}} = -1.36 : 0.64 = 2.13$). Другие (Kunitz, 1924; Вернадский, 1934; Григорьев, 1936), учитывая химические свойства титана, рассматривают его как заместитель кремния в алюмокремнекислородных тетраэдрах. Третьи ставят кристаллохимическое положение титана в структуре слюд в зависимость от температуры (Machatscuki, 1930) или температуры и щелочности — кислотности среды (Сердюченко, 1948, 1966). По данным Д. П. Сердюченко (1966), титан (Ti^{4+} или Ti^{3+}), обычный в октаэдрах магнезиально-железистых слюд (где имеют место изоморфные замещения $\text{Ti}_{\text{VI}}\text{Mg} \rightarrow \text{Al}_{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}$ и $\text{Ti}_{\text{VI}}\text{O}_2 \rightarrow \text{Mg}(\text{OH}, \text{F})$, в сильно щелочной среде входит в состав тетраэдров (TiO_4).

Низкое содержание титана в природных железо-магнезиальных слюдах (обычно 2—3, редко до 4—5%) и присутствие железа не позволяют определить положение титана в кристаллической структуре с помощью рентгеновского метода или метода инфракрасной спектроскопии. Тем не менее в процессе исследования синтетических флогопитов (ИМ) с повышенным содержанием титана (7.76 и 9.12 вес. %, или 0.43 и 0.52 форм. ед.) по отношению интенсивностей рефлексов 002 : 006 : 009 была установлена тетраэдрическая координация этого элемента (Тепикин, 1966). Исследованием же слюд, выращенных с добавками парамагнитных ионов (Ti^{3+} , Mn^{2+} , Fe^{3+}) и с избытком алюминия по сравнению с нормальным фторфлогопитом, при помощи парамагнитного резонанса (ЭПР) установлено, что Ti^{3+} изоморфно замещает ионы Mg (Самойлович и др., 1966). Однако в природных железо-магнезиальных слюдах ввиду присутствия в них Fe^{3+} титан может находиться в основном в четырехвалентном состоянии.

Мы попытались решить вопрос о положении титана в кристаллической структуре природных слюд флогопит-биотитового ряда с помощью установления корреляционных связей титана с элементами, занимающими различное координационное положение в структуре слюд.

С этой целью было рассмотрено 104 полных химических анализа железо-магнезиальных слюд метаморфических пород,⁸ около половины которых (50) выполнены в химической лаборатории при ИГГД АН СССР под руководством Л. И. Афанасьевой. Остальные анализы заимствованы из литературных источников (Barth, 1936; Miyachiro, 1956; Snelling, 1957; Engel a. Engel, 1958; Phinney, 1963).

⁸ Слюды метасоматического происхождения нами не изучались.

Процентные весовые составы слюд были пересчитаны на кристаллохимические формулы по методу Борнеман-Старынкевич (1964) и затем вычислены коэффициенты корреляции (табл. 13) между титаном и, с одной стороны, элементами, находящимися только в октаэдрической позиции (Mg , Fe^{2+}), а с другой — только в тетраэдрической позиции (Si). Кроме того, была изучена корреляционная связь между титаном и элементами, которые занимают двойственное положение в кристаллической структуре слюд — алюминием и трехвалентным железом.

Парные коэффициенты корреляции

Таблица 13

	Mg	Fe^{2+}	Si^{4+}	Al	Fe^{3+}	Критические значения (n = 103)	
						$q = 0.005$	$q = 0.01$
Ti $^{4+}$	0.087	-0.062	+0.361	-0.299	-0.406	0.193	0.253

Коэффициенты между титаном и закисным железом, титаном и магнием оказались меньше 0.193, что указывает с вероятностью $p=95\%$ на отсутствие корреляционной связи между этими элементами. Значение коэффициента корреляции титан—кремний превосходит по величине критическое значение r для $q = 0.01$ ($r_{Ti-Mg} = 0.361$), свидетельствуя о реальности корреляционной связи между титаном и кремнием. При этом коэффициент корреляции титан—кремний имеет положительный знак, т. е. с увеличением содержания кремния в железо-магнезиальных слюдах увеличивается содержание в них титана. Коэффициенты корреляции титан—алюминий и титан—окисное железо, отрицательные по знаку, также являются значимыми. Таким образом, титан корреляционно связан с элементами, имеющими в кристаллической структуре слюд тетраэдрическую координацию (Si^{4+}), с элементами же октаэдрической координации (Mg , Fe^{2+}) такая связь отсутствует. С элементами, входящими как в состав октаэдров, так и в состав тетраэдров (Al, Fe^{3+}), также наблюдается корреляционная связь, и она отрицательна по знаку. Существование положительной корреляционной связи титана с кремнием и отрицательной с алюминием и трехвалентным железом, отсутствие таковой с элементами октаэдрической позиции (Mg , Fe^{2+}), как нам кажется, позволяют сделать вывод, что титан в природных железо-магнезиальных слюдах входит в состав алюмо-кремнекислородных тетраэдров и изоморфно замещает Al_{IV} и, возможно, Fe^{3+} . Если бы титан замещал эти элементы в октаэдрических слоях, то для компенсации валентности должно было бы уменьшаться количество Si^{4+} в тетраэдрических слоях. Однако, как показывает положительный коэффициент корреляции $Ti^{4+}-Si^{4+}$, в природных слюдах наблюдаются обратные соотношения.

Вывод о четверной координации Ti^{4+} в природных слюдах биотит-флогопитового ряда находится в полном согласии с химическими свойствами титана.

Согласно представлениям о донорно-акцепторной связи, проявление донорных или акцепторных свойств, реагирующими окислами обусловливается различием энергии связывающих электронов, значения которых измеряются потенциалами ионизации образования катионов в их валентном состоянии, отнесенными к их радиусам (U_{II}/R , по А. И. Леонову, 1965 г.). Катион, имеющий большие значения U_{II}/R , проявляет акцепторные свойства и образует комплексный анион. Так, в силикатах Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} образуют

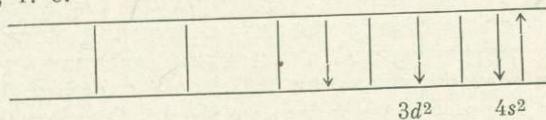
комплексные анионы — $[\text{SiO}_4]^{4-}$, $[\text{AlO}_4]^{5-}$, $[\text{FeO}_4]^{5-}$, тогда как Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , щелочи, характеризующиеся низкими значениями U_n/R , проявляют донорные свойства и являются основными окислами (табл. 14). Ti^{4+} характеризуется более высоким значением U_n/R (67.56) по сравнению с Al^{3+} и Fe^{3+} , изоморфизм которых и Si^{4+} широко проявлен в силикатах.

Таблица 14

Потенциалы ионизации атомов и ионов, радиусы ионов и значения U_n/R в силикатах (по А. И. Леонову, 1969 г.)

Ионы	U_n , эв	R , Å	U_n/R	$\frac{U_{\text{Si}} \cdot R_{\text{Si}}}{U_{\text{Si}} \cdot R_{\text{Si}}}$
Na^{+1}	5.13	0.98	5.23	22.1
K^{+1}	4.34	1.33	3.26	85.5
Mg^{+2}	13.03	0.74	20.3	5.7
Ca^{+2}	11.87	1.04	11.4	10.1
Fe^{+2}	16.8	0.80	20.22	5.7
Ti^{+3}	29.8	1.05	28.4	4.1
Fe^{+3}	30.64	0.67	45.73	2.5
Al^{+3}	28.44	0.57	50.0	2.3
Ti^{+4}	43.24	0.64	67.56	1.7
Si^{+4}	45.13	0.39	115.71	—

Это является достаточным основанием для вывода о том, что в железомагнезиальных силикатах Ti^{+4} выступает акцептором, образующим комплексный анион $[\text{TiO}_4]^{-4}$, и является изоморфным с Si^{+4} , Al^{+3} и Fe^{+3} . При этом следует учитывать также строение внешней электронной оболочки Ti и тип гибридизации электронных орбит, определяющих геометрию координационной сферы этого катиона в силикатах. Внешняя электронная оболочка титана в основном состоянии имеет четыре валентных электрона — $3d^24s^2$, т. е.



При взаимодействии в возбужденном состоянии может происходить распаривание $4s$ -электронов и переход одного s -электрона в свободную d -ячейку. При гибридизации трех $3d$ и одной $4s$ -электронных орбит возникают четыре эквивалентные связи, направленные к вершинам тетраэдра (d^3s). Как известно, тетраэдрическая координация Si^{4+} в соединениях обусловлена sp^3 -типов гибридизации, при котором четыре эквивалентные связи также направлены к вершинам тетраэдра. Следовательно, геометрия координационных сфер sp^3 и sd^3 подобна, хотя тетраэдр sd^3 является менее совершенным (Ормонт, 1950). Таким образом, высокое значение U_n/R для Ti^{+4} и способность к гибридизации типа sd^3 с тетраэдрической конфигурацией связей определяют изоморфизм титана и катионов алюмокремнекислородного тетраэдра, что и находит свое отражение в существовании корреляционных связей Ti^{+4} с Al^{3+} , Fe^{3+} и Si^{4+} . В то же время Ti^{+3} , который характеризуется более низким значением U_n/R , вероятно, будет проявлять в силикатах донорные свойства, что, в частности, подтверждается исследованиями синтетических фторфлогопитов с добавкой Ti^{+3} (Самойлович и др., 1966).

В. И. Вернадский еще в 1934 г. писал, что изоморфная смесимость титана и кремния является непреложным фактом и должна возрастать

с повышением температуры, когда связь становится все более атомной и различие в радиусах ионов отступает на задний план. Многочисленными исследованиями (Snelling, 1957; Phinney, 1961; Oki, 1963; Никитина, Хильтова, 1964; Великославинский, 1965; Другова, Глебовицкий, 1965) показано, что содержание титана в железо-магнезиальных слюдах увеличивается с возрастанием степени метаморфизма. Так, в слюдах эпидот-амфиболитовой фации оно колеблется от 0.07 до 0.15 атомов на формульную единицу, в то время как в слюдах гранулитовой фации содержание его может достигать 0.20—0.30 атомов.

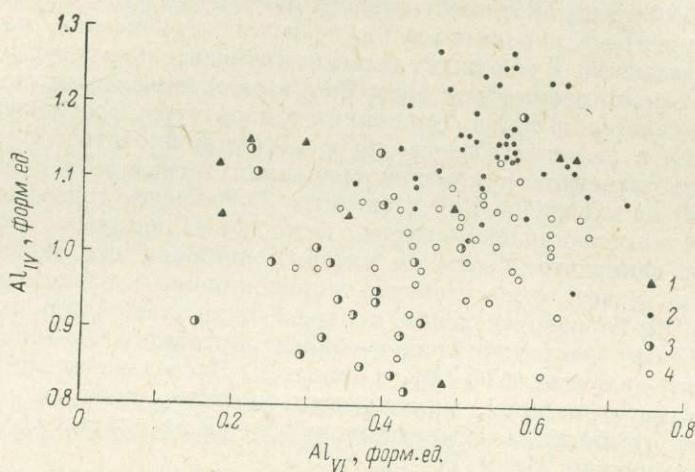


Рис. 24. Соотношение Al_{IV} и Al_{VI} в железо-магнезиальных слюдах амфиболитовой и гранулитовой фаций.

1, 3 — породы, бедные CaO и богатые Al_2O_3 (гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы), амфиболитовой и гранулитовой фаций соответственно; 2, 4 — породы, богатые CaO (амфибол-пироксенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы), амфиболитовой и гранулитовой фаций соответственно.

На основании выше сказанного Ti^{4+} нами вводится в кремнекислородный тетраэдр, а количество Al_{IV} определяется по разности:

$$4 = (Si^{4+} + Ti^{4+}).$$

Для установления различий в содержании Al_{IV} и Al_{VI} в биотитах из пород гранулитовой и амфиболитовой фаций нами была построена двусосная диаграмма Al_{IV}^{Bt} — Al_{VI}^{Bt} (рис. 24). Биотиты обеих фаций были подразделены на две группы: из пород, бедных CaO (биотитовые гнейсы и сланцы с гранатом и (или) силлиманитом, кианитом, андалузитом, кордиеритом), и пород, богатых CaO (биотитовые гнейсы и сланцы пироксен- и (или) амфиболовсодержащие). На диаграмме наблюдается разделение фигуративных точек этих двух групп биотитов в пределах обеих фаций и разделение точек биотитов гранулитовой и амфиболитовой фаций для обеих групп пород. Биотиты из пород, богатых CaO , в обеих фациях характеризуются более низкими содержаниями Al_{VI} (0.2—0.45 и 0.35—0.7 форм. ед. соответственно). Намечается также некоторое увеличение Al_{IV} в биотитах второй группы. Биотиты гранулитовой фации из пород как бедных, так и богатых CaO обнаруживают отчетливое уменьшение содержания Al_{IV} по сравнению с биотитами амфиболитовой фации. Различие в содержаниях Al_{VI} в биотитах амфиболитовой и гранулитовой фаций не наблюдается. Данные этой диаграммы ставят под сомнение вывод А. А. Маракушева (1966) о различном направлении изменения содержаний тетраэдрического

алюминия в биотитах из пород с различным содержанием CaO при повышении температуры метаморфизма.

Количество тетраэдрического алюминия в слюдах биотит-флогопитового ряда гранулитовой фации колеблется около I, т. е. близко к стехиометрическому, в то время как в других фациях оно обычно более I.

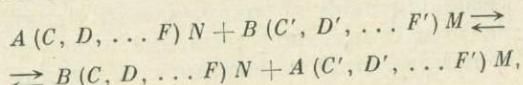
Трудно однозначно решить вопрос о характере изменения магнезиальности слюд, кристаллизующихся в гранулитовой фации, в силу существования зависимости магнезиальности слюд от магнезиальности материнских пород. Возрастание температуры приводит к некоторому перераспределению Mg и Fe²⁺ между биотитами и находящимися с ними в равновесии минералами. Биотиты в парагенезисах с гранатом, пироксеном или амфиболом при повышении Т обедняются магнием относительно сосуществующего минерала, однако изоморфизм Mg и Fe²⁺ в составе железо-магнезиальных слюд определяется не только условиями температуры, соотношением этих компонентов в валовом составе, но и составом биотитов. В частности, изоморфизм элементов в кремнекислородном тетраэдре в существенной мере влияет на вхождение Fe²⁺ в биотиты. Уменьшение содержания Si⁴⁺ и увеличение содержания изоморфных с ними Al и Ti повышают коэффициент активности закисного железа в слюдах, понижая его концентрацию. На это указывает существование корреляционной зависимости коэффициентов Mg-Fe распределения в парах минералов, одним из которых является биотит (например, гранат—биотит, ортопироксен—биотит, амфибол—биотит) от суммы (Al+Ti)_{IV} в биотитах. Исследование Mg-Fe распределения в парагенезисах, включающих биотиты, гранулитовой фации показывает, что биотиты не представляют собой идеальных твердых растворов в отношении Mg и Fe²⁺.

Биотиты гранулитовой фации характеризуются также низкими содержаниями гидроксила. Количество OH в них обычно заметно ниже 2.00. Различий в составах биотитов относительно содержаний Si, Al_{IV}, Al_{VI}, Ti, OH величины *fm* и т. д. из пород отдельных гранулитовых комплексов не устанавливается. Экспериментальные данные (Wones, Eugster, 1965) показывают, что T⁰ устойчивости биотитов при P_{общ.}=P_{H2O} зависит от парциального давления кислорода. Как было установлено, повышение парциального давления кислорода от 10⁻²⁴ до 10⁻¹⁶ атм. повышает температуру устойчивости аннита от 650 до 800° С.

Распределение элементов в сосуществующих минералах гранулитовой фации

Теоретические основы распределения элементов в сосуществующих минералах, находящихся в равновесии друг с другом, были подробно разработаны и изложены рядом исследователей (Ramberg, 1948, 1952; Ramberg, DeVore, 1951; Barth, 1951, 1962; Kretz, 1959, 1961, 1963; Mueller, 1961, 1962; Bartholome, 1962; Рябчиков, 1962, 1965; Перчук, 1965, 1966а, 1966б, 1967а, 1967б, 1970; Маракушев, 1967, 1969; Saxena, 1968а, 1968, 1969а, 1969б), поэтому здесь будут освещены лишь некоторые аспекты этого вопроса: типы равновесий, выбор формул коэффициентов распределения, выбор компонента и способ выражения его концентрации.

Различают два главных типа минеральных равновесий: обменные и смешенные (Маракушев, 1968; Перчук, 1970). К числу первых относятся равновесия, описываемые с помощью обменных реакций типа



где $AB(C, D, \dots F)N$ и $AB(C', D', \dots F')M$ соответственно двухкомпонентные фазы α и β , в которых компоненты $A(C, D, \dots F)N$ и $B(C, D, \dots F)N$ в фазе α и $A(C', D', \dots F')M$ и $B(C', D', \dots F')M$ в фазе β изоморфны между собой. В каждой фазе имеет место, по сути дела, изоморфное замещение катиона A только катионом B , а не каким-либо другим катионом, входящим в каждую фазу, т. е. фазы α и β обмениваются друг с другом только катионами A и B .

Во всех равновесиях обменного типа коэффициент распределения $k_{A-B}^{\alpha-\beta}$ изоморфных компонентов A и B (коэффициент разделения, по Рябчикову, 1965) выражается через константу равновесия обменной реакции (1):

$$k_{A-B}^{\alpha-\beta} = k_{\text{равн}} : \frac{f_A^\alpha \cdot f_B^\beta}{f_A^\beta \cdot f_B^\alpha} = \frac{x_A^\alpha (1 - x_A^\beta)}{x_A^\beta (1 - x_A^\alpha)}, \quad (1)$$

где

$$\begin{aligned} x_A^\alpha &= \frac{A(C, D, F)N}{A(C, D, \dots F)N + B(C, D, \dots F)N}, \\ x_A^\beta &= \frac{A(C', D', \dots F')M}{A(C', D', \dots F')M + B(C', D', \dots F')M}; \end{aligned}$$

f_A^α, f_B^α — коэффициенты активности компонентов $A(C, D, \dots F)N$ и $B(C, D, \dots F)N$ в фазе α ; f_A^β, f_B^β — коэффициенты активности компонентов $A(C', D', \dots F')M$ и $B(C', D', \dots F')M$ в фазе β .

При идеальном распределении компонентов A и B между фазами коэффициент распределения равен константе равновесия:

$$k_{A-B}^{\alpha-\beta} = k_{\text{равн}}$$

и является постоянным при определенных условиях Т и Р и концентрациях других компонентов, входящих в состав фаз (т. е. концентрациях $C, D, \dots F, C', D', \dots F'$).

Идеальное распределение компонентов A и B между фазами α и β возможно в двух случаях:

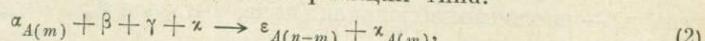
1) если фазы α и β являются идеальными твердыми растворами в отношении компонентов $A(C, D, \dots F)N$ и $B(C, D, \dots F)N$, $A(C', D', \dots F')M$ и $B(C', D', \dots F')M$ соответственно, что равнозначно идеальности фаз в отношении A и B ;

2) если фазы α и β не представляют собой идеальных твердых растворов в отношении A и B , но отношение коэффициентов активности равно 1:

$$\frac{f_A^\alpha \cdot f_B^\beta}{f_B^\alpha \cdot f_A^\beta} = 1.$$

Итак, обменные реакции типа (1) справедливы для описания равновесия двух фаз, каждая из которых рассматривается как изоморфная смесь двух компонентов и между фазами идет обмен только катионами A и B .

К смещенным равновесиям относятся те равновесия, описание которых производится с помощью смещенных реакций типа:



где $\alpha, \beta, \gamma, \zeta, \varepsilon$ — фазы, находящиеся в равновесии.

Коэффициент распределения компонента A между фазами α и ε в этом случае выражается формулой

$$k_A^{\alpha-\varepsilon} = \frac{x_\alpha}{x_\varepsilon}. \quad (3)$$

При идеальном распределении коэффициент распределения в условиях постоянства Т и Р является константой. Как уже указывалось, идеальное распределение компонента между фазами α и β возможно при идеальности растворов, образуемых компонентом A с растворителями (фазами α и β) или при равенстве коэффициентов активностей компонента A в каждом из растворителей.

К смещенным равновесиям отнесены А. Л. Перчуком равновесие щелочного полевого шпата с плагиоклазом в отношении альбита, равновесие граната с клинопироксеном (в присутствии гиперстена) в отношении кальция.

Выбор компонента и способ выражения концентрации компонента определяются типом равновесия. В равновесиях обменного типа компонентами являются крайние члены изоморфных рядов, т. е. $A(C, D, \dots F)N$ и $B(C, D, \dots F)N$ в фазе α и $A(C', D', \dots F')M$ и $B(C', D', \dots F')M$ в фазе β . Концентрация компонента $A(C, D, \dots F)N$ в фазе α определяется как отношение

$$x_{A(C, D, \dots F)N} = \frac{A(C, D, \dots F)N}{A(C, D, \dots F)N + B(C, D, \dots F)N},$$

или в сокращенном виде:

$$x_A = \frac{A}{A + B}.$$

При этом следует всегда помнить, что и во втором случае под x_A имеется в виду концентрация компонента $A(C, D, \dots F)N$, но не концентрация компонента A .

В равновесиях смешанного типа выбор компонента является более сложным: компонент, распределение которого изучается, должен иметь одинаковый состав в обеих фазах. Это может быть общий минал, как в случае равновесия K-Na полевого шпата и плагиоклаза, и тогда концентрация его выражается, как и в предыдущем случае, через отношение количества молей данного минала к сумме молей всех миналов в данной фазе:

$$x_i = \frac{n_i}{\sum_{a, b, \dots k} n_j},$$

где n_i — число молей минала i в фазе; $\sum_{a, b, \dots k} n_j$ — сумма молей всех миналов $a, b, \dots k$ в той же фазе.

При отсутствии общего минала в качестве компонента могут быть выбраны окислы (в кислородных соединениях) или ионы. Тогда концентрация окисла (иона) i в фазе α , состоящей из окислов (ионов) $a, b, \dots k$, выражается как

$$x_i = \frac{n_i}{\sum_{a, b, \dots k} n_j},$$

где n_i — число молей окисла (иона) i в фазе α , а $\sum_{a, b, \dots k} n_j$ — сумма молей всех окислов (ионов) в той же фазе α .

Постоянство коэффициентов распределения компонентов между фазами α и β в равновесиях обоих типов в условиях постоянной Т возможно лишь при условии, что составы фаз α и β закреплены в отношении концентраций всех компонентов, кроме исследуемого.

В общей форме влияние содержаний компонентов $C, D, \dots F$ и $C', D', \dots F'$ соответственно в фазах состава $(A, B)(C, D, \dots F)N$ и

(A, B) (C' , D' , ..., Fe') M на коэффициент распределения компонентов A и B было рассмотрено Кретцем (Kretz, 1961) и И. Д. Рябчиковым (1965). Экспериментальным изучением распределения Rb, Cs, Sr и Ba в сосуществующих полевых шпатах различного состава при T , равной 600° , проведенным Ийама (Iiyama, 1968), подтверждается влияние состава растворителей на коэффициенты распределения указанных элементов (табл. 15).

Таблица 15

Зависимость k от состава полевых шпатов (по данным Ийама, 1968)

Составы сосуществующих полевых шпатов	k_{Rb}	k_{Cs}	k_{Ba}	k_{Sr}
An ₃₀ Ab ₇₀ —Or ₇₅ Ab ₂₅	9.6	4.2	0.78	0.80
An ₅₀ Ab ₅₀ —Or ₈₅ Ab ₁₅	25	3.0	0.80	0.85
An ₁₀₀ Ab ₀ —Or ₁₀₀ Ab ₀	40	4.7	0.52	0.85

Из приведенной таблицы видно, что коэффициенты распределения Rb, Cs и Ba при одной и той же температуре существенно различаются для пар полевых шпатов различного состава. Только k_{Sr} не обнаруживает больших колебаний в зависимости от состава сосуществующих плагиоклазов и щелочных полевых шпатов.

Кретцем (Kretz, 1959) также была установлена зависимость коэффициента распределения V_2O_3 в парах гранат—биотит и гранат—обыкновенная роговая обманка от величины $\frac{Ca}{Ca + Mn + Fe + Mg}$ в гранатах.

Зависимость же коэффициента распределения V_2O_3 между биотитом и амфиболом от состава биотитов и амфиболов отсутствует. Этот факт необходимо учитывать при создании геотермометров на основе распределения элементов в равновесно сосуществующих природных минералах и для создания геотермометров типа $k-f(T)$ выбирать такие пары минералов, в которых коэффициент распределения данного элемента не зависит от состава самих минералов.

Таким образом, при исследовании распределения элемента между равновесно сосуществующими минералами важно определить, в первую очередь, к какому типу равновесий относится равновесие выбранной пары минералов. Когда в одном или обоих минералах имеет место не только изоморфизм катионов A и B , но и изоморфизм одного из этих катионов с каким-либо из других катионов, например, C , т. е. происходит обмен между минералами не только компонентами A и B , но и компонентами A и C или B и C , реакция обменного типа (I) не может быть использована для описания равновесия этих минералов в отношении катионов A и B . Следовательно, и использование формулы (1) для вычисления коэффициента распределения компонента A и B между этими минералами неправомочно. Равновесие таких минералов в отношении компонентов A или B должно описываться реакциями смешенного типа (2), а коэффициент распределения компонента — вычисляться по формуле (3). Наличие в структурах большинства силикатов, неэквивалентных по симметрии и размерам позиций, с одинаковым координационным числом и стремление элементов к упорядоченному распределению по неэквивалентным позициям является предпосылкой к избирательному изоморфному замещению элементов. Строго говоря, обменная реакция (I) справедлива для случая, когда изоморфные катионы занимают одинаковую позицию в структуре минералов. Если катионы A и B находятся в упорядоченном состоянии, третий катион C будет

преимущественно замещать тот из катионов, который занимает наиболее для него выгодные по размерам и симметрии позиции, т. е. будет иметь место избирательное изоморфное замещение компонентом *C* либо *A*, либо *B*.

В настоящее время исследования распределения элементов, основных и рассеянных, получили широкий размах. Одной из основных задач этих исследований является установление зависимости распределения от термодинамических условий с целью построения геотермометров и геобарометров. Такая зависимость была уже установлена в отношении распределения альбита в существующих К-На и Na-Са полевых шпатах (Barth, 1951, 1962; Рябчиков, 1962, 1965, 1967), Fe^{2+} и Mg в существующих орто- и клинопироксенах (Kretz, 1961, 1963; Bartholome, 1961; Binns, 1963, 1965, и др.), оливинах и ортопироксенах (Ramberg a. De Vore, 1951; Bartholome, 1961; Маракушев, 1968), гранатах и биотитах (Frost, 1962; Kretz, 1959; Phinney, 1963; Albee, 1965; Sen a. Chakraborty, 1969; Saxena, 1969, и др.).

Перчук (1970) пришел к выводу о существовании зависимости $\text{Mg}-\text{Fe}$ распределения от температуры практически во всех возможных равновесных парах железо-магнезиальных минералов и создал целую серию геотермометров. Однако при использовании его геотермометров для комплексов, кристаллизующихся в сходных термодинамических условиях, часто получаются несходящиеся значения температур как при определении их по одному, так и, тем более, по нескольким термометрам. Это может быть следствием неидеальности распределения элементов между минералами, с одной стороны, и влияния концентраций прочих компонентов в составе фаз — с другой.

Рядом исследователей было отмечено отклонение от идеальности $\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}$ распределения между некоторыми минералами (Маракушев, 1968; Перчук, 1970). Уинслоу и Мором (Hounslow, Moore, 1967) был предложен способ количественной оценки отклонения от идеальности распределений элементов для равновесий обменного типа по углу наклона прямой на диаграмме $\lg \left(\frac{A}{B}\right)^{\alpha} - \lg \left(\frac{A}{B}\right)^{\beta}$ или по величине x в уравнении $\left(\frac{A}{B}\right)_\alpha = k \left(\frac{A}{B}\right)_\beta^x$, так как при идеальном распределении $x = 1$.

Этим способом было показано, что распределение Fe^{2+} и Mg неидеально в ставролитах и биотитах (Hounslow, Moore, 1967), а также в орто- и клинопироксенах, согласно устному сообщению Мора.

По вопросу об оценке влияния состава фаз на распределения компонентов накоплен уже значительный литературный материал. Так, показана зависимость распределения Mn и Ti между орто- и клинопироксенами от концентрации Ca и Al в пироксенах, зависимость коэффициента распределения Fe^{2+} и Mg между роговой обманкой и пироксенами от количества тетраэдрического алюминия в роговой обманке (Saxena, 1968a, 1968b, 1969a, 1968b), влияние Mn^{Gr} и Ca^{Gr} на $\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}$, распределение между гранатом и биотитом (Kretz, 1959; Albee, 1965; Sen a. Chakraborty, 1968). Однако в большинстве случаев вопрос о влиянии состава фаз решается исследователями качественно.

Основываясь на имеющемся в нашем распоряжении оригинальном материале по химическому составу существующих минералов и привлеченные многочисленные литературные данные, мы исследовали равновесия минералов в гранулитовой фации, что позволило определить типы равновесий, оценить количественно влияние концентраций других компонентов в составе минералов на распределение данного элемента, исследовать характер распределения и степень приближения его к идеальному. Решение всех этих вопросов дало нам возможность оценить имеющиеся геотермометры и степень достоверности значений температур, получаемых по этим геотермометрам. С другой стороны, в задачу наших исследований

входила оценка термодинамических условий кристаллизации гранулитовых комплексов различных регионов (Балтийский и Алданский щит, Антарктида, Восточно-Саянская складчатая область) на основе имеющихся геотермометров с целью выделения субфаций в гранулитовой фации. В настоящей работе наиболее детально исследовано распределение Mg и Fe^{2+} в существующих минералах.

Распределение Mg и Fe^{2+} в существующих железо-магнезиальных минералах

Равновесия железо-магнезиальных минералов в отношении распределения в них Mg и Fe^{2+} рассматриваются А. Л. Перчуком (1970) как равновесия обменного типа. Для их описания применяется гипотетическая реакция типа (I), и коэффициент распределения Mg и Fe в таких парах, как ромбический пироксен—амфибол, моноклинный пироксен—амфибол, гранат—биотит, биотит—ромбический пироксен, биотит—кордиерит, гранат—моноклинный пироксен, биотит—амфибол, моноклинный пироксен—ромбический пироксен определяется по формуле:

$$k_{\text{Mg}-\text{Fe}}^{\alpha-\beta} = \frac{x_{\text{Mg}}^{\alpha} (1 - x_{\text{Mg}}^{\beta})}{x_{\text{Mg}}^{\beta} (1 - x_{\text{Mg}}^{\alpha})},$$

где

$$x_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} \quad \text{и} \quad \text{Fe} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}.$$

Однако во многих из этих минералов помимо изоморфизма Fe^{2+} и Mg имеет место изоморфизм Fe^{2+} и Ca, при отсутствии такового между Mg и Ca (моноклинные пироксены, гранаты и др.). В то же время Mg может изоморфно замещаться Al и Fe^{3+} при отсутствии изоморфизма между указанными катионами и Fe^{2+} (слюды, амфиболы). Поэтому реакция обменного типа (I) лишь приближенно описывает равновесие перечисленных выше пар минералов в отношении Fe^{2+} и Mg. В тех случаях, когда изоморфизм этих катионов превалирует, реакции обменного типа дают хорошее приближение. Поэтому для описания равновесия минералов в отношении Fe^{2+} и Mg в породах гранулитовой фации мы использовали не только модель равновесия обменного типа, но также модель равновесия смешенного типа. В первом случае, в отличие от Перчука (1970), концентрацию магнезиального компонента мы выражали отношением $\text{Mg} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$. Для минералов, в которых концентрация Mn и Fe^{3+} мала, различие между этими двумя способами незначительно, но в таких минералах, как гранат, эпидот, оно становится существенным.

Чтобы иметь возможность пользоваться геотермометрами А. Л. Перчука, нами для таких пар, как гранат—биотит, моноклинный пироксен—амфибол, ромбический пироксен—амфибол, были применены оба способа выражения концентраций.

Распределение Fe^{2+} и Mg в существующих ромбических и моноклинных пироксенах

Бартоломе (Bartholome, 1962) и Кретц (Kretz, 1961, 1963), изучавшие влияние температуры на равновесие ромбического и моноклинного пироксенов, пришли к выводу о том, что оба минерала приближаются к идеальным растворам в отношении Fe^{2+} и Mg и коэффициент распределения этих катионов между ними равен константе равновесия обменной реакции



Для коэффициента $\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}$ распределения справедливо уравнение

$$k_{\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}}^{\text{RPy-MPy}} = \frac{x^{\text{RPy}}(1-x^{\text{MPy}})}{x^{\text{MPy}}(1-x^{\text{RPy}})} \quad (1)$$

или

$$k_{\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}}^{\text{RPy-MPy}} = \left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}}\right)^{\text{RPy}} : \left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}}\right)^{\text{MPy}}, \quad (2)$$

где

$$x = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}.$$

Предполагая влияние давления на равновесие пироксенов незначительным, Бартоломе (Bartholome, 1962) и Кретц (Kretz, 1963) построили графики зависимости $k_{\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}}^{\text{RPy-MPy}}$ температуры.

Позднее равновесие орто- и клинопироксенов рассматривалось А. А. Маракушевым (1968), поставившим под сомнение идеальность распределения в них Fe^{2+} и Mg при низких температурах. Секущее положение корреляционной кривой для метаморфических пород по отношению к линиям идеального распределения на графике $\left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}}\right)^{\text{RPy}} - \left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}}\right)^{\text{MPy}}$ привело автора к заключению об отклонении от идеальности $\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}$ распределения в пироксенах пород метаморфического происхождения в отличие от распределения в пироксенах основных эфузивных и интрузивных пород, точки которых располагаются вдоль двух соответствующих прямых идеального распределения. На основании этого А. А. Маракушев делает вывод, что «можно говорить об идеальном высокотемпературном (более 1000°) и неидеальном более низкотемпературном (менее 800°) распределении Fe^{2+} и Mg между пироксенами» (1968, стр. 32). В метаморфических породах с ростом железистости имеет место возрастание коэффициента $\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}$ распределения, достигающего максимума (1.9—2.0) при средней железистости ($\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}} = 0.7\text{--}0.9$), и затем некоторое снижение его до величины 1.65 (при $\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}} = 1.5$). Этот коэффициент не отвечает константе обменной реакции (k), а имеет более сложное выражение ($k_{\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}}^{\text{RPy-MPy}} = \frac{k}{\gamma_\Sigma}$), причем зависимость от состава выражается через переменную величину суммарного коэффициента активности

$$\gamma_\Sigma = \frac{\gamma_{\text{Di}} \cdot \gamma_{\text{Fs}}}{\gamma_{\text{Hed}} \cdot \gamma_{\text{En}}},$$

где γ_{Di} , γ_{Hed} , γ_{Fs} и γ_{En} — коэффициенты активности диопсида, геденбергита, ферросилита и энстатита в твердых растворах.

Распределение Fe^{2+} и Mg нами было изучено в 56 парах орто- и клинопироксенов метаморфических пород Восточного Саяна (7), кольской серии (1) и лапландского комплекса (5) Балтийского щита, центральной части Алданского щита (2), а также Индии (20), Судана (2), Адирондака (6), Квебека (5), Брокен-Хилла (6) и Антарктиды (2). Коэффициент распределения — $k_{\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}}^{\text{RPy-MPy}}$ — вычислялся по формуле (2). Для каждого региона (серии, толщи) наблюдается разброс его значений, несмотря на предполагаемые одинаковые условия метаморфизма пород (табл. 16, рис. 25). Этот разброс значений $k_{\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}}^{\text{RPy-MPy}}$ превышает отклонения, обусловленные ошибками определения Fe^{2+} и Mg в существующих фазах. Поскольку отсутствуют какие-либо минералогические данные (зональность полевых

Распределение Fe^{2+} и Mg в существующих орто- и клинопироксенах метаморфических пород

№ обр.	$\left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}}\right)_{\text{RPy}}$	$\left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}}\right)_{\text{MPY}}$	$k_{\text{RPy-MPY}}^{\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}}$	Ca_{RPy}	Ca_{MPY}	$x_{\text{Si}}^{\text{MPY}}$	$x_{\text{Si}}^{\text{RPy}}$	$\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)_{\text{MPY}}$
H-554	0.514	0.283	1.82	0.036	0.894	46.1	98.4	0.468
H-595	0.629	0.333	1.89	0.029	0.895	48.0	91.6	0.524
XVI*	0.787	0.447	1.76	0.050	0.879	45.9	95.6	0.481
87-д *	0.828	0.426	1.95	0.046	0.898	46.7	94.6	0.493
86*	0.839	0.467	1.80	0.040	0.908	46.6	96.2	0.485
H-2093	0.853	0.408	2.05	0.032	0.901	46.1	97.5	0.473
H-229	0.864	0.448	1.93	0.037	0.860	44.7	97.5	0.459

Восточный Саян

Присаянское поднятие и Онотско-Бельская глыба (Никитина и др., 1967)

H-554	0.514	0.283	1.82	0.036	0.894	46.1	98.4	0.468
H-595	0.629	0.333	1.89	0.029	0.895	48.0	91.6	0.524
XVI*	0.787	0.447	1.76	0.050	0.879	45.9	95.6	0.481
87-д *	0.828	0.426	1.95	0.046	0.898	46.7	94.6	0.493
86*	0.839	0.467	1.80	0.040	0.908	46.6	96.2	0.485
H-2093	0.853	0.408	2.05	0.032	0.901	46.1	97.5	0.473
H-229	0.864	0.448	1.93	0.037	0.860	44.7	97.5	0.459

Кольский полуостров, кольская серия (Бондаренко, Дагелайский, 1968; Escola, 1952)

H-556**	0.631	0.362	1.77	0.046	0.865	48.1	91.7	0.525
H-569a**	0.614	0.327	1.87	0.029	0.893	49.1	93.6	0.525
Б-393 ^a	1.010	0.548	1.84	0.054	0.896	46.3	93.7	0.494
9-2	1.134	0.685	1.65	0.076	0.845	44.6	96.5	0.462
H-556***	0.642	0.455	1.58	0.050	0.884	49.3	92.5	0.533
H-569***	0.752	0.474	1.59	0.109	0.813	45.0	93.1	0.483

Квебек, железистая формация (Krank, 1961)

B4-6	2.180	1.245	1.75	0.073	0.887	46.7	98.5	0.475
B4-21	2.060	1.268	1.63	0.073	0.882	46.3	99.7	0.464
H-4	3.380	1.860	1.82	0.077	0.814	44.5	1.01	0.443
H-7	3.120	1.953	1.60	0.055	0.823	45.5	1.01	0.452
H-9	2.850	1.625	1.75	0.057	0.831	44.5	99.7	0.446

Адирондак, серия колтон (Engel a. oth., 1964)

105	0.837	0.569	1.76	0.065	0.837	45.1	96.7	0.466
10	0.849	0.536	1.92	0.042	0.849	45.4	96.8	0.470
362	0.853	0.553	1.95	0.034	0.853	45.2	96.4	0.469
358	0.852	0.535	1.92	0.054	0.852	45.8	96.4	0.476
341	0.856	0.488	1.92	0.055	0.856	45.9	96.4	0.477
104	0.859	0.521	1.84	0.081	0.859	46.5	96.4	0.482

Индия, Мадрас (Subramaniam, 1962)

3709	0.318	0.173	1.79	0.002	0.934	50.2	90.8	0.553
4645	0.359	0.180	1.99	0.019	0.857	47.5	91.4	0.520
Ch-114	0.569	0.335	1.70	0.031	0.856	45.8	97.0	0.472
2270	0.618	0.333	1.86	0.036	0.857	45.9	96.2	0.478
2941	0.833	0.466	1.79	0.029	0.794	45.3	91.4	0.496
Ch-132	1.311	0.709	1.85	0.070	0.808	44.5	96.7	0.461
46422	1.315	0.761	1.73	0.007	0.822	43.8	95.9	0.456
Ch-199	1.350	0.719	1.88	0.057	0.778	44.8	97.1	0.461
Ch-207	1.428	0.798	1.79	0.064	0.817	44.8	97.2	0.461

Кондапалли (Leebemandam, 1967)

323	0.221	0.119	1.86	0.019	0.813	44.5	92.6	0.481
D-14	0.539	0.274	1.97	0.021	0.858	46.6	95.7	0.487
61	0.707	0.384	1.84	0.024	0.893	47.0	95.6	0.492
28	0.702	0.396	1.78	0.026	0.761	41.9	96.2	0.436

Таблица 16 (продолжение)

№ обр.	$\left(\frac{\text{Fe}^{+2}}{\text{Mg}}\right)^{\text{MPy}}$	$\left(\frac{\text{Fe}^{+2}}{\text{Mg}}\right)^{\text{MPy}}$	$k_{\text{Fe}^{+2}-\text{Mg}}^{\text{RPy-MPy}}$	Ca RPy	Ca MPy	$x_{\text{Si}}^{\text{MPy}}$	$x_{\text{Si}}^{\text{MPy}}$	$\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$
Д-47	0.760	0.416	1.83	0.042	0.836	45.8	95.7	0.478
474	0.826	0.434	1.90	0.031	0.853	46.6	95.2	0.484
62	0.949	0.479	1.98	0.026	0.853	46.6	92.2	0.506
Индия, Зап. Бенгалия (Sen, Rege, 1966)								
3с	0.650	0.392	1.66	0.024	0.857	47.0	92.4	0.509
S-124	0.957	0.543	1.76	0.039	0.882	45.6	94.6	0.482
S-10	0.993	0.604	1.64	0.045	0.836	44.6	93.2	0.478
S-213	0.601	0.337	1.79	0.028	0.850	45.9	94.8	0.485
Судан (Subramaniam, 1962)								
7846	0.988	0.526	1.88	0.075	0.836	45.5	95.2	0.478
115	1.698	1.027	1.69	0.067	0.835	46.4	95.4	0.485
Брокен-Хилл (Binns, 1962, 1965)								
1	1.362	0.688	1.98	0.036	0.868	45.7	97.2	0.471
2	1.711	0.912	1.88	0.036	0.887	45.6	98.4	0.463
3	3.01	1.767	1.71	0.047	0.803	42.1	96.7	0.436
4	0.906	0.499	1.82	0.039	0.870	44.7	97.5	0.459
5	0.904	1.115	1.65	0.058	0.834	43.1	97.8	0.441
6	0.921	0.545	1.70	0.036	0.851	44.7	96.6	0.463
Алдан (Кицул, 1966в)								
28	0.310	0.170	1.82	0.046	0.879	47.0	96.7	0.486
543	0.665	0.343	1.96	0.074	0.820	46.7	94.7	0.494
Антарктида (Banno et al., 1964)								
B-57012501	0.230	0.118	1.95	0.008	0.915	46.2	98.2	0.741
B-57110802	0.918	0.481	1.91	0.004	0.850	44.7	95.7	0.467

* Образцы из колл. И. Н. Крылова: XVI и Кр 87-д — двутироксеновые сланцы.

** Образцы из колл. Л. П. Никитиной: Н-569^Г — амфиболово-двутироксеновый гнейс, Н-556 — тоже, Н-569^Г — магнетито-двутироксеновая порода, Н-556^б — гранато-тироксено-полевошпатовая порода.

Таблица 17

Парные коэффициенты корреляции между $k_{\text{Fe}^{+2}-\text{Mg}}^{\text{RPy-MPy}}$
и параметрами состава пироксенов

	n	r	σ_r	$\sigma_r \cdot t_{0.01(n)}$
Ca RPy	56	-0.451	0.109	0.303
$\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$	46	+0.340	0.130	0.393

шпатов, реакционные соотношения между минералами), позволяющие предполагать неравновесность ассоциаций, было сделано предположение о зависимости Fe^{2+} -Mg распределения между пироксенами от концентраций других компонентов в их составе.

Нами были исследованы зависимости $k_{\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}}^{\text{RPy}-\text{MPy}}$ от содержаний Ca, Si и Al_{IV} в пироксенах. Для этого была исследована корреляционная связь $k_{\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}}^{\text{RPy}-\text{MPy}}$ с содержанием Ca в ромбических пироксенах и с величиной отношения $\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$ в моноклинных пироксенах. Вычисленные коэффициенты корреляции (табл. 17) подтверждают зависимость Fe^{2+} -Mg распределения от состава пироксенов.

Существованием зависимости между $k_{\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}}^{\text{RPy}-\text{MPy}}$ и содержанием кальция в пироксенах, степенью изоморфизма Si и Al и объясняются наиболее низкие значения коэффициента для пар из пород железистой формации Квебека, метаморфизованных в наиболее низкотемпературной части гранулированной фации, и наиболее высокие для пород Восточного Саяна, метаморфизованных в более высокотемпературных условиях (табл. 16).

Поскольку существует зависимость распределения Fe^{2+} и Mg от содержания кальция в том и другом пироксene, возникает вопрос, зависит ли содержание этого катиона в обоих минералах от состава системы.

Содержание кальция, как и марганца, в ромбических пироксенах, судя по отсутствию какой-либо закономерности в распределении точек на диаграммах, не зависит от концентрации этих элементов в валовом составе пород, но находится в прямой корреляционной связи с содержанием Fe^{2+} в самих пироксенах. Как для метаморфических, так и для магматических пород оба коэффициента корреляции с доверительной вероятностью $P=0.99$ значимо отличаются от 0 (табл. 18). Таким образом, вхождение кальция в ромбический пироксен зависит не только от температуры его кристаллизации (Atlas, 1952; Hess, 1952; Schairer, Boyd, Englaud, 1950), но и от его железистости.

Поскольку железистость ортопироксенов пропорциональна железистости породы (Никитина и др., 1967), то при одинаковых условиях кристаллизации в породах, более богатых закисным железом, будут образовываться ромбические пироксены, более богатые кальцием и марганцем, чем в породах, бедных железом.

В отличие от ромбических пироксенов в моноклинных пироксенах содержание Ca в первую очередь определяется содержанием его в породе (рис. 2). Содержание же закисного железа, пропорционально увеличивающееся с концентрацией его в породе, находится также в корреляционной зависимости и от содержания Ca. Соответствующие коэффициенты корреляции как для метаморфических, так и для магматических пород с вероятностью $P=0.99$ значимо отличаются от 0 и отрицательны по знаку. Таким образом, при одинаковых условиях кристаллизации и одинаковой желези-

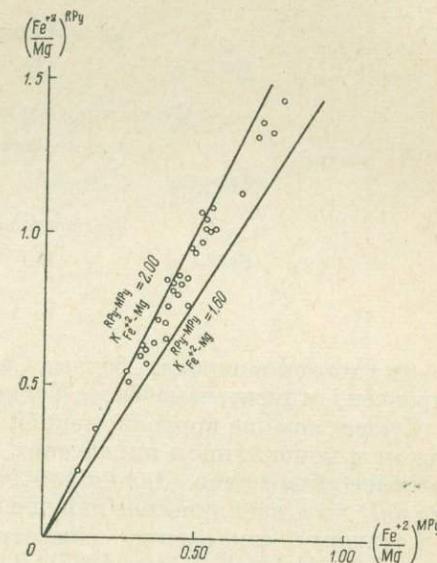


Рис. 25. Распределение Fe^{2+} и Mg в co-существующих ромбических и моноклинных пироксенах.

Таблица 18

Парные коэффициенты корреляции между содержанием Ca, Mn, Fe²⁺ в ромбических и моноклинных пироксенах метаморфических и магматических пород

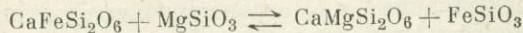
Зависимости	<i>n</i>	<i>r</i>	σ_r	$t_{\sigma_r \cdot t_0.01(n)}$
Ромбические пироксены				
Метаморфические породы				
Fe ²⁺ -Ca	64	0.56	0.086	0.022
Fe ²⁺ -Mn	66	0.986	0.0035	0.0009
Магматические породы				
Fe ²⁺ -Ca	39	0.526	0.116	0.299
Моноклинные пироксены				
Метаморфические породы				
Fe ²⁺ -Ca	61	-0.629	0.0081	0.081
Магматические породы				
Fe ²⁺ -Ca	100	-0.488	0.0076	0.196

стости системы в породах, бедных CaO, будет образовываться моноклинный пироксен, относительно более богатый Fe²⁺, чем в породах, богатых Ca.

Существование корреляционной зависимости между Fe²⁺ и Ca в ромбическом и моноклинном пироксенах, как нам кажется, имеет кристаллохимическое объяснение. Дело в том, что в ромбических пироксенах вхождение Fe²⁺ вызывает заметное нарушение позиции M₂, приводя к увеличению и большому отклонению симметрии M₂-полиэдра от октаэдрической (Bancroft, Maddock, Burns, 1967). В связи с этим, по-видимому, повышается способность структуры ромбического пироксена концентрировать крупные катионы Ca и Mn, которые так же как и Fe²⁺, занимают M₂-позицию (Bancroft, Burns, Howie, 1967). В ромбических пироксенах магматических пород, структуры которых более рыхлые вследствие статистического распределения Fe²⁺ и Mg между M₁ и M₂-позициями (Ghose, 1965), можно предполагать еще большее отклонение симметрии позиций от октаэдрической, что в свою очередь в значительной степени облегчает вхождение крупных катионов в решетку пироксенов магматических пород. С этим связана температурная зависимость содержания Ca в ромбических пироксенах и более высокие содержания его в пироксенах магматических пород.

В моноклинных пироксенах M₂-позиция занята Ca; Fe²⁺ и Mg заполняют M₁-позицию. Однако при недостатке Ca более крупный (по сравнению с Mg) катион Fe²⁺ будет, по-видимому, стремиться занять вакантные M₂-позиции. Вследствие этого в относительно бедных Ca моноклинных пироксенах вхождение Fe²⁺ в M₂ должно быть облегчено. Как уже отмечалось, имеются сведения, что Fe²⁺ в гаденбергитах частично входит в позицию (Bancroft a. oth., 1968).

Наличие изоморфизма закисного железа и кальция в ромбических пироксенах означает, что равновесие между орто- и клинопироксенами в отношении Fe²⁺ и Mg нельзя описать простой обменной реакцией



и считать коэффициент распределения Fe²⁺ и Mg между этими минералами равным константе равновесия указанной обменной реакции.

В породах, богатых кальцием и бедных Fe^{2+} , равновесие ромбического и моноклинного пироксенов может быть приближенно описано обменной реакцией, и для коэффициентов распределения Fe^{2+} и Mg будут справедливы уравнения (1) и (2). Однако в породах, богатых Fe^{2+} , но бедных Ca , эта реакция не может характеризовать равновесие минералов, так как в ней не учитывается Ca -компонент. Соответственно и уравнения (1) и (2) для $k_{\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}}^{\text{RPy}-\text{MPy}}$ не будут справедливыми. Поэтому ниже будет рассмотрено равновесие моноклинного и ромбического пироксенов в отношении Fe^{2+} и Mg с точки зрения равновесий смешенного типа.

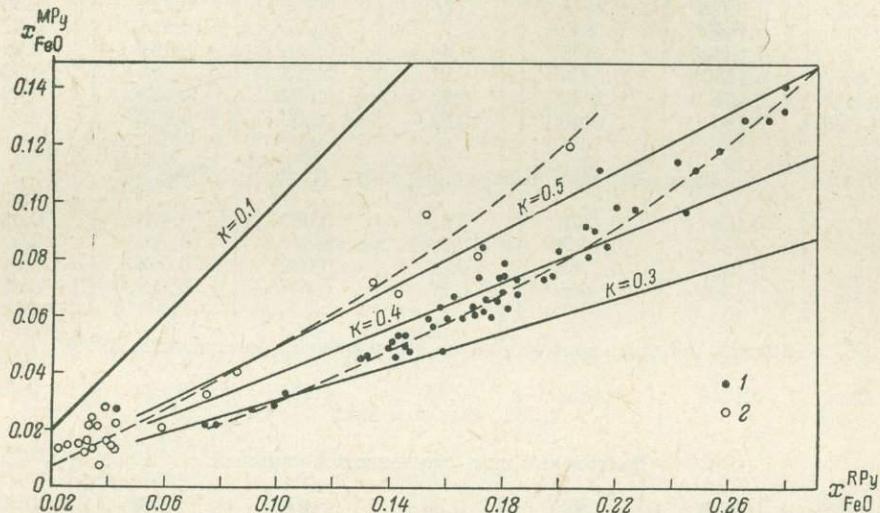


Рис. 26. Распределение FeO в сосуществующих моноклинных и ромбических пироксенах метаморфических (1) и магматических (2) пород.

При таком рассмотрении равновесий железо-магнезиальных минералов нами в качестве компонентов выбираются обычно окислы, например FeO и CaO , и коэффициент распределения их определяется отношением

$$k_{\text{MeO}}^{\alpha-\beta} = \frac{x_{\text{MeO}}^\alpha}{x_{\text{MeO}}^\beta},$$

где

$$x_{\text{MeO}} = \frac{\text{MeO}}{\sum_{i=1}^k \text{MeO}_j}.$$

Распределение FeO . Значения $k_{\text{FeO}}^{\text{MPy}-\text{RPy}}$ приведены в табл. 19. На диаграмме $x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}} - x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}}$ (рис. 26) точки сопряженных составов пироксенов из гранулитовых комплексов различных регионов располагаются вдоль кривой, занимающей секущее положение по отношению к прямым идеального распределения. Приближение к идеальному распределению можно предполагать лишь в области слабожелезистых составов ($x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}} < 0.011$). Кривая сопряженных составов пироксенов магматических пород также занимает секущее положение по отношению к прямым идеального распределения, однако достоверное определение положения этой кривой затруднено, так как основная масса пироксенов магмати-

Коэффициенты распределения MgO и FeO в соответствующих пироксенах

№ обр.	$x_{\text{MgO}}^{\text{MPy}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{RPy}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{MPy}} - k_{\text{MgO}}^{\text{RPy}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}}$	$k_{\text{FeO}}^{\text{MPy}} - k_{\text{FeO}}^{\text{RPy}}$
М е т а м о р ф и чес ки е по р оды						
Восточный Саян, Присаянское поднятие, Оноцко-Бельская глыба						
86	0.1416	0.2084	0.68	0.062	0.174	0.36
87д	0.1442	0.2114	0.68	0.061	0.175	0.36
H-227г	0.1440	0.1880	0.77	0.074	0.198	0.37
H-554	0.1620	0.2548	0.64	0.046	0.131	0.35
H-595	0.1440	0.2360	0.61	0.048	0.148	0.32
H-229	0.154	0.2040	0.73	0.066	0.174	0.38
H-2093	0.150	0.2100	0.72	0.060	0.176	0.34
Алданский щит, центральная часть (Кицул, 1966в)						
21/11	0.1084	0.1576	0.69	0.083	0.173	0.48
223/3	0.0842	0.1460	0.57	0.092	0.210	0.43
28	0.1696	0.2768	0.61	0.029	0.043	0.67
543	0.1398	0.2008	0.69	0.048	0.158	0.31
Балтийский щит, кольская серия (Бондаренко, Дагелайский, 1968)						
393а	0.1344	0.1832	0.73	0.074	0.184	0.40
Балтийский щит, лапландский комплекс						
H-569 ^х	0.1400	0.2358	0.59	0.046	0.144	0.32
H-556	0.1372	0.2270	0.60	0.046	0.143	0.32
H-556 ^б	0.1300	0.2240	0.58	0.054	0.146	0.37
H-569 ^в	0.1340	0.2050	0.65	0.064	0.158	0.41
Э-2	0.1252	0.1792	0.70	0.082	0.203	0.41
Кондапалли (Leelamandam, 1968)						
323	0.1812	0.3126	0.58	0.024	0.079	0.27
Д-14	0.1534	0.2462	0.62	0.041	0.133	0.31
61	0.1456	0.2210	0.66	0.056	0.156	0.36
28	0.1506	0.2198	0.69	0.060	0.154	0.39
Д-17	0.1400	0.2120	0.66	0.058	0.161	0.36
Адирондакское нагорье (Engel a. Engel, 1964)						
362	0.1336	0.1806	0.74	0.074	0.195	0.38
105	0.1306	0.1704	0.77	0.074	0.171	0.43
104	0.1302	0.1802	0.72	0.067	0.163	0.41
10	0.1336	0.1796	0.74	0.071	0.185	0.39
358а	0.1316	0.1802	0.73	0.071	0.185	0.38
341	0.1360	0.1904	0.71	0.066	0.178	0.37
Австралия, Новый Уэльс (Binns, 1962, 1965)						
1	0.1212	0.1594	0.76	0.083	0.217	0.38
2	0.1112	0.1438	0.77	0.101	0.245	0.41
3	0.0789	0.0934	0.85	0.141	0.280	0.49
4	0.1428	0.1976	0.72	0.072	0.182	0.39
5	0.1100	0.1300	0.85	0.118	0.257	0.46
6	0.1368	0.2002	0.68	0.072	0.181	0.41

Таблица 19 (продолжение)

№ обр.	$x_{\text{MgO}}^{\text{MPy}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{RPy}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{MPy-RPy}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}}$	$k_{\text{FeO}}^{\text{MPy-RPy}}$
Индия, Мадрас (Subramaniam, 1962)						
2941	0.1310	0.2042	0.64	0.061	0.170	0.36
2270	0.1408	0.2348	0.60	0.049	0.146	0.38
4642	0.1208	0.1618	0.75	0.090	0.213	0.42
3709	0.1566	0.2874	0.54	0.028	0.091	0.30
7286	0.1300	0.1830	0.71	0.068	0.181	0.38
115	0.0956	0.1328	0.72	0.097	0.228	0.43
S-199	0.1190	0.1566	0.76	0.081	0.211	0.40
S-207	0.1120	0.1526	0.73	0.112	0.215	0.52
S-132	0.1184	0.1590	0.74	0.084	0.201	0.42
S-114	0.1516	0.2350	0.65	0.051	0.140	0.36
4645	0.1604	0.2768	0.58	0.029	0.100	0.29
474	0.1398	0.2064	0.68	0.060	0.166	0.36
62	0.1322	0.1926	0.69	0.063	0.183	0.35
Бенгалия (Sen, Rege, 1968)						
3-C	0.1388	0.2196	0.63	0.054	0.143	0.39
424	0.1364	0.1876	0.73	0.074	0.179	0.41
10	0.1298	0.1824	0.71	0.079	0.181	0.44
213	0.1500	0.2350	0.64	0.050	0.142	0.36
Квебек (Krank, 1961)						
B1-3	0.1106	0.1620	0.68	0.098	0.221	0.44
B1-6	0.0896	0.1092	0.82	0.112	0.248	0.45
B1-21	0.0900	0.1176	0.77	0.114	0.242	0.46
H-4	0.0700	0.0826	0.85	0.131	0.280	0.47
H-9	0.0782	0.0934	0.84	0.129	0.266	0.48
H-7	0.0680	0.0880	0.77	0.129	0.274	0.48
Антарктида (Banno a. oth., 1964)						
57012501	0.1900	0.3130	0.61	0.022	0.075	0.30

ческих пород имеет магнезиальный состав ($x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}} = 0.05$) и точек в области высоких значений x_{FeO} мало.

Расположение фигуративных точек пироксенов как магматических, так и метаморфических пород свидетельствует об изменении отношения коэффициентов активности FeO в минералах с изменением концентрации закисного железа, а положительное отклонение кривых — об увеличении коэффициента активности закисного железа в ромбическом пироксene при возрастании x_{FeO} .

Значения $k_{\text{FeO}}^{\text{MPy-RPy}}$ для магматических пород выше, чем таковые для метаморфических пород (табл. 20), т. е. $k_{\text{FeO}}^{\text{MPy-RPy}}$ увеличивается с температурой. Это означает, что при возрастании температуры в ассоциации с ромбическим пироксеном определенной концентрации закисного железа будет кристаллизоваться моноклинный пироксен со все более высокой концентрацией закисного железа, т. е. при возрастании температуры должно происходить перераспределение закисного железа из ромбического пироксена в моноклинный.

С помощью диаграммы $x^{\text{RPy}} - x^{\text{MPy}}$ можно сравнить влияние температуры и неидеальности распределения на величину $k_{\text{FeO}}^{\text{MPy-RPy}}$. В этом

Таблица 20

Распределение FeO и MgO в сосуществующих пироксенах магматических пород

№ обр.	$x_{\text{MgO}}^{\text{MPy}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{RPy}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{MPy-RPy}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}}$	$k_{\text{FeO}}^{\text{MPy-RPy}}$	Источник
90681	0.192	0.322	0.596	0.014	0.034	0.418	Green, 1964
90683	0.184	0.322	0.571	0.014	0.032	0.438	То же
90686	0.184	0.342	0.538	0.016	0.033	0.484	» »
282	0.180	0.308	0.584	0.020	0.063	0.317	O. Hara, 1961
C=1	0.139	0.193	0.720	0.081	0.171	0.976	Carmichael, 1962
94264	0.175	0.370	0.730	0.016	0.037	0.432	Gw. A. Challis
94270	0.166	0.364	0.456	0.014	0.030	0.467	То же
94316	0.225	0.368	0.611	0.020	0.034	0.588	» »
94329	0.212	0.367	0.578	0.028	0.037	0.757	» »
0—37—310	0.170	0.317	0.536	0.020	0.059	0.339	O. Hara, 1961
4381	0.160	0.228	0.702	0.072	0.134	0.537	Brown, 1961
13	0.185	0.328	0.564	0.014	0.043	0.326	Ross and oth., 1954
1	0.174	0.344	0.506	0.014	0.034	0.412	То же
2	0.173	0.324	0.534	0.015	0.038	0.395	» »
3	0.169	0.318	0.531	0.015	0.034	0.441	» »
4	0.176	0.315	0.559	0.016	0.033	0.485	» »
4389	0.160	0.222	0.721	0.068	0.142	0.428	Brown, 1961
1	0.196	0.336	0.583	0.014	0.042	0.333	Rotstein, 1958
179	0.188	0.206	0.913	0.096	0.152	0.632	Колл. Е. В. Шаркова
508	0.190	0.292	0.651	0.040	0.086	0.465	То же
1 (в)	0.184	0.284	0.647	0.033	0.075	0.468	Muir and oth., 1957
94248	0.122	0.146	0.836	0.120	0.204	0.588	То же
20	0.185	0.344	0.537	0.015	0.090	0.167	Onuki, 1966
1	0.188	0.354	0.531	0.013	0.027	0.485	То же

отношении очень показательны пары пироксенов из гранулитовых комплексов Индии (Subramaniam, 1962; Leelamandam, 1967; Sen, Rege, 1968), для которых можно полагать близкие температуры кристаллизации, состав же колеблется в широких пределах (табл. 23). Величина $k_{\text{FeO}}^{\text{MPy-RPy}}$ для этих пар пироксенов меняется в пределах от 0.29 до 0.44 при возрастании концентрации закисного железа в ромбическом пироксене от 0.07 до 0.22. В то же время для магнезиальных пироксенов ($x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}} = 0.07—0.08$) метаморфических и магматических пород различия в величине $k_{\text{FeO}}^{\text{MPy-RPy}}$ составляет 0.12—0.15, т. е. влияние обоих факторов на величину коэффициента приблизительно одинаковое. Об этом свидетельствует и тот факт, что железистые пироксены формации Квебек в Канаде (Krank, 1961) и серии Брокен-Хилл Нового Уэльса в Австралии, (Binns, 1962, 1965) характеризуются высокими значениями $k_{\text{FeO}}^{\text{MPy-RPy}}$ (0.4—0.5), сопоставимыми со значениями для пироксенов магматических пород, в то время как степень метаморфизма этих комплексов относится к низкотемпературной части роговообманково-гранулитовой субфации.

Распределение MgO. Данные о значении $k_{\text{MgO}}^{\text{MPy-RPy}}$ приведены в табл. 19. На диаграмме фазового соответствия (рис. 27) точки сосуществующих пироксенов гранулитов образуют кривую, занимающую секущее положение по отношению к прямым идеального распределения. Кривая характеризуется отрицательным наклоном (т. е. в области магнезиальных составов ромбические пироксены относительно обогащаются MgO, что означает уменьшение коэффициента активности MgO) и большим раз-

бросом точек по сравнению с кривой сопряженных составов пироксенов на диаграмме $x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}} - x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}}$.

Распределение MgO в паре ортопироксен—клинопироксен приближается к идеальному только в области составов, бедных MgO ($x_{\text{MgO}} = 0.07 - 0.13$). Вариации в величинах $k_{\text{MgO}}^{\text{MPy-RPy}}$, обусловленные неидеальностью распределения, составляют около 0.15.

Фигуративные точки пироксенов магматических пород обнаруживают значительный разброс на диаграмме $x_{\text{MgO}}^{\text{MPy}} - x_{\text{MgO}}^{\text{RPy}}$, что не позволяет привести кривую сопряженных составов пироксенов этих пород. Можно отметить, что в магнезиальной области ($x_{\text{MgO}}^{\text{RPy}} = 0.31$) моноклиновые пироксены магматических пород более бедны MgO по сравнению с этим же минералом метаморфических пород при одной и той же концентрации MgO в ортопироксene. В области более железистых составов концентрация MgO в клинопироксенах магматических пород либо несколько выше, либо близка к концентрации этого окисла в ромбических пироксенах.

Равновесное распределение компонента в сосуществующих минералах при отклонении его от идеального удовлетворительно описывается уравнением типа

$$(x_A)_{\alpha} = k_A (x_A)_{\beta}^n,$$

где k_A — коэффициент распределения компонента A между фазами α и β , а n — функция коэффициента активности, отражающая степень отклонения распределения компонента между фазами. При идеальном распределении $n = 1$. Это уравнение аналогично предложенному Уинслоу и Муром (Honslow a. Moore, 1967) для описания неидеального распределения компонентов в равновесиях обменного типа.

В логарифмической форме уравнение представляет уравнение прямой:

$$\lg (x_A)_{\alpha} = \lg k_A + n \lg (x_A)_{\beta},$$

где $\lg k_A$ — отрезок на оси ординат, являющийся функцией Т;

n — тангенс угла наклона прямой, который при идеальном распределении равен 45° .

Логарифмы концентраций FeO и MgO в сосуществующих орто- и клинопироксенах магматических и метаморфических пород были нанесены на $\lg - \lg$ диаграммы. Распределение точек на диаграмме приближается к линейному, несмотря на некоторый разброс их. Соответствующие уравнения прямых следующие:

$$\left. \begin{array}{l} \lg x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}} = +0.629 + 1.183 \lg x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}} \\ S_0^2 = 1.359; \quad S_a^2 = 1.036; \quad S_b^2 = 0.727 \end{array} \right\} \text{метаморфические породы}$$

$$\lg x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}} = +0.092 + 0.843 \lg x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}} \quad \text{магматические породы}$$

$$\left. \begin{array}{l} \lg x_{\text{MgO}}^{\text{RPy}} = -0.527 + 0.456 \lg x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}} \\ S_0^2 = 0.031; \quad S_a^2 = 0.017; \quad S_b^2 = 0.031 \end{array} \right\} \text{метаморфические породы}$$

$$\left. \begin{array}{l} \lg x_{\text{MgO}}^{\text{RPy}} = +0.540 + 1.423 \lg x_{\text{MgO}}^{\text{MPy}} \\ S_0^2 = 0.052; \quad S_a^2 = 0.456; \quad S_b^2 = 0.797 \end{array} \right\} \text{магматические породы}$$

Разброс точек на диаграмме $\lg x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}} - \lg x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}}$, вероятнее всего, связан с влиянием на активность FeO в пироксенах катионов, входящих в состав кремнекислородных тетраэдров. При учете этого влияния можно надеяться

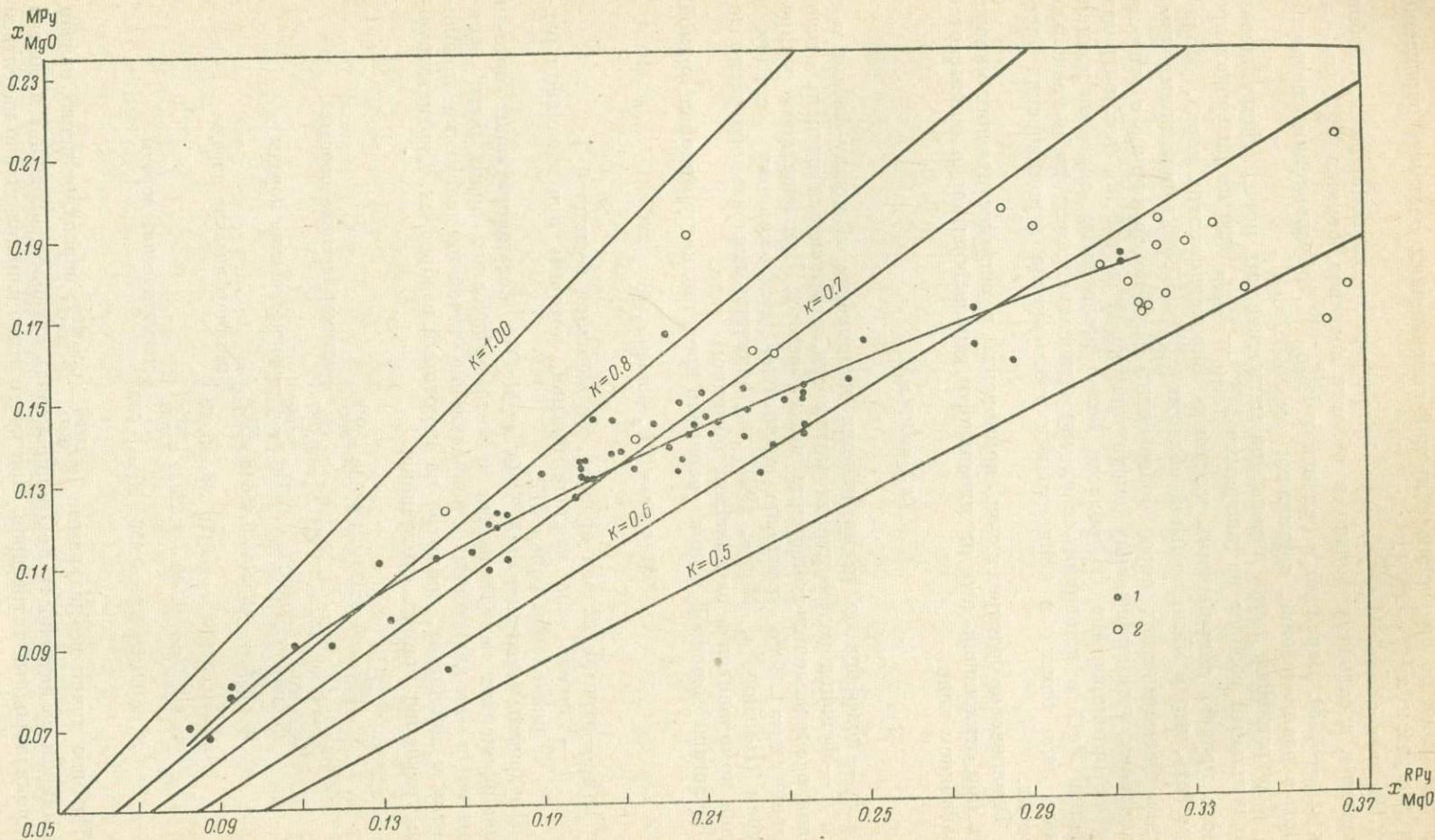


Рис. 27. Распределение MgO в сосуществующих моноклинных и ромбических пироксенах метаморфических (1) и магматических (2) пород.

на создание геотермометра $k_{\text{FeO}}^{\text{MPy-RPy}} - T$, более точного, нежели термометры типа $k_{\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}} - T$, так как в равновесиях смешенного типа учитывается возможность изоморфных замещений Fe^{2+} другими катионами.

Распределение Mg и Fe^{2+} в сосуществующих моноклинных пироксенах и роговых обманках

Парагенезис моноклинного пироксена и роговой обманки широко распространен в метаморфических и магматических породах. В метаморфических породах этот парагенезис устойчив в амфиболитовой и гранулитовой фациях, и поэтому установление температурной зависимости $\text{Mg} = \text{Fe}^{2+}$ распределения в этой паре минералов имеет большое значение для создания геотермометров.

Распределение Mg и Fe^{2+} было изучено в 27 парах из пород гранулитовой фации, 6 из которых представляют гранулитовый комплекс Восточного Саяна, 3 — центральной части Алданского щита, 1 — кольской серии и 3 — лапландский комплекс Балтийского щита. Остальные данные заимствованы из литературы (Binns, 1962, 1965; Krank, 1961; Engel and oth., 1964; Howie a. Subramanian, 1957).

Вначале нами рассматривается изменение соотношения железистости ($f_m = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}}$) сосуществующих минералов в зависимости от составов пироксенов. На диаграмме

$$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}} - (f_m^{\text{Am}} / f_m^{\text{MPy}})$$

(рис. 28) фигуративные точки располагаются вдоль трех кривых, первая из которых соответствует содержанию Si менее 1.900 форм. ед., вторая — 1.900—1.940, третья — 1.940—1.970 форм. ед. Это означает, что степень изоморфного замещения кремния в пироксенах существенно влияет на распределение Fe^{2+} и Mg между клинопироксенами и амфиболами: чем она больше, тем меньше железистость пироксенов по отношению к сосуществующей роговой обманке.

Кривые II и III, полого вздымающиеся при увеличении отношения $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$,

обнаруживают перегиб при величине этого отношения, равной 0.46—0.47. Из этого следует, что с увеличением кальциевости пироксенов железистость их вначале понижается по сравнению с сосуществующей роговой обманкой постоянной железистости, а затем после достижения некоторого предела в содержании кальция начинает возрастать.

Поскольку содержание кальция и кремния в пироксенах оказывает на их железистость влияние разного знака, было вычислено отношение $\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$, где $x_{\text{Ca}} = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$, $x_{\text{Si}} = \frac{\text{Si}}{4}$, и построен график изменения соотношения железистости сосуществующих пироксенов и амфиболов в зависимости от величины $\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$ (рис. 29). При изменении ве-

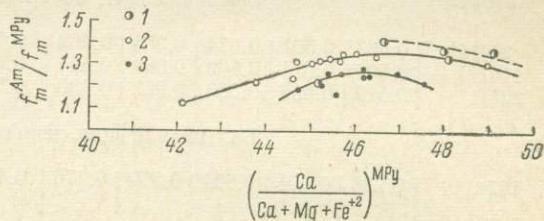


Рис. 28. Зависимость отношения $f_m^{\text{Am}} / f_m^{\text{MPy}}$ от $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$ в моноклинных пироксенах при различном содержании Si (форм. ед.).

1 — менее 1.900; 2 — 1.900—1.940; 3 — 1.940—1.970.

Таблица 21

Распределение Mg и Fe²⁺ в сосуществующих амфиболах и моноклинных пироксенах из пород гранулитовой фации

N ^o обр.	x_{Mg}^{Am}	x_{Mg}^{MPY}	$k_{Mg-Fe+2}^{Am-MPY}$	x_{Si}^{MPY}	x_{Ca}^{MPY}	$(x_{Ca})^{MPY} / (x_{Si})^{MPY}$	x_{Fe+2}^{MPY}	T °C (Перчук, 1970)	Источник
Восточный Саян, Присаянское поднятие, Онотско-Бельская глыба									
87д	0.583	0.702	0.594	0.947	0.466	0.492	0.298	775	Колл. И. Н. Крылова
86	0.566	0.676	0.626	0.964	0.467	0.485	0.316	750	То же
H-499 ^a	0.564	0.637	0.783	1.01	0.453	0.444	0.357	675	Колл. Л. П. Никитиной
H-554	0.726	0.777	0.760	0.985	0.461	0.468	0.224	800	Никитина и др., 1967
H-595	0.664	0.744	0.680	0.945	0.480	0.508	0.248	850	То же
H-2093	0.632	0.706	0.715	0.976	0.461	0.472	0.285	750	» »
Алданский щит, центральная часть									
21/11	0.463	0.561	0.674	0.984	0.462	0.469	0.431	670	Кицул, 1966
114/14	0.594	0.674	0.709	0.981	0.454	0.463	0.319	725	То же
221/1	0.519	0.657	0.562	0.962	0.490	0.509	0.334	775	» »
Балтийский щит, кольская серия									
142 ^a	0.288	0.401	0.604	0.970	0.476	0.488	0.589	640	Бондаренко, Дагелайский, 1968
Балтийский щит, лапландский комплекс									
Э-2	0.501	0.593	0.695	0.963	0.447	0.461	0.396	675	Escola, 1952
H-569 ^b	0.662	0.746	0.662	0.935	0.490	0.525	0.247	790	Колл. Л. П. Никитиной
H-556	0.647	0.730	0.679	0.919	0.481	0.524	0.265	775	То же
Южная Австралия, Брокен-Хилл									
1	0.489	0.584	0.681	0.972	0.457	0.470	0.400	675	Binns, 1962, 1965
2	0.451	0.519	0.761	0.984	0.445	0.447	0.470	640	То же
3	0.282	0.363	0.688	0.967	0.421	0.436	0.622	610	» »
4	0.604	0.662	0.779	0.975	0.447	0.459	0.332	700	» »
6	0.537	0.642	0.642	0.967	0.446	0.463	0.349	710	» »
Адирондак									
10	0.526	0.645	0.611	0.968	0.454	0.469	0.345	740	Engel a. oth., 1964
104	0.546	0.654	0.636	0.964	0.466	0.482	0.338	740	То же
105	0.534	0.631	0.670	0.967	0.450	0.466	0.359	700	» »
341	0.541	0.668	0.596	0.965	0.459	0.476	0.323	760	» »
362	0.532	0.649	0.614	0.965	0.451	0.469	0.352	750	» »
358a	0.484	0.615	0.666	0.965	0.458	0.475	0.385	800	» »
Квебек									
7	0.775	0.824	0.736	0.996	0.469	0.471	0.176	800	Krank, 1961
Индия									
7286	0.484	0.603	0.616	0.952	0.457	0.470	0.397	700	Howie a. Subramaniam, 1957; Subramaniam, 1962
4664a	0.469	0.552	0.726	0.859	0.438	0.456	0.448	660	То же

личины $\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$ от 0.435 до 0.490 отношение $f_m^{\text{Am}}/f_m^{\text{MPy}}$ возрастает, а затем как будто намечается тенденция к пологому понижению, хотя точек на этом участке мало для достоверного заключения.

Для тех же 27 пар амфиболов и моноклинных пироксенов был вычислен также коэффициент распределения — $k_{\text{Mg}=\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$, равный отношению $\frac{x_{\text{Mg}}^{\text{Am}}(1-x_{\text{Mg}}^{\text{MPy}})}{x_{\text{Mg}}^{\text{MPy}}(1-x_{\text{Mg}}^{\text{Am}})}$, где $x = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe}^{2+}}$.

В сосуществующих амфиболах и моноклинных пироксенах гранулитовой фации $k_{\text{Mg}=\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ колеблется от 0.550 до 0.760 (табл. 21), обнаруживая закономерное изменение в зависимости от состава пироксенов. Установлена обратная корреляционная связь этого коэффициента с величиной отношения $\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$ и f_m^{MPy} (табл. 22). Зависимость коэффициента распределения от величины $\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$ в моноклинном пироксene наблюдается в интервале значений от 0.444 до 0.490.

Отрицательная зависимость $k_{\text{Mg}=\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ от $x_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{MPy}}$ наблюдается только при значениях последнего ниже 0,40.

При расчете коэффициента корреляции между $x_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{MPy}}$ и $k_{\text{Mg}=\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ не были учтены пары, включающие моноклинный пироксен с отношением $\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}$ меньше 0.460, вследствие того что это отношение значительно влияет на распределение Fe^{2+} между моноклинными и ромбическими пироксенами, и необходимо было ограничить интервал колебаний $\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$. В то же время поскольку при величине этого отношения, большей 0.495,

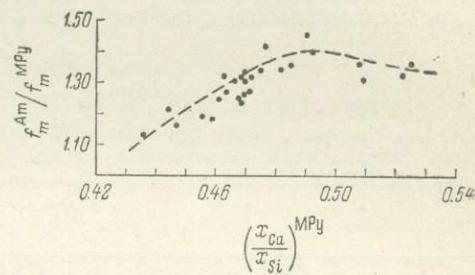


Рис. 29. Зависимость отношения $f_m^{\text{Am}}/f_m^{\text{MPy}}$ от величины отношения $x_{\text{CO}}/x_{\text{Si}}$ в моноклинных пироксенах.

Таблица 22
Парные коэффициенты корреляции между $k_{\text{Mg}=\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ и некоторыми параметрами состава минералов

	n	r	σ_r	$\sigma_r \cdot t_{0.01}(n)$
$\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$	23 *	-0.565	0.142	0.399
$x_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{MPy}}$	17 **	-0.657	0.138	0.400
$x_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am}}$	19	0.714	0.112	0.322

* Не учтены пары, где $\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}$ в МРу больше 0.495;

** Не учтены пары, где $x_{\text{Fe}^{2+}}$ МРу больше 0.39, и пары, где $\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$ меньше 0.460.

распределение Fe^{2+} меняется слабо с изменением $\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}$, пары, включающие пироксены с отношением $\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}$, превышающим 0.495, не были отброшены. Существование корреляции между $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ и $x_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am}}$, отрицательной по знаку (для значений $x_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am}} < 0.50$), по сути дела, отражает зависимость коэффициента распределения от железистости пород и железистости моноклинного пироксена, которые связаны между собой и меняются сопряженно.

Зависимость $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ от концентрации Fe^{2+} в моноклинном пироксене отчетливо видна на графике $x_{\text{Mg}}^{\text{MPy}} - x_{\text{Mg}}^{\text{Am}}$ (рис. 30). По мере возрастания магнезиальности минералов кривая сопряженных составов все более отклоняется от кривой идеального распределения, и следовательно, с амфиболами определенной магнезиальности кристаллизуются моноклинные пироксены с более низкой магнезиальностью, чем следовало ожидать при идеальном распределении.

Таблица 23

Средние значения $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ и $T^{\circ}\text{C}$
(по Перчуку, 1968) для гранулитовых
комплексов различных районов

Район	n	$k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$	$T^{\circ}\text{C}$
Восточный Саян . .	6	0.686	750
Алданский щит, центральная часть . .	3	0.626	720
Балтийский щит, колыская серия . . .	1	0.604	620
Балтийский щит, лапландский комплекс	3	0.679	750

условиях коэффициент распределения магния и закисного железа между амфиболами и моноклинными пироксенами не будет постоянным, так как содержание закисного железа и кальция в моноклинных пироксенах определяется в первую очередь концентрацией их в породе. В породах, более богатых CaO и FeO , будут кристаллизоваться пироксены с относительно более низкой железистостью, чем в породах, бедных этими окислами.

Существование зависимости $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ от концентрации других катионов в пироксенах, а также неидеальность распределения Mg и Fe^{2+} в области магнезиальных составов делают сомнительным возможность создания геотермометра на основе зависимости $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ от температуры. Непригодность этой пары минералов для установления температуры кристаллизации по $\text{Mg}-\text{Fe}$ распределению подтверждается результатами определения ее по диаграмме А. Л. Перчука (1970).

Характер распределения точек составов сосуществующих амфиболов и клинопироксенов не позволяет выделить самостоятельные кривые для каждого из регионов. В табл. 23 приведены средние арифметические значения $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ для пород Восточного Саяна, центральной части Алданского щита и лапландского комплекса и средние значения температур, полученных по соответствующему графику А. Л. Перчука (1970). Максимальные значения $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ и T получались для пород Восточного Саяна. Однако следует подчеркнуть, что разброс значений для каждого из этих регионов достаточно велик (около 125°C), а сами значения не согласуются даже в относительной оценке с данными по другим геотермометрам (например, гранат—биотит, моноклинный—ромбический пироксен и др.). К сожалению, небольшое количество данных по каждому из

районов не позволяет определить температуру кристаллизации пироксенов с различной магнезиальностью.

Существование зависимости $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{Am-MPy}}$ от $x_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{MPy}}$ и $\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$ означает, что в породах с различным содержанием CaO и FeO при одних и тех же термодинамических

районов не позволяет выбрать пары с близким составом пироксенов и, таким образом, получить более правильную оценку термодинамических условий кристаллизации пород в каждом районе.

Распределение FeO. Данные о распределении FeO в 29 парах рассматриваемых минералов гранулитовой фации приведены в табл. 24 и нанесены на диаграмму $x_{\text{FeO}}^{\text{Am}} - x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}}$ (рис. 31). Для 27 пар $k_{\text{FeO}}^{\text{Am-MPy}}$ колеблется в пределах от 1.20 до 1.46, и лишь для двух образцов из серии Брокен-Хилл Нового Уэльса (Binns, 1962, 1965) он понижается до 1.06—1.09. На диаграмме точки ложатся вдоль прямой идеального распределения и можно говорить о приближении к идеальности распределения FeO между роговыми обманками и клинопироксенами в интервале значений $x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}}$ от 0.03 до 0.10. Одна фигуративная точка, отвечающая равновесию наиболее железистых амфиболов и пироксена (обр. 3, серия Брокен-Хилл, $\chi_{\text{FeO}}^{\text{MPy}} = 1.41$), отклоняется от этой прямой, отражая относительное обеднение роговой обманки FeO. Можно предполагать, что в области железистых составов распределение отклоняется от идеального, однако достоверность этого предположения мала из-за недостаточности данных.

Для выяснения зависимости распределения FeO в данной паре от температуры нами были рассмотрены 5 парагенезисов роговой обманки и клинопироксена из пород амфиболитовой фации (табл. 24). Коэффициент распределения для этих пар характеризуется более высокими значениями — 1.50—1.75. Фигуративные точки на диаграмме также располагаются вдоль линии идеального распределения, но имеющиеся в нашем распоряжении пары относятся только к умеренно железистым составам. Таким образом, распределение FeO в паре кальциевый амфибол—клинопироксен зависит от температуры: $k_{\text{FeO}}^{\text{Am-MPy}}$ понижается при повышении температуры кристаллизации пород. Так как в области составов, умеренно богатых и бедных FeO ($x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}} = 0.100—0.03$), распределение приближается к идеальному и зависимость его от T выражена отчетливо, то оно может быть использовано для создания геотермометра.

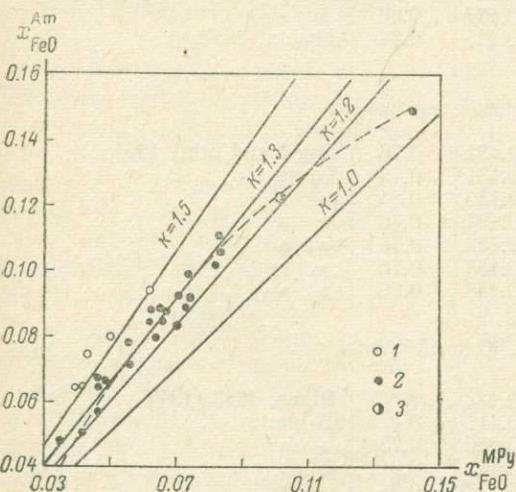


Рис. 31. Распределение FeO в сосуществующих амфибалах и моноклинных пироксенах магматических (1) и метаморфических пород амфиболитовой (2) и гранулитовой (3) фаций.

сит от температуры: $k_{\text{FeO}}^{\text{Am-MPy}}$ понижается при повышении температуры кристаллизации пород. Так как в области составов, умеренно богатых и бедных FeO ($x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}} = 0.100—0.03$), распределение приближается к идеальному и зависимость его от T выражена отчетливо, то оно может быть использовано для создания геотермометра.

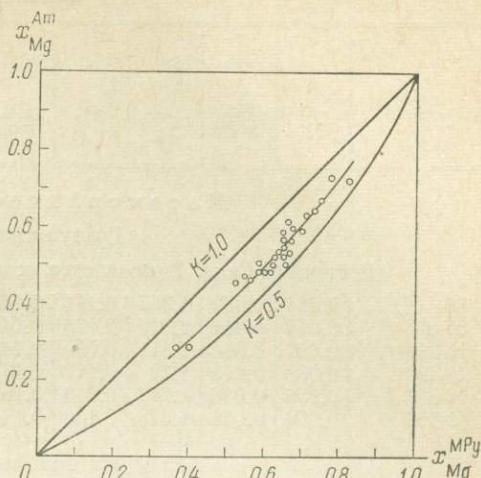


Рис. 30. Распределение Mg и Fe^{2+} в со-существующих амфибалах и моноклинных пироксенах.

Таблица 24

Распределение FeO и MgO между существующими амфиболами и моноклинными пироксенами

№ обр.	$x_{\text{FeO}}^{\text{Am}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{MgY}}$	$k_{\text{FeO}}^{\text{Am-MgY}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Am}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{MgY}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{Am-MgY}}$	Источник

М е т а м о р ф и чес кие породы

Гранулитовая фация

Восточный Саян, Присаянское поднятие и Онотско-Бельская глыба

86	0.084	0.062	1.355	0.111	0.142	0.78	Колл. И. Н. Крылова
87-д	0.074	0.061	1.215	0.125	0.144	0.87	То же
H-227 ^г	0.097	0.074	1.311	0.090	0.144	0.63	Никитина и др., 1967
H-499 ^а	0.089	0.073	1.22	0.117	0.132	0.89	Колл. Л. П. Никитиной
H-554	0.056	0.046	1.218	0.149	0.162	0.92	Никитина и др., 1967
H-595	0.066	0.048	1.375	0.130	0.144	0.90	

Алданский щит, центральная часть

221/1	0.088	0.063	1.397	0.113	0.124	0.91	Кицул, 1966
114/14	0.079	0.064	1.235	0.116	0.136	0.94	То же
21/11	0.105	0.083	1.265	0.090	0.108	0.83	» »
2128-8	0.088	0.060	1.42	0.127	0.142	0.89	Колл. В. С. Байковой

Балтийский щит, лапландский комплекс

H-569 ^л	0.067	0.046	1.457	0.132	0.140	0.94	Колл. Л. П. Никитиной
H-569 ^в	0.071	0.056	1.268				То же
H-556 ^а	0.065	0.047	1.383				» »
H-556	0.067	0.046	1.457	0.122	0.137	0.89	» »
Э-2	0.101	0.082	1.232	0.091	0.125	0.74	Escola, 1952

Адирондакское нагорье

362	0.090	0.074	1.216	0.102	0.134	0.76	Engel and oth., 1964
105	0.090	0.074	1.216	0.104	0.131	0.79	То же
104	0.087	0.067	1.299	0.109	0.130	0.84	» »
10	0.091	0.071	1.282	0.102	0.134	0.76	» »
358а	0.086	0.071	1.212	0.100	0.132	0.76	» »
341	0.085	0.066	1.288	0.102	0.136	0.75	» »
W-35-5	0.077	0.056	1.375	0.131	0.148	0.89	» »

Австралия, Южный Уэльс

1	0.110	0.083	1.325	0.107	0.122	0.88	Binns, 1962, 1965
2	0.122	0.101	1.208	0.101	0.111	0.91	То же
3	0.149	0.141	1.057	0.060	0.080	0.75	» »
4	0.084	0.072	1.091	0.130	0.143	0.91	» »
6	0.099	0.074	1.338	0.115	0.137	0.84	» »

Квебек

R-7	0.047	0.035	1.343	0.160	0.162	0.99	Krank, 1961
-----	-------	-------	-------	-------	-------	------	-------------

Австралия, п-ов Лизард

90703	0.054	0.040	1.35	0.164	0.174	0.94	(Green, 1964)
90696	0.074	0.062	1.19	0.141	0.161	0.88	То же

Таблица 24 (продолжение)

№ обр.	$x_{\text{FeO}}^{\text{Am}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{MPy}}$	$k_{\text{FeO}}^{\text{Am-MPy}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Am}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{MPy}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{Am-MPy}}$	Источник	
Амфиболитовая фация Восточный Саян								
Балтийский щит, лапландский комплекс								
H-67/63	0.064	0.042	1.52	0.435	0.142	0.95	Колл. Л. П. Никитиной	
H-161/63	0.064	0.040	1.60	0.447	0.154	0.97	То же	
Магматические породы Калифорния, Сьерра-Невада								
153	0.114	0.096	1.19	0.411	0.118	0.94	Best a. Mercy, 1957	

Распределение MgO . Значения $k_{\text{MgO}}^{\text{Am-MPy}}$, приведенные в табл. 24, характеризуются более широким, чем $k_{\text{FeO}}^{\text{Am-MPy}}$, интервалом колебаний: от 0.63 до 0.99. Точки на диаграмме $x_{\text{MgO}}^{\text{Am}} - x_{\text{MgO}}^{\text{MPy}}$ (рис. 32) ложатся вдоль кривой, занимающей секущее положение по отношению к прямым идеального распределения, и разброс этих точек значительный. Положение кривой сопряженных составов рассматриваемых минералов указывает на обогащение роговых обманок магнезией и уменьшение коэффициента активности MgO в этом интервале в области магнезиальных составов.

Значения $k_{\text{MgO}}^{\text{Am-MPy}}$ для пар этих минералов из пород амфиболитовой фации лежат в тех же пределах, что и для минералов гранулитовой фации. Следовательно, не наблюдается отчетливой зависимости $k_{\text{MgO}}^{\text{Am-MPy}}$ от условий кристаллизации пород. Значительное же отклонение от идеальности распределения MgO делает невозможным использование $k_{\text{MgO}}^{\text{Am-MPy}}$ для создания геотермометра.

Распределение Mg и Fe^{2+} в существующих ромбических пироксенах и амфиболах

$\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}$ распределение было изучено в 30 парах ортопироксен—амфибол. 4 пары представляют гранулитовый комплекс Восточного Саяна, 5 — центральной части Алданского щита и 4 — лапландский комплекс

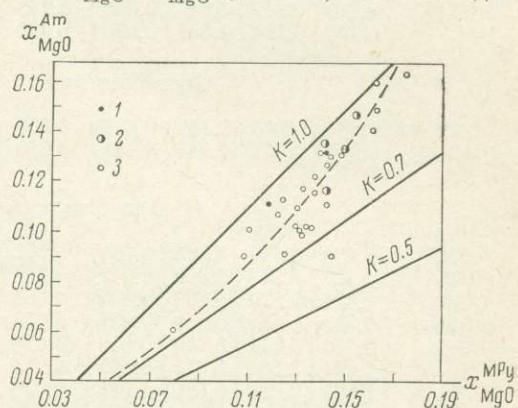


Рис. 32. Распределение MgO в существующих амфиболах и пироксенах магматических (1) и метаморфических пород амфиболитовой (2) и гранулитовой (3) фаций.

Распределение Fe^{+2} и Mg в существующих ромбических пироксенах
и амфиболах

№ обр.	$x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}}$	$x_{\text{Mg}}^{\text{Am}}$	$x_{\text{Mg}-\text{Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Am}}$	Ca RPy	$\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{RPy}}$	f_m^{RPy}	Источник
				форм. ед.			
Восточный Саян							
86	0.539	0.566	0.895	0.040	0.042	0.451	Колл. И. Н. Крылова
H-227 ^a	0.485	0.526	0.847	0.033	0.050	0.511	Никитина и др., 1967
H-554	0.658	0.726	0.727	0.036	0.026	0.338	То же
H-595	0.604	0.663	0.776	0.029	0.084	0.386	» »
Алданский щит, центральная часть							
21/11	0.472	0.463	1.004	0.146	0.030	0.519	Кицул, 1966а, 1966б
223/3	0.411	0.432	0.919	0.084	0.078	0.582	То же
28	0.766	0.764	1.015	0.046	0.076	0.237	» »
1237	0.477	0.511	0.860	0.050	0.080	0.511	Колл. В. С. Байковой
1191	0.546	0.555	0.968	0.050	0.060	0.446	То же
Балтийский щит, лапландский комплекс							
H-576 ^a	0.600	0.650	0.808	0.032	0.082	0.392	Колл. Л. П. Никитиной
H-594	0.455	0.479	0.908	0.046	0.066	0.540	То же
H-569 ^a	0.620	0.662	0.834	0.029	0.071	0.376	» »
H-556	0.610	0.647	0.847	0.046	0.141	0.387	» »
Э-2	0.463	0.504	0.851	0.076	0.080	0.525	Escola, 1952
Балтийский щит, Беломорье							
312 ^b	0.641	0.666	0.895	0.059	0.065	0.349	Колл. В. В. Фиженко
59-4	0.604	0.671	0.748	0.063	0.080	0.398	То же
Адирондакское нагорье							
358 ^a	0.488	0.519	0.883	0.054	0.052	0.476	Engel a. oth., 1964
10	0.486	0.540	0.809	0.042	0.050	0.500	То же
362	0.476	0.530	0.806	0.034	0.053	0.511	Engel a. oth., 1964
104	0.504	0.545	0.849	0.081	0.058	0.484	То же
341	0.510	0.542	0.878	0.055	0.056	0.477	» »
105	0.494	0.534	0.853	0.065	0.044	0.494	» »
35-5	0.578	0.626	0.831	0.028	0.070	0.411	Ward, 1965
Австралия, Новый Уэльс							
1	0.414	0.489	0.736	0.036	0.048	0.566	Binns, 1962, 1965
2	0.363	0.451	0.696	0.036	0.024	0.622	То же
3	0.243	0.282	0.817	0.047	0.048	0.730	» »
4	0.514	0.604	0.725	0.039	0.069	0.474	» »
6	0.521	0.537	0.906	0.036	0.038	0.521	» »
Индия, Мадрас							
3709	0.754	0.806	0.739	0.002	0.125	0.241	Howie a. Subramaniam, 1957
2270	0.608	0.688	0.702	0.036	0.071	0.378	То же
2941	0.545	0.620	0.733	0.029	0.092	0.454	» »
Антарктида							
57112402	0.526	0.553	0.897	0.000	0.073	0.463	Banno and oth., 1965

Балтийского щита (табл. 25). Остальные данные, заимствованные из литературы, относятся к породам гранулитовой фации Адирондакского нагорья (Engel and oth., 1964; Ward, 1969), Австралии (Binns, 1962, 1965), Индии (Howie a. Subramaniam, 1957) и Антарктиды (Banno and oth., 1965).

Коэффициент распределения Mg и Fe²⁺ вычислялся по формуле

$$k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{RPy-Am}} = \frac{x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}} (1 - x_{\text{Mg}}^{\text{Am}})}{x_{\text{Mg}}^{\text{Am}} (1 - x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}})},$$

исходя из допущения, что равновесие ортопироксена и амфибала в отношении Mg и Fe²⁺ описывается обменной реакцией Fe²⁺-ортопироксен + Mg-амфибол ⇌ Fe²⁺-амфибол + Mg-ортопироксен.

Многие исследователи (Маркушев, 1965; Кориковский, 1967; Лутц, 1964, и др.) отрицают зависимость Mg-Fe²⁺ распределения в существующих ортопироксенах и амфибалах от температуры. Однако А. Л. Перчук (1969) на основании значительного энтропийного эффекта приведенной выше обменной реакции сделал обратный вывод и построил соответствующую диаграмму $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{RPy-Am}}$ — Т. Он же пришел к заключению об обогащении ортопироксена магнием за счет амфибала при повышении температуры, о неидеальности Mg-Fe²⁺ распределения и наличии экстремальных состояний в этой паре минералов.

Наши данные о распределении Mg и Fe²⁺ в этой паре минералов указывают на приближение этого распределения к идеальному в интервале значений

x_{Mg} от 0.20 до 0.65, что подтверждается на диаграмме фазового соответствия (рис. 33) приблизительным совпадением линий сопряженных составов с линиями идеального распределения. Однако в области более магнезиальных составов эти линии занимают секущее положение, указывая на относительное обогащение магнием ортопироксенов. Точка, отвечающая образцу основного кристаллического сланца из центральной части Алданского щита (обр. 28, Кицул, 1966а, в), показывает, что магнезиальность ортопироксена в этом образце приблизительно равна магнезиальности амфибала, в то время как в остальных она ниже. Неидеальность Mg-Fe²⁺ распределения не была подтверждена существованием корреляционной связи между $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{RPy-Am}}$ и магнезиальностью минералов. Соответствующие коэффициенты корреляции значимо не отличаются от 0 для $q = 0.01$ и $q = 0.05$.

На рис. 33 отчетливо видна зависимость $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{RPy-Am}}$ от концентрации кальция в ромбическом пироксене: коэффициент распределения увеличивается с увеличением содержания кальция в ортопироксене. Это подтвер-

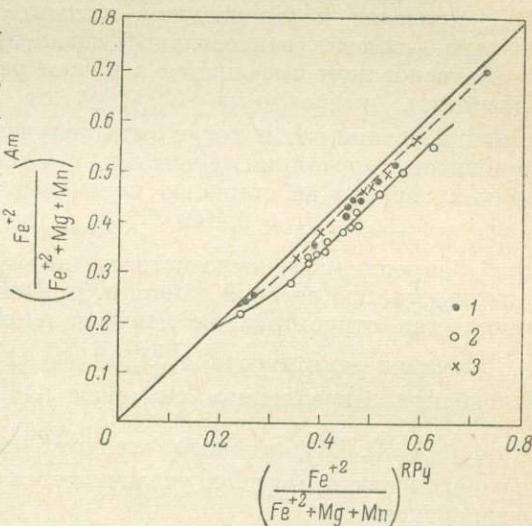


Рис. 33. Зависимость Mg-Fe²⁺ распределения в существующих ромбических пироксенах и амфибалах от содержания Ca (в форм. ед.) в ромбических пироксенах.

1 — 0.030—0.040; 2 — 0.040—0.050; 3 — более 0.50.

ждается также величиной парного коэффициента корреляции между Ca^{RPy} и $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{RPy-Am}}$: $r = 0.495$; $\sigma_r = 0.148$ при однопроцентном уровне значимости, равном 0.411. Надо отметить, однако, что указанная корреляционная связь наблюдается только при содержаниях кальция в ромбических пироксенах ниже 0.050 форм. ед.

Значимой связи для $q = 0.01$ и $q = 0.05$ между содержанием алюминия в тетраэдре пироксенов и величиной коэффициента распределения не устанавливается. Возможными причинами этого являются недостаток материала, неточность определения содержания Al_{IV} по разности (2 — Si) и незначительные вариации этой величины (главным образом, 0.03—0.05) в рассматриваемой выборке. Анализ данных по породам, содержащим глиноземистые гиперстены, приводит к заключению о значительном влиянии общего содержания Al на $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{RPy-Am}}$. На рис. 34 видно, что увеличение $\text{Al}_{\text{общ.}}$ приводит к уменьшению относительной магнезиальности ортопироксена — эффект, равносильный снижению температуры.

На основании имеющихся в нашем распоряжении данных не удается установить зависимости $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{RPy-Am}}$ от параметров состава роговой обманки. Такие связи могут быть получены путем расчета частных коэффициентов корреляции. Известно, что содержание титана в роговых обманках связано со степенью метаморфизма и с железистостью породы: $\rho_{k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}}^{\text{RPy-Am} \cdot \text{TiAm}} / x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}} = 0.402$ ($\sigma_r \cdot t_{0.01(n)} = 0.361$), из чего следует, что при закрепленной железистости коэффициент распределения связан с титанистостью роговой обманки, причем при повышении последней увеличивается относительная магнезиальность ортопироксена.

Значимая зависимость $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{RPy-Am}}$ от $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Am}}$ (в форм. ед.) устанавливается только при закрепленном значении $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{RPy}}$ ($\rho_{k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}}^{\text{RPy-Am} \cdot \text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Am}}} / \text{Al}_{\text{IV}}^{\text{RPy}} = 0.392$, $\sigma_r \cdot t_{0.01(n)} = 0.368$), из чего следует, что при перераспределении Al из ортопироксена в амфибол увеличивается относительная магнезиальность ортопироксена.

Рассмотренные здесь величины коэффициентов корреляции $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\text{RPy-Am}}$ и параметров состава увеличиваются при закреплении величины Ca^{RPy} .

Таким образом, коэффициент $\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}$ распределения, равный константе простой обменной реакции $\text{Fe}^{2+}\text{-ортопироксен} + \text{Mg}\text{-амфибол} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}\text{-амфибол} + \text{Mg}\text{-ортопироксен}$, не учитывающей изоморфизма Fe^{2+} и Ca, с одной стороны, Mg, Al и Ti, с другой, в обоих минералах мало пригоден для создания геотермометра на основе зависимости $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}} — f(T)$.

Распределение FeO . Результаты расчетов по 28 парам приведены в табл. 26. Коэффициент распределения обнаруживает колебания в пределах от 0.42 до 0.61. Фигуративные точки на диаграмме (рис. 35) ложатся вблизи прямых идеального распределения. Разброс точек для пород, кристаллизовавшихся в сходных условиях, зависит от содержания кальция в ромбических пироксенах. Максимальными значениями $k_{\text{FeO}}^{\text{Am-RPy}}$ характеризуются пары, в которых ортопироксен содержит кальция более 0.050 форм. ед., минимальными — в которых содержание его находится в пределах от 0.032 до 0.040 форм. ед. Линии I и II, проходящие через точки, отвечающие пироксенам с содержанием кальция от 0.030 до 0.040 и от 0.040 до 0.050 форм. ед. соответственно, занимают слабо секущее положение по отношению к линиям идеального распределения. На основании этого можно предполагать незначительное положительное отклонение распределения FeO в этой паре минералов от идеальности в интервале концентраций FeO в ромбическом пироксene от 0.12 до 0.29.

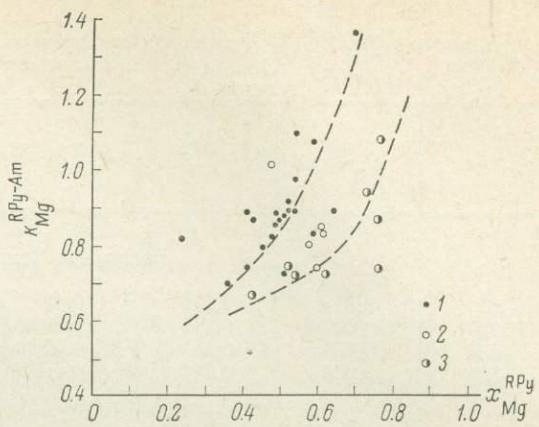


Рис. 34. Зависимость $Mg-Fe^{2+}$ распределения в сосуществующих ромбических пироксенах и амфиболах от содержания Mg в пироксенах при различных содержаниях $Al_{общ.}$ (в форм. ед.).

1 — 0.00—0.10; 2 — 0.10—0.16;
3 — более 0.16.

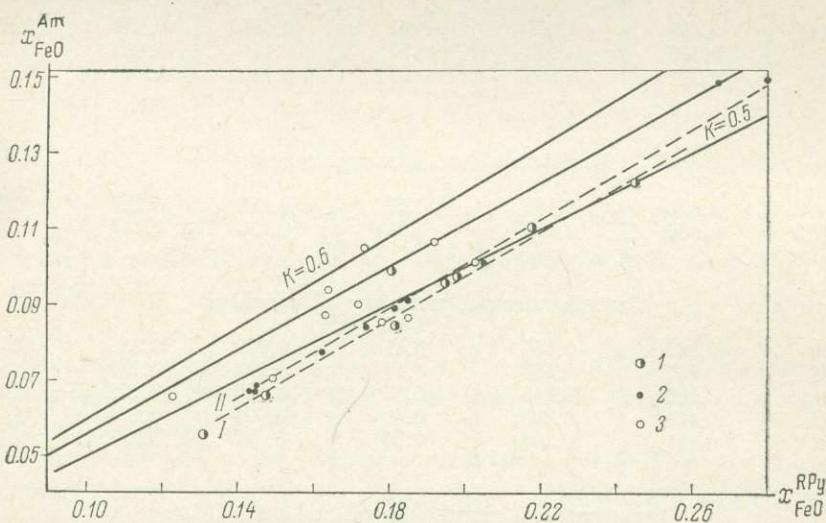


Рис. 35. Распределение FeO в сосуществующих ромбических пироксенах и амфиболах при различных содержаниях Ca в ромбических пироксенах (в форм. ед.).

1 — 0.030—0.040; 2 — 0.040—0.050; 3 — более 0.050.

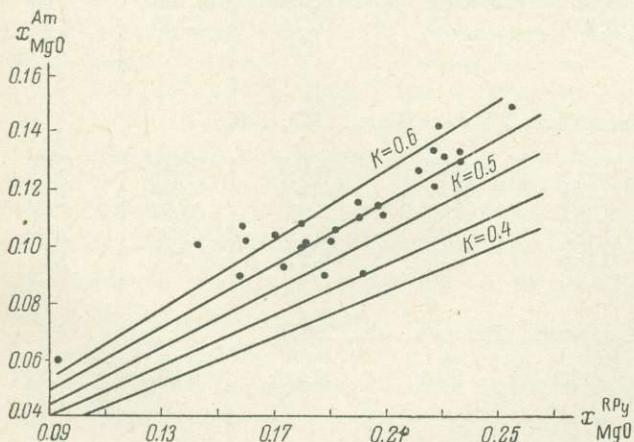


Рис. 36. Распределение MgO в сосуществующих ромбических пироксенах и амфиболах.

Таблица 26

Распределение FeO и MgO между существующими амфиболами и ромбическими пироксенами

№ обр.	$x_{\text{FeO}}^{\text{Am}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{RPy}}$	$k_{\text{FeO}}^{\text{Am-RPy}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Am}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{RPy}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{Am-RPy}}$
Восточный Саян						
86	0.084	0.174	0.48	0.111	0.208	0.54
H-227 ^г	0.097	0.198	0.49	0.090	0.188	0.47
H-554	0.056	0.131	0.42	0.149	0.255	0.58
H-595	0.066	0.148	0.45	0.130	0.236	0.55
Алданский щит, центральная часть						
21/11	0.105	0.173	0.61	0.090	0.158	0.57
1237	0.106	0.192	0.55	0.111	0.180	0.62
1191	0.094	0.164	0.57	0.110	0.200	0.55
Балтийский щит, кольская серия						
9-4	0.070	0.150	0.47	0.143	0.227	0.63
ФЖ-312 ^а	0.066	0.162	0.54	0.133	0.227	0.59
Балтийский щит, лапландский комплекс						
H-569 ^д	0.067	0.144	0.47	0.132	0.236	0.56
H-556	0.067	0.143	0.47	0.122	0.227	0.54
H-576 ^а	0.068	0.145	0.47	0.127	0.222	0.57
H-594	0.101	0.206	0.49	0.094	0.174	0.54
Э-2	0.101	0.203	0.50	0.091	0.202	0.45
Адирондакское нагорье (Engel and oth., 1964)						
362	0.090	0.195	0.46	0.102	0.181	0.56
105	0.090	0.171	0.53	0.104	0.170	0.61
104	0.087	0.163	0.54	0.109	0.180	0.61
10	0.091	0.185	0.49	0.102	0.160	0.64
341	0.085	0.178	0.48	0.102	0.190	0.54
358 ^а	0.086	0.185	0.47	0.100	0.180	0.56
W-35-5	0.077	0.162	0.48	0.131	0.230	0.57
Австралия, Южный Уэльс (Binns, 1962, 1965)						
1	0.110	0.217	0.51	0.107	0.159	0.67
2	0.122	0.245	0.50	0.101	0.143	0.71
3	0.149	0.2802	0.53	0.060	0.093	0.65
4	0.084	0.182	0.46	0.130	0.198	0.66
6	0.099	0.181	0.55	0.115	0.200	0.58
Антарктида (Banno a. oth., 1964)						
57112402	0.089	0.182	0.49	0.114	0.207	0.55

Распределение MgO. Точки на диаграмме $x_{\text{MgO}}^{\text{RPy}} - x_{\text{MgO}}^{\text{Am}}$ (рис. 36) обнаруживают значительный разброс, не позволяющий проведение линии сопряженного состава пар ромбический пироксен—амфибол. Величина $k_{\text{MgO}}^{\text{Am-RPy}}$ колеблется от 0.45 до 0.75 (табл. 26).

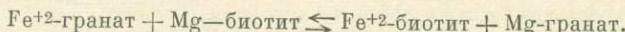
Распределение Fe^{+2} и Mg в сосуществующих гранатах и биотитах

Распределение Mg и Fe^{+2} было изучено в 76 парах различных пород гранулитовой фации, 20 из которых относятся к кольской серии, 7 — к лапландскому комплексу и 12 — к ладожской формации Балтийского щита, 14 — к центральной части Алданского щита и 6 — к его южной краевой части, 7 — к Присаянскому поднятию и Онотско-Бельской глыбе Восточного Саяна, 2 пары — к Чуйской глыбе Байкальской складчатой области, 3 — к глыбам в Джугджуро-Становой области (табл. 27).

Коэффициенты распределения вычислялись по формуле

$$k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-Bt}} = \frac{x_{\text{Mg}}^{\text{Gr}} (1 - x_{\text{Mg}}^{\text{Bt}})}{x_{\text{Mg}}^{\text{Bt}} (1 - x_{\text{Mg}}^{\text{Gr}})},$$

где $x_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}}$, исходя из предположения, что равновесие гранатов и биотитов в отношении Fe^{+2} и Mg описывается уравнением обменной реакции



Поскольку на диаграмме $k_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Gr-Bt}} - T$, предложенной А. Л. Перчуком (1969), x_{Mg} в минералах определяется отношением $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$, нами, для того чтобы иметь возможность пользоваться этой диаграммой, для каждой пары минералов было вычислено также второе значение коэффициента распределения, соответствующее принятому этим автором способу выражения концентрации магния ($k_{\text{Mg-Fe}}^{*\text{Gr-Bt}}$).

В задачу исследования входило изучение степени идеальности распределения Mg и Fe в этой паре минералов, зависимости $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-Bt}}$ от концентраций других компонентов в составе обоих минералов и оценка пригодности $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-Bt}}$ для построения геотермометров.

Как уже указывалось, исследованием влияния состава гранатов и биотитов на Fe-Mg распределение между ними занимались многие исследователи (Kretz, 1959; Albee, 1965; Sen, Chakraborty, 1968), но ими были сделаны противоположные выводы о знаках влияния содержаний кальция и марганца в гранатах на величину $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-Bt}}$ и отсутствии влияния составов слюд на Mg- Fe^{+2} распределение. Причина разных результатов — недостаточное количество фактического материала. Объем данных, имеющихся в нашем распоряжении, позволяет исследовать влияние состава минералов на величину $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-Bt}}$ путем вычисления парных коэффициентов корреляции между коэффициентом распределения и параметрами состава и оценить степень надежности выводов в каждом случае.

Парные коэффициенты корреляции между $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-Bt}}$ и, соответственно, содержаниями Mn, Ca в форм. ед. и величиной $\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}}$ в гранатах, количеством алюминия и титана в тетраэдрической позиции — $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$ и концентрацией Fe^{+2} в биотитах приведены в табл. 28.

Коэффициент корреляции между Mn^{Gr} и $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-Bt}}$, отрицательный по знаку, является значимым для уровня вероятности $q = 0.01$. Коэффициент

Таблица 27

Распределение Mg и Fe⁺² в существующих гранатах и биотитах гранулитовой фации

№ обр.	$\frac{Gr-Bt}{h Mg-Fe^2}$	$k^* \frac{Gr-Bt}{Mg-Fe}$	Ca Gr	Mn Gr	$(\frac{Mn}{Ca})_{Gr}$	Al ^{Bt} _{IV}	(Ti + Al) ^{Bt} _{IV}	Bt f.m.	T° C (Перчук, 1969)	Источник	
Восточный Саян, Присаянское поднятие, Онотско-Бельская глыба											
H-503/60	0.262	0.281	0.51	0.11	0.216	0.91	1.17	38.0	660	Колл. Л. П. Никитиной	
H-75/63	0.308	0.307	0.18	0.08	0.435	1.05	1.28	45.5	690	То же	
227 ^e	0.229	0.271	0.12	0.01	0.083	0.92	1.18	37.8	640	Колл. И. Н. Крылова	
36 ^r	0.292	0.274	0.13	0.07	0.538	1.07	1.27	55.9	650	То же	
513	0.227	0.219	0.10	0.06	0.600	1.14	1.35	43.4	610	» »	
H-300г	0.214	0.206	0.12	0.08	0.667	1.03	1.26	47.7	640	Колл. Л. П. Никитиной	
1322/6	0.262	0.313	0.12	0.07	0.583	1.14	1.28	54.1	670	Соколов, 1970	
Балтийский щит, кольская серия											
769 ^a	0.252	0.248	0.35	0.07	0.200	1.07	1.26	39.0	650	Колл. Г. М. Друговой	
176 ^a	0.252	0.252	0.07	0.03	0.43	0.99	1.26	42.8	650	Бондаренко, Дагелайский, 1968	
179	0.311	0.303	0.12	0.05	0.416	1.02	1.26	41.0	675	То же	
457	0.367	0.340	0.11	0.03	0.272	0.84	1.11	38.4	700	» »	
624 ^a	0.253	0.257	0.14	0.01	0.071	1.04	1.25	42.1	650	» »	
290	0.295	0.320	0.09	0.05	0.56	1.00	1.23	31.8	675	» »	
57	0.242	0.279	0.07	0.02	0.286	1.11	1.32	37.7	675	Колл. Л. А. Прияткиной	
905 ^e	0.349	0.340	0.09	0.01	0.111	1.06	1.31	29.3	720	Бондаренко, Дагелайский, 1968	
36	0.322	0.326	0.08	0.02	0.250	0.94	1.25	32.1	700	То же	
902 ^e	0.325	0.312	0.06	0.01	0.167	0.94	1.20	30.2	700	» »	
878 ^e	0.302	0.286	0.09	0.02	0.222	0.97	1.26	28.5	690	» »	
325	0.333	0.330	0.07	0.01	0.143	1.05	1.24	34.5	700	» »	
803	0.404	0.346	0.08	0.01	0.125	1.02	1.26	30.5	725	» »	
140	0.301	0.293	0.07	0.02	0.286	1.01	1.26	40.3	675	» »	
40	0.267	0.267	0.10	0.03	0.300	1.01	1.26	41.2	660	» »	
43	0.272	0.270	0.09	0.02	0.222	1.05	1.19	30.0	710	» »	
1266	0.362	0.358	0.14	0.03	0.214	1.13	1.34	38.6	710	» »	
242	0.353	0.348	0.12	0.01	0.083	0.98	1.24	44.8	700	» »	
1039	0.278	0.272	0.07	0.03	0.429	1.05	1.23	36.4	660	Колл. Г. М. Друговой	
424	0.190	0.234	0.11	0.02	0.182	1.11	1.35	32.1	625	То же	
Лапландский комплекс											
H-568 ^a	0.407	0.330	0.39	0.01	0.256	0.92	1.20	39.1	725	Колл. Л. П. Никитиной	
H-568	0.374	0.397	0.26	0.02	0.077	1.07	1.34	36.6	725	То же	
H-586	0.398	0.392	0.53	0.07	0.432	0.96	1.29	50.2	710	» »	
10	0.327	0.325	0.13	0.01	0.077	0.99	1.28	37.0	700	Колл. Л. А. Прияткиной	
431	0.347	0.346	0.16	0.02	0.125	0.99	1.27	28.0	730	То же	
H-586 ^a	0.411	0.370	0.53	0.07	0.433	0.86	1.20	49.0	700	Колл. Л. П. Никитиной	
H-586 ^b	0.319	0.313	0.50	0.05	0.400	0.98	1.26	43.7	680	То же	
Южно-карельская зона											
54 ^a	0.225	0.218	0.25	0.07	0.280	1.11	1.30	47.4	620	Лебедев и др., 1964	
7 ^b	0.265	0.253	0.15	0.06	0.400	1.14	1.32	45.6	650	То же	
620 ^e	0.278	0.279	0.14	0.03	0.214	1.13	1.32	56.2	650	Судовиков и др., 1970	
32 ^a	0.288	0.273	0.13	0.06	0.461	1.08	1.31	45.2	650	Лебедев и др., 1964	
16	0.356	0.349	0.10	0.03	0.300	1.13	1.29	42.9	700	То же	
12 ^x	0.322	0.311	0.10	0.05	0.500	1.06	1.32	43.1	590	» »	
4	0.312	0.296	0.19	0.07	0.369	1.16	1.35	42.1	675	» »	
1056 ^e	0.340	0.329	0.14	0.04	0.286	1.11	1.30	52.6	675	Судовиков и др., 1970	
718 ^x	0.264	0.261	0.08	0.06	0.750	1.12	1.31	44.3	650	То же	
606 ^b	0.293	0.292	0.08	0.11	1.380	1.05	1.23	55.07	660	» »	
375	0.305	0.297	0.17	0.01	0.056	1.11	1.30	42.08	675	» »	
Алданский щит Центральная часть											
1030	0.367	0.348	0.10	0.12	1.20	0.94	1.25	37.0	710	Колл. В. Л. Дука	
1067	0.291	0.263	0.07	0.23	3.54	0.95	1.17	39.2	660	То же	
1808/3	0.305	0.307	0.15	0.03	0.20	0.82	1.12	53.2	700	Колл. В. С. Байковой	
1304/5	0.289	0.281	0.22	0.03	0.136	0.89	1.17	43.6	660	Колл. М. Е. Салье	
1304/4	0.307	0.297	0.16	0.05	0.313	0.92	1.38	49.0	660	То же	
2071	0.382	0.349	0.09	0.03	0.334	0.92	1.25	37.8	700	Колл. В. С. Байковой	
1982/4	0.327	0.367	0.14	0.03	0.214	0.92	1.23	44.7	700	То же	
47	0.331	0.345	0.11	0.02	0.182	0.77	1.07	49.1	690	Кицул, 1966б, 1966г	
95 ^x	0.142	0.271	0.42	0.08	0.191	0.95	1.18	67.5	650	Маракушев, 1965	
36 ^a	0.407	0.307	0.01	0.02	2.000	0.88	1.20	34.3	750	То же	
1827	0.294	0.302	0.22	0.07	0.318	0.94	1.19	53.9	660	Колл. В. С. Байковой	
28	He	0.355	0.10	0.06	0.600	0.91	1.11	43.6	690	Колл. М. Д. Крыловой	
64	опр.	0.275	0.269	0.22	0.07	0.318	0.98	1.22	47.1	650	Судовиков и др., 1965

Таблица 27 (продолжение)

№ обр.	$k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$	$k_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Gr-Bt}}$	Ca Gr	Mn Gr	$(\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}})^{\text{Gr}}$	$\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$	$(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$	f_{Bt}	$T^{\circ} \text{C}$ (Перчук, 1969)	Источник
	форм. ед.	форм. ед.	форм. ед.	форм. ед.	форм. ед.	форм. ед.	форм. ед.	форм. ед.	форм. ед.	
Южная краевая часть										
108 ^b	0.288	0.273	0.16	0.07	0.438	1.04	1.22	30.8	680	Судовиков и др., 1965
126	0.327	0.331	0.11	0.02	1.182	1.17	1.30	31.8	700	То же
127	0.320	0.317	0.12	0.04	0.334	1.06	1.28	33.4	725	» »
3396	0.331	0.324	0.06	0.03	0.500	1.00	1.17	30.9	710	» »
9289 ^b	0.424	0.417	0.11	0.02	0.16	0.99	1.14	28.5	750	» »
8801 ^{gr}	0.244	0.225	0.11	0.01	0.091	1.00	1.24	32.0	650	» »
113	0.342	0.329	0.12	0.08	0.667	1.14	1.28	45.3	690	» »
2166	0.572	0.315	0.20	0.09	0.450	0.99	1.22	48.7	675	» »
513	0.223	0.273	0.11	0.07	0.637	0.98	1.26	39.7	660	Кориковский, 1967
АН-I	0.253	0.235	0.16	0.13	0.810	1.15	1.28	48.1	625	То же
489/1	0.217	0.225	0.07	0.21	3.00	1.18	1.32	52.6	610	Соколов, 1970
531/1	0.198	0.495	0.10	0.15	1.50	0.98	1.45	50.2	600	То же
50 ^a	Не опр.	0.275	0.13	0.09	0.692	1.00	1.25	46.7	650	Лутц, 1964
92	»	0.257	0.14	0.06	0.429	1.12	1.32	43.0	650	То же
225	»	0.268	0.13	0.02	0.154	1.04	1.28	46.9	650	» »
101	0.438	0.433	0.31	0.08	0.097	0.97	1.20	41.4	700	» »
24	0.284	0.378	0.14	0.04	0.296	0.90	1.22	44.7	720	» »
18	0.318	0.311	0.10	0.05	0.500	0.80	1.08	40.6	690	» »

корреляции между Ca^{Gr} и $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ значимо не отличается от 0 для $q = 0.01$ и $q = 0.05$. Однако судя по данным табл. 27, наблюдается тенденция к увеличению $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ с увеличением концентрации кальция в гранатах. Незначимость $r_{k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}} \cdot \text{Ca}^{\text{Gr}}}$, по-видимому, объясняется сильным влиянием на величину коэффициента распределения концентраций других компонентов, таких как Mn^{Gr} или $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$.

Поскольку зависимость между $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ и Ca^{Gr} обратна по знаку зависимости между $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ и Mn^{Gr} , была исследована зависимость коэффициента распределения от $(\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}})^{\text{Gr}}$. Эта зависимость установлена только для значений этого отношения меньше 1.00 и характеризуется отрицательным коэффициентом корреляции ($r = -0.383$, $\sigma_r = 0.104$), значимым с $p = 99\%$. Из этого следует, что в породах с различным $\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}}$, определяющим это отношение в гранатах, в одинаковых термодинамических условиях $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ не будет постоянным.

Таблица 28

Значение парных коэффициентов корреляции, отражающих зависимость $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ от состава граната и биотита

	n	r	σ_r	$\sigma_r \cdot t_{0.01}(n)$	$\sigma_r \cdot t_{0.05}(n)$
Mn^{Gr}	51 *	-0.393	0.118	0.304	
$(\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}})^{\text{Gr}}$	51 *	-0.330	0.124	0.319	
$(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$	64 *	-0.302	0.114	0.294	
f_m^{Bt}	50	-0.297	0.219	0.323	0.253

* Не учтены гранаты с отношением $(\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}})^{\text{Gr}} < 0.01$ и > 1.00 .

Распределение Mg и Fe⁺² в существующих гранатах и биотитах
амфиболитовой фации (высокотемпературная часть)

№ обр.	$\frac{\text{Gr}-\text{Bt}}{h_{\text{Mg}-\text{Fe}^+}}$	Ca Gr	Mn Gr	$(\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}})$ Gr	$\frac{\text{Bt}_{\text{IV}}}{(\text{Al} + \text{Ti})}$	f_m^{Bt}	Источник	
1	0.335	0.143	0.141	0.99	1.192	0.37	Sen, Chakraborty, 1968	
2	0.370	0.157	0.136	0.86	1.295	0.46	То же	
3	0.365	0.115	0.125	1.09	1.199	0.39	» »	
4	0.240	0.290	0.146	0.770	1.408	0.52	» »	
5	0.177	0.163	0.060	0.37	1.468	0.50	» »	
6	0.310	0.106	0.163	1.54	1.153	0.43	» »	
7	0.325	0.183	0.090	0.49	1.279	0.42	» »	
8	0.239	0.199	0.100	0.50	1.309	0.49	» »	
9	0.276	0.238	0.105	0.44	1.279	0.47	» »	
10	0.284	0.265	0.105	0.40	1.314	0.52	» »	
11	0.197	0.207	0.093	0.45	1.319	0.47	» »	
12	0.208	0.244	0.078	0.32	1.304	0.47	» »	
13	0.253	0.182	0.123	0.68	1.281	0.38	» »	
14	0.230	0.219	0.126	0.57	1.349	0.39	» »	
Bgh-14	0.366	0.140	0.09	0.64	1.20	55.8	» »	
Bgh-25	0.287	0.140	0.03	0.21	1.35	43.2	» »	
Bgh-9	0.269	0.12	0.07	0.58	1.21	4.74	» »	
233	0.296	0.11	0.08	0.73	1.28	48.9	Engel a. oth., 1960	
228	0.243	0.11	0.38	3.56	1.31	55.9	Колл. Л. П. Никитиной	
226	0.357	0.20	0.46	2.3	1.13	58.4	Корниковский, 1967	
H-291	0.099	0.40	0.15	0.37	1.47	84.4	То же	
Б-75/2	0.200	0.14	0.10	0.71	1.39	5.94	Корниковский, 1967	
E-596	0.264	0.18	0.08	0.45	1.31	68.5	То же	
72/2	0.190	0.09	0.01	0.11	1.26	42.8	» »	
Б-60/4	0.212	0.15	0.17	1.13	1.30	55.0	» »	
Б-35	0.163	0.11	0.03	0.27	1.24	42.2	Корниковский, 1967	
201/1	0.125	0.06	0.13	2.16	1.29	46.5	Колл. Ю. М. Соколова	
2001/1	0.226	0.50	0.05	0.100	1.38	61.1	Судовиков и др., 1965	
3262	0.317	0.32	0.03	0.094	1.29	59.3	То же	
7689	0.188	0.18	0.35	1.94	1.41	46.6	Судовиков и др., 1965	
7691	0.199	0.21	0.20	0.95	1.42	53.0	То же	
7237 ^м	0.192	0.18	0.67	3.82	1.30	49.9	» »	
288	0.241	0.27	0.05	0.185	1.35	46.4	Судовиков и др., 1970	
134	0.254	0.06	0.07	1.17	1.13	63.6	То же	
526/3	0.118	0.22	0.93	4.24	1.13	52.5	Кицул, 1966б, 1966г	
149/1	0.198	0.09	0.14	1.56	1.23	58.2	То же	
7a	0.388	0.11	0.06	0.55	1.31	0.528	Лебедев, 1964	
3b	0.293	0.18	0.11	0.61	1.34	0.522	То же	
84	0.268	0.15	0.11	0.73	1.30	0.507	» »	
177д	0.311	0.19	0.04	0.21	1.26	0.519	» »	
177	0.345	0.21	0.05	0.24	1.18	0.512	» »	
19a	0.252	0.10	0.07	0.70	1.24	0.468	» »	
134	0.289	0.12	0.04	0.33	1.33	0.536	» »	
225	0.265	0.13	0.04	0.31	1.28	0.47	» »	
188 ^б	0.289	0.15	0.03	0.20	1.26	0.48	» »	
273	0.268	0.14	0.05	0.36	1.36	0.458	» »	
197 ^б	0.167	0.16	0.20	1.25	1.32	0.465	» »	
60	0.203	0.10	0.12	1.20	1.31	0.480	» »	
56	0.223	0.09	0.11	1.22	1.37	0.504	» »	
55	0.216	0.21	0.13	0.62	1.36	0.486	» »	
139	0.175	0.10	0.25	2.5	1.23	0.495	» »	
1696	0.192	0.23	0.18	0.88	1.36	0.506	» »	
64/44	0.177	0.25	0.13	0.52	1.26	0.425	Колл. Д. А. Великославинского	
1614	0.200	0.25	0.02	0.08	1.24	0.348	Колл. В. Л. Дука	
2169	0.133	0.36	0.04	0.11	1.22	0.336	То же	
2430	0.234	0.29	0.10	0.34	1.56	0.485	» »	
2803	0.210	0.19	0.04	0.21	1.39	0.409	» »	
2073 ^б	0.194	0.40	0.24	0.60	1.27	0.754	Колл. А. Н. Неслова	
1056 ^б	0.319	0.14	0.04	0.29	1.11	0.525	Судовиков и др., 1970	

Значимо отличающиеся от 0 коэффициенты корреляции установлены между $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ и суммарным содержанием Al и Ti в кремнекислородном тетраэдре — $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$ и железистостью биотита (табл. 28). Оба коэффициента отрицательны по знаку. Поскольку на $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ оказывает сильное влияние отношение $\left(\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}}\right)^{\text{Gr}}$, коэффициент корреляции между ним и $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$ вычисляется только для пар, где гранат характеризуется отношением $\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}}$ больше 0.01 и меньше 1.00. Более низкий по сравнению с другими коэффициентами корреляции уровень значимости для $r^{\text{Gr-Bt}}$ $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}} \cdot f_m$, по-видимому, обусловлен недостаточностью в этом случае статистических данных, а также узким интервалом железистости исследованных биотитов (28—55%). Наличие такой зависимости говорит о неидеальности распределения Mg и Fe²⁺ в паре гранат—биотит. Так как железистость биотитов определяется, главным образом, железистостью пород (Никитина, Хильтова, 1964; Никитина и др., 1967; Батлер, 1967), то в породах с более высокой железистостью гранат и биотит будут характеризоваться более высокими значениями $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ по сравнению с породами, бедными закисным железом, несмотря на сходные условия кристаллизации.

Аналогичные зависимости $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ от состава гранатов и биотитов получены для пород амфиболитовой фации. Всего было изучено 59 пар существующих гранатов и биотитов из пород, метаморфизованных в условиях высокотемпературной части амфиболитовой фации (табл. 29).

В породах амфиболитовой фации более отчетливо проявляется зависимость $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ от суммы $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$. В силу этого зависимость коэффициента распределения от отношения $\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}}$ в гранатах удается обнаружить, только если рассматривать пробы, в которых общее содержание $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$ ограничено узкими пределами колебаний, например, 1.25—1.40 (табл. 30).

Зная, что коэффициент распределения зависит от состава гранатов и биотитов, в свою очередь тесно связанных с составом материнских пород, следует с большой осторожностью сравнивать значения $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ для различных гранулитовых комплексов. Такое сравнение значений правомочно проводить лишь для пар минералов близкого химического состава, как это сделано, например, в табл. 31, 32. В первой приведены коэффициенты распределения для пар, включающих гранаты с отношением $\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}}$ в пределах 0.300—0.318 и слюды с содержанием $(\text{Ti} + \text{Al})_{\text{IV}} = 1.19—1.28$ форм. ед., $\text{Ti} = 0.19—0.25$ форм. ед. и $f_m = 41—54.0\%$.

Таблица 30
Значение парных коэффициентов корреляции между $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ и параметрами состава минералов для пород высокотемпературной части амфиболитовой фации

	n	r	σ_r	$\sigma_r \cdot t_{0.01}(n)$
Mn^{Gr}	49 *	-0.348	0.123	0.318
$\left(\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}}\right)^{\text{Gr}}$	37 **	-0.390	0.139	0.353
$(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$	59	-0.418	0.108	0.279

* Не учтены гранаты с содержанием $\text{Mn} > 0.300$.

** Не учтены пары, в которых гранат характеризуется отношением $\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}} > 1.5$ и биотит с содержанием $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}} < 1.25$ и больше 1.40.

Таблица 31

Значения k^{*Gr-Bt}_{Mg-Fe} и $T^\circ C$ для пар гранатов и биотитов сходного состава $\left(\frac{Mn}{Ca}\right)^{Gr} = 0.300 - 0.318$; $Ti^{Bt} = 0.19 - 0.25$; $(Ti + Al)_{IV}^{Bt} = 1.19 - 1.28$; $f_m^{Bt} = 41.2 - 53.9$, $f_{m\text{пор}} = 51.4 - 55.8$) из различных регионов

Район	n	k^{*Gr-Bt}_{Mg-Fe}	$T^\circ C$
Восточный Саян . .	1*	0.307	690
Балтийский щит, кольская серия . .	1	0.267	660
Алданский щит (центральная часть)	2	0.269—0.302	650—660

* Образец, отличающийся более высоким отношением $\left(\frac{Mn}{Ca}\right)^{Gr}$, равным 0.435, но по остальным характеристикам идентичен с другими образцами.

(Восточный Саян — обр. Н-75/63; центральная часть Алданского щита — обр. 1877, 64; Балтийский щит — обр. 40). Наиболее высоким k^{*Gr-Bt}_{Mg-Fe} характеризуется обр. Н-75/63 из Восточного Саяна, хотя отношение $\frac{Mn}{Ca}$ в гранатах из этого образца выше, чем в других сравниваемых образцах. По возрастанию k^{*Gr-Bt}_{Mg-Fe} в этих парах намечается такая последовательность гранулитовых комплексов: гранулиты южнокарельские, гранулиты кольской серии и центральной части Алданского щита и гранулиты Восточного Саяна. Однако для пар с более низким отношением $\frac{Mn}{Ca}$ в гранате (0.182—0.250) этот порядок не выдерживается (табл. 32). Так, наиболее низкое значение k^{*Gr-Bt}_{Mg-Fe} наблюдается для гранулитов Восточного Саяна (обр. 503) и наиболее высокое для центральной части Алданского щита (обр. 1982 и 1808—3). По величине коэффициента

Таблица 32

Пределы и средние значения k^{*Gr-Bt}_{Mg-Fe} и $T^\circ C$ для пар гранатов и биотитов сходного состава $\left(\frac{Mn}{Ca}\right)^{Gr} = 0.182 - 0.250$; $Ti^{Bt} = 0.13 - 0.31$; $(Ti + Al)_{IV}^{Bt} = 1.12 - 1.30$; $f_m^{Bt} = 44 - 52.6$; $f_{m\text{пор}} = 44.0 - 52.0$) из различных регионов

Район	n	Пределы колебаний k^{*Gr-Bt}_{Mg-Fe}	Среднее значение k^{*Gr-Bt}_{Mg-Fe}	Пределы колебаний $T^\circ C$	Среднее значение $T^\circ C$
Восточный Саян . .	1	0.281	0.281	660	660
Балтийский щит, кольская серия . .	2	0.270—0.326	0.298	700—710	705
Алданский щит (центральная часть) . .	2	0.307—0.367	0.333	700	700
Алданский щит, южная краевая часть	2	0.324—0.331	0.327	700—710	705

Распределение MgO и FeO в сосуществующих гранатах и биотитах

№ обр.	$x_{\text{FeO}}^{\text{Gr}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{Bt}}$	$k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Gr}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Bt}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-Bt}}$	№ обр.	$x_{\text{FeO}}^{\text{Gr}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{Bt}}$	$k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Gr}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Bt}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-Bt}}$
	Кольская серия	Алданский щит											
769 ^a	0.182	0.090	2.02	0.073	0.142	0.51	1030	0.171	0.086	1.98	0.107	0.146	0.73
176 ^a	0.232	0.093	2.54	0.080	0.125	0.64	1067	0.188	0.095	1.99	0.085	0.145	0.58
179	0.200	0.090	2.22	0.089	0.129	0.69	1808/3	0.211	0.105	2.03	-0.076	0.122	0.62
457	0.181	0.080	2.26	0.101	0.129	0.83	1304/5	0.205	0.098	2.04	0.074	0.128	0.59
624 ^a	0.214	0.093	2.37	0.076	0.125	0.60	1304/4	0.212	0.112	1.89	0.067	0.116	0.58
290	0.194	0.080	2.44	0.094	0.131	0.72	2071	0.179	0.090	1.99	0.103	0.135	0.76
57	0.200	0.082	2.44	0.079	0.134	0.59	1982/4	0.201	0.095	2.13	0.080	0.115	0.70
905 ^b	0.159	0.057	2.38	0.133	0.161	0.83	47	0.167	0.099	1.69	0.057	0.102	0.56
36	0.170	0.071	2.45	0.117	0.149	0.79	96 ^c	0.218	0.147	1.48	0.036	0.175	0.21
902 ^b	0.160	0.065	2.46	0.121	0.151	0.80	36 ^d	0.171	0.074	2.31	0.133	0.141	0.94
878	0.173	0.060	2.88	0.133	0.153	0.87	1827	0.217	0.112	1.94	0.059	0.103	0.57
325	0.173	0.075	2.31	0.109	0.141	0.77	64	0.199	0.104	1.93	0.062	0.116	0.53
803	0.152	0.075	2.03	0.122	0.149	0.82							
140	0.198	0.084	2.36	0.087	0.124	0.71							
40	0.209	0.087	2.40	0.080	0.125	0.64							
43	0.177	0.065	2.72	0.113	0.153	0.74							
126 ^b	0.188	0.084	2.24	0.108	0.134	0.81	108 ^b	0.163	0.072	2.26	0.104	0.161	0.65
242	0.198	0.092	2.15	0.086	0.113	0.76	126	0.164	0.067	2.45	0.118	0.148	0.80
1039	0.189	0.074	2.55	0.091	0.129	0.71	127	0.173	0.075	2.31	0.112	0.151	0.74
							339 ^b	0.164	0.066	2.48	0.121	0.148	0.82
							9289 ^b	0.168	0.083	2.03	0.113	0.131	0.86
							8804 ^r	0.183	0.072	2.54	0.096	0.156	0.62
							113	0.201	0.101	1.99	0.082	0.121	0.68
							613	0.218	0.099	2.20	0.064	0.129	0.49
H-568 ^a	0.161	0.091	1.77	0.102	0.142	0.72	AH-1	0.196	0.101	1.94	0.053	0.109	0.49
H-568	0.166	0.085	1.95	0.107	0.147	0.73	489/1	0.229	0.108	2.12	0.045	0.097	0.46
H-586	0.183	0.114	1.61	0.072	0.112	0.64	531/1	0.208	0.111	1.87	0.037	0.100	0.37
10	0.175	0.079	2.20	0.097	0.135	0.72	101	0.137	0.081	1.69	0.085	0.115	0.74
431	0.156	0.063	2.48	0.139	0.161	0.86	21	0.185	0.089	1.97	0.088	0.156	0.56
H-586 ^a	0.181	0.120	1.51	0.071	0.116	0.62	18	0.191	0.079	2.42	0.089	0.115	0.77
H-586 ^b	0.176	0.097	1.82	0.072	0.125	0.58	H-503	0.166	0.085	1.95	0.081	0.151	0.51
							H-75	0.201	0.094	2.14	0.077	0.116	0.66
							227 ^e	0.206	0.086	2.40	0.077	0.141	0.55
54 ^a	0.216	0.099	2.18	0.054	0.110	0.49	36 ^r	0.206	0.116	1.78	0.047	0.091	0.52
7 ^b	0.186	0.095	1.96	0.058	0.113	0.52	513	0.218	0.099	2.20	0.064	0.129	0.50
20 ^b	0.238	0.124	1.93	0.052	0.096	0.54	H-300 ^r	0.220	0.099	2.22	0.051	0.109	0.47
32 ^a	0.208	0.095	2.19	0.071	0.115	0.63	1322-6	0.220	0.115	1.91	0.058	0.115	0.50
16	0.180	0.089	2.02	0.085	0.118	0.72							
12 ^x	0.195	0.095	2.05	0.082	0.125	0.66							
4	0.190	0.094	2.02	0.080	0.128	0.63							
1056 ^b	0.202	0.107	1.88	0.061	0.096	0.64							
718 ^x	0.216	0.098	2.20	0.071	0.123	0.58							
606 ^b	0.227	0.119	1.91	0.057	0.101	0.56							
375	0.201	0.095	2.10	0.080	0.127	0.64							

Mg=Fe распределения в этой паре минералов, таким образом, не удается различить выделенные типы и комплексы гранулитов, и на диаграммах $x_{\text{Mg}}^{\text{Bt}} - x_{\text{Mg}}^{\text{Gr}}$ (рис. 37а, б) не наблюдается разделения точек, принадлежащих парам минералов из пород различных комплексов.

Итак, резюмируя высказанное о распределении Mg и Fe^{2+} в гранатах и биотитах гранулитовой фации, определяемом на основе обменной реакции $\text{Mg}\text{-биотит} + \text{Fe}\text{-гранат} \rightleftharpoons \text{Mg}\text{-гранат} + \text{Fe}\text{-биотит}$, можно заключить, что оно не является идеальным и в значительной мере зависит от состава минералов.

Распределение FeO. Колебания $k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$ составляют от 1.50 до 2.9 (табл. 33). Точки на диаграмме обнаруживают значительный разброс для пар всех районов и незначительны — для пар каждого района в отдельности. В последнем случае возможно провести приближенные кривые сопряженного состава. Все кривые занимают секущее положение по отношению к прямым идеального распределения.

Максимальными значениями $k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$ во всем изученном интервале концентраций FeO характеризуются минералы из гранулитов кольской серии (2.00—2.9) и минимальными — лапландского комплекса (1.50—2.20). Лишь одно значение $k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$ из пород лапландского комплекса достигает 2.48. Значения $k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$ для пород центральной части Алданского щита, сопоставимые по величине с коэффициентом распределения для ладожской серии, являются более низкими по сравнению с таковыми для южной краевой части щита (1.69—2.30 и 1.8—2.54). $k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$ для пород Восточного Саяна характеризуется значениями 1.78—2.40, близкими значениям для пород центральной части Алданского щита. $k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$ для пород амфиболитовой фации колеблется от 1.80 до 2.5 (табл. 34). Важно отметить,

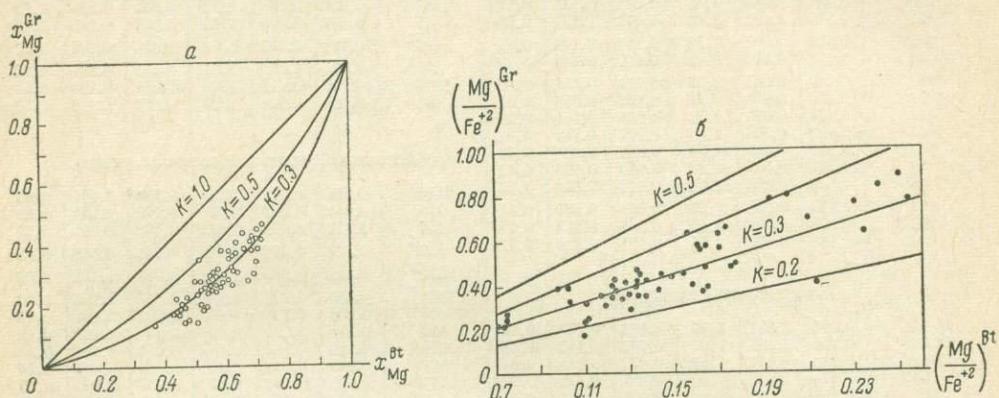


Рис. 37. Распределение Mg и Fe^{+2} в сосуществующих гранатах и биотитах из метаморфических пород гранулитовой фации.

$$a - x_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mn}} ; \quad b - x_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}} .$$

что x_{FeO} в гранатах из равновесных пар амфиболитовой фации не опускается ниже 0.19 при верхнем пределе около 0.23, в то время как в гранатах гранулитовой фации оно колеблется от 0.16 до 0.23. Интервал концентраций закисного железа в биотитах из изученных пар амфиболитовой фации является также более узким (0.075—0.12 против 0.05—0.13 для биотитов гранулитовой фации). Для пар амфиболитовой фации не наблюдается явных признаков, на основании которых можно было бы предполагать неидеальность распределения FeO, в то время как в гранулитовой фации распределение закисного железа в паре гранат—биотит заметно отклоняется от идеального и наблюдается относительное обогащение FeO биотитов по мере возрастания концентрации его в минералах.

Распределение MgO. Расположение фигуративных точек на диаграмме указывает на неидеальное распределение и обогащение магнием гранатов по мере возрастания x_{MgO} в минералах.

Последовательность расположения кривых сопряженного состава гранатов и биотитов различных регионов на диаграмме $x_{\text{MgO}}^{\text{Bt}} - x_{\text{MgO}}^{\text{Gr}}$ не является зеркальным отражением последовательности на диаграмме $x_{\text{FeO}}^{\text{Bt}} - x_{\text{FeO}}^{\text{Gr}}$.

Максимальными значениями $k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-Bt}}$ характеризуются пары минералов из пород кольской серии (0.60—0.83) и лапландского комплекса (0.62—0.86). Несколько меньшие значения отмечаются для гранатов и биотитов центральной части Алданского щита и ладожской серии (0.53—0.76 и 0.46—

Таблица 34

Распределение FeO и MgO в сосуществующих гранатах и биотитах
высокотемпературной части амфиболитовой фации

№ обр.	$x_{\text{FeO}}^{\text{Gr}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{Bt}}$	$k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Gr}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Bt}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-Bt}}$	№ обр.	$x_{\text{FeO}}^{\text{Gr}}$	$x_{\text{FeO}}^{\text{Bt}}$	$k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Gr}}$	$x_{\text{MgO}}^{\text{Bt}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-Bt}}$	
1	0.191	0.081	2.36	0.014	0.048	0.29	177 ^a	0.198	0.111	1.78	0.059	0.103	0.57	
2	0.195	0.084	1.85	0.07	0.071	0.94	177	0.200	0.103	1.94	0.066	0.098	0.67	
3	0.213	0.082	2.60	0.054	0.052	1.04								
4	0.208	0.097	2.14	0.057	0.107	0.53	19 ^a	0.219	0.101	2.17	0.065	0.114	0.57	
5	0.195	0.099	1.97	0.033	0.101	0.36	134	0.226	0.112	2.02	0.057	0.096	0.63	
6	0.205	0.101	2.03	0.049	0.076	0.65	225	0.204	0.098	2.08	0.063	0.111	0.57	
7	0.197	0.081	2.43	0.036	0.077	0.47	188 ^b	0.202	0.098	2.06	0.064	0.106	0.58	
8	0.211	0.084	2.51	0.036	0.074	0.49	273	0.194	0.094	2.06	0.063	0.111	0.57	
9	0.192	0.077	2.49	0.046	0.093	0.49	197 ^b	0.219	0.095	2.31	0.046	0.105	0.44	
10	0.205	0.073	2.81	0.034	0.078	0.44	60	0.206	0.095	2.38	0.054	0.103	0.52	
11	0.205	0.108	1.90	0.048	0.077	0.62	56	0.215	0.105	2.05	0.049	0.103	0.48	
12	0.205	0.096	2.14	0.049	0.092	0.53	55	0.222	0.099	2.24	0.054	0.105	0.51	
13	0.207	0.094	2.20	0.053	0.085	0.62	139	0.218	0.095	2.29	0.042	0.096	0.44	
14	0.185	0.088	2.10	0.060	0.096	0.63								
15	0.216	0.089	2.43	0.039	0.080	0.49	169 ^b	0.196	0.109	1.80	0.031	0.105	0.30	
16	0.202	0.102	1.98	0.038	0.092	0.41	H-64-44	0.200	0.089	2.25	0.051	0.124	0.41	
17	0.206	0.119	2.73	0.034	0.073	0.47	1614	0.193	0.077	2.51	0.073	0.143	0.51	
18	0.206	0.114	1.81	0.032	0.074	0.43	2169	0.208	0.074	2.81	0.051	0.145	0.35	
7 ^a	0.204	0.118	1.73	0.073	0.105	0.70	2430	0.208	0.102	2.64	0.054	0.108	0.50	
36	0.215	0.111	1.94	0.061	0.102	0.60	2803	0.212	0.085	2.49	0.066	0.122	0.54	
84	0.216	0.107	2.02	0.061	0.104	0.59	4-2073 ^b	0.212	0.156	1.30	0.015	0.051	0.30	

0.82, соответственно). Пары минералов из пород южной части Алданского щита и Восточного Саяна характеризуются минимальными значениями $k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-Bt}}$ (0.47—0.66).

Фигуративные точки пар минералов амфиболитовой фации располагаются в нижней левой части диаграммы, отражая как более низкую концентрацию MgO, так и более узкие пределы колебания ее и в гранатах и в биотитах. В гранатах амфиболитовой фации x_{MgO} колеблется от 0.014 до 0.07, тогда как в гранатах гранулитовой — от 0.04 до 0.14. В биотитах колебания x_{MgO} составляют 0.07—0.14 и 0.09—0.16 в амфиболитовой и гранулитовой фациях соответственно. При этом следует подчеркнуть, что в области составов, бедных магнием ($x_{\text{MgO}}^{\text{Bt}} < 0.11$), распределение MgO между сосуществующими минералами приближается к идеальному, судя по расположению figuratивных точек на диаграмме. Вероятно предполагать, что распределение MgO, а возможно и FeO в сосуществующих гранатах и биотитах амфиболитовой фации приближается к идеальному, а в более высокотемпературных условиях гранулитовой фации распределение становится неидеальным. Саксена и Холландер (Saxena a. Hollander, 1969) описали изменение характера распределения в парах с участием кордиерита при повышении температуры. Кордиерит является идеальным твердым раствором в отношении Mg и Fe^{2+} в условиях эпидот—амфиболитовой фации и неидеальным — в амфиболитовой фации. Приближение к идеальному распределению MgO (и возможно FeO) в паре гранат—биотит в более низкотемпературных условиях, возможно, является причиной того, что в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций зависимость $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-Bt}}$ от температуры обнаруживается отчетливо.

Вследствие большого разброса точек на диаграммах использование температурной зависимости коэффициентов $k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-Bt}}$ и $k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$ для определения температур кристаллизации пород гранулитовой фации без учета влияния состава минералов на величины коэффициентов вряд ли возможно. Колебание значений $k_{\text{FeO}}^{\text{Gr-Bt}}$ по сравнению с колебаниями значений $k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-Bt}}$ несколько меньше, и это позволяет надеяться, что при учете

влияния на величину первого содержаний других катионов и неидеальности распределения возможно создать геотермометр для гранулитовой фации более точный, чем геотермометр типа $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-Bt}}$ —Т, так как коэффициент распределения, равный константе равновесия обменной реакции: Fe^{+2} -гравитат + Mg-биотит \rightleftharpoons Mg-гранат + Fe^{+2} -биотит, не отражает истинное распределение Mg и Fe^{+2} в этих минералах.

Распределение Fe^{+2} и Mg в сосуществующих ромбических пироксенах и биотитах

Распределение было изучено в 31 паре ромбический пироксен—биотит. Из них 6 пар принадлежат породам Восточного Саяна, 4 — кольской серии Балтийского щита и 8 — центральной части Алданского щита (табл. 35). Коэффициент распределения $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ вычислялся по формуле

$$k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}} = \frac{x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}} (1 - x_{\text{Mg}}^{\text{Bt}})}{x_{\text{Mg}}^{\text{Bt}} (1 - x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}})}, \quad (1)$$

где $x_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}}$ при допущении, что равновесие ромбического пироксена и биотита в отношении Fe^{+2} и Mg описывается обменной реакцией $\text{Mg-биотит} + \text{Fe}^{+2}\text{-ортопироксен} \rightleftharpoons \text{Fe}^{+2}\text{-биотит} + \text{Mg-ортопироксен}$.

Распределение железа и магния в равновесии биотита с ортопироксеном исследовалось Д. С. Коржинским (1962, 1963), А. А. Маракушевым (1964, 1965), А. Л. Перчуком (1969) и др. Первые два исследователя считали, что коэффициент Fe-Mg распределения в этой паре минералов не зависит от температуры и давления. А. Л. Перчук (1969) на основе большого количества данных, которыми не обладали предыдущие исследователи, установил зависимость $k_{\text{Mg-Fe}}^{\text{RPy-Bt}}$ от $T^{\circ}\text{C}$ и построил диаграмму, отражающую эту зависимость. Им было также показано влияние на величину $k_{\text{Mg-Fe}}^{\text{RPy-Bt}}$ глиноземистости ($\text{Al}^{\text{s}} = \text{Al}^{\text{e}} + \text{Fe}^{+3}$) и титанистости [$\text{Ti} : (\text{Ti} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$] биотитов и построены две диаграммы $k_{\text{Mg-Fe}}^{\text{RPy-Bt}}$, каждая из которых отвечает биотитам с определенной глиноземистостью и титанистостью.

Нами была исследована зависимость $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ от концентраций кальция и Al_{IV} в ромбическом пироксене. Рассчитанные парные коэффициенты корреляции между $x_{\text{Ca}}^{\text{RPy}}$ и $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ и между $x_{\text{Al}_{\text{IV}}}^{\text{RPy}}$ и $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ показывают с вероятностью $p = 0.99$ наличие положительной связи между $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ и концентрациями кальция и тетраэдрического алюминия в ортопироксене (табл. 36). При этом корреляция между содержанием кальция в пироксене и $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ существует только при содержаниях этого катиона ниже 0.050 форм. ед. Корреляционная связь $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ с количеством $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}$ в биотитах и их железистостью с вероятностью $p = 0.95$ не была установлена. Отсутствие значимой корреляционной связи f_m^{Bt} и $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$ с $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$, возможно, объясняется относительно узкими пределами колебаний f_m^{Bt} (0.300—0.500) и $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$ (1.10—125) в биотитах.

Таким образом $\text{Fe}^{+2}\text{-Mg}$ распределение в паре ортопироксен—биотит зависит не только от титанистости и глиноземистости биотитов (как было показано А. Л. Перчуком, 1969), но и от содержаний Ca и Al_{IV} в ортопироксенах.

Для исследования вопроса об идеальности распределения Fe^{+2} и Mg в рассматриваемой паре минералов данные были нанесены на диаграмму

Распределение Mg и Fe⁺² в сосуществующих ромбических пироксенах и биотитах гранулитовой фации

№ обр.	$x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}}$	$x_{\text{Mg}}^{\text{Bt}}$	$\frac{x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}}}{x_{\text{Mg}}^{\text{Fe}}}$	Ca RPy	$\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{RPy}}$	$\frac{\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{Bt}}}{(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}}$	f_m^{Bt}	Источник
--------	------------------------------	-----------------------------	--	--------	--------------------------------------	---	-------------------	----------

Восточный Саян

89	0.513	0.527	0.954	0.040	0.040	1.30	0.472	Колл. И. Н. Крылова
88	0.552	0.578	0.899	0.030	0.049	1.18	0.422	То же
XXXVII	0.525	0.536	0.957	0.046	0.038 *	0.75	0.458	» »
H-229/63	0.532	0.579	0.827	0.037	0.040	1.20	0.421	Никитина и др., 1967
H-2093/63	0.537	0.615	0.726	0.032	0.069	1.20	0.385	То же
H-554/60	0.659	0.700	0.828	0.036	0.026	1.34	0.300	» »

Балтийский щит, кольская серия

566*	0.591	0.716	0.573	0.030	0.044	1.38	0.284	Бондаренко, Дагелайский, 1968
547/1	0.481	0.502	0.919	0.014	0.156	1.25	0.498	То же
87	0.667	0.750	0.667	0.027	0.078	1.14	0.249	» »
9/4	0.604	0.656	0.779	0.063	0.090	1.22	0.364	» »

Алданский щит, центральная часть

228/8	0.531	0.551	0.922	0.047	0.060	1.10	0.449	Кипул, 1966а, в
1030	0.613	0.628	0.939	0.041	0.201	1.25	0.370	Колл. В. Л. Дука
1067	0.554	0.604	0.815	0.017	0.145	1.17	0.382	То же
1808/3	0.448	0.536	0.702	0.020	0.112	1.12	0.461	Колл. В. С. Байковой
1304/5	0.491	0.561	0.755	0.019	0.110	1.17	0.436	Колл. В. Л. Дука
ЗН-405	0.509	0.640	0.583	0.050	0.010 *	0.96	0.361	Колл. М. Е. Салье
ЗН-8	0.541	0.598	0.702	0.031	0.035	1.11	0.402	То же
Б-41	0.577	0.656	0.715	0.023	0.200	1.11	0.342	Перчук, 1969
1	0.542	0.551	0.923	0.033	0.014 *	1.07	0.449	Saxene, 1969
2	0.496	0.546	0.819	0.034	0.009 *	1.15	0.454	То же
3	0.436	0.493	0.795	0.039	0.010	1.15	0.507	» »
4	0.444	0.487	0.841	0.043	0.014 *	1.24	0.513	» »
5	0.431	0.469	0.858	0.039	0.010	1.17	0.531	» »
6	0.377	0.466	0.693	0.040	0.010	1.13	0.534	» »
7	0.410	0.390	1.088	0.044	0.020 *	1.18	0.61	» »
8	0.239	0.302	0.726	0.052	0.010	1.09	0.698	» »
3126	0.641	0.634	1.031	0.059	0.057 *	1.13	0.362	Колл. В. В. Фиженко
57112402	0.526	0.559	0.800	0.000	0.073	1.27	0.442	Banno, 1965
57110802	0.515	0.551	0.865	0.04	0.034 *	1.24	0.446	То же
337/3	0.590	0.708	0.596	0.009	0.000	1.50	0.292	Кориковский, 1967
Э-999	0.637	0.676	0.842	0.002	0.080	1.185	0.324	Маракушев, 1965

* Дефицит Al_{IV} при содержании $\text{Al}_{\text{общ}}$ меньше (2 - Si).

фазового соответствия (рис. 38). Линии сопряженных составов биотитов и ортопироксенов для трех районов (Восточный Саян, центральная часть Алданского щита, Балтийский щит) занимают секущее положение по отношению к линиям идеального распределения. Это означает, что распределение Fe⁺² и Mg в рассматриваемой паре отклоняется от идеального по мере возрастания железистости минералов. В области железистых составов, таким образом, возможны экстремальные соотношения между

ортопироксеном и биотитом. Это подтверждает вывод А. А. Маракушева (1964, 1965), основанный им на данных оптических определений составов этих минералов.

На основании наших данных трудно сказать, с чем связано смещение экстремальных точек на диаграммах фазового соответствия. Во всяком случае нет оснований предполагать, что это связано с изменением T , так как закономерной связи положения экстремальных точек с увеличением $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ для пар сходного состава не наблюдается.

В табл. 37 приведены средние значения $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ для Присаянского поднятия, кольской серии Балтийского щита и центральной части Алданского щита $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ для пар ромбический пироксен—биотит близкого состава. Ромбические пироксены в этих парах содержат кальций в пределах 0.03—0.04 и Al_{IV} — 0.035—0.050 форм. ед. Суммарное содержание заместителей Si в биотите также ограничено — 1.10—1.20 и f_m — 0.25—0.45. Лишь в паре, относящейся к кольской серии, содержание $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}$ в биотите значительно более высокое (1.38), с чем, вероятно, и связано низкое значение $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ для этой пары.

Рис. 38. Распределение Mg и Fe^{+2} в сосуществующих ромбических пироксенах и биотитах из метаморфических пород.

1 — Восточного Саяна; 2 — Балтийского щита (кольская серия); 3 — центральной части Алданского щита;

4 — по литературным данным.

Породы Присаянского поднятия характеризуются более высокими $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ по сравнению с породами кольской серии и центральной части Алданского щита. Отражает ли это температурные условия кристаллизации пород рассматриваемых комплексов, сказать трудно, так как относительная оценка $T^{\circ}\text{C}$ кристаллизации по Mg-Fe^{+2} распределению в этой паре минералов не согласуется с данными по другим геотермометрам.

Распределение Fe^{+2} и Mg в сосуществующих биотитах и амфиболах

Распределение закисного железа и магния в сосуществующих биотитах и амфиболах изучалось рядом исследователей (Kretz, 1959; Маракушев, 1965; Кориковский, 1967; Перчук, 1967; Saxena, 1965, 1969, и др.).

Л. Л. Перчуком (1967) была построена приближенная диаграмма зависимости Fe-Mg распределения от температуры, которая свидетельствует, что возрастание последней при постоянном давлении и валовом составе породы приводит, во-первых, к перераспределению магния из биотита в амфибол и к смещению экстремальных точек в область магнезиальных составов вплоть до их исчезновения. Этим же автором отмечалась зависи-

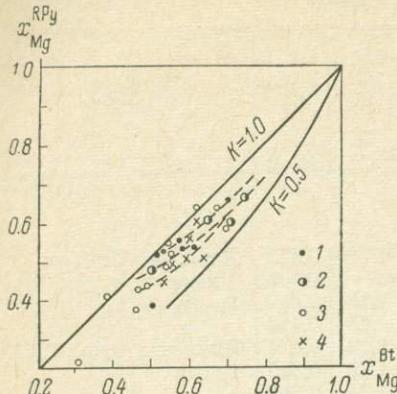


Таблица 36
Значения парных коэффициентов корреляции с параметрами состава минералов

	n	r	σ_r	$\sigma_r \cdot t_{0.01}$
Ca^{RPy}	22 *	+0.486	0.162	0.456
Al^{RPy}	21 **	+0.596	0.142	0.402
$(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$				{ Корреляция не установлена для значений q , равном 0.01 и 0.05}
f_m^{Bt}				

* Не учтены ромбические пироксены, в которых содержание Ca превышает 0.050 форм. ед.

** Не учтены ромбические пироксены, в которых общее содержание Al < (2-Si).

Таблица 37

Значения $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{RPy-Bt}}$ для различных регионов

Район	Пары, включающие ромбические пироксены с содержанием Ca — 0.30—0.40 и Al_{IV} — 0.35—50 и биотита с содержанием $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}$ — 1.10—1.20, $f_m^{\text{Bt}} = 0.25—0.45$	
	n	k^*
Балтийский щит, кольская серия	1 *	0.573
Восточный Саян	2	0.863
Алданский щит, центральная часть	1	0.772

* Содержание $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}} = 1.38$.

Таблица 38

Распределение Fe^{+2} и Mg в биотитах и амфиболах амфиболитовой и гранулитовой фаций

№ обр.	f_m^{Bt}	f_m^{Am}	$f_m^{\text{Am}}/f_m^{\text{Bt}}$	$x_{(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}}^{\text{Bt}}$	$x_{\text{Al}_{\text{IV}}}^{\text{Bt}}$	$x_{\text{Ti}_{\text{IV}}}^{\text{Bt}}$	Источник
B-452	0.436	0.059	0.73	1.24	0.308	0.003	Колл. Л. П. Никитиной
B-4	0.225	0.164	0.73	0.16	0.283	0.008	То же
344	0.438	0.400	0.92	1.33	0.330	0.003	Колл. В. В. Сидоренко
П-159	0.382	0.390	1.02	1.19	0.881	0.018	Колл. Н. И. Московченко
C-166	0.412	0.367	0.88	1.14	0.273	0.013	Колл. В. М. Шемякина
B-43	0.431	0.480	1.12	1.20	0.270	0.028	Кориковский, 1967
217	0.483	0.486	1.01	1.28	0.290	0.030	Колл. С. Турченко
2015	0.500	0.470	0.94	1.28	0.288	0.030	Судовиков и др., 1970
490	0.564	0.522	1.08	1.32	0.303	0.028	Колл. Н. И. Московченко
6787a	0.368	0.347	0.94	1.23	0.270	0.038	Колл. А. Н. Неелова
1067	0.389	0.396	1.02	1.13	0.253	0.030	Колл. В. В. Фиженко
2336	0.403	0.382	0.95	1.19	0.265	0.033	Кориковский, 1967
1186	0.461	0.437	0.95	1.20	0.255	0.045	Колл. В. В. Фиженко
2018	0.484	0.490	1.01	1.27	0.280	0.038	Колл. В. В. Фиженко
344	0.492	0.441	0.90	1.14	0.248	0.038	Колл. Ю. Д. Пушкарёва
Д-20	0.595	0.638	1.07	1.22	0.270	0.035	То же
340/1	0.606	0.663	1.02	1.26	0.276	0.040	» »
3	0.609	0.571	1.07	1.30	0.283	0.043	Колл. Н. И. Московченко
H-554/60	0.300	0.279	0.93	1.32	0.267	0.068	Никитина и др., 1967
BH-105	0.361	0.408	0.89	1.03	0.207	0.050	Колл. М. Е. Салье
308e	0.364	0.358	0.99	1.14	0.235	0.048	Колл. А. Н. Неелова
509-8	0.389	0.414	1.06	1.17	0.273	0.031	Колл. В. С. Байковой
B-4	0.392	0.459	0.85	1.10	0.203	0.078	Banno, 1965
B-5711240	0.442	0.443	1.01	1.27	0.244	0.074	То же
B-57110802	0.446	0.456	1.02	1.24	0.237	0.074	» »
2579	0.496	0.526	1.05	1.16	0.225	0.065	Колл. А. Н. Неелова
H-557/60	0.532	0.513	0.07	1.22	0.245	0.060	Никитина и др., 1968
Д-16	0.615	0.641	1.04	1.18	0.241	0.055	Колл. Ю. Д. Пушкарёва
542	0.657	0.659	1.01	1.04	0.208	0.053	Колл. В. М. Шемякина
186	0.666	0.630	0.95	1.10	0.205	0.070	» »
273	0.743	0.780	1.05	1.26	0.255	0.060	Колл. В. В. Сидоренко

мость Fe-Mg распределения между биотитом и амфиболом от «глиноземистости», «титанистости» и «фтористости» биотитов.

Нами Fe^{2+} -Mg распределение исследовалось в 31 паре биотит—амфибол из пород гранулитовой (20) и амфиболитовой (II) фаций. Значения f_m^{Bt} биотитов и амфиболов в породах гранулитовой и амфиболитовой фаций (табл. 38) близки между собой в исследованном интервале железистости (от 0.05 до 0.75). Однако в области низких значений $f_m^{\text{Bt}} (< 0.35)$ железистость биотита несколько превышает железистость амфибала, в области же высоких значений $f_m^{\text{Bt}} (> 0.65)$ намечается обратная тенденция: биотиты обедняются железом по сравнению с сосуществующим с ним амфиболом. Эта зависимость более отчетливо проявилась на диаграмме $(f_m^{\text{Am}}/f_m^{\text{Bt}}) - f_m^{\text{Bt}}$ (рис. 39): отношение $f_m^{\text{Am}}/f_m^{\text{Bt}}$ закономерно возрастает от 0.7 до 1.14 с увеличением от 0.1 до 0.75. Равенство значений железистости имеет место в области средних составов ($f_m^{\text{Bt}} = 0.50 \pm 0.05$). Таким образом, распределение Fe^{2+} и Mg не является идеальным в этой паре минералов.

Рис. 39. Зависимость $f_m^{\text{Am}}/f_m^{\text{Bt}}$ от величины железистости биотитов.

Распределение закисного железа и магния между биотитами и амфиболами существенно зависит от степени изоморфного замещения кремния алюминием и титаном в биотите (рис. 40а, б). Зависимость отношения $f_m^{\text{Am}}/f_m^{\text{Bt}}$ от $x_{\text{Al}_{\text{IV}}}^{\text{Bt}}$ ($x_{\text{Al}_{\text{IV}}}^{\text{Bt}} = \frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{4}$) при определении содержания титана в кремнекислородном тетраэдре ($x_{\text{Ti}}^{\text{Bt}} = \frac{\text{Ti}}{4}$) имеет линейный характер. С другой

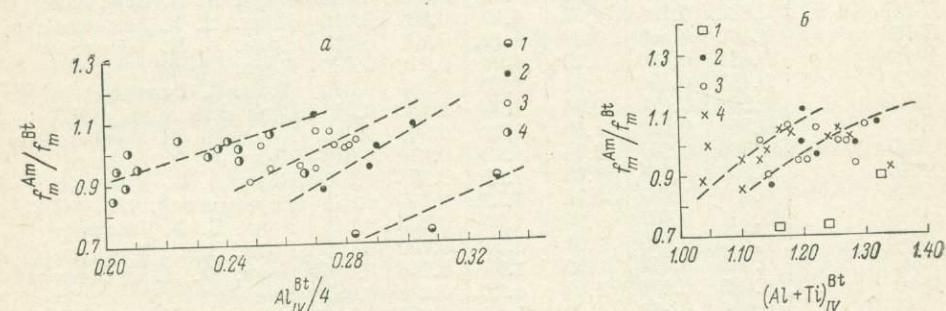


Рис. 40. Зависимость отношения $f_m^{\text{Am}}/f_m^{\text{Bt}}$ от содержания Al_{IV} (а) и содержания $(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}$ в биотитах (б) при различном содержании титана (в форм. ед.).

1 — менее 0.010; 2 — 0.010—0.030; 3 — 0.030—0.045; 4 — более 0.045.

стороны, при постоянном содержании Al_{IV} в слюде отношение $f_m^{\text{Am}}/f_m^{\text{Bt}}$ также возрастает по мере увеличения x_{Ti} биотита, т. е. при увеличении содержания Al_{IV} в структуре биотитов происходит перераспределение закисного железа из биотитов в амфиболы. Влияние того же знака на Fe^{2+} -Mg распределение оказывает титан. Таким образом, экстремальные состояния в равновесии биотита и амфибала зависят не только от тем-

пературы, но и от состава биотитов, прежде всего от содержания в них алюминия и титана.

На диаграмме ($f_m^{\text{Am}}/f_m^{\text{Bt}}$) — f_m^{Bt} фигуративные точки амфиболитовой фации имеют тенденцию группироваться в верхней ее части, указывая на относительное обеднение слюд закисным железом по сравнению с парагенетичными амфиболами в условиях амфиболитовой фации. Таким образом, намечается некоторая зависимость Fe^{2+} -Mg распределения в паре биотит—амфибол от температуры, однако зависимость эта слабая и она завуалирована более сильными зависимостями этого распределения от состава самих минералов: концентрации закисного железа, а также Al_{IV} и Ti .

Распределение Mg и Fe^{2+} в сосуществующих гранатах и ромбических пироксенах

Распределение рассматривалось в 22 парах гранат—ромбический пироксен, из которых 9 относятся к породам центральной части Алданского щита, 5 — к лапландскому комплексу и 1 — к кольской серии Балтийского щита, остальные данные заимствованы из литературных источников (табл. 39).

Коэффициент распределения вычислялся по формуле

$$k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}} = \frac{x_{\text{Mg}}^{\text{Gr}}(1 - x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}})}{x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}}(1 - x_{\text{Mg}}^{\text{Gr}})},$$

где $x_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$, исходя из допущения, что равновесие граната и ромбического пироксена описывается обменной реакцией $\text{Fe}^{2+}\text{-гранат} + \text{Mg}\text{-ромбический пироксен} \rightleftharpoons \text{Mg-гранат} + \text{Fe}^{2+}\text{-ромбический пироксен}$.

Равновесное распределение Mg и Fe^{2+} в сосуществующих ортопироксенах и гранатах изучалось Кретцом (Kretz, 1963), который установил значительное влияние содержаний Ca, Mn и Fe^{3+} в гранатах и Al в ортопироксенах на величину коэффициента Mg- Fe^{2+} распределения между ними. Этим исследователем был сделан вывод о непригодности этой пары для создания геотермометра на основе зависимости $k_{\text{Mg-Fe}} = f(T)$ в силу того, что влияние составов обоих минералов на величину $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$ пре-восходит влияние температуры. Правильность этого вывода была взята под сомнение А. Л. Перчуком (1967, 1970), который, располагая уже значительно большим количеством данных о составе рассматриваемых минералов, построил диаграмму $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$. На этой диаграмме учтено влияние давления и даны различные геоизотермы для пород гранулитовой и эклогитовой фаций.

Согласно нашим данным для пород одного района или толщи, образующихся в близких термодинамических условиях регионального метаморфизма, имеет место значительный разброс величин $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$.

Целью наших исследований являлось определение на основе статистической обработки зависимости Mg- Fe^{2+} распределения от некоторых параметров состава минералов, таких как содержания Ca и Mn в гранатах, Al_{IV} и Ca в ортопироксенах, а также оценить степень отклонения от идеальности распределения Mg и Fe^{2+} .

Изучение корреляционных связей $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$ с указанными параметрами состава минералов показывает, что это распределение зависит от марганцовости граната и кальциевости пироксена (табл. 40). Обе зависимости являются обратными по знаку. Значимой зависимости от содержания кальция в гранате для $q = 0.01$ и $q = 0.05$ не установлено. В отличие

Таблица 39

Распределение Mg и Fe²⁺ в сосуществующих гранатах
и ромбических пироксенах

№ обр.	x_{Mg}^{Gr}	x_{Mg}^{RPy}	k_{Mg-Fe}^{Gr-RPy}	Ca Gr, форм. ед.	Mn Gr	$\left(\frac{Mn}{Ca} \right)^{Gr}$	Ca RPy, форм. ед.	Al_{IV}^{RPy}	Источник
Алданский щит, центральная часть									
1030	0.370	0.613	0.371	0.021	0.026	1.24	0.011	0.201	Колл. В. Л. Дука
1067	0.286	0.554	0.321	0.074	0.245	3.21	0.017	0.145	То же
1808/3	0.262	0.448	0.437	0.147	0.031	0.211	0.020	0.112	Колл. В. С. Байко- вой
1304/5	0.264	0.491	0.371	0.223	0.025	0.112	0.019	0.110	Колл. М. Е. Салье
1986	0.132	0.349	0.281	0.578	0.073	0.128	0.051	0.088	Колл. В. С. Байко- вой
1827	0.203	0.428	0.340	0.220	0.07	0.318	0.031	0.073	То же
1978/2	0.170	0.375	0.342	0.601	0.049	0.082	0.051	0.034	» »
2288	0.293	0.531	0.315	0.144	0.067	0.465	0.047	0.088	Кориковский, 1967
Кор-337/3	0.377	0.623	0.422	0.270	0.03	0.111	0.009	0.000	» »
Балтийский щит, лапландский комплекс									
5	0.205	0.476	0.323	0.572	0.122	0.213	0.016	0.062	Колл. Л. А. Прият- киной
347	0.585	0.701	0.602	0.536	0.010	0.018	0.064	0.216	То же
556 ⁶	0.424	0.596	0.511	0.540	0.02	0.034	0.050	0.116	Колл. Л. П. Ники- тиной
Ә-9	0.454	0.639	0.469	0.150	0.041	0.273	0.014	0.230	Escola, 1952
Ә-10	0.431	0.600	0.506	0.244	0.051	0.209	0.000	0.132	То же
Балтийский щит, кольская серия									
Б-41 ⁶	0.052	0.148	0.316	0.660	0.030	0.045	0.080	0.000	Бондаренко, Даге- лайский, 1968
Индия									
S-119	0.189	0.422	0.320	0.608	0.071	0.117	0.057	0.054	Subramaniam, 1962
S-113	0.327	0.521	0.446	0.187	0.042	0.225	0.019	0.086	То же
S-347	0.158	0.417	0.234	0.570	0.090	0.158	0.034	0.061	» »
S-2	0.063	0.265	0.186	0.609	0.150	0.246	0.056	0.051	» »
1/2	0.828	0.915	0.446	0.459	0.018	0.0392	0.023	0.067	Соболев
4/5	0.866	0.964	0.241	0.300	0.013	0.0433	0.063	0.073	То же

Таблица 40

Парные коэффициенты корреляции k_{Mg-Fe}^{Gr-RPy}
с параметрами состава минералов

	n	r	σ_r	$\sigma_r \cdot t_{0.01}(n)$
Mn ^{Gr}	21 *	-0.586	0.151	0.432
Ca ^{RPy}	16 **	-0.572	0.168	0.490
Al ^{RPy} _{IV}	13 ***	+0.64	0.164	0.501

* Не учтены пары, в которых гранат характеризуется содержанием Mn > 0.150 форм. ед.

** Не учтены пары с пироксенами, в которых содержание Ca более 0.050 форм. ед.

*** Не учтены ортопироксены, в которых содержание Al < (2 - Si).

Таблица 41

Пределы колебаний и средние значения $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$ для пород различных районов

Регион	n	Пределы $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$	Среднее значение $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$	Для пар сходного состава: $\text{MnGr} = 0.2 - 0.3$; $\text{CaRPy} = 0.014 - 0.02$; $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{RPy}} > 0.100$ форм. ед.
Алданский щит, центральная часть	9	0.281—0.437	0.361	0.437
Балтийский щит, кольская серия	1	0.316	0.316	0.316 *
Балтийский щит, лапландский комплекс	5	0.323—0.602	0.482	0.469

* Содержание кальция в ромбическом пироксене значительно выше — 0.080 форм. ед.

от всех других пар для этой пары получена положительная корреляция между содержанием Al_{IV} в ромбическом пироксене и $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$. Этот факт в настоящее время трудно объяснить. Возможно, отнесение Al к тетраэдрической и октаэдрической позициям согласно уравнениям: $\text{Al}_{\text{IV}} = 2 - \text{Si}$; $\text{Al}_{\text{VI}} = \text{Al}_{\text{общ}} - \text{Al}_{\text{IV}}$ не соответствует истинному распределению этого элемента в структуре пироксена и установленная зависимость между $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$ и Al_{IV} является ложной.

На диаграммах фазового соответствия кривые сопряженных составов минералов для отдельных районов занимают секущее положение по отношению к кривым идеального распределения (рис. 41). Это указывает на неидеальность распределения Mg и Fe^{2+} в этой паре минералов.

Средние значения $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$ для пород центральной части Алданского щита, кольской серии и лапландского комплекса Балтийского щита, как видно из данных табл. 41, существенно различаются, при этом породы лапландского комплекса характеризуются наиболее высоким $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{Gr-RPy}}$. Различие, хотя уже менее резкое, сохраняется и при сравнении пар близкого состава: обр. 1808-3, 3-9, Б-41⁶

(гранаты с содержанием Mn — 0.3—0.4 форм. ед., ромбические пироксины — с содержанием кальция — 0.014—0.020, $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{RPy}} > 0.100$ форм. ед.). Низкое значение коэффициента распределения для обр. Б-41⁶ кольской серии, возможно, обусловлено значительно более высоким содержанием кальция в ромбических пироксенах при одинаковой марганцовистости граната ($\text{MnGr} = 0.30$ форм. ед.).

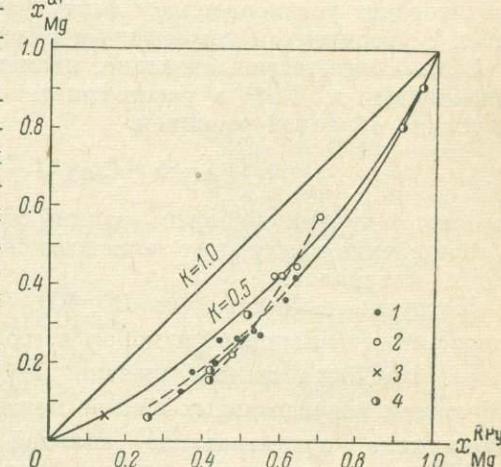


Рис. 41. Распределение Mg и Fe^{2+} в сосуществующих гранатах и ромбических пироксенах из гранулитов центральной части Алданского щита (1), лапландского комплекса (2), кольской серии Балтийского щита (3) и из пироксенитов (4).

Распределение Mg, Fe и Ca в сосуществующих гранатах и моноклинных пироксенах

Минеральная ассоциация моноклинный пироксен+гранат не является специфической ассоциацией гранулитовой фации. Парагенезис этих минералов образуется в широких пределах изменения температуры и давления, что, по-видимому, и является одной из причин широких вариаций составов сосуществующих пироксенов и гранатов.

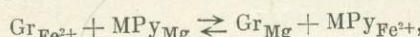
Нами были изучены химические составы 44 пар сосуществующих пироксенов и гранатов из пород гранулитовой фации метаморфизма, эклогитовых ксенолитов в кимберлитовых трубках, ультраосновных пород и гроспидитов. Гранат-пироксеновые породы из метаморфических комплексов амфиболитовой фации и глаукофановых сланцев исключены из рассмотрения.

Для сосуществующих гранатов и моноклинных пироксенов были рассчитаны коэффициенты распределения Mg и Fe⁺² по формуле

$$k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}} = \frac{x_{\text{Mg}}^{\text{Gr}} (1 - x_{\text{Mg}}^{\text{MPy}})}{x_{\text{Mg}}^{\text{MPy}} (1 - x_{\text{Mg}}^{\text{Gr}})}, \text{ где } x_{\text{Mg}} = \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO}}.$$

Пределы колебаний $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$ и средние значения его для различных комплексов приведены в табл. 42. $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$ обнаруживает большие вариации значений внутри каждой группы пород, но, несмотря на это, средние значения $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$ уменьшаются от I группы к IV (см. табл. 42), т. е. по мере увеличения глубины образования пород. Однако этот вывод противоречит установленному факту увеличения содержания MgO в гранатах с увеличением температуры и давления их образования.

Это несоответствие, очевидно, является результатом того, что распределение Mg и Fe⁺² в рассматриваемой паре минералов определяется не только обменной реакцией



но и рядом других обменных реакций с участием Ca, Mn и т. д., и что само распределение в силу этого зависит от содержаний этих элементов в составе обоих минералов.

Нетрудно заметить, что $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$ (табл. 42) уменьшается по мере возрастания кальциевости пород и, соответственно, кальциевости минералов. Наиболее низкие значения $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$ наблюдались в гроспидитах. Изучением коррелятивных связей между $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$ и параметрами состава обнаружено существование сильной обратной зависимости этого коэффициента от содержания Ca в гранате ($r = -0.639$). В силу этого получить информацию о термодинамических условиях образования пород по Mg-Fe⁺² распределению в сосуществующих гранатах и моноклинных пироксенах можно лишь при условии, если гранаты в рассматриваемых парах имеют близкое содержание Ca.

При исследовании распределения MgO между существующими гранатами и моноклинными пироксенами было установлено, что $k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-MPy}}$

$$\left(k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-MPy}} = \frac{x_{\text{MgO}}^{\text{Gr}}}{x_{\text{MgO}}^{\text{MPy}}}, \text{ где } x_{\text{MgO}} = \frac{\text{MgO}}{\sum_{1 \dots k} \text{MeO}} \right),$$

являясь более или менее постоянным для пород одной группы, заметно изменяется от группы к группе, отражая, таким образом, условия образования пород (рис. 42).

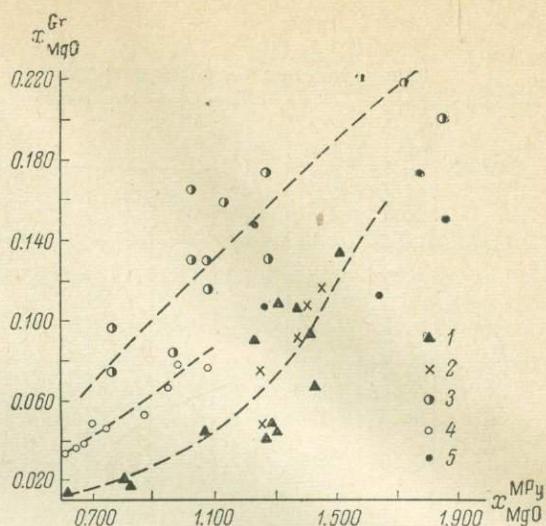


Рис. 42. Распределение MgO между гранатами и моноклинными пироксенами.

1 — гранулиты алданского типа; 2 — гранулиты лапландского типа; 3 — эклогиты из ксенолитов в кимберлитовых трубках; 4 — гроспидиты; 5 — ультраосновные массивы.

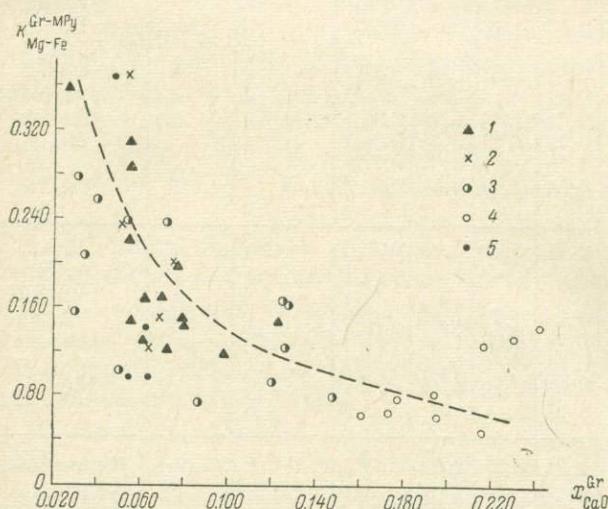


Рис. 43. Зависимость коэффициента распределения Mg и Fe^{2+} в сосуществующих гранатах и моноклинных пироксенах от концентрации кальция в гранатах.

Условные обозначения те же, что и на рис. 42.

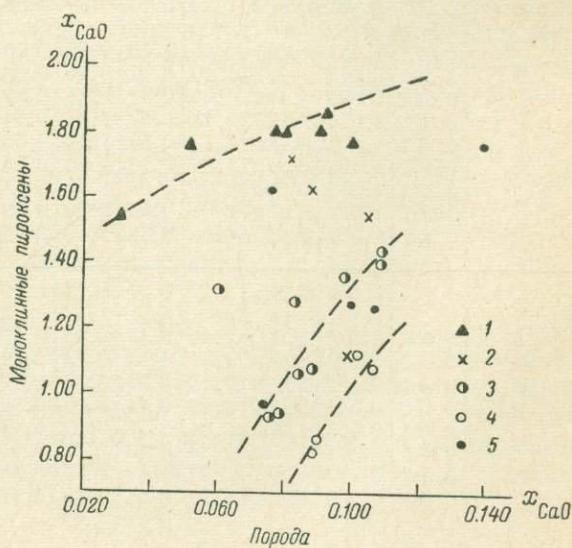


Рис. 44. Зависимость концентрации Ca в моноклинных пироксенах от кальциевости пород.

Условные обозначения те же, что и на рис. 42.

Таблица 42

Распределение Ca и Mg в гранатах и моноклинных пироксенах

Группа пород	$k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-MPy}}$	$k_{\text{CaO}}^{\text{Gr-MPy}}$	Ca		Mg		Пределы колебаний $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$	Средние значения $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$	Источник
				Gr	MPy	Gr	MPy			
Гранулиты алданского типа (гр. I)	0.177	0.726	0.421	0.69	0.82	0.90	0.62	0.130—0.356	0.206	Knorring, Kennedy, 1958 Subramaniam, 1962 To же Dodd, 1963 Маракушев, Полин, 1962 Бондаренко и Дагелайский, 1968 To же Колл. В. С. Бай- ковой Колл. Л. В. Климова Колл. Л. П. Ни- китиной To же » » » » »
	0.164	0.373	0.367	0.61	0.83	0.44	0.59			
	0.163	0.373	0.391	0.61	0.78	0.44	0.59			
	0.161	0.200	0.670	1.26	0.94	0.12	0.30			
	0.356	0.893	0.177	0.28	0.79	1.34	0.75			
	0.165	0.263	0.417	0.75	0.90	0.21	0.40			
	0.306	0.357	0.461	0.71	0.77	0.10	0.14			
	0.130	0.325	0.341	0.60	0.88	0.41	0.63			
	0.140	0.422	0.375	0.63	0.84	0.54	0.64			
	0.284	0.779	0.321	0.54	0.84	1.06	0.68			
	0.308	0.838	0.307	0.54	0.88	1.09	0.65			
	0.147	0.338	0.425	0.79	0.93	0.44	0.65			
	0.158	0.470	0.422	0.76	0.90	0.67	0.712			
	0.222	0.707	0.303	0.54	0.89	0.99	0.70			
Гранулиты лапландского типа (гр. II)	0.200	0.605	0.412	0.75	0.91	0.75	0.62	0.123—0.296	0.201	Колл. Л. А. Прият- киной To же » » » Колл. Н. В. Горлова
	0.238	0.771	0.338	0.52	0.77	1.08	0.70			
	0.296	0.806	0.331	0.57	0.86	1.16	0.72			
	0.150	0.676	0.420	0.68	0.81	0.92	0.68			
	0.123	0.380	0.366	0.63	0.86	0.49	0.65			
Эклогиты из ксенолитов в кимберлитовых трубках (гр. III)	0.297	1.052	0.227	0.35	0.77	2.02	0.96	0.072—0.297	0.160	Вишневский, Табунов, 1959 Nixon and oth., 1963 Соболев, Куз- нецова, 1966 Sobolev, 1968 To же » » » » » » » » » » »
	0.233	1.016	0.481	0.52	0.54	1.30	0.64			
	0.167	0.294	0.900	1.26	0.70	0.30	0.51			
	0.075	1.263	1.075	0.86	0.40	0.96	0.38			
	0.091	0.974	1.277	1.20	0.47	0.74	0.38			
	0.079	0.875	1.461	1.49	0.51	0.84	0.48			
	0.072	1.074	1.179	1.25	0.53	1.16	0.54			
	0.102	1.420	0.500	0.50	0.50	1.59	0.56			
	0.167	1.204	0.875	1.26	0.72	1.30	0.54			
	0.225	1.373	0.522	0.74	0.68	1.73	0.63			
	0.207	1.392	0.266	0.34	0.64	2.20	0.79			
	0.207	1.267	0.235	0.31	0.66	2.18	0.86			
Гроспидиты (гр. IV)	0.125	0.550	2.855	2.17	0.38	0.33	0.30	0.055—0.146	0.093	Sobolev a. oth., 1968 To же » » » » » »
	0.055	0.686	2.400	2.16	0.45	0.48	0.35			
	0.063	0.796	1.388	1.61	0.58	0.78	0.49			
	0.061	0.622	2.120	1.95	0.46	0.46	0.37			
	0.146	0.547	2.951	2.42	0.41	0.35	0.32			
	0.104	0.605	1.732	1.94	0.56	0.52	0.43			
	0.135	0.561	2.674	2.30	0.43	0.37	0.33			
	0.081	0.713	1.397	1.76	0.63	0.77	0.54			
	0.068	0.702	1.602	1.73	0.54	0.66	0.47			

Таблица 42 (продолжение)

Группа пород	$k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$	$k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-MPy}}$	$k_{\text{CaO}}^{\text{Gr-MPy}}$	Ca		Mg		Пределы колебаний $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$	Средние значения $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$	Источник
	Gr	MPy	Gr	Gr	MPy	Gr	MPy			
Ультраосновные породы (пр. V)	0.103 9.088 0.097 0.146	1.033 0.907 0.798 0.642	0.323 0.508 0.270 0.253	0.42 0.64 0.54 0.41	0.65 0.63 1.00 0.81	1.26 1.07 1.50 0.95	0.61 0.59 0.94 0.74	{ 0.088— 0.146 }	0.108	Eskola, 1921 Fermor, 1958 Myashiro, Seku, 1958 O'Hara, 1961

Так, при переходе от гранулитов к эклогитам величина $k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-MPy}}$ возрастает. Экспериментальные исследования (Green, Ringwood, 1964, 1966) показали, что с ростом давления происходит перераспределение Mg из пироксена в гранат, что сопровождается значительным уменьшением объема реагирующих фаз. Таким образом, полученные нами данные об изменении $k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-MPy}}$ находятся в полном соответствии с экспериментальными данными, показывая (как видно на рис. 42) относительное обогащение граната магнезией по сравнению с моноклинальным пироксеном по мере роста давления и температуры.

Значения $k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-MPy}}$ и положение фигуративных точек состава гранатов и пироксенов из гроспидитов на диаграмме фазового соответствия (рис. 42) между кривыми для гранулитов и эклогитов больше соответствуют условиям образования гроспидитов, чем значения $k_{\text{Mg-Fe}^{+2}}^{\text{Gr-MPy}}$. Значительные колебания величины $k_{\text{MgO}}^{\text{Gr-MPy}}$ для ультраосновных пород, возможно, связаны с тем, что в ультраосновных породах ассоциация моноклинного пироксена и граната образуется в широких пределах термодинамических условий.

В эклогитах и гроспидитах при равной их кальциевости (от 0.06 до 0.11) наблюдаются значительные различия кальциевости гранатов (рис. 43). Это подтверждает высказанные ранее предположения (Перчук, 1967) о перераспределении Ca из граната в клинопироксен. Для каждой из групп пород отчетливо намечается своя кривая (рис. 44), вдоль которой кальциевость пироксена возрастает с возрастанием кальциевости породы. Расположение этих кривых свидетельствует о понижении концентрации Ca в клинопироксene от гр. I к IV группе. Таким образом, кальциевость пироксена отражает условия образования пород.

Относительно зависимости кальциевости гранатов от T и (или) P существуют противоречивые мнения. Экспериментальными исследованиями либо совсем не устанавливается влияния давления на кальциевость граната (Green, Ringwood, 1966), либо обнаруживается лишь слабое возрастание содержания Ca при значительном увеличении давления (Kuschiro Joder, 1966).

На рис. 43 поля гранатов из групп I, II и III практически совпадают, хотя эклогиты из ксенолитов в кимберлитах образуются при более высоких давлениях, чем гранулиты. С другой стороны, кальциевость гранатов из гроспидитов (группа IV) значительно выше, чем в других группах, хотя трудно предположить, что давление при образовании гроспидитов было выше такового при образовании эклогитов из кимберлитов.

Содержание Ca в гранате, по-видимому, зависит не столько от давления, сколько от температуры, хотя и эта зависимость выражена довольно слабо (рис. 43); гораздо более четкая зависимость намечается между температурой и коэффициентом:

$$k_{\text{CaO}}^{\text{Gr-MPy}} = \frac{x_{\text{CaO}}^{\text{Gr}}}{x_{\text{CaO}}^{\text{MPy}}}, \quad \text{где } x_{\text{CaO}} = \frac{\text{CaO}}{\sum_{i=1}^k \text{MeO}},$$

который для I и II групп равен 0.083—0.160, для IV — 0.140—0.280.

Однако вопрос о возможности использования коэффициентов распределения CaO и MgO в паре гранат—моноклинный пироксен для оценки абсолютных значений T и P связан, кроме того, с вопросом об идеальности распределения этих окислов. Коэффициент $k_{\text{CaO}}^{\text{Gr-MPy}}$, как показывают

рис. 45 и 46, зависит от концентрации CaO и MgO в гранате и, таким образом, распределение этого окисла в рассматриваемой паре минералов отклоняется от идеального.

Распределение CaO в существующих моноклинных пироксенах и амфиболах

Распределение CaO изучалось в 26 парах пироксенов и амфиболов. Коэффициент распределения $k_{\text{CaO}}^{\text{Am-MPy}}$ вычислялся по формуле

$$k_{\text{CaO}}^{\text{Am-MPy}} = \frac{x_{\text{CaO}}^{\text{Am}}}{x_{\text{CaO}}^{\text{MPy}}},$$

где

$$x_{\text{CaO}} = \frac{n_{\text{CaO}}}{\sum_{i=1}^k n_{\text{MeO}_i}}, \quad k_{\text{CaO}}^{\text{Am-MPy}} =$$

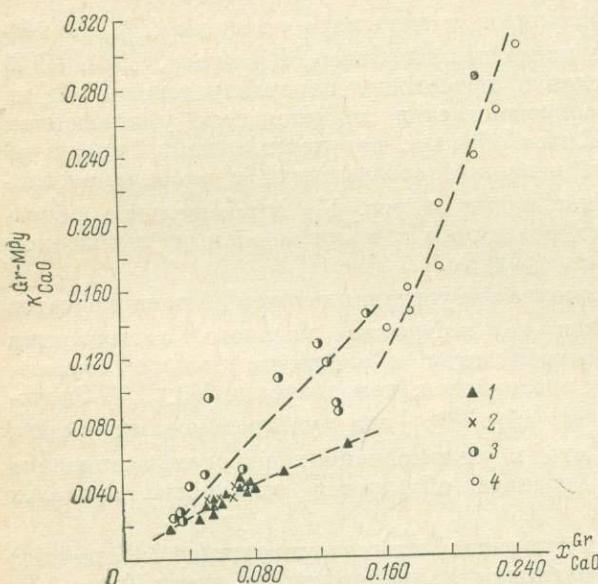


Рис. 45. Зависимость распределения CaO между существующими гранатами и моноклинными пироксенами от кальциевости гранатов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 42.

0.632 и обнаруживает отчетливую зависимость от концентрации CaO в амфиболах (табл. 43). Коэффициент корреляции $r_{k_{\text{CaO}}^{\text{Am-MPy}} \cdot x_{\text{CaO}}^{\text{Am}}}^{\text{Am-MPy}}$ равен 0.747 ± 0.086 и является значимым для уровня значимости $q = 0.01$ ($\sigma_r \cdot t_{0.01} = 0.239$). Это указывает с вероятностью $p = 99\%$ на то, что распределение CaO в существующих клинопироксенах и амфиболах гранулитовой фации не является идеальным. При повышении концентрации CaO в породе амфибол относительно обогащается CaO по сравнению с клинопироксеном. Не наблюдается заметного изменения $k_{\text{CaO}}^{\text{Am-MPy}}$ при изменении условий метаморфизма. Значения этого коэффициента для пар минералов амфиболитовой фации (обр. 107-4, Н-161) отвечают пределам колебаний его для минералов гранулитовой фации, поэтому распределение CaO в существующих клинопироксенах и амфиболах непригодно для построения геотермометра.

Таблица 43

Распределение CaO в сосуществующих моноклинных пироксенах и амфиболах из кристаллических сланцев гранулитовой фации

№ обр.	$x_{\text{CaO}}^{\text{MPy}}$	$x_{\text{CaO}}^{\text{Am}}$	f_m^{Am}	$k_{\text{CaO}}^{\text{Am-MPy}}$	Источник
107-4	0.174	0.092	31.0	0.529	Колл. В. С. Байковой
2128-8	0.170	0.098	40.8	0.580	То же
9289	0.174	0.090	36.6	0.525	Колл. В. А. Глебовицкого
H-161/63	0.184	0.095	30.2	0.517	Колл. Л. П. Никитина
H-499a/64	0.168	0.089	43.4	0.532	То же
H-545/60	0.164	0.084	33.1	0.513	» »
H-563г/60	0.182	0.099	46.8	0.546	» »
H-569д	0.178	0.094	33.8	0.529	» »
H-556/65	0.174	0.099	35.1	0.568	» »
H-556a/65	0.180	0.099	33.4	0.551	» »
H-569в	0.170	0.101	35.3	0.593	» »
1	0.174	0.090	48.6	0.519	Binns, 1962, 1965
2	0.177	0.101	54.7	0.570	То же
3	0.160	0.096	71.2	0.603	» »
4	0.174	0.088	39.3	0.508	» »
6	0.170	0.091	46.1	0.537	» »
A-10	0.170	0.089	47.1	0.529	Engel and oth., 1964
A-104	0.172	0.091	49.1	0.526	То же
AC-341	0.171	0.089	45.9	0.523	» »
A-105	0.167	0.089	46.5	0.530	» »
AC-362	0.171	0.089	46.7	0.526	» »
AC-358a	0.170	0.090	47.7	0.528	» »
35-5	0.174	0.091	37.0	0.525	Ward, 1959
2270	0.171	0.108	31.1	0.632	Howie, Subramaniam, 1957, Subramaniam, 1962
3709	0.187	0.097	19.3	0.517	То же
4642a	0.164	0.089	46.8	0.541	» »

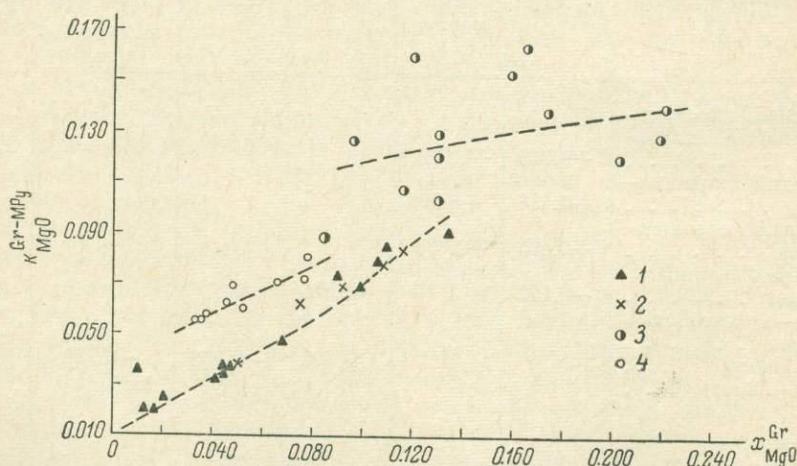


Рис. 46. Зависимость распределения MgO между сосуществующими гранатами и моноклинными пироксенами от магнезиальности гранатов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 42.

Равновесия железо-магнезиальных минералов в гранулитовой фации

Равновесия железо-магнезиальных минералов, таких как ортопироксен—клинопироксен, ортопироксен—амфибол, клинопироксен—амфибол, гранат—биотит, ортопироксен—биотит, гранат—ортопироксен, биотит—амфибол, гранат—клинопироксен, в отношении двухвалентного железа и магния рассматривались нами с помощью моделей равновесия обменного и смешенного типов.

При использовании первой модели предполагалось, что равновесие перечисленных пар минералов в отношении Fe^{2+} и Mg описывается реакцией ионного обмена (I). Коэффициент распределения Fe^{2+} и Mg в существующих минералах вычислялся по формуле константы равновесия обменной реакции, исходя из предположения, что распределение Fe^{2+} и Mg между фазами является идеальным:

$$k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\alpha-\beta} = k_{\text{равн.}} = \frac{x_{\text{Mg}}^{\alpha} (1 - x_{\text{Mg}}^{\beta})}{x_{\text{Mg}}^{\beta} (1 - x_{\text{Mg}}^{\alpha})}.$$

Однако результаты исследований не подтверждают правильности такого допущения. Неидеальность распределения Fe^{2+} и Mg подтверждается существованием корреляционной зависимости между $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}^{\alpha-\beta}$ и величиной железистости минералов. Такая связь установлена для пар клинопироксен—амфибол, гранат—биотит, ортопироксен—амфибол. На неидеальность распределения указывает также отклонение линий сопряженного состава минералов от линии идеального распределения на диаграммах фазового соответствия. Так, для пар ортопироксен—клинопироксен, биотит—ромбический пироксен наблюдается секущее положение кривых сопряженных составов по отношению к линиям идеального распределения.

Таблица 44

Значимые коэффициенты корреляции между параметрами состава минералов и коэффициентами $\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}$ распределения ($q = 0.01$)

Сосуществующие минералы	Ca^{RPy}	$\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{RPy}}$ форм. ед.	MnGr	$\left(\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}}\right)^{\text{Gr}}$	$(\text{Al} + \text{Ti})_{\text{IV}}^{\text{Bt}}$	$\left(\frac{x_{\text{Ca}}}{x_{\text{Si}}}\right)^{\text{MPy}}$
Ромбический пироксен—моноклинный пироксен	+0.546	+0.299 *				-0.368
Ромбический пироксен—биотит	+0.486	+0.596				
Ромбический пироксен—амфибол	+0.495	+0.290 *				
Гранат—ромбический пироксен	-0.572		-0.586			
Амфибол—моноклинный пироксен			0.393	-0.393	-0.330	-0.566
Гранат—биотит					-0.410	
Амфибол—биотит						

* $q = 0.05$.

Степень отклонения от идеальности Mg-Fe распределения возможно количественно оценивать по углу наклона прямой на диаграмме $\lg\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{2+}}\right)^{\alpha} - \lg\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{2+}}\right)^{\beta}$ или по величине x в уравнении

$$\lg \left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{2+}} \right)^\alpha = k + x \lg \left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{2+}} \right)^{\beta}$$

(Hounslow, Moore, 1967).

Распределение Fe^{2+} и Mg во всех изученных парах минералов обнаруживает отчетливую зависимость от содержаний других компонентов, входящих в их состав (табл. 44). Так, во всех парах, включающих ромбический пироксен, устанавливается корреляционная связь между $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}$ и содержанием Ca в пироксene. Коэффициенты корреляции между $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}$ и Ca^{RPy} во всех случаях являются значимыми с вероятностью $p = 99\%$. Увеличение содержания кальция в ромбическом пироксene сопровождается обеднением его двухвалентным железом по сравнению с сосуществующим минералом.

В паре ромбический пироксен—биотит $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}$ обнаруживает положительную корреляционную зависимость от количества тетраэдрического алюминия в ортопироксенах

$$r_{k_{\text{Mg-Fe}^{2+}} \cdot \text{Al}_{\text{IV}}^{\text{RPy}}} = 0.596; \quad \sigma_r = 0.142$$

($\sigma_r \cdot t_{0.01} = 0.402$). Незначимость коэффициентов корреляции между $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}$ и $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{RPy}}$ в парах ортопироксен—клинопироксен и ортопироксен—амфибол обусловлена скорее всего узкими пределами колебаний Al_{IV} в ортопироксенах в этих парагенезисах, так как содержание тетраэдрического алюминия в ортопироксенах двупироксеновых и амфиболово-пироксеновых гнейсов и сланцев составляет преимущественно 0.05—0.08 форм. ед. Положительная зависимость $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}$ от содержания Al_{IV} в ромбических пироксенах указывает, что возрастание степени изоморфного замещения кремния алюминием также приводит к возрастанию магнезиальности ромбического пироксена по сравнению с равновесным с ним минералом.

В парах, содержащих моноклинный пироксен, $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}$ зависит от содержания Ca и степени изоморфного замещения кремния алюминием в этом минерале. При этом увеличение $(x_{\text{Ca}}/x_{\text{Si}})^{\text{MPy}}$ всегда приводит к обеднению моноклинных пироксенов железом и возрастанию магнезиальности их по сравнению с сосуществующими минералами.

Однозначная зависимость Mg-Fe^{2+} распределения от суммарного количества катионов, изоморфно замещающих Si в тетраэдрической позиции слюд, установлена для парагенезисов с биотитом (гранат—биотит, амфибол—биотит). Уменьшение содержания Si оказывает существенное влияние на вхождение Mg в биотит, способствуя перераспределению Mg из существующего минерала в биотиты, в силу чего биотиты с низким содержанием кремния более богаты магнием.

Данные о зависимости Mg-Fe^{2+} распределения от содержаний других элементов, входящих в октаэдрическую и тетраэдрическую позицию структуры силикатов, кристаллохимические данные о типах изоморфизма в силикатах, а также рентгеноструктурные данные и данные мёссбауэровской и инфракрасной спектроскопии о более или менее упорядоченном распределении элементов по неэквивалентным позициям в структурах метаморфических минералов — все это дает основание сделать заключение о неприменимости, строго говоря, модели ионообменного равновесия для описания равновесий большинства исследованных силикатов в отношении Mg и Fe^{2+} . Реакции обменного типа лишь приближенно описывают равновесия железо-магнезиальных минералов метаморфических пород, так как почти во всех них при упорядоченном распределении Fe^{2+} и Mg по неэквивалентным структурным позициям имеет место избирательный изоморфизм, например между Fe^{2+} , Ca и Mn, с одной стороны, и Mg, Al, Fe^{3+} , Ti — с другой.

В силу этого нельзя считать, что в равновесии существующих минералах происходит обмен только ионами Fe^{+2} и Mg . Более правильно рассматривать равновесия железо-магнезиальных минералов исходя из модели смещенного равновесия.

Сопоставление диаграмм, отражающих распределение FeO и MgO (рис. 46) в каждой из пар минералов (ортопироксен—клинопироксен, ортопироксен—амфибол, клинопироксен—амфибол, гранат—биотит и др.), показывает, что они не являются зеркальным отражением друг друга. Это еще раз подтверждает, что модель ионообменного равновесия является грубо приближенной, а константа равновесия реакций обменного типа не отражает истинного распределения двухвалентного железа и магния в минералах.

Распределение FeO в большинстве пар не является идеальным, за исключением пары амфибол—клинопироксен, где можно говорить о приближении к идеальному в интервале концентраций FeO от 0.03 до 0.100. Однако и в этой паре можно предполагать отклонение от идеальности при $x_{\text{FeO}} > 0.13—0.14$. При возрастании x_{FeO} клинопироксены во всех парах обогащаются FeO (см. рис. 26, 31), что указывает на понижение коэффициента активности закисного железа в клинопироксенах. Напротив, в ромбических пироксенах коэффициент активности возрастает при повышении концентрации FeO , и этот минерал в сильно железистых породах относительно обедняется закисью железа (рис. 25, 26). Это справедливо для пироксенов как метаморфических, так и магматических пород. Таким образом, ромбические и моноклинные пироксены не являются идеальными твердыми растворами в отношении двухвалентного железа как в интервале температур гранулитовой фации, так и в интервале температур магматической кристаллизации.

Сделанный вывод не согласуется с выводами предшествующих авторов о природе твердых растворов в рассматриваемых пироксенах (Kretz, 1961; Bartholome, 1961; Leelemann, 1967, Saxena, 1968b, и др.), описывающих их равновесие с помощью ионообменных реакций и считающих оба пироксена близкими к идеальным твердым растворам. К выводу о неидеальности растворов Mg и Fe^{+2} в пироксенах метаморфических пород пришли также А. А. Маракушев (1961) и Мур (Moore, устное сообщение) на основании отклонения от идеальности распределения этих элементов в существующих пироксенах.

Распределение FeO обнаруживает отчетливую зависимость от температуры в парах ромбический пироксен—моноклинный пироксен, моноклинный пироксен—амфибол, гранат—биотит. Однако при определении термодинамических условий образования минералов по величине k_{FeO} надо иметь в виду, что изменение этого коэффициента, например, в первой паре при возрастании x_{FeO} от 0.05 до 0.22 в связи с неидеальностью распределения FeO сопоставимо по величине и его изменению, обусловленным увеличением температуры приблизительно на $250—300^\circ\text{C}$.

Распределение MgO в тех же парах минералов характеризуется значительным разбросом точек на диаграммах, что делает невозможным проведение линий сопряженного состава почти для всех пар минералов (рис. 27, 32). В парах ромбический—моноклинный пироксен, моноклинный пироксен—амфибол k_{MgO} не обнаруживает явной зависимости от условий температуры в отличие от k_{FeO} в этих же парах. Так, на диаграмме $x_{\text{MgO}}^{\text{MPy}}—x_{\text{MgO}}^{\text{RPy}}$ (рис. 27) не наблюдается разделение фигуративных точек пироксенов магматических и метаморфических пород, а на диаграмме $x_{\text{MgO}}^{\text{MPy}}—x_{\text{MgO}}^{\text{Am}}$ (рис. 32)—фигуративных точек, отвечающих парам минералов амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также магматических пород. В этих же парах отчетливо устанавливается неидеальное распределение MgO между минералами

и относительное обеднение магнезией клинопироксенов в области магнезиальных составов.

Равновесное распределение окислов FeO и MgO в сосуществующих минералах при отклонении его от идеального удовлетворительно описывается уравнением

или

$$(k_{\text{MeO}})_\alpha = k_{\text{MeO}} (x_{\text{MeO}})_\beta^{\eta},$$

$$k = (x_{\text{MeO}})_\alpha / (x_{\text{MeO}})_\beta^{\eta}.$$

Выраженное в логарифмической форме, оно представляет уравнение прямой:

$$\lg (x_{\text{MeO}})_\alpha = \lg k_{\text{MeO}} + n \lg (x_{\text{MeO}})_\beta,$$

где $\lg k_{\text{MeO}}$ — отрезок, отсекаемый на оси ординат и являющийся функцией температуры, а n — тангенс угла наклона прямой, являющейся функцией коэффициентов активности и отражающей степень отклонения распределения от идеального.

Таким образом, коэффициент распределения FeO в таких парах, как ромбический пироксен—моноклинный пироксен, ромбический пироксен—амфибол, гранат—биотит, должен определяться уравнением

$$k_{\text{FeO}}^{\alpha-\beta} = \frac{(x_{\text{FeO}})_\alpha}{(x_{\text{FeO}})_\beta^{\eta}}.$$

Для пары ромбический—моноклинный пироксен $n=1.183$.

Есть основания полагать, что распределение FeO в сосуществующих гранатах и биотитах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций приближается к идеальному, существенно отклоняясь от идеального в гранулитовой фации. Изменения характера распределения с повышением температуры метаморфизма описано также другими исследователями для пар с участием кордиерита (Saxena, Hollander, 1969).

Таким образом, распределение FeO и MgO в рассмотренных минералах гранулитовой фации является значительно более сложным, чем это представлялось ранее. Оно является функцией не только условий температуры и давления, но зависит от концентраций самого FeO и MgO и других элементов, входящих в состав сосуществующих минералов. Для выяснения температурной зависимости распределения Fe и Mg необходимо предварительно вычислить коэффициенты в уравнении многомерной регрессии

$$k^{\alpha-\beta} = a_1^\alpha x_1^\alpha + a_2^\alpha x_2^\alpha + \dots + a_i^\alpha x_i^\alpha + a_1^\beta x_1^\beta + a_2^\beta x_2^\beta + \dots + a_j^\beta x_j^\beta,$$

отражающем зависимость $k^{\alpha-\beta}$ от содержания всех компонентов в фазах α и β . До получения таких уравнений величины коэффициентов распределения Fe^{+2} и Mg (как $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{+2}}$, так и k_{MeO}) в исследованных минералах гранулитовой фации можно использовать лишь для относительной оценки условий образования минералов и пород. При этом пары минералов должны иметь приблизительно одинаковый состав как в отношении Fe⁺² и Mg, так и других элементов. В противном случае величины коэффициентов дадут скорее всего несогласующиеся результаты. В связи с неидеальностью распределения Fe⁺² и Mg для сравнения лучше всего выбирать пары минералов средней железистости (40—60%).

При условии учета влияния на величину $k_{\text{FeO}}^{\alpha-\beta}$ концентраций других компонентов в фазах α и β , геотермометры, построенные на зависимости $k_{\text{FeO}}^{\alpha-\beta} - T$, должны быть более точными по сравнению с геотермометрами типа $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{+2}}^{\alpha-\beta} - T$, так как обменная реакция лишь приближенно описывает равновесия железо-магнезиальных минералов в отношении Fe⁺² и Mg, и константа ее равновесия не является мерой равновесного распределения Fe⁺² и Mg в большинстве пар.

Определение температур кристаллизации гранулитовых комплексов различных районов по разнообразным геотермометрам, предложенным Л. А. Перчуком (1969), не дало удовлетворительных результатов. Полученные значения температур либо характеризуются слишком широким интервалом, либо не согласуются со значениями, полученными по другим диаграммам. Так, температуры кристаллизации пород гранулитовой фации Присаянского поднятия и Охотско-Бельской глыбы Восточного Саяна, судя по $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}$ в клинопироксенах и амфиболах, колеблются преимущественно в пределах от 750° до 850° (Перчук, 1969) и являются наиболее высокими по сравнению с температурами кристаллизации гранулитовых комплексов других регионов. Однако противоположная картина наблюдается при оценке температур по гранат-биотитовому геотермометру (Перчук, 1970). Температуры кристаллизации тех же пород Восточного Саяна не превышают 67°, а нижний предел оценивается в 610°. Промежуточные значения получены по ортопироксен-амфиболовому геотермометру и равны 700—725° (Перчук, 1970). При определении температур по каждому из геотермометров учитывалось, что диаграммы $k_{\text{Mg-Fe}^{2+}} - T$ применимы для минералов ограниченного состава.

Неточность определения температур, обусловленная неидеальностью Mg-Fe²⁺ распределения, наглядно демонстрируют данные табл. 45.

Т а б л и ц а 45

Mg-Fe²⁺ распределение в ромбических пироксенах и амфиболах из гранулитов Нового Уэльса Австралии (Binns, 1962, 1965)

№ обр.	$x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}}$	$x_{\text{Mg}}^{\text{Am}}$	$k_{\text{Mg-Fe}^{2+}}^{\text{RPy-Am}}$	Т° С по А. Л. Перчуку, 1970
3	0.243	0.282	0.82	500
2	0.363	0.451	0.70	525
1	0.414	0.489	0.74	660
4	0.514	0.604	0.73	675
6	0.521	0.537	0.91	720

Последовательность образцов в табл. 45 не отвечает нарастанию степени метаморфизма. Значения температуры обнаруживают отчетливую зависимость от величины x_{Mg} . Минимальные значения ее получены для пары, где $x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}}$ составляет 0.243 и максимальные для пар, в которых величина $x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}}$ колеблется в пределах 0.514—0.521. Максимальные температуры сопоставимы с температурами, полученными для других гранулитовых комплексов при величине x_{Mg} в ромбических пироксенах от 0.400 до 0.600. При более высоких значениях $x_{\text{Mg}}^{\text{RPy}}$ (0.650—0.750) значения T достигают 750—1000° С.

КРИТИЧЕСКИЕ РЕАКЦИИ И АССОЦИАЦИИ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ, ГРАНИЦЫ ФАЦИИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ СУБФАЦИЙ

Породы, недосыщенные CaO

Эта группа пород представляет собой интерес для парагенетического анализа, расчленения гранулитовой фации на субфации и определения термодинамических условий метаморфизма, поскольку относительно нее собрано наибольшее количество петрографических материалов и имеются многочисленные экспериментальные и теоретические данные.

Реакционные структуры и последовательность минералообразования

Для пород, недосыщенных CaO, характерны реакционные соотношения между главными породообразующими минералами, выражющиеся в возникновении кайм на контактах зерен и венцовых структур, причиной появления которых является нарушение равновесия при изменении внешних условий. Такие образования описаны в работах Б. З. Коленко (1926), Дж. Данна (Dann, 1932), А. Хиетанен (Hietanen, 1947), Е. И. Лавренко (1957), К. Парраса (Parras, 1958), Г. М. Друговой (1959), К. Шеумана и Т. Беха (Scheumann u. Boch, 1961), Б. Г. Лутца (1966), В. И. Шульдинера (1966), С. П. Кориковского (1967), Н. Г. Судовикова и др. (1969). По мнению С. П. Кориковского (1967), многие из этих структур, в частности каймы кордиерита, кварца, гиперстена и шпинели вокруг граната и силлиманита, отражают процесс прогрессивного метаморфизма пород. Б. Г. Лутц (1966), изучавший глиноземистые породы Алданского щита, интенсивно измененные гранитизацией, пришел к заключению о решающей роли калиевого метасоматоза в образовании реакционных кайм. Существенным дополнением и интерпретации указанных структур может явиться высказанная А. А. Маракушевым (1965) точка зрения о значительной роли снижения давления в рассматриваемом преобразовании пород. Ниже мы попытаемся показать, что наблюдающиеся в глиноземистых породах изменения связаны с различными причинами и обусловлены вариациями различных факторов состояния системы.

Наиболее часто кордиеритовые каймы развиваются вокруг граната в силлиманитовых биотитсодержащих гнейсах. При этом кордиерит образует либо мономинеральные каймы, либо присутствует в срастании со шпинелью. Последнее кажется вполне естественным, если учесть большую кремнекислотность кордиерита по сравнению с гранатом.

Вместе с кордиеритовыми, а иногда и с кордиерит-гиперстеновыми (Кориковский, 1967) каймами вокруг граната, в глиноземистых гнейсах фиксируются и другие реакционные структуры, в числе которых следует упомянуть реликтовые пойкилобластические включения силлиманита в гранате (Судовиков и др., 1969), каемки кордиерита вокруг биотита и силлиманита (Другова, 1959; Кориковский, 1967). Кроме того, интерес представляет выявленное С. П. Кориковским (1967) преобразование силлиманита в кордиерит и шпинель.

Суммируя сказанное, можно заключить, что в рассмотренных структурах зафиксированы метаморфические реакции, которые схематически могут быть записаны следующим образом:

- 1) $Bt + Sill + Qu = Cord + Gr + Or$; 2) $Sill + Gr = Cord + Sp$;
- 3) $Bt + Gr + Qu = Hyp + Cord + Or$.

Первая и третья реакции были приблизительно рассчитаны А. А. Маракушевым (1968) для случая давления на воду в 1000 атм. и приняты в качестве пограничных реакций, разделяющих биотит-силлиманитовую, гранат-кордиеритовую и гиперстен-кордиеритовую фации.

Непосредственный переход граната в кордиерит с соответствующим снижением магнезиальности первого возможен при условии присутствия избытка кремнезема и глинозема. Именно поэтому кордиеритовые каймы легче всего образуются в местах соприкосновения граната с агрегатом, обогащенным кварцем и силлиманитом. Соответствующая этому случаю структура описана, например, Б. Г. Лутцем (1966). В процессе привноса SiO_2 в участки преобразования граната и возникновения градиента концентраций этого компонента может возникнуть сложная многослойная реакционная кайма, состоящая из микрозоны полного поглощения крем-

незема (мономинеральная кордиеритовая кайма) и микрозоны с избыточным SiO_2 (кордиерит-кварцевый симплектит). Такие структуры часто встречаются на Алданском щите (Другова, 1959; Лутц, 1966). С повышением активности кислотных компонентов в последней микрозоне может быть связано выделение силлimanита в кордиерите, что в действительности наблюдается в глиноземистых гнейсах гранулитовой фации (Судовиков и др., 1969).

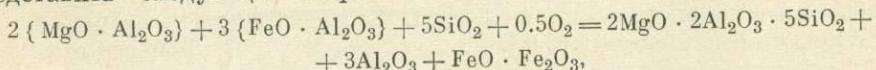
Таким образом, наиболее часто встречающиеся каймы кордиерита и граната могут быть, с одной стороны, следствием течения метаморфических реакций, смещение равновесия в которых обусловлено изменениями температуры и давления, а с другой стороны, могут явиться отражением метасоматического процесса, близкого к кислотному выщелачиванию, что, однако, не исключает одновременного изменения условий температуры и давления, а в частности снижение последнего, о чем свидетельствует снижение магнезиальности граната в породах, затронутых такими изменениями (Судовиков и др., 1969).

Подтверждением реальности записанных выше реакций могут явиться часто наблюдающиеся регressiveные преобразования кордиеритовых гнейсов, выразившиеся в развитии кайм биотита и силлimanита вокруг кордиерита (Hietanen, 1947; Parras, 1958), и кристаллизация биотита и силлimanита вдоль кристаллизационной сланцеватости, секущей зерна граната и кордиерита (Другова и Нелов, 1961).

На Алданском щите в породах верхнеалданской свиты наблюдаются реакционные структуры, отличающиеся морфологически и генетически от рассмотренных выше. Одной из главных отличительных черт глиноземистых гнейсов этого района является многоминеральный состав этих пород. Часто в них присутствует до 12 минералов одновременно. Это — силлimanит, гранат, кордиерит, биотит, шпинель, магнетит, ильменит, сапфирин, корунд, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, которые все вместе не являются равновесными и обнаруживают многочисленные признаки реакционных взаимоотношений. Шпинель и магнетит, иногда образующие друг с другом закономерные срастания (возможно, структуры распада), всегда заключены в кордиерит, который присутствует либо в виде неправильных зерен, близких по размерам к зернам других минералов, либо в виде более крупных порфиробласт. Силлimanит чаще всего кристаллизовался одновременно с кордиеритом, хотя описываются случаи более позднего образования последнего (Другова, 1959).

Шпинель присутствует и в бескордиеритовых гнейсах, и в этом случае она равновесна с кварцем. Непосредственное соприкосновение зерен шпинели с кварцем отмечали Д. С. Коржинский (1936), Г. М. Другова (1959), Б. Г. Лутц (1966).

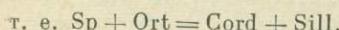
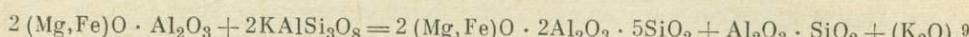
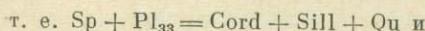
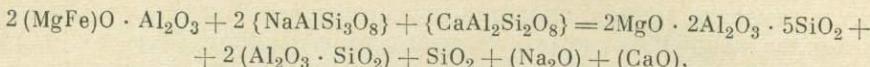
Наиболее часто встречающийся вариант позднего образования кордиерита — это каймы вокруг шпинели, находящиеся в закономерном срастании с магнетитом, на контакте с кварцем. Можно предположить процесс, протекающий по схеме: шпинель + кварц = кордиерит. Однако необходимо учитывать, что железистость шпинели значительно превышает железистость кордиерита. Избыток Fe, по-видимому, поглощается магнетитом, попутно окисляясь. Поэтому возникновению кордиеритовых кайм благоприятствует повышение парциального давления кислорода. Процесс образования магнезиального кордиерита за счет шпинели можно представить следующим образом:



т. е. $\text{Sp} + \text{Qu} = \text{Cord} + \text{Cor} + \text{Mt}$, откуда следует, что окисление железа в гематите приводит к выделению, помимо магнетита, еще и корунда и что

поэтому наблюдающееся сочетание кордиеритовых кайм с агрегатами шпинели, корунда и магнетита не случайно.

Более частым случаем является образование реакционных кайм кордиерита вокруг агрегатов шпинели и магнетита на контакте их с плагиоклазом, содержащим обычно около 30—35% аортита, и, возможно, с калиевым полевым шпатом. Этот процесс может быть представлен в виде следующих реакций:



Действительно, при образовании рассматриваемых каемок выделяются силлиманит, обычно включенный в полевые шпаты вблизи кордиеритовых каемок, и кварц, который либо встречается в симплектитовых срастаниях с кордиеритом во внешних частях кайм, либо образует самостоятельную микрозону на контакте кордиерита с плагиоклазом, либо присутствует в качестве обособлений внутри последнего.

Особенностью рассматриваемых реакций является выделение в процессе их течения сильных оснований (CaO , Na_2O и K_2O), которые либо выносятся, либо переотлагаются здесь же в виде калиевого полевого шпата, образующего тонкие каемки на границе зерен кварца и плагиоклаза и кварца и кордиерита, и альбит-олигоклаза, который выделяется в виде почти постоянно присутствующих микроскопических каемок на контакте калиевого полевого шпата и глиноземистых минералов — силлиманита и кордиерита. Следствием этого является формирование сложно построенных реакционных кайм, в которых, помимо микрозон кордиерита, кордиерита и кварца, кварца, силлиманита и полевого шпата, выделяются закономерно сочетающиеся друг с другом микрозоны двух полевых шпатов.

Однако происходит только частичное переотложение K_2O , Na_2O и CaO непосредственно вблизи кордиеритовых кайм. Основная же масса этих компонентов выносится, а сам процесс есть не что иное, как проявленный в микромасштабе метасоматоз, сходный с кислотным выщелачиванием, а в общем — отражение метаморфической дифференциации в процессе изменения первоначально бескордиеритовых глиноземистых гнейсов.

Преобразование шпинели в кордиерит происходит при обязательном поглощении SiO_2 в процессе реакции. При этом, как и в случае замещения граната (см. выше), устанавливается некоторый градиент активности данного компонента и возникают микрозоны полного поглощения SiO_2 и микрозоны, пересыщенные кремнеземом. В первых из них, помимо кордиерита, могут возникать фазы, бедные этим компонентом. К их числу относятся уже отмечавшийся выше корунд и сапфирин, часто наблюдающийся в ядрах венцовых структур совместно со шпинелью (замещая ее) или образующий срастания с кордиеритом (Muthuswami, 1949). Сапфирин — минерал исключительно низкой кремнекислотности и встречающийся в бескварцевых парагенезисах с амфиболом, гиперстеном, кордиеритом, аортитом, корундом и силлиманитом,¹⁰ в глиноземистых гнейсах несом-

⁹ В процессе этих реакций избыточное железо герцинита окисляется и выделяется в виде магнетита. При этом возможно выделение корунда или миллиманиита в зависимости от количества кремнезема, присутствующего в сфере рассматриваемой реакции.

¹⁰ Более подробно парагенезисы сапфира описаны у Серенсена (Sørensen, 1955), Б. Т. Лутца (1966) и Дира и др. (1965).

ненно присутствует в качестве промежуточного продукта реакций в микрозонах, недосыщенных SiO_2 .

Таким образом, реакционные структуры, рассмотренные выше и характерные для древнейших гнейсов, входящих в гранулитовые комплексы алданского типа (например, верхнеалданская свита), являются отражением перехода бескордиеритовых гнейсов в породы, содержащие данный минерал. К числу минералов, входящих в состав ранних парагенезисов, следует относить гранат, шпинель (существенно герцинитовую), магнетит, плагиоклаз, кварци, возможно, калиевый полевой шпат. Гранат в этой ассоциации отличался повышенной магнезиальностью, и содержание в нем пиропа достигало 40 %. В конечном итоге возникали гнейсы с характерным для гранулитов алданского типа парагенезисом гранат (от 25 до 35 % пиропа) + кордиерит + силлиманит + ортоклаз + плагиоклаз + кварц. Кристаллизация биотита, по-видимому, относилась к более поздним этапам преобразования пород.

Образование каждой из упомянутых выше реакционных структур не является изохимическим процессом и протекает в условиях подвижного поведения сильных оснований, а особенно щелочей и кальция, которые, в общем, выносятся из участков развития вторичного кордиерита. Более инертными оказываются магний и железо. При этом, если последний из них, как правило, фиксируется в пределах рассматриваемых участков во вновь образованной герцинитовой шпинели, находящейся в срастаниях с кордиеритом, или в магнетите (в зависимости от величины парциального давления кислорода), то магний, обладая большой подвижностью, может привноситься, так как в данном процессе железистые фазы (гранат и шпинель) преобразуются в существенно магнезиальные (кордиерит и сапфирин как промежуточный продукт). Наиболее инертными компонентами являются SiO_2 и Al_2O_3 , о чем свидетельствует выделение силлиманита и кварца как избыточных продуктов реакций во внешних зонах венцовых структур.

Особый интерес представляет поведение SiO_2 , так как описываемые преобразования приводят к кристаллизации кордиерита — минерала, отличающегося повышенной кремнекислотностью с образованием диффузионной микрозональности, отражающей градиент активности этого компонента в участках развития венцовых структур. Если принять во внимание то, что при замещении кордиеритом граната и шпинели наблюдается повышение активности магния и кислорода и образование микрозон, недосыщенных кремнеземом, то становится очевидным, что для интерпретации условий наложенного метаморфизма большое значение приобретают изучение ассоциаций промежуточных продуктов реакции, которые хорошо соответствуют по составу исследованной экспериментально системе $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. К этому вопросу мы вернемся в следующем разделе.

Упомянутые выше реакционные структуры не исчерпывают всех известных случаев изменения пород, недосыщенных CaO , в процессе метаморфизма гранулитовой фации. В частности, неясными остаются возрастные соотношения парагенезисов гиперстена и силлиманита, граната и кордиерита в гранулитах лапландского типа. Наблюдающееся в этих породах развитие реакционных кайм кордиерита вокруг граната не дает основания для решения вопроса о времени появления гиперстен-силлиманиевой субфаации по отношению к кордиерит-гранатовой субфаации гранулитов алданского типа, так как каймы возникают во всех глиноzemистых породах гранулитовой фации на поздней стадии метаморфизма и обусловлены смещением равновесия в реакции $\text{Gr} + \text{Sill} \rightarrow \text{Cord} + \text{Gr} > f$ вправо при снижении давления.

Парагенезисы гиперстен-силлиманиевых и ассоциирующих с ними пород были исследованы в Сутамском районе южной окраины Алданского

щита А. А. Маракушевым и В. А. Кудрявцевым (1966), которые показали, что минимальная железистость граната, сосуществующего с кордиеритом, равняется примерно 50% и соответствует максимальному давлению, при котором возможна устойчивость кордиерита. При более высоком давлении этот минерал сменяется гиперстеном и силлиманином, что характерно для комплексов пород, отнесенных нами к лапландскому типу.

Парагенезисы пород, недосыщенных CaO, и условия метаморфизма

Парагенезисы пород, недосыщенных CaO, исследовались многими петрологами, и в настоящее время получен большой фактический материал по природным минеральным ассоциациям. Особенно ценными оказались сведения об изменении состава минералов переменного состава со сложным изоморфизмом, проявляющимся в широких пределах. Выше были описаны главные тенденции во взаимном изоморфном замещении кальция, калия и натрия; железа, магния и кальция; железа, магния, алюминия и титана; алюминия и кремния в наиболее распространенных минералах гранулитовой фации — в пироксенах, гранатах, амфиболах.

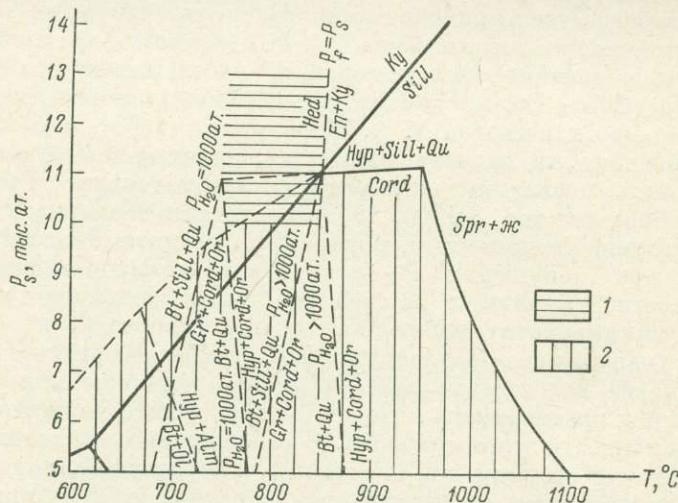


Рис. 47. Схематическое расположение полей устойчивости парагенезисов пород, бедных кальцием.

1 — поле устойчивости кордиерита; 2 — поле возможного равновесия кианит \rightleftharpoons энстатит + кианит (силиманит).

и биотитах. Изучение равновесного распределения железа и магния в сосуществующих фазах позволяет охарактеризовать некоторые реакции ионного обмена и наметить зависимости коэффициентов распределения от различных параметров состава минералов. Исследования показали относительно ограниченные возможности термометрии, основанной на законе фазового соответствия, а особенно для минеральных пар, для которых распределение существенно отличается от идеального. В связи с этим в анализе условий метаморфизма и в создании детальной фациальной классификации большую роль играет определение полей устойчивости главнейших парагенезисов и расчеты реакций смешенного равновесия в учетом экспериментальных данных и материалов по природным ассоциациям минералов.

Главные ступени метаморфизма пород, недосыщенных CaO, отражены

на P_S — T -диаграмме (рис. 47). Основанием для определения взаимного расположения полей устойчивости минералов и их парагенезисов послужили экспериментальные данные. Пределы устойчивости кордиерита намечены исходя из данных В. Шрайера (Schreyer, 1967; Schreyer и Seifert, 1969). При этом равновесие $\text{Hyp} + \text{Sill} + \text{Qu} \rightleftharpoons \text{Cord}$ было рассчитано теоретически для магнезиальных составов на основании термодинамических величин, заимствованных в справочнике И. К. Карпова и др. (1968). Вывод о положительном наклоне линии моновариантного равновесия нельзя считать вполне достоверным, так как величина ΔS реакции очень незначительна и соизмерима с погрешностью определения этой константы для реагирующих фаз. Кроме того, расчеты производились для безводного кордиерита. Однако результаты их оказались весьма близкими к выводу А. А. Маракушева (1968), определившего, что величина давления равновесия гиперстена, силлманита, кордиерита, граната и кварца составляет около 10 тыс. атм. Линия, отмечающая верхний (по давлению) предел устойчивости кордиерита при температуре ниже 850° , проведена схематично, так как ее положение не имеет для нас существенного значения. Следует обратить внимание лишь на то, что существует некоторое перекрытие полей устойчивости кианита, нанесенного на диаграмму на основании последних данных С. Ричардсона и др. (Richardson a. oth., 1969), и кордиерита, что отвечает редко встречающемуся в природе парагенезису этих минералов (Зотов, 1966).

Поле устойчивости парагенезиса $\text{Bt} + \text{Sill} + \text{Qu}$ и $\text{Bt} + \text{Qu}$ и линии равновесного преобразования этих ассоциаций соответственно в $\text{Gr} + \text{Cord} + \text{Ort}$ и $\text{Hyp} + \text{Cord} + \text{Ort}$ могут быть намечены лишь схематично, на основании приближенных расчетов А. А. Маракушева (1968), который исходил из предположения, что давление воды ($P_{\text{H}_2\text{O}}$) составляет 1000 атм. Однако, если следовать последним экспериментальным данным (Richardson a. oth., 1969; Schreyer and Seifert, 1969), то точкам моновариантного равновесия гиперстена, силлманита, кордиерита, граната, биотита, ортоклаза и кварца при допущении $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ атм. должна попасть в поле устойчивости кианита и за пределы поля устойчивости кианита. Это явно противоречит наблюдениям над природными парагенезисами. В гранулитах Лапландии и Сутамского района (Восточная Сибирь) биотит встречается лишь в весьма ограниченном количестве. Это заставляет предположить, что при метаморфизме достигался верхний предел устойчивости этого минерала. В то же время в названных комплексах присутствует силлманит, а не кианит, и кордиерит сохраняется лишь в парагенезисах с очень магнезиальным гранатом (до 50% пиропа). Следовательно, давление достигало величины 10 тыс. атм., а температура полной дегидратации биотита не могла быть меньшей чем 850° (рис. 47). Величина же $P_{\text{H}_2\text{O}}$ должна была значительно превышать 1000 атм., либо при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ постоянном угол наклона линии рассматриваемого равновесия должен быть меньшим из-за участия в реакции водного кордиерита.

Обращает на себя внимание пересечение линий, ограничивающих поля устойчивости гиперстена и кордиерита (вместо жедрита и кварца)¹¹ и граната, кордиерита и ортоклаза. С этим согласуется хорошо известный факт образования кордиерит-ортоклазовых гнейсов в условиях амфиболовой фации андалузит-силлманитовой фациальной серии, отсутствие кордиерита в кианит-силлманитовой фациальной серии и появление этого минерала при высоких давлениях лишь при температуре, соответствующей гранулитовой фации.

Все изложенное выше свидетельствует о том, что величина $P_{\text{H}_2\text{O}}$ значительно превышает 1000 атм. Благодаря этому равновесие дегидратации биотита смещается в высокотемпературную область (более 850°). Влия-

¹¹ Подробнее об этом см. в следующем разделе.

ние величины $P_{\text{H}_2\text{O}}$ на температуру реакций дегидратации рассматривалось в разных аспектах рядом исследователей (Greenwood, 1961; Соболев и др., 1966; Маракушев, 1968 и многие др.). В частности, В. С. Соболев и др. (1968) оценили долю $P_{\text{H}_2\text{O}}$ от общего давления и предположили, что для гранулитовой фации $P_{\text{H}_2\text{O}} = (0.2-0.4) P_{\text{общ}}$. В то же время, по-видимому, имеется некоторое соответствие в изменении давлений на флюид и на твердую fazу, так что для фации высоких давлений высоким оказывается и отношение $\frac{P_{\text{H}_2\text{O}}}{P_{\text{общ}}}$. Действительно, для лапландских и сутамских гранулитов мы должны предполагать высокое значение $P_{\text{H}_2\text{O}}$, в то время как для ладожских гранулитов, связанных с другими фациями в единую андалузит-силлиманитовую серию ($P_{\text{общ}} < 5$ тыс. атм.), эта величина не может превышать 2.5—1.5 тыс. атм. Имея в виду связь между P_S и $P_{\text{H}_2\text{O}}$, можно ожидать, что линии рассмотренных выше моновариантных равновесий на диаграмме $T-P_S$ будут уменьшать углы своего наклона по сравнению с линиями, рассчитанными для случая $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ атм. (Маракушев, 1968).¹²

На рис. 48 намечены поля устойчивости главнейших парагенезисов гранулитовой фации и выделены четыре субфации, отражающие метаморфизм пород, недосыщенных CaO.

Поле I соответствует биотит-силлиманитовой субфации (или фации, по Маракушеву, 1965), Парагенезис биотита и силлиманита со сравнительно магнезиальным гранатом возможен в поле устойчивости ортопироксена и кварца только при относительно высоком давлении, при снижении которого ниже ≈ 6 тыс. атм. поле устойчивости кордиерита, граната и ортоклаза расширяется в область низкой температуры ($\sim 700-750^\circ$ и ниже). Это хорошо согласуется с наблюдениями над андалузит-силлиманитовой фациальной серией, где и биотит-силлиманитовая и гранат-кордиерит-ортоклазовая субфация выделяются в амфиболитовой фации. Таким образом, биотит-силлиманитовая субфация гранулитовой фации ограничена не только температурой (от 750 до 850°), но и давлением (около 6 тыс. атм.), ниже которого она в гранулитовых комплексах не выделяется.

Поле II соответствует биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации, которая в низкотемпературной области ограничена реакцией биотит + силлиманит + кварц \rightleftharpoons гранат + кордиерит + ортоклаз. Как отмечалось в предыдущем разделе, этот процесс хорошо зафиксирован в реакционных структурах. При этом наблюдаются соотношения, свидетельствующие как о про-

¹² Такого же эффекта можно ожидать в результате участия водного кордиерита в процессе.

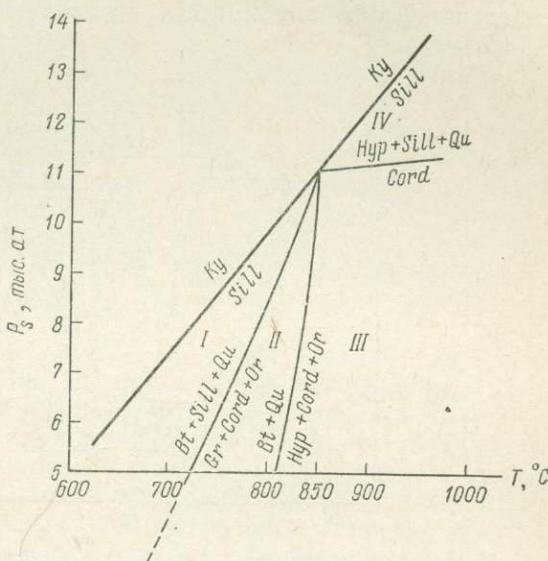


Рис. 48. Расположение полей устойчивости критических парагенезисов для субфаций гранулитовой фации.

грессивном, так и регрессивном переходе от парагенезисов поля I к парагенезисам поля II.

Поле III соответствует гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации и переход к ней знаменуется полной дегидратацией биотита и его преобразованием в кварцодержащих породах в гиперстен, кордиерит и ортоклаз. Низкотемпературная граница этой субфации меняется от 800—850° и мало зависит от давления.

Перечисленные субфации полностью попадают в поле устойчивости кордиерита, а, как показано А. А. Маракушевым (1965), железистость минералов, находящихся с ним в парагенезисе, в значительной степени определяется давлением, особенно в высокотемпературной области, за пределами поля устойчивости биотита. А. А. Маракушевым (1965) были выделены фации глубинности, различающиеся железистостью граната

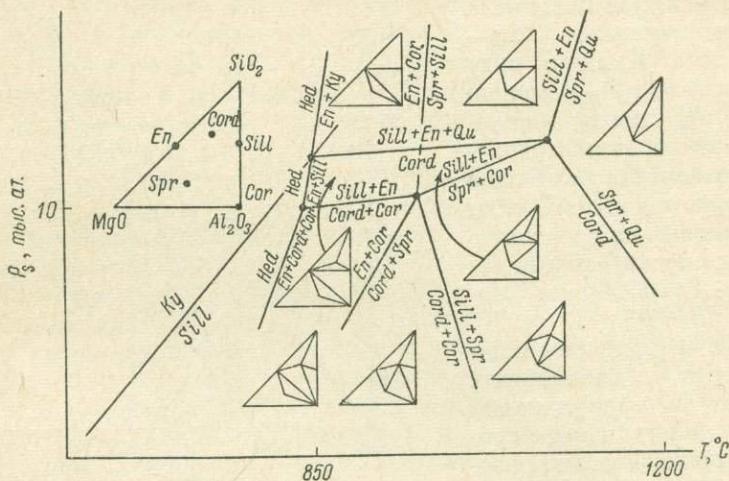


Рис. 49. Схематическое расположение полей устойчивости парагенезисов в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ в области температур 800—1200° С.

в парагенезисе с кордиеритом. Для нас выводы А. А. Маракушева интересны в том отношении, что изменение железистости граната по мере снижения давления происходит благодаря частичному замещению существенно магнезиальной части граната кордиеритом, что проявляется иногда в образовании кайм кордиерита вокруг граната.

Для характеристики гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации важными являются данные по промежуточным продуктам реакций кордиеритизации гнейсов, содержащих первоначально парагенезис шпинели с кварцем. Выше подробно рассматривались соответствующие реакционные структуры и отмечалось, что в качестве промежуточных продуктов реакций возникает серия минералов, состав которых выражается с помощью следующих компонентов: $MgO-SiO_2-Al_2O_3$. Подобные системы хорошо исследованы экспериментально и рассмотрены В. Шрайером и Зейфертом. Ими была построена диаграмма $T-P$ для области температур 820—1200°, несколько видоизмененная нами (рис. 49). Как видно на этой диаграмме, при сравнительно высокой температуре сапфирин устойчив в ассоциации с силлиманитом, корундом и кордиеритом, в то время как при снижении температуры в породах того же состава должна возникать ассоциация сапфирина только с энстатитом, а возможно и с хедритом. Исходя из этого можно заключить, что наблюдавшаяся в верхнеалданской

свите алданского комплекса кордиеритизация, сопровождающаяся выделением силлиманита и корунда совместно с сапфирином, протекала при значительной температуре, превышающей верхний предел устойчивости биотита, который действительно выступает в рассматриваемых породах как поздний, регressiveный минерал. Таким образом, мы имеем дополнительное подтверждение тому, что на Алданском щите один из этапов метаморфизма соответствовал гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации, а возможно и ее высокотемпературной области.

Среди гранулитовых комплексов известны и более низкотемпературные ассоциации сапфира с ортопироксеном и даже с гидроксилсодержащими минералами, с жедритом и биотитом (Sørensen, 1955; Лутц, 1966; Дир и др., 1965).

Поле IV на лиаграмме $P_S - T$ (рис. 49) отвечает гиперстен-силлиманитовой субфации (или сутамской фации глубинности, по Маракушеву, 1965), которая также может быть названа бескордиеритовой. Переход к ней определяется исключительно повышением давления до величины 11 тыс. атм., что установлено экспериментально для магнезиальных систем (Schreyer, 1967). Наиболее отчетливо эта субфация представлена в Лапландии и в Сутамском районе, но известна она на Анабарском щите (Rabkin, 1968). Для этих районов характерно широкое распространение гнейсов, не содержащих биотита или содержащих его в очень незначительном количестве. Это и заставляет предполагать, что переход к названной субфации осуществляется только при высокой температуре, превышающей 850° .

Рассмотрим также шпинель-кварцевую ассоциацию гранулитовой фации, которая встречается на Алданском щите в верхнеалданской свите и характеризует наиболее ранний этап метаморфизма, отвечающего, по-видимому, первому мегациклу развития. Наличие структур распада шпинели и магнетита, упомянутых в предыдущем разделе и отмеченных ранее Б. Г. Лутцем (1966), может свидетельствовать о высокой температуре ($700-900^\circ$, Турнок, 1963). Отсутствие же кордиерита в первичном парагенезисе отнюдь не означает, что раннее минералообразование происходило в условиях гиперстен-силлиманитовой субфации, т. е. при давлении, превышающем 11 тыс. атм., так как верхний предел устойчивости железистого кордиерита, который изохимически может возникнуть за счет шпинели и кварца, не превышает 6.5 тыс. атм. (Schreyer, 1965).

Сам процесс кордиеритизации рассматриваемых гнейсов, как отмечалось выше, происходит в условиях повышающегося парциального давления кислорода. Преобразование шпинели (или шпинели с корундом) в ассоциацию шпинели, магнетита, а затем магнетита и корунда, согласно А. К. Турноку (1963), отражает возрастание P_{O_2} . Таким образом, ассоциация шпинели с кварцем, столь характерная для раннего этапа метаморфизма верхнеалданской свиты и для алданского типа гранулитов, устойчива в поле гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации, возникает в относительно железистых породах и отвечает необычно низкому значению парциального давления кислорода.

Заканчивая рассмотрение парагенезисов пород, недосыщенных CaO , подчеркнем, что наиболее высокотемпературные, безбиотитовые парагенезисы, широко распространенные в гранулитовых комплексах алданского и лапландского типа, отвечают температурам, превышающим 850° . Имеющиеся в нашем распоряжении данные термометрии находятся как-будто бы в очевидном противоречии с таким заключением. Однако необходимо учитывать, что все рассматриваемые метаморфические породы испытали регressiveные преобразования в условиях биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой и биотит-силлиманитовой субфации, о чем свидетельствуют наблюдающиеся реакционные соотношения между

минералами. На примере Алданского щита мы попытались, показать, что повторные преобразования пород в условиях низкотемпературных субфаций гранулитовой фации сопровождались серьезными преобразованиями структур, которые включали как наложенную складчатость, так и возникновение зон рассланцевания. Распределение железа и магния в сосуществующих минералах, что является критерием температуры, происходило в соответствии с условиями поздних стадий метаморфизма. Поэтому определенные по диаграммам фазового соответствия температуры оказываются, как правило, заниженными. Не исключено также, что использованные геотермометры были первоначально неверно проградуированы и поэтому дают систематическую погрешность.

Породы, богатые кальцием

Анализ парагенезисов пород данной группы важен потому, что их изучение привело к выделению гранулитовой фации. Образование в кристаллических сланцах и гнейсах, богатых кальцием, парагенезисов ортопироксена с плагиоклазом и клинопироксеном является критерием рассматриваемой фации метаморфизма. Изучение этой группы пород послужило основанием и для разделения гранулитовой фации на субфации роговообманковых и пироксеновых гранулитов. Наконец, анализ парагенезисов пород, богатых кальцием, имеет непосредственное отношение к проблеме эклогитов. В то же время необходимо отметить, что в настоящее время существует слишком мало экспериментальных данных по соответствующим системам. Пределы устойчивости таких важных для характеристик гранулитовой фации парагенезисов, как кальциевый амфибол + орто- и клинопироксен, кальциевый амфибол + гранат, гранат + клинопироксен, могут быть определены лишь грубо приближенно.

Реакционные структуры и ступени метаморфизма

При оценке термодинамических условий метаморфизма, определении тенденций в его эволюции и разделении гранулитовой фации на субфации принимались во внимание реакционные структуры, характеризующие соотношение между амфиболами и пироксенами, гранатом, амфиболом и пироксенами.

Совместное существование жедрита и ортопироксена наблюдается в малоглубинных гранулитах, относящихся к ладожскому типу. Саволахти (Savolahti, 1966) описал в Центральной Финляндии (р-н Киурувеси) гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы, в которых наряду с ортопироксенами встречается жедрит и кордиерит. Амфибол образует реакционные каймы вокруг пироксена и в то же время присутствует в качестве включений в нем. Это дает основание предполагать, что условия метаморфизма были близки к условиям преобразования жедрита в гиперстен и кордиерит, экспериментально воспроизведенного Винклером (1969) при температуре, меняющейся в зависимости от давления от 650° ($P_{H_2O}=500$ бар) до 755° ($P_{H_2O}=2000$ бар). В этом же комплексе пород обнаруживается парагенезис кальциевого амфибола с гиперстеном. К сожалению, А. Саволахти не приводит анализа роговой обманки из рассматриваемых гнейсов и кристаллических сланцев. Однако имеющиеся в нашем распоряжении данные по Северному Приладожью, относящемуся к той же Свекофенно-Карельской (или Южнофинляндской) зоне, что и район Киурувеси, показывают, что в ассоциации с гиперстеном встречается мало-глиниземистая эденитовая роговая обманка (Судовиков и др. 1969). Обычно

она равновесна с ортопироксеном, и только на позднем регressiveном этапе метаморфизма возникают каймы вокруг гиперстена.

В зоне гранулитовой фации в Северном Приладожье роговая обманка сохраняется в породах основного состава, лишенных кварца. В периферических частях тел таких пород, на контакте с гранитами или с гнейсами появляются ромбический и моноклинный пироксены, ассоциирующиеся с основным плагиоклазом и замещающие роговую обманку. Такая приуроченность пироксенов к контакту основных и кислых пород вполне понятна, если учесть меньшую кремнекислотность роговой обманки по сравнению с возникающим за счет нее парагенезисом.

Таким образом, при переходе от амфиболитовой фации к гранулитам ладожского типа появление ортопироксена в кальциевых породах в ассоциации в эденитовом амфиболом происходит примерно одновременно с преобразованием жедрита в гиперстен и кордиерит. Поэтому последняя реакция может быть принята в качестве пограничной для гранулитовой фации в условиях низкого давления.

В гранулитах алданского типа часто наблюдаются реакционные взаимоотношения гастигситовой роговой обманки с гранатом, пироксенами, основным плагиоклазом и магнетитом (титаномагнетитом или ильменитом). Такие структуры фиксируются, например, в основных кристаллических сланцах и гранатовых амфиболитах. В последних вокруг граната возникают симплектитовые каймы гиперстена, плагиоклаза и рудного минерала, которые являются продуктами реакции между гранатом и кальциевым амфиболом. Лишь изредка в качестве вторичного минерала в этом случае выступает клинопироксен, присутствующий в ограниченном количестве.

Рассчитывая баланс вещества в этом процессе (см. ниже), легко убедиться в том, что при этом происходит поглощение кремнезема. С недосыщенностью этим компонентом и с его инертностью связана частая сохранность рассматриваемых реакционных структур в породах основного состава.

Более обычным является обратный процесс развития ассоциации гастигситовых гнейсов и кристаллических сланцев в зонах диафтореза, протекающего при относительно высоких давлениях (см. гл. IV).

В безгранатовых кристаллических сланцах гранулитовой фации также наблюдаются структуры замещения гастигситового амфиболя гранобластическим агрегатом гиперстена, диопсида, плагиоклаза и магнетита (или ильменита), что отражает обычный процесс преобразования амфиболовых пород в пироксеновые и переход сначала от амфиболитовой фации к гранулитовой, а затем от субфации амфиболовых гранулитов к субфации пироксеновых гранулитов. Особенно четко реакционные соотношения пироксенов и роговой обманки проявляются в породах, испытавших регressiveные изменения. В них развиваются псевдоморфозы амфиболя по пироксенам. При этом в амфибалах, как правило, присутствуют включения кварца, что определенно свидетельствует об участии этого минерала в реакции из-за меньшей кремнекислотности амфиболя по сравнению с парагенезисом двух пироксенов и плагиоклаза.

Образование эклогитоподобных пород¹³ и эклогитов в комплексах, испытавших метаморфизм гранулитовой фации, рассматривалось разными исследователями. А. А. Маракушев (1964, 1965) проанализировал влияние химического потенциала Na_2O на состав парагенезисов и пришел к заключению о том, что эклогитоподобные парагенезисы возникают в условиях повышенной патровой щелочности, проявлением которой,

¹³ Эклогитоподобными породами здесь называются кристаллические сланцы, содержащие наряду с гранатом и клинопироксеном плагиоклаз (и иногда гиперстен).

по мнению указанного исследователя, является развитие роговой обманки, образование клинопироксена с повышенным содержанием жадеита, образование в плагиоклазе вторичной прямой зональности. При повышении щелочности CaO , отличающейся инертным поведением, перераспределяется из плагиоклаза в гранат, повышая в нем содержание гроссуляра. Сам гранат при этом часто ведет себя как вторичный минерал, образуя каймы вокруг гиперстена на стыке его зерен с зернами плагиоклаза. В целом процесс эклогитизации рассматривается А. А. Маракушевым (1965) как базификация (вынос SiO_2 и привнос Na_2O) при возрастании давления.

Реакционные структуры в эклогитоподобных породах сутамского комплекса, описанные А. А. Маракушевым (1965), интересны в том отношении, что они позволяют рассматривать процесс эклогитизации как наложенный, проявляющийся в комплексе гиперстен-плагиоклазовых гранулитов. Рассмотрим сходные явления, наблюдающиеся в гранулитах Лапландии (р-н Сальный тундр).

В гл. I была рассмотрена метаморфическая зональность в зоне глубинного разлома, где наблюдался переход от гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев через гранат-ортопироксен-плагиоклазовые сланцы к эклогитам. В зонах рассланцевания происходит образование каемок граната вокруг гиперстена первой генерации, одновременная перекристаллизация ромбического пироксена и возникновение второй генерации этого минерала. Последний отличается повышенной глиноземистостью, что само по себе свидетельствует о повышении давления в этом процессе. Экспериментальные данные Бойда и Ингленда (Boyd and England, 1960) подтвердили, что вхождение Al в октаэдры решетки ортопироксена сопровождается значительным уменьшением параметров a и b в элементарной ячейке.

Рассматриваемый процесс сопровождается деанортитизацией плагиоклаза, иногда выражаящейся в возникновении прямой зональности. При этом разница в составе первичного и вторичного плагиоклазов достигает 10% анортита. Разложение гиперстена в этом процессе сопровождается образованием граната с высокими содержаниями пиропового минала (до 40—50%).

Эклогиты появляются позже гранат-ортопироксен-плагиоклазовых сланцев и являются результатом замещения глиноземистого гиперстена и плагиоклаза клинопироксеном, содержащим существенную примесь жадеитовой и чермакитовой составляющей, и гранатом, обогащенным гроссуляром или пиропом.

Реакционные структуры, отражающие процессы, обратные эклогитизации, также распространены в породах гранулитовой фации. Так, в кристаллических сланцах серии Зверева (Судовиков и др., 1965), близких по условиям метаморфизма к сутамскому комплексу, описанному А. А. Маракушевым (1965), можно наблюдать развитие реакционных кайм гиперстена вокруг клинопироксена и на границе его зерен с гранатом. Сходными структурами являются симплектиты гиперстена и плагиоклаза вокруг зерен граната, описанные для сутамского комплекса А. А. Маракушевым (1965).

Другим более распространенным и более низкотемпературным преобразованием эклогитов и эклогитоподобных пород является образование по ним гранатовых амфиболитов, отмечавшееся многими исследователями и наблюдающееся, например, в Лапландии, где выделяется соответствующая зона. Клинопироксен при этом замещается роговой обманкой, гранат становится более железистым и появляется вторичный плагиоклаз, окружающий симплектитовые срастания с амфиболом вокруг гранатов.

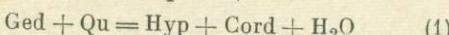
Рассмотренные вкратце реакционные соотношения между минералами

гранулитовой фации отражают следующие ступени равновесия, отмечающие изменение термодинамических условий метаморфизма: 1) гранат-амфиболовую, 2) амфибол-гиперстеновую, 3) пироксен-плагиоклазовую, 4) гранат-пироксеновую. Ниже мы обсудим возможные метаморфические реакции, отражающие указанные ступени равновесия, попытаемся оценить термодинамические условия, в которых протекают соответствующие процессы, и выделить субфации пород, богатых кальцием.

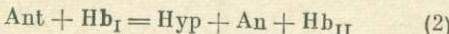
Метаморфические реакции, парагенезисы пород, богатых CaO, и условия метаморфизма

Появление гиперстена в ассоциации с плагиоклазом, а также с клинопироксеном в породах, богатых CaO, является критерием перехода от амфиболовой фации к гранулитовой. Очевидно, что этот переход прежде всего заключается в разложении кальциевого амфибола в присутствии кварца. К сожалению, имеются лишь отрывочные экспериментальные сведения об устойчивости кальциевых амфиболов (Ernst, 1968), которые в области высоких давлений дегидратируются при температурах около 850°.

Наблюдение А. Саволахти (Savolahti, 1966) и наши данные показывают, что в гранулитах ладожского типа парагенезис роговой обманки с гиперстеном существует в комплексе, в котором присутствует ассоциация ортопироксена с кордиеритом и жедритом. Г. Винклер (1969) приводит результаты экспериментального изучения реакций:



и



Кривая моновариантного равновесия (1) на P_{H_2O} - T -диаграмме проходит через точки со следующими координатами:

давление H_2O 500 бар при $650 \pm 10^\circ$
давление H_2O 1000 бар при $705 \pm 15^\circ$
давление H_2O 2000 бар при $755 \pm 15^\circ$

Для реакции (2) приводятся следующие данные по условиям равновесия при величине замещения MgO на FeO около 15%:

давление H_2O 500 бар при $690 \pm 10^\circ$
давление H_2O 1000 бар при $715 \pm 10^\circ$
давление H_2O 2000 бар при $770 \pm 10^\circ$

Приведенные данные свидетельствуют о значительном влиянии давления H_2O на температуру равновесия. Причем это влияние сохраняется до $P_{H_2O}=2000$ бар. При условии $P_S > P_{H_2O}$, что характерно для регионального метаморфизма, температура появления ортопироксена при $P_S=4-5$ кб. и $P_{H_2O}=2$ кб. будет находиться в интервале от 700 до 750°, что нашло отражение на диаграмме $P-T$ (рис. 50).

К сожалению, мы не знаем соотношения между P_{H_2O} и P_S , что исключает возможность точного определения положения кривых рассмотренных равновесий на $P-T$ -диаграммах. Поэтому мы ограничились лишь приблизительной оценкой температуры перехода амфиболовой фации в гранулитовую для малоглубинных комплексов, сходных с ладожским.

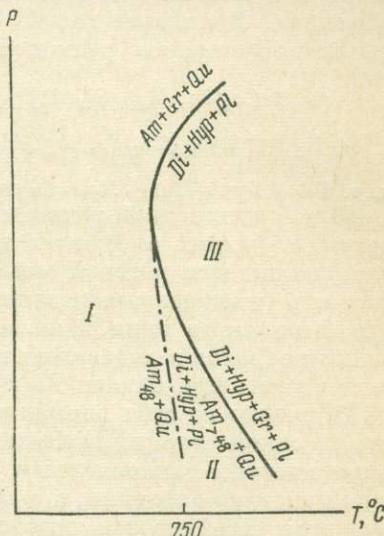
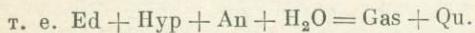
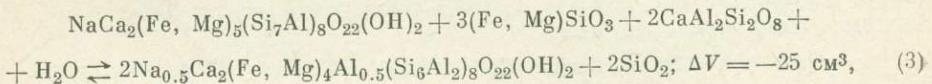


Рис. 50. Схематическое расположение полей устойчивости главнейших парагенезисов пород, богатых кальцием.

В то же время нам представляется, что вывод о появления гиперстеновых пород при температуре около 700—750° хорошо согласуется с данными по парагенезисам и условиям метаморфизма глиноземистых пород и по последовательности сменяющих друг друга зон, одна из которых представлена ладожскими гранулитами. Данные по ладожской зональности свидетельствуют о том, что метаморфизм протекал при давлении около 4 кб., которое сохранялось во всех зонах. С этим связано изчезновение парагенезиса ставролита, мусковита и кварца в поле устойчивости силлиманита (а не андалузита или кианита). Линия же равновесного появления гиперстена пересекает линию равновесия биотит + силлиманит + гранат + кордиерит + ортоклаз в точке, соответствующей $P_s \sim 6$ кб. Поэтому парагенезисы глиноземистых пород, относимые к альмандин-кордиерит-ортоклазовой субфации, возникают еще в амфиболитовой фации, до появления ортопироксена, что соответствует наблюдаемым фактам (Судовиков и др., 1969).

В разделе, посвященном кальциевым амфиболам, подчеркивалось, что для малоглубинных гранулитов ладожского типа характерны эденитовые амфиболы. В алданских же гранулитах амфиболы близки по составу к гастигситу, что отмечалось многими исследователями (Закруткин, 1967, Кориковский, 1967, и др.). Амфиболы из лапландских гранулитов еще в большей степени приближаются к гастигситу. Иначе говоря, по мере повышения давления увеличивается содержание Al в роговых обманках. Появление гастигсита за счет эденита может быть схематически представлено реакцией

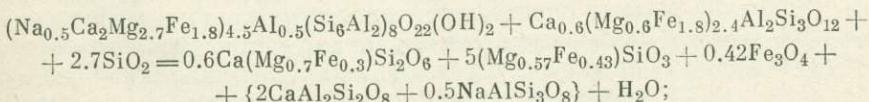


При расчете этой реакции не учитывались различия в железистости сосуществующих амфиболов и ортопироксена, так как при возрастании глиноземистости роговой обманки увеличивается ее относительная железистость (уменьшается различие в железистости амфибала и гиперстена), что было ранее нами показано при сравнительном анализе равновесия этих минералов в ладожских и более глубинных гранулитах. Таким образом, достигается баланс Fe и Mg в реакции (3).

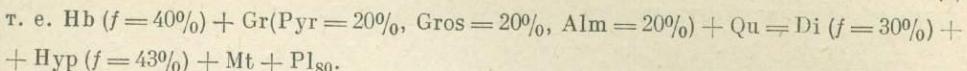
Обращает на себя внимание заметный объемный эффект этой реакции, что, с одной стороны, находится в хорошем соответствии с выявленным эмпирическим закономерным возрастанием содержания Al в амфиболах с повышением давления, а с другой стороны, свидетельствует о расширении поля устойчивости роговообманково-кварцевых ассоциаций в области высокого давления и о возрастании температуры перехода к гранулитовой фации в глубинных комплексах. Возможно, в связи с этим находит объяснение тот факт, что зона гранулитовой фации достоверно устанавливается лишь в андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

В описанных выше реакционных структурах отражена реакция между гастигситовым амфиболом и гранатом, приводящая к возникновению ассоциации ортопироксена, плагиоклаза, рудного минерала, который концентрирует в себе выделяющееся при разложении граната железо, и небольшого количества диопсида.

Исходя из реальных составов минералов, участвующих в данном процессе, реакцию можно написать следующим образом:



$$\Delta V = +24.5 \text{ см}^3, \quad (4)$$

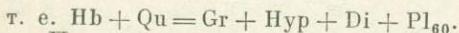
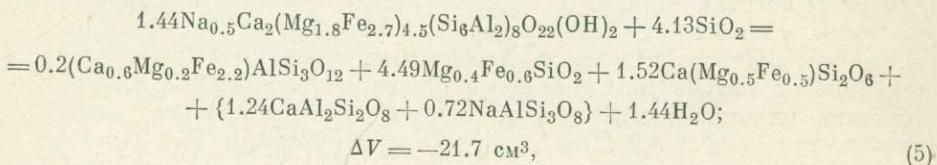


Магнетит включен в качестве условной фазы, содержащей железо. На самом деле Fe^{2+} связывается не только с окисным железом, в магнетите, но и в ильмените с освобождающимся при разложении амфибола титаном. Однако для наших целей это не имеет значения.

Реакция (4) достаточно хорошо описывает рассматриваемый процесс. Количество возникающего диопсида незначительно, и его появление определяется отношением $\frac{\text{CaO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ в системе. При уменьшении этого отношения клиноциркон не будет возникать совсем, а в процессе дегидратации амфибола будет участвовать безгроссуляровый гранат. Таким образом, поскольку мы рассматривали здесь гастингситы, насыщенные кальцием максимально, в реакции участвует гранат с содержанием гроссуляра не более 10%.

Реакция (4) отличается положительным объемным эффектом, в силу чего линия этого равновесия на диаграмме $P-T$ имеет положительный наклон. Поле устойчивости парагенезиса роговой обманки, граната и кварца расширяется в области высоких давлений, а это значит, что граница с гранулитовой фацией становится более высокотемпературной по мере возрастания глубинности.

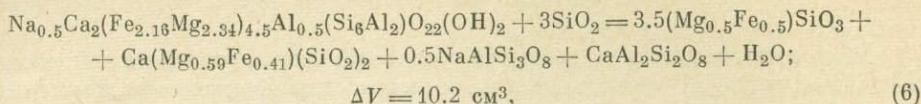
Замещение роговой обманки в присутствии кварца гиперстеном, диопсидом и гранатом (или магнетитом) описывается следующей реакцией:



При разложении гастингсита возникает гранат в случае достаточно низкого отношения $\frac{\text{CaO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ в роговой обманке. С повышением этого отношения гранат не возникнет, а избыток железа будет концентрироваться в магнетите или в ильмените, что, в действительности, часто наблюдается.

Таким образом, анализ реакционных структур в породах, богатых кальцием, приводит к заключению о том, что дегидратация гастингсита осуществляется двумя путями, которые отражены в приведенных выше реакциях (4) и (5). Они протекают в сложных, многокомпонентных системах, в которых на характер возникающих парагенезисов и термодинамические условия минералообразования влияет количество TiO_2 в системе, степень окисления железа, величина окислительного потенциала, химический потенциал Na_2O в случае подвижного его поведения и т. д. Несколько упрощая вопрос, можно допустить, что составы реагирующих фаз (роговой обманки, диопсида, гиперстена, граната и плагиоклаза) можно выразить с помощью четырех компонентов: FeO , MgO , Al_2O_3 , CaO . При этом имеется в виду, что Na_2O , освобождающийся при дегидратации гастингсита, соединяясь с эквивалентными количествами Al_2O_3 и SiO_2 , входит в состав плагиоклаза. При определенных условиях железистости диопсида, гиперстена и роговой обманки становятся линейно зависимыми друг от друга, чему будут отвечать экстремальные значения (минимальная температура и максимальное давление) каждого из интен-

сивных параметров системы при постоянстве всех других параметров, и между указанными фазами произойдет реакция



т. е. $\text{Hb} (f = 48\%) + \text{Qu} = \text{Нур} (f = 50\%) + \text{Di} (f = 41\%) + \text{Pl}_{67} + \text{H}_2\text{O}$.

Реакция (4) и (5) в рассматриваемой системе приобретают значение доэкстремальной и послеэкстремальной реакций.

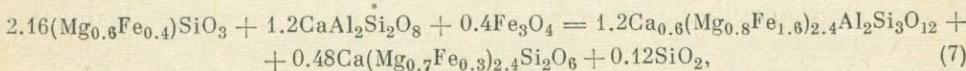
На диаграмме $P-T$ (рис. 50) схематически показаны кривые рассмотренных выше условно моновариантных равновесий для случая постоянного давления на флюидную фазу. Естественно, что, если это условие не выдерживается, намеченные преобразования будут осуществляться в пределах некоторого поля. Если же существует прямая связь между P_s и $P_{\text{H}_2\text{O}}$, то в области высоких значений давление на твердую фазу поле устойчивости двупироксеновых парагенезисов должно сужаться, а дегидратация гастингсита в присутствии граната и кварца должна осуществляться при больших температурах.

Реакции дегидратации гастингситового амфибала ограничивают гранулитовую фацию в области низких температур. Как показывают наблюдения над гранулитами ладожского типа, температуры реакций (1), (2), (4), (6) близки друг к другу и колеблются в пределах от 700 до 750°.

При относительно низком давлении парагенезис двух пироксенов с плагиоклазом появляется в результате экстремальной реакции (6). В поле II роговая обманка с железистостью, большей и меньшей 48%, устойчива в ассоциации с кварцем. При повышении температуры железистый амфибол разлагается в соответствии с реакцией (5), а в поле III сохраняются только магнезиальные роговые обманки. Обращает на себя внимание отрицательный наклон линии моновариантного равновесия: $\text{Hb} + \text{Qu} \rightleftharpoons \text{Di} + \text{Нур} + \text{Pl}$. Это значит, что парагенезис $\text{Di} + \text{Нур} + \text{Pl} + \text{Gr}$ в железистых породах при температуре перехода от амфиболовой фации к гранулитовой может возникать только при относительно высоком давлении.

Реакция (4) протекает со значительным положительным объемным эффектом, в связи с чем переход к гранулитовой фации по мере повышения давления осуществляется при все более высокой температуре. Этим, вероятно, объясняется тот факт, что гранулиты устанавливаются только в фациальных сериях низких давлений, а в зонах, где распространены гранулиты лапландского типа, наблюдается непосредственный переход безамфиболовых пироксеновых кристаллических сланцев и эклогитов в породы с парагенезисом роговой обманки и граната.

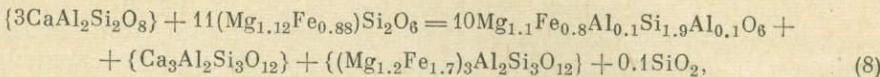
Реакция:



характеризующаяся значительным отрицательным объемным эффектом, лишь весьма схематично отражает эклогитизацию, которая, как это следует из изучения соотношений граната, пироксенов и плагиоклаза и анализа структурной локализации эклогитов и эклогитоподобных пород, включает в себя два сопряженно протекающих процесса. Первый из них состоит в образовании гранат-ортопироксеновых гранулитов, а второй — в собственно эклогитизации.

Учитывая наши данные по составу минералов и закономерностям их изменения, а в частности высокую магнезиальность гранатов (более 40% пиропа), высокую примесь в гиперстене II генерации Al (до 10% от

суммы Mg, Fe и Al) и понижение основности плагиоклаза, образование гранат-ортопироксеновых гранулитов можно представить следующим образом:



т. е. An + Hyp_I + Qu = Hyp_{II} + Gr.

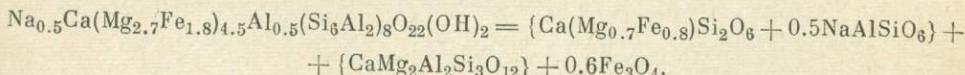
Совершенно очевидно, что этот процесс сопровождается значительным сокращением объема реагирующих фаз.

Обращает на себя внимание тот факт, что в процессе разложения апортита, явившегося причиной обогащения гиперстена алюминием, должен возникать гранат, в значительной степени обогащенный гроссуляром (до 50%). Это находится в явном противоречии с действительностью, так как известно, что количество кальциевого минала в гранате лапландских гранат-ортопироксеновых гранулитов не превышает 20%, что заставляет предполагать высокую подвижность Ca в этом процессе и его вынос.

Второй процесс (собственно эклогитизация) состоит в образовании биминерального парагенезиса граната и клинопироксена. При этом последний обогащается жадеитовой составляющей, что происходит благодаря разложению альбита в плагиоклазе. Гранат в эклогитах обогащается магнием и кальцием. А. А. Маракушев (1965), ссылаясь на данные В. Н. Мошкина, пришел к заключению о том, что крайней степени эклогитизации отвечает парагенезис клинопироксена с гранатом, содержащим до 45% гроссуляра.

Очевидно, что образование собственно эклогитов, т. е. биминеральных пироксен-гранатовых пород, сопровождается десилификацией и, возможно, обогащением сильными основаниями, например кальцием, и в этом смысле приближается к процессу базификации, как и было отмечено А. А. Маракушевым (1965). Этот процесс предшествует гранитизации, что подтверждается наблюдениями как в Сутамском районе, так и в Лапландии. Иначе говоря, эклогитизация проявляется в период так называемого догранитного метаморфизма. Однако образование в этот период эклогитов и эклогитоподобных пород еще не свидетельствует об общей геохимической специфике гранулитового метаморфизма лапландского типа, так как этот процесс сопряжен с образованием гранат-ортопироксеновых гранулитов, сопровождающимся выносом сильного основания кальция и обогащением пород кислотными компонентами. Иначе говоря, рассмотренные выше преобразования пород, протекающие в условиях повышающегося давления, сопряжены с дифференциацией вещества, особенно усиливающейся в зоне глубинного разлома.

В области высоких давлений гранат наряду с пиропом содержит существенную примесь гроссуляра, а пироксен обогащается жадеитовой составляющей. Поэтому в данных условиях реальным процессом, связывающим гранатовые амфиболиты и эклогиты, является



т. е. Hb = Om + (Gros + Py).

Разделение гранулитовой фации на введенные Тернером (Тернер и Ферхуген, 1961) субфации роговообманковых и пироксеновых гранулитов может быть произведено лишь условно. Только в области низких давлений на диаграмме $P-T$ (рис. 50) намечается поле II, соответствующее области давления и температуры, где возможен парагенезис роговой обманки с широко варьирующей железистостью, двух пироксенов, плагиоклаза и кварца. При повышении температуры в железистых породах происходит

дегидратация амфибола при наличии избыточного кремнезема, и этот минерал сохраняется лишь в магнезиальных гнейсах и кристаллических сланцах либо в породах, недосыщенных SiO_2 .

В поле III равновесие роговой обманки с ортопироксеном, клинопироксеном, плагиоклазом и кварцем по мере повышения температуры смещается в магнезиальную область вплоть до полного исчезновения роговой обманки.

Выше отмечалось, что при анализе равновесной дегидратации роговой обманки мы исходили из ряда допущений. В частности, предполагалось инертное поведение щелочей. Однако в действительности Na_2O часто ведет себя как подвижный компонент, повышение химического потенциала которого должно смещать равновесия в метаморфических породах в сторону возникновений ассоциаций с участием амфибола и кварца. Это значительно усложняет картину перехода от амфиболитовой фации к гранулированной, и по-видимому, в какой-то степени обуславливает широкое развитие парагенезисов, свойственных субфации роговообманковых гранулитов, по Тернера. Исходя из сказанного выше, можно предполагать, что названной субфации отвечают не только породы, возникшие при относительно низкой температуре, но также гнейсы, подвергшиеся гранитизации при повышенной натровой щелочности.

Сопоставляя данные по парагенезисам пород, богатых и бедных кальцием, можно прийти к заключению о том, что полная дегидратация магнезиального биотита и гастингсита в присутствии кварца происходит примерно при одинаковой температуре, которая не может быть ниже 850° .

Таким образом, субфация роговообманковых гранулитов примерно соответствует биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой и биотит-силлиманитовой субфациям. А значит субфация гиперстеновых гранулитов по температуре соответствует кордиерит-гиперстен-ортоклазовой (безбиотитовой) субфации.

Субфация гранат-ортопироксеновых гранулитов, характеризующаяся парагенезисом алюминиевого гиперстена с магнезиальным гранатом и возникновением эклогитоподобных пород и эклогитов, несомненно отвечает высоким давлениям. Также очевидно, что она может быть примерно сопоставлена с гиперстен-силлиманитовой фацией пород, бедных кальцием, о чем свидетельствует сосуществование пород этих субфаций в Лапландских и Сутамских гранулитах. Отсюда ясно, что давление, при котором возникали гранат-ортопироксеновые гранулиты и эклогиты, пре-вышло 11 тыс. атм. Согласно данным Рингвуда и Грина (Ringwood a. Green, 1964), гранатовые гранулиты возникали при давлении около 12–13 кбар. Примерно такие же значения давления были получены для клинопироксена и граната из лапландских эклогитов по диаграмме Л. Л. Перчука (1969).

ГЛАВА IV

ГРАНУЛИТОВАЯ ФАЦИЯ В УСЛОВИЯХ ДИАФОРЕЗА АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

В гранулитовых комплексах, слагающих фундамент раннедокембрийских полициклических развивающихся подвижных зон, широко проявлены процессы наложенного метаморфизма, которые, как правило, имеют регрессивный диафторический характер. Систематическое изучение регионального диафтореза значительно расширяет наши возможности анализа возрастных соотношений между супракrustальными и магматическими комплексами, выявления истории геологического развития раннедокембрийских подвижных зон и закономерностей эволюции метаморфических поясов (Другова, Глебовицкий, 1970). Это в свою очередь диктует необходимость детального анализа диафторических изменений гранулитовых комплексов. Кроме того, изучение петрологии данных процессов дает необходимую информацию о соотношении гранулитовой фации с амфиболитовой и о пограничных метаморфических реакциях.

Первое четкое определение диафтореза как частного случая полиметаморфизма, принадлежит Хсу (Hsu, 1955). Этот исследователь представляет диафторез как регрессивное преобразование глубоко метаморфизованных комплексов в период более поздних геосинклинальных циклов. Подвергающиеся повторному метаморфизму породы образуют комплекс фундамента подвижной области, изменения же пород, связанные с регрессивной стадией прогрессивного метаморфизма, Хсу называл монометаморфическим диафторезом. Регрессивные изменения такого рода описаны в литературе, но они всегда незначительны и по масштабам проявления не соизмеримы с полиметаморфизмом.

Между диафторезом и прогрессивным метаморфизмом следующего этапа существует постоянная связь, которая выражается, с одной стороны, в изофациальности происходящих изменений с прогрессивным метаморфизмом более молодого этапа, с другой стороны, в передкой сопряженности диафтореза с развитием тектонических структур нового этапа.

В работе детально рассматриваются два примера диафтореза гранулитовых комплексов: в Кольско-Норвежской зоне (Центральнокольский блок) Балтийского щита и в Джугджуро-Становой складчатой области.

Джугджуро-Становая складчатая область объединяет верхнеархейскую (Становую) и нижнепротерозайскую (Тукуриングскую) складчатые зоны и относится к области краевых поднятий фундамента Сибирской платформы (Судовиков и др., 1965). Бассейны верхнего течения рек Иенгры, Тимптона, Правого Чульмана, Верхней Ларбы и др. относятся к Становой зоне и сложены двумя разновозрастными комплексами — алданским (нижнеархейским) и становым (верхнеархейским).

Алданский комплекс представлен гнейсами и кристаллическими сланцами гранулитовой фации, среди которых большую роль играют глиноzemистые гнейсы и кварциты. Становой комплекс состоит из кристаллических сланцев и гнейсов, преимущественно биотито-амфиболовых, с редкими прослоями гранато-биотитовых и гранато-амфиболовых гнейсов. Породы станового комплекса метаморфизованы в амфиболитовой фации и интенсивно гранитизированы. Мощная тектоническая зона, проходящая к се-

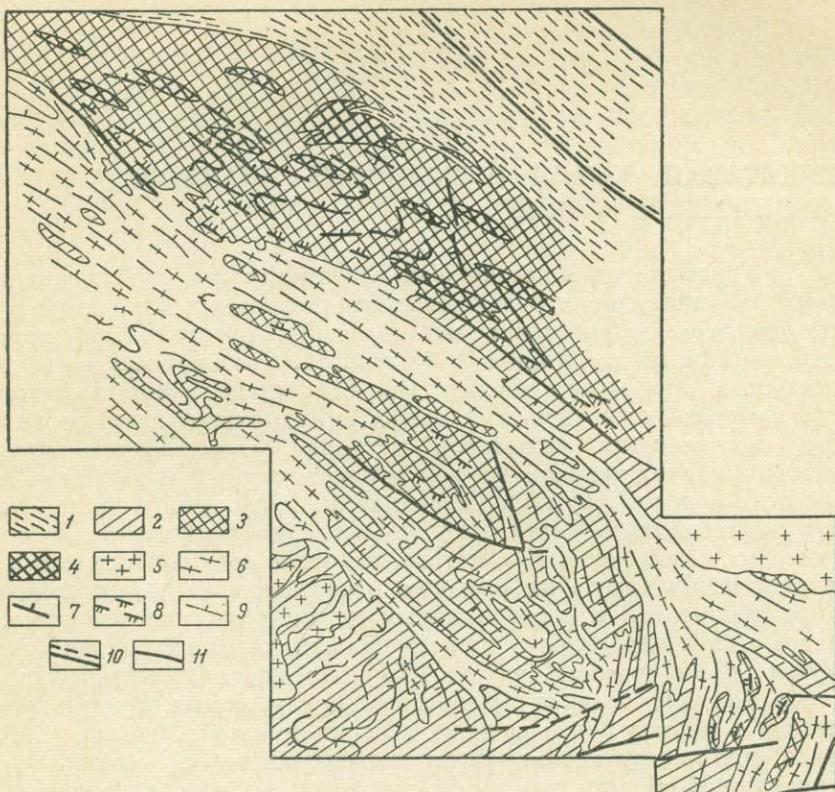


Рис. 51. Схема метаморфических фаций района верховьев рек Тимптона и Йенгры.

1 — диафторез фации зеленых сланцев; 2 — прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации (в породах становой серии); 3 — наложенный метаморфизм амфиболитовой фации (в породах алданского комплекса); 4 — метаморфизм гранулитовой фации (в породах алданского комплекса); 5 — позднестановые граниты; 6 — становые граниты; 7 — становые гранито-гнейсы; 8 — залегание полосчатости и первичной кристаллизационной сланцеватости в породах алданского комплекса; 9 — залегание наложенной кристаллизационной сланцеватости в породах алданского комплекса; 10 — залегание полосчатости и кристаллизационной сланцеватости в породах станового комплекса; 11 — верхнеархейские разломы.

веру от р. Йенгры в субширотном направлении (Южноалданский разлом), отделяет Алданский щит от Становой зоны. Южнее тектонической зоны развиты породы станового комплекса, среди которых встречаются глыбы нижнеархейских пород алданского комплекса. Размер глыб различен. Наиболее крупная глыба, расположенная в бассейне р. Йенгры, имеет около 100 км в длину и 20 — в ширину (рис. 51). Породы гранулитовой фации в глыбах подвергаются повторному метаморфизму, который происходит в тех же термодинамических условиях, что и прогрессивный метаморфизм станового комплекса — в условиях амфиболитовой фации.

В центральных частях глыб сохранились участки неизмененных пород гранулитовой фации.

В Иенгрской глыбе породы алданского комплекса имеют север-северо-западное простижение, отличаясь от северо-западного простирания станового комплекса на $30-40^\circ$. Гнейсы и сланцы алданского комплекса вторично рассланцованны, и зоны наложенной сланцеватости параллельны структурам станового комплекса. Горизонт кварцитов и ассоциирующих с ними высокоглиноземистых гнейсов и сланцев срезается контактом двух комплексов, в чем зафиксировано несогласие между ними. В районе Холодниканского перевала непосредственно наблюдался контакт между породами нижнего и верхнего архея. Он слабо тектонизирован, о чем говорит сохранность первичной полосчатости в нижнеархейских гнейсах. Наложенная кристаллизационная сланцеватость в них подчеркивается субпараллельной ориентировкой вновь образованных минералов, которые входят в парагенезисы, характеризующие условия амфиболитовой фации метаморфизма станового комплекса. Вторичный, наложенный характер метаморфических изменений в глыбах доказывается, во-первых, постепенным переходом неизмененных пород гранулитовой фации в породы с ассоциациями амфиболитовой фации; во-вторых, замещением более высокотемпературных минералов минералами более низкотемпературными; в-третьих, преобразованиями структур в измененных породах из обычных гранобластовых в глимеробластовые и пойкилобластовые, появлением типичных структур бластомилонитов; в-четвертых, появлением вторичной сланцеватости, в ряде случаев не согласной со структурами нижнеархейского комплекса.

Главными диафторическими реакциями в период верхнеархейского метаморфизма являются реакции замещения гиперстена амфиболом или биотитом, переход высокотемпературного титанистого амфиболя в обычновенную зеленую роговую обманку, замещение граната биотитом и дистеном, биотитом и мусковитом. Наряду с изменением состава биотитов и плагиоклазов впервые для этого района было установлено образование зональных гранатов, в которых наружные каемки зерен постепенно обогащались железистым компонентом (Другова, Бугрова, 1964).

Высокотемпературный диафторез в становой зоне проявляется зонально. Выделяются три зоны наложенного метаморфизма, совпадающие с зонами прогрессивного метаморфизма станового комплекса (Другова, 1962). Все зоны принадлежат к различным субфациям амфиболитовой фации, протягиваются в северо-западном направлении, сменяя одна другую с северо-востока на юго-запад, причем метаморфизм каждой следующей несколько выше, чем предыдущей.

Сопоставление главных этапов регионального метаморфизма с тектоническими движениями в области обрамления Алданского щита позволило выделить самостоятельные этапы тектогенеза для этого региона, наметить структурно-фациальные зоны и в какой-то степени восстановить сложную последовательность геологических событий.

Кольско-Норвежская зона Балтийского щита. Породы гранулитовой фации слагают центральную часть Центральнокольского блока и Гранулитовый блок западной части Кольского полуострова. Архейские породы Центральнокольского блока на северо-востоке, юго-западе и северо-западе окаймлены подзонами карельских (протерозойских) образований, слагающих Кейвский и Печенгско-Варзугский блоки. Кейвские гнейсы на севере граничат с архейскими породами Мурманского массива. В этой же тектонической зоне залегают свиты полмос и порос и тундровая серия, перекрывающие кольскую серию.

Процесс высокотемпературного диафтореза получил широкое развитие по периферии Центральнокольского антиклиниория, приведя к образо-

ванию пояса гнейсов и гранито-гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма. В результате дислоктивной тектоники, разбившей древние породы на ряд блоков, по краю антиклиниория на одном уровне оказались толщи с различной степенью изменения пород. В северной части Кольского полуострова, например, гнейсы и кристаллические сланцы кольской серии контактируют с гранитизированными породами Мурманского блока. Контакт тектонический и фиксируется милонитизацией пород, серией пегматитовых жил и ультраосновными интрузиями. Кольская серия

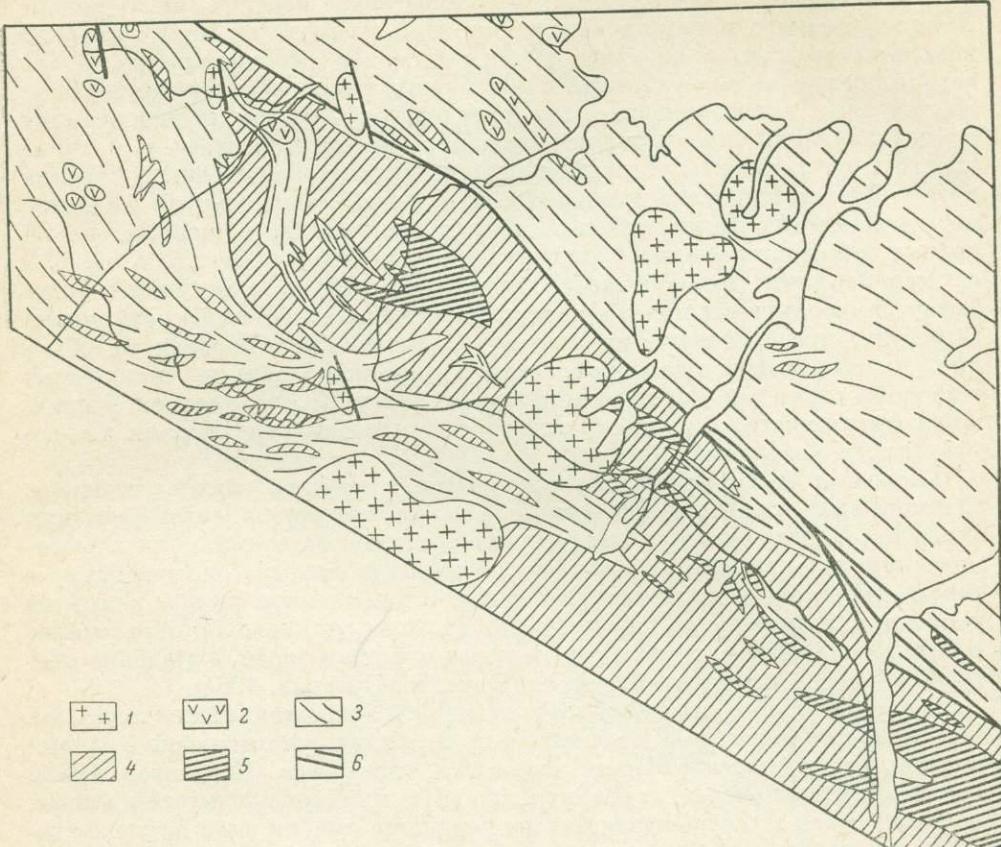


Рис. 52. Схема метаморфических фаций северо-западной части Кольского полуострова.

1 — микроклиновые граниты и гранитоиды; 2 — габбро-амфиболиты; 3 — граниты, гранитизированные гнейсы и сланцы и мигматиты, образованные в условиях наложенной амфиболитовой фации; 4 — гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации, повторно метаморфизованные в амфиболитовой фации; 5 — гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации; 6 — тектонические нарушения.

здесь представлена высокоглиноземистыми и гранато-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и магнетитовыми кварцитами, простирающимися в северо-западном направлении. Мурманский блок сложен олигоклазовыми гранито-гнейсами, мигматитами и гнейсо-гранитами, содержащими линзы кристаллических сланцев, амфиболитов и реже глиноzemистых гнейсов. Степень регионального метаморфизма кольских гнейсов неодинакова: преобладают гнейсы и сланцы амфиболитовой фации, изучение структур и минеральных ассоциаций которых однозначно свидетельствует о вторичном, наложенном характере метаморфизма. Среди этих диафторитов находятся линзы и неправильные участки неизмененных или слабоизмененных пород гранулитовой фации (рис. 52). Кольские

гнейсы, кроме того, вмещают многочисленные тела гранито-гнейсов, вытянутых по простиранию и контактирующих с гнейсами через серию грубых мигматитов с субстратом из диафторированных гнейсов и гранито-гнейсовым жильным материалом. Встречаются диафториты с полной перестройкой структур и с частичной переработкой. Кристаллизационная сланцеватость почти везде совпадает с первичнometаморфической полосчатостью. В диафторированных гнейсах отмечены случаи сохранения реликтовой ритмичной слоистости, что свидетельствует о дифференциальном характере движений при повторном метаморфизме. Текстуры диафторитов полосчатые, иногда плойчатые.

Тесную территориальную связь с полями гранито-гнейсов обнаруживают и диафториты в юго-западном крыле Центральнокольского антиклиниория (район оз. Монча—Кашка-озера). Интенсивность изменения пород гранулитовой фации при диафторезе зависит от степени их бластомилонитизации и от расстояния от полей гранито-гнейсов. Чем ближе к этим полям, тем сильнее диафторированы гнейсы и сланцы (Другова, Талдыкина, 1968, 1969). Сильнее всего изменены гнейсы из линз, полностью заключенных в гранито-гнейсах. В диафторитах хорошо развита линейность, строго ориентированная в юго-западном направлении под углом 25—30°.

При решении вопроса о времени диафтореза в районе оз. Монча мы руководствовались нижеследующими фактами. Гнейсы и сланцы гранулитовой фации секутся дайками основных пород, которые подвергаются бластомилонитизации и диафторезу вместе с толщей парагнейсов, причем кристаллизационная сланцеватость ориентирована под углом к контактом даек. Такому же наложенному метаморфизму подвергаются габбронориты и анортозиты в зоне бластомилонитизации на контакте с гнейсами, а также кордиеритовые породы из контакта с ультрабазитами Мончегорской интрузии. Таким образом, наложенный метаморфизм амфиболитовой фации (диафторез) здесь происходил после образования основных даек и после внедрения основных и ультраосновных интрузий Мончегорского района.

Кольские гнейсы и сланцы северной части Кольского полуострова испытали неоднократные повторные диафторические изменения, о времени и последовательности которых дает основание судить изучение петрологии диафтореза.

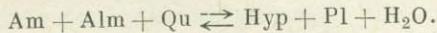
* * *

Главными особенностями повторного метаморфизма, происходящего в условиях, более низкотемпературных по сравнению с предыдущим метаморфизмом фаций, является неоднородность вторичных изменений, частая приуроченность диафтореза к локальным структурам, зависимость от общей проницаемости и состава пород и незавершенность диафторических реакций. Диафторические реакции — это главным образом реакции гидратации, поэтому интенсивность преобразований метаморфических пород при диафторезе зависит от наличия метаморфогенных растворов. В складчатых областях выделяются блоки (или зоны) с обширными площадями диафторированных толщ, и блоки, где диафторические изменения концентрировались лишь вдоль тектонических зон. Изменению пород в таких зонах, помимо растворов, способствует уменьшение величины зерна. Шулинг (Schuiling, 1963) рассчитал, что скорость реакции увеличивается в 1000 раз с уменьшением величины зерна от 1 мм до размера глинистых частиц. Этот фактор имеет важное значение, поскольку реакции гидратации идут медленнее, чем реакции дегидратации, как показал тот же автор на примере гидратации диаспора.

Обращает на себя внимание выдержанность минеральных ассоциаций диафторитов на больших площадях, что говорит о сохранении постоянных

термо-динамических условий. Это особенно свойственно породам, испытавшим высокотемпературный диафторез, протекающий в условиях амфиболитовой фации и сопровождающийся повторной мигматизацией и гранитизацией пород. В этом случае диафториты тесно связаны с полями мигматитов и гранито-гнейсов.

В основных кристаллических сланцах гранулитовой фации повторный метаморфизм амфиболитовой фации выражается прежде всего реакцией замещения гиперстена куммингтонитом или реже обыкновенной роговой обманкой. Высокотитанистая коричневая или буроватая роговая обманка замещается обыкновенной зеленой роговой обманкой. При этом выпадает рутил в виде сагенитовой решетки (в начальных стадиях процесса), который в дальнейшем при перекристаллизации обособляется в отдельные мелкие зерна. В кристаллических сланцах с повышенным содержанием кальция процесс диафтореза сопровождается образованием реакционного граната, окружающего гиперстен цепочкой мелких зерен (венцовый гранат). Морфологически похожие каймы из граната появляются при прогрессивном метаморфизме основных пород в условиях амфиболитовой фации. Многие исследователи описывали явление образования амфиболов-гранатовых скорлуп в долеритах и габброидах, в момент, когда основные породы перекристаллизовываются в гранат - содержащие амфиболиты. По мнению Де-Варда (De-Waard, 1967), присутствие или отсутствие граната в таких породах регулируется соотношением в породе Al_2O_3 и CaO . При переходе из амфиболитовой фации в гранулитовую к уже имеющейся ассоциации добавляется гиперстен по реакции



В кристаллических сланцах соответствующего состава регressiveная реакция идет, по-видимому, в соответствии с этим уравнением. Во многих случаях появлению вторичного граната в диафторитах способствует высокая степень окисления пород, в которых гранатовые каймы развиваются вокруг магнетита.

Реакции гидратации с участием амфиболя (переход пироксеновых пород в амфиболовые), изученные А. А. Маракушевым (1968), характеризуются весьма незначительным объемным эффектом. Из этого следует, что давление не должно оказывать существенного влияния на амфиболизацию пироксеновых пород. Изменение температуры и парциального давления воды в этих случаях является главным фактором, вызывающим начало реакции. Интересно отметить, что образование куммингтонита по гиперстену (в виде псевдоморфоз) в кристаллических сланцах наблюдалось не только при наложенном метаморфизме андалузит-силimanитового типа, как это наблюдалось в северной части Кольского полуострова, но и в тех районах, где проявился диафторез исключительно кианит-силлиманитового типа. Этот факт также свидетельствует в пользу отсутствия изменения объема при замещении гиперстена куммингтонитом.

Вторичная роговая обманка всегда несколько более железистая, чем бурая или коричневая роговая обманка гранулитовой фации, по которой она развивается. О составе вторичных амфиболов можно судить по диаграмме на рис. 53, на которой нанесены роговые обманки кольской серии Кольского полуострова. Точки амфиболов гранулитовой фации попадают в ограниченное поле, в то время как поле роговых обманок диафторитов (как и амфиболов прогрессивной амфиболитовой фации), значительно шире и перекрывает поле гранулитовой фации.

Пироксенодержащие кристаллические сланцы, испытавшие сильную перекристаллизацию при диафторезе, превращаются в гранато-амфиболово-плагиоклазовые бластомилониты. Диафторез богатых кальцием кристаллических сланцев сопровождается образованием эпидота; при этом

плагиоклаз становится более кислым. Для начала процесса диафтореза особенно характерно одновременное присутствие в породе разных по составу плагиоклазов.

Диафторез гиперстеновых гнейсов приводит к формированию биотитовых гнейсов, не отличающихся от гнейсов амфиболитовой фации. Существует мнение, что кислые породы вообще сильнее изменяются при диафторезе, чем основные. Кларк, например, на основании материалов Уганды (Clark, 1967) пришел к выводу о большей устойчивости основных пород гранулитовой фации против диафтореза в условиях амфиболитовой фации по сравнению с кислыми породами (гнейсами). Это происходит, по мнению автора, из-за разной реакции пород на проникающую деформацию, как результата различия в физических свойствах пород. Можно согласиться с этим выводом относительно основных ортопород, слагающих более или менее значительные тела, но вряд ли следует распространять это положение на основные парасланцы, переслаивающиеся с гнейсами, на степень изменения которых влияют другие факторы.

Пожалуй, лучше всего все стадии диафтореза фиксируются в глиноземистых породах. Это связано с тем, что гранат и другие глиноземистые минералы легче других реагируют на изменение условий регионального метаморфизма. В диафторитах по глиноземистым гнейсам чаще, чем по другим породам, заметны неравновесные минеральные ассоциации и структуры замещения одних минералов другими. Как в архейских глыбах южного обрамления Алданского щита, так и в диафторитах кольской серии, ассоциации глиноземистых пород становятся многоминеральными: кроме граната, силлиманита, кордиерита, присутствуют кианит, биотит, мусковит, ставролит, плагиоклаз, кварц. К акцессорным минералам гранулитовой фации (ромбическому пироксену, рутилу, шпинели, монациту) в диафторитах добавляются не свойственные гранулитам молибденит, турмалин, эпидот, обыкновенная роговая обманка, ортит и сфен. В областях неоднократного диафтореза, где по геологическим признакам можно допустить два периода наложенного метаморфизма (северо-восточная часть Центральнокольского блока), в глиноземистых гнейсах встречаются одновременно все три глиноземистых минерала: силлиманит, кианит и андалузит.

Наиболее распространенной реакцией граната на изменение термодинамических условий является реакция замещения граната биотитом с выделением избытка глинозема в виде кианита или мусковита. В гнейсах с бластомилонитовой структурой, которая свидетельствует о сильных тектонических движениях, сопровождавших диафторез, наблюдается перекристаллизация граната: разливование и дробление крупных зерен и перекристаллизация их в идиоморфные мелкие кристаллы, цепочки которых ориентируются параллельно кристаллизационной сланцеватости.

Существуют весьма разнообразные формы преобразования гранатов, зависящие, с одной стороны, от соотношения движений и перекристаллизации, а с другой стороны, от специфики диафторических реакций в каждом конкретном случае. Так, в зоне диафтореза амфиболитовой фации

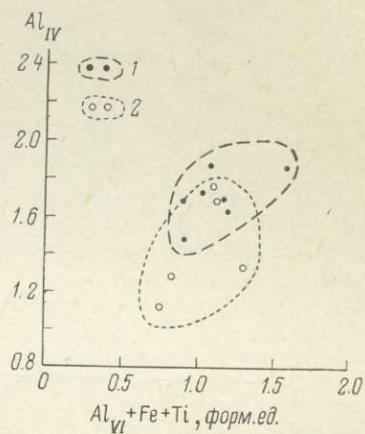


Рис. 53. Соотношение $\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Fe}_{\text{VI}} + \text{Ti}$ и Al_{VI} в роговых обманках из пород гранулитовой фации (1) и диафторитов кольской серии (2).

кианит-силлиманитового типа на Кольском п-ве начало изменения граната фиксируется появлением корродированной каэмки, содержащей кварцевые симплектитовые вrostки, развитием вдоль трещин мелких чешуй биотита с отдельными игловатыми или призматическими кристаллами кианита. С увеличением интенсивности diaфтореза количество вторичных минералов увеличивается и в бластомионитах появляются биотито-кианитовые полоски и линзы, а кианит встречается в виде крупных порфибласт. Отмечен случай появления корунда вместо кианита в diaфторите. В других районах при замещении граната биотитом вместо кианита развивается мусковит. В северо-западной части Кольского п-ова в зоне развития diaфторитов амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа (предварительно испытавших diaфторез) кианит-силлиманитового

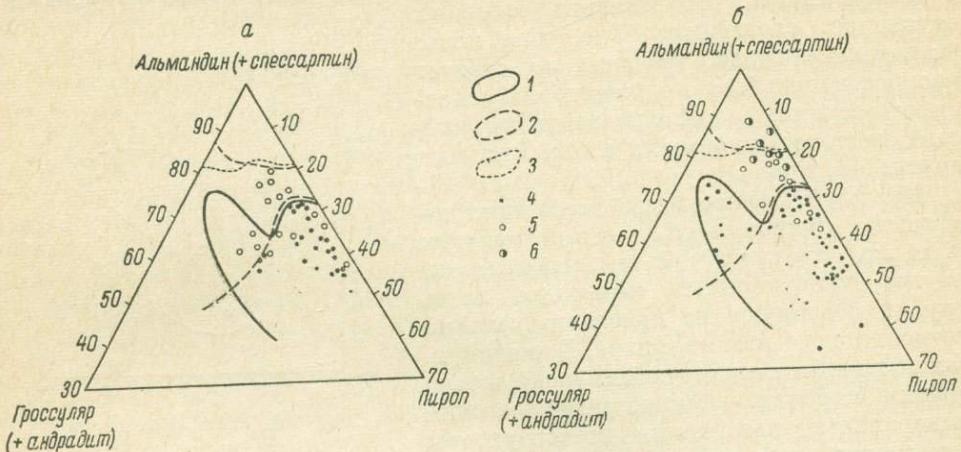


Рис. 54. Изменение составов гранатов из пород гранулитовой фации и diaфторитов.
а — южное обрамление Алданского щита; б — Кольский полуостров. 1 — граница поля гранатов гранулитовой фации; 2 — граница поля гранатов амфиболитовой фации; 3 — граница поля гранатов эпидот-амфиболитовой фации; 4 — гранаты из пород гранулитовой фации; 5 — гранаты из diaфторитов кианит-силлиманитового типа; 6 — гранаты из diaфторитов андалузит-силлиманитового

типа) гранат сохраняется в виде реликтов, замещаясь разнообразными вторичными минералами: биотитом с мусковитом, биотитом с дистеном, андалузитом, биотитом, мусковитом, кварцем и плагиоклазом. Замещение граната плагиоклазом с кварцем, биотитом и мусковитом несколько напоминает описанную С. П. Кориковским (1967) реакцию замещения альмандино-гроссулярового граната плагиоклазом при мигматизации. При diaфторезе не происходит заметного выноса основных элементов, так как магний и железо поглощаются новообразованным биотитом, а иногда и магнетитом. Diaфторические реакции, как и реакции мигматизации, протекают в условиях повышенной активности щелочей. Можно предположить поэтому, что в diaфторитах такое изменение гранатов представляет собой совокупность процесса наложенного регионального метаморфизма, идущего с привносом воды, и начавшегося процесса гранитизации.

В пределах тектонически ослабленных зон наблюдаются участки интенсивно измененных при diaфторезе пород гранулитовой фации, в которых гранат почти полностью исчезает. Это связано, вероятно, с тем, что в условиях лучшей проницаемости для растворов реакция разрушения граната (замещения) шла быстрее, чем реакция его перекристаллизации и приспособления к новым условиям. Мелкие гранаты с идиоморфными формами зерен по составу больше всего отличаются от гранатов гранулитовой фации. Как правило, diaфторез амфиболитовой фации гранулитов

приводит к увеличению в гранатах содержания альмандиновой и спессартиновой и уменьшению пироповой молекул, сопровождаясь образованием

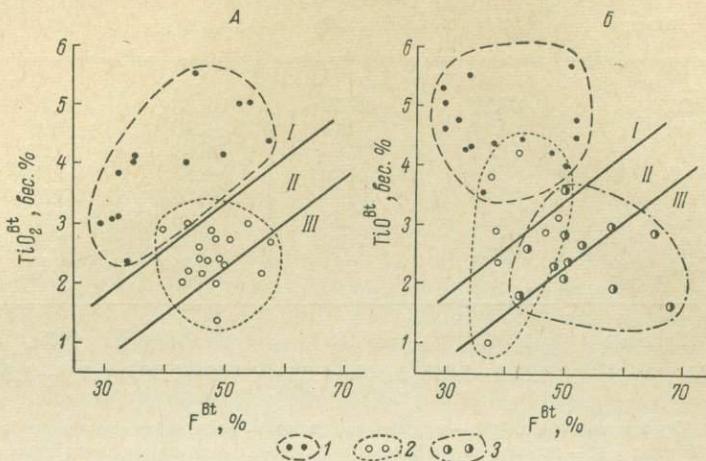


Рис. 55. Зависимость между содержанием TiO_2 и F в биотитах из пород южного обрамления Алданского щита (A) и кольской серии (B).

1 — биотит из пород гранулитовой фации; 2 — биотиты из диафторитов амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа; 3 — биотиты из пород, испытавших последовательно диафторез кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов (амфиболитовая фация). I — поле биотитов гранулитовой фации, II — поле биотитов амфиболитовой фации, III — поле биотитов эпидот-амфиболитовой фации.

нием зональности в гранатах (Другова, Бугрова, 1964; Другова, Талдыкина, 1968). Так, гранаты из пород Кольского п-ова, испытавших двукрат-

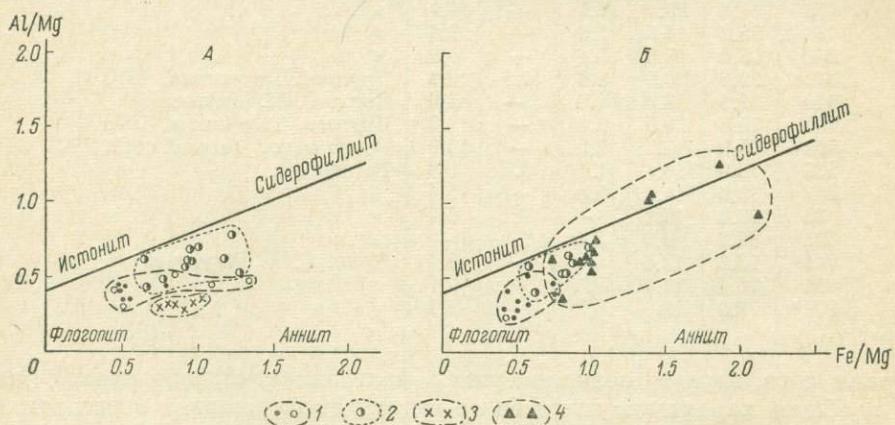


Рис. 56. Соотношение Al/Mg и Fe/Mg в биотитах (на диаграмме А. А. Маракушева, 1966).

A — из пород южного обрамления Алданского щита; B — из пород кольской серии. 1 — биотиты из пород гранулитовой фации (точки — из кристаллических сланцев без граната); 2 — биотиты из диафторированных глиноzemистых гнейсов амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа; 3 — биотиты из диафторированных безгранатовых сланцев амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа; 4 — биотиты из пород, испытавших последовательно диафторез кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов амфиболитовой фации.

ный диафторез, обладают более высокой железистостью по сравнению с таковыми из пород, подвергшихся одному этапу наложенного метаморфизма (табл. 46—47, рис. 54а).

Таблица 46

Химический состав гранатов из диафторитов кольской серии

Окислы	640	741 ^a	991	974 ^a
SiO ₂	37.37	36.33	36.93	34.72
TiO ₂	0.11	0.12	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	21.50	21.87	21.63	23.19
Fe ₂ O ₃	Нет	Нет	0.25	0.18
FeO	34.25	33.35	33.84	35.55
MnO	2.27	3.75	1.29	1.25
MgO	3.20	3.20	4.37	3.50
CaO	1.65	1.81	1.15	1.10
Сумма	100.35	100.43	99.55	99.54
N	1.804—1.815	1.816—1.820	1.788—1.807	1.793—1.805

Примечание. 640 — гранат из гранато-дистенового плагиогнейса, оз. Монча; 741^a — гранат из гранато-андалузито-биотито-ставролитового плагиогнейса, р. Ура; 991 — гранат из гранато-биотитового, дистен- и андалузит-содержащего гнейса р. Титовка; 974^a — гранат из гранато-силиманито-биотитового андалузита содержащего гнейса, оз. Колозеро.

Таблица 47

Молекулярный состав гранатов из диафторитов кольской серии

№ обр.	Alm	Rug	Gros	And	Spes	Источник
50 ^c	64.1	27.9	7.0	—	1.0	Другова, Талдыкина, 1968
15	64.9	30.9	3.2	—	1.0	То же
78	71.1	23.4	4.1	—	1.4	» »
26	75.2	16.3	5.9	—	2.6	» »
240	75.0	15.0	3.1	—	4.9	» »
342 ^a	73.7	20.9	3.3	1.5	0.6	Другова, Талдыкина, 1970
640	77.1	13.0	4.9	—	5.0	Колл. Г. М. Друговой
105 ^a	75.8	20.5	2.4	—	1.3	Другова, Талдыкина, 1970
600	75.9	17.7	2.5	—	3.9	Бондаренко, Дагелайский, 1968
525	78.9	16.1	1.1	3.0	0.9	То же
847	73.6	14.2	6.8	—	5.4	» »
38	77.8	13.1	—	1.1	6.7	» »
692 ^b	87.7	7.9	3.4	1.0	—	» »
741 ^a	73.8	12.8	5.0	—	8.4	Колл. Г. М. Друговой
991	76.4	17.4	3.3	—	2.9	То же
974 ^a	79.9	13.9	3.2	—	3.1	» »

Кроме того, первые попадают уже в поле эпидот-амфиболитовой фации, и в общем характеризуются более высоким содержанием спессартина по сравнению со вторыми. Гранаты из диафторитов южного обрамления Алданского щита (рис. 54, б) не выходят за пределы амфиболитовой фации.

Интересные сведения об изменении гранатов при диафторезе гранулированной фации Большого Кавказа получены Д. М. Шенгелия (1968), которому удалось проанализировать отдельно краевые и центральные части гранатовых кристаллов. Периферические части зерен оказались обогащенными спессартином; отмечено пониженное содержание пиропа и альмандина по сравнению с центральными участками. Вместе с фактом появления андалузита в диафторитах повышение марганцовистости гранатов (до 22% спессартина) дает основание считать, что наложенный метаморфизм на Кавказе осуществлялся в условиях низкого давления.

Состав гранатов из кольских диафторитов наряду с появлением андалузита в диафторитах позволяет отнести один из двух периодов повторного метаморфизма к метаморфизму низкого давления.

Биотит, развивающийся по гранату и кордиериту, часто имеет более светлую зеленовато-бурую и желтовато-бурую окраску, отличающуюся от красновато-коричневого цвета биотита в самом гнейсе. Изменение же первичного биотита гранулитовой фации начинается с выпадения рутила в виде сагенитовой решетки. Все это приводит к тому, что в диафторитах одновременно присутствует два, а то и три биотита, отличающихся по своим оптическим свойствам. Усиление интенсивности диафтореза ведет к увеличению общего количества биотита, к перекристаллизации и выравниванию его состава. В глиноземистых гнейсах на р. Гилюй (Джугджуро-Становая складчатая область) количество биотита (подсчитанное в объемных процентах) меняется от 12% в слабоизмененном гнейсе до 33% в сильно измененном. Сильные дифференциальные движения в период диафтореза приводят к возникновению обогащенных биотитом полосок и линз. О составе диафторических биотитов дают представления табл. 48, 49 и рис. 55—57. Первые шесть анализов, приведенные в таблице, характеризуют гнейсы северо-западной части Кольского п-ова, где фиксируется двоекратный наложенный метаморфизм, один из которых протекал в условиях низкого давления; следующие пять относятся к породам из района оз. Монча, где выявлен один период диафтореза кианит-силлиманитового типа. На диаграмме TiO_2 — F_{Bt} (рис. 55) точки составов биотитов из пород гранулитовой фации занимают широкое поле в области гранулитовой фации (I), а биотиты из диафторитов кианит-силлиманитового типа распространяются от гранулитовой до низкотемпературной амфиболитовой фации (II).

Таблица 48

Химический состав биотитов из диафторитов и слабоизмененных гнейсов северо-западной части Кольского п-ова (аналитики: В. Ф. Гусева, Е. Г. Зевелева)

Оксиды	769 ^a	741 ^a	831	991	974 ^b	958	240	342 ^a	600	640
SiO_2	36.13	35.84	35.13	35.93	35.73	35.69	35.81	37.85	37.87	35.93
TiO_2	3.38	1.88	2.13	2.25	2.83	2.86	3.10	4.18	2.80	2.43
Al_2O_3	15.37	20.21	19.44	18.92	19.12	19.00	19.82	18.44	19.07	20.17
Fe_2O_3	2.27	1.23	1.46	0.88	0.05	0.75	1.82	1.65	1.62	1.63
FeO	15.60	18.92	17.50	16.90	18.70	18.00	15.60	13.50	14.65	15.00
MnO	0.08	0.07	0.06	Сл.	Сл.	0.05	Сл.	Нет	0.03	0.03
MgO	13.75	8.15	10.50	11.22	10.42	10.00	9.90	11.33	10.85	10.85
CaO	0.78	0.22	0.34	0.33	0.22	0.88	0.45	0.45	0.57	0.46
Na_2O	0.16	0.26	0.35	0.38	0.36	0.28	0.27	0.22	0.39	0.27
K_2O	7.90	7.78	8.68	8.59	8.89	8.40	9.16	8.86	8.81	8.79
H_2O_{np}	4.10	5.05	4.70	4.20	3.40	3.85	3.85	3.05	3.30	4.00
Сумма	99.52	99.61	100.29	99.60	99.72	100.03	99.78	99.53	99.96	99.61
F	41.9	57.9	50.2	48.2	50.2	51.1	49.3	42.5	37.8	38.4
$Ng (Nm)$	1.633— 1.642	1.648	1.637	1.632— 1.641— 1.635	1.641— 1.646— 1.650	1.646— 1.645	1.644— 1.645	1.643	1.643	1.643

Примечание. 769^a — биотит из слабодиафторированного гранато-гиперстенового плагиогнейса, р. Ура; 741^a — биотит из гранато-андалузито-биотито-ставролитового плагиогнейса, р. Ура; 831 — биотит из гранато-дистено-андалузитового гнейса, оз. Туши-яр; 991 — биотит из гранато-биотитового, дистен- и андалузитсодержащего гнейса, р. Титовка; 974^b — биотит из гранато-силлиманито-биотитового, андалузитсодержащего гнейса, р. Большая Западная Лица; 958 — биотит из гранато-дистено-кордиерито-биотитового гнейса, р. Большая Западная Лица; 240 — биотит из гранато-дистено-биотитового гнейса, оз. Монча; 342^a — биотит из гранато-дистено-биотитового гнейса, оз. Колозеро; 600 — биотит из гранато-дистено-биотитового плагиогнейса, оз. Монча; 640 — биотит из гранато-дистенового плагиогнейса, оз. Монча.

Главные свойства биотитов из гнейсов северо-западной части
Кольского п-ова

№ обр.	Ассоциация	F	Ng (Nm)	TiO ₂	H ₂ O	Источник
Неизмененные биотиты						
467	Гранато-кордиерито-биотитовый гнейс . . .	40.9	1.641	4.74	4.44	Бондаренко, Дагелайский, 1968
176e	Гранато-силлиманито-биотитовый плагиогнейс	57.0	1.646	4.66	3.45	То же
624a	Гранато-биотитовый плагиогнейс	40.2	1.644	3.57	3.75	» »
290	Гранато-кордиерито-биотитовый гнейс . . .	39.4	1.642	4.00	2.26	» »
57	Гранато-силлиманито-кордиеритовый плагиогнейс	40.4	Не опр.	3.82	2.90	Колл. Л. А. Прияткиной, 1969
Биотиты из диафторитов						
847	Гранато-ставрито-двуслюдянный плагиогнейс	41.9	1.630	1.86	4.55	Бондаренко, Дагелайский, 1968
226	Биотитовый плагиогнейс	52.5	1.643	2.65	4.30	То же
692 ⁶	Гранато-биотитовый плагиогнейс	67.9	Не опр.	1.63	4.25	» »
673 ⁸	Биотитовый плагиогнейс	50.9	Не опр.	2.40	4.30	» »
26	Гранато-кианито-биотитовый плагиогнейс	47.0	1.644	2.70	3.95	Колл. Г. М. Друговой
78	То же	38.6	1.640	2.80	3.95	То же
50 ⁸	» »	37.1	1.631	1.04	3.95	» »

ции. Биотиты из диафторитов андалузит-силлиманитового типа (рис. 55, *B*) обнаруживают дальнейшее отклонение в сторону увеличения железистости.

На диаграмме Al/Mg—Fe/Mg (рис. 56, *A*) для биотитов из южного обрамления Алданского щита, как это отмечал А. А. Маракушев (1966), биотиты из кристаллических сланцев при диафторезе амфиболитовой фации становятся менее глиноземистыми, а биотиты из глиноземистых гнейсов — более глиноземистыми по сравнению с биотитами гранулитов. На этой же диаграмме (рис. 56, *B*) у биотитов Кольского п-ова хорошо видна тенденция последовательного изменения биотитов в первый и во второй периоды наложенного метаморфизма в сторону увеличения глиноземистости и железистости.

При диафторезе в биотитах увеличивается $\Sigma Al_{VI} + Fe^{+3}$ и уменьшается количество титана (рис. 57). Однако диафторические биотиты из южного обрамления Алданского щита (рис. 57, *A*) ближе по составу к биотитам гранулитовой фации, чем таковые из кольской серии, и не только за счет меньшего изменения биотитов при диафторезе, но и за счет несколько более глиноземистого состава самих биотитов гранулитовой фации. В кольских гнейсах диафторез осуществлялся дважды и последний — в условиях более низкой степени метаморфизма амфиболитовой фации, что и вырази-

лось в сильном отклонении биотитов диафторических от биотитов гранулитов (рис. 57, Б).

Таким образом, изучение биотитов из разных по типу наложенного метаморфизма пород позволяет сделать вывод о том, что диафторез кианит-

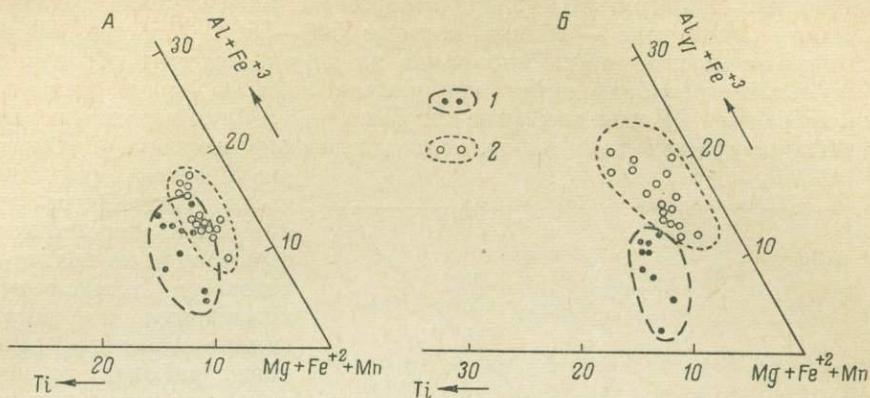


Рис. 57. Зависимость между $\text{Al}_{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}$, $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$ и Ti в биотитах (по Великославинскому, 1968) из пород южного обрамления Алданского щита (А) и кольской серии (Б).

1 — биотиты гранулитовой фации; 2 — биотиты диафторитов.

силлиманитового типа вызывает уменьшение изоморфной емкости биотитов по отношению к титану, в глиноземистых гнейсах — ведет к повышению глиноземистости биотитов и незначительному увеличению железистости. При диафторезе же андалузит-силлиманитового типа в том же регионе происходит резкое повышение железистости биотитов, увеличивается их глиноземистость и понижается содержание титана. На Кольском п-ове биотиты из андалузитсодержащих диафторитов, кроме того, характеризуются низкой степенью окисления железа и высоким содержанием воды по сравнению с биотитами из диафторитов кианит-силлиманитового типа.

При диафторезе происходит перераспределение Mg и Fe между гранатом и биотитом. Оба минерала становятся более железистыми, чем в гранулитовой фации, однако коэффициент распределения Mg и Fe между существующими парами минералов меняется. Это хорошо видно на диаграмме фазового соответствия

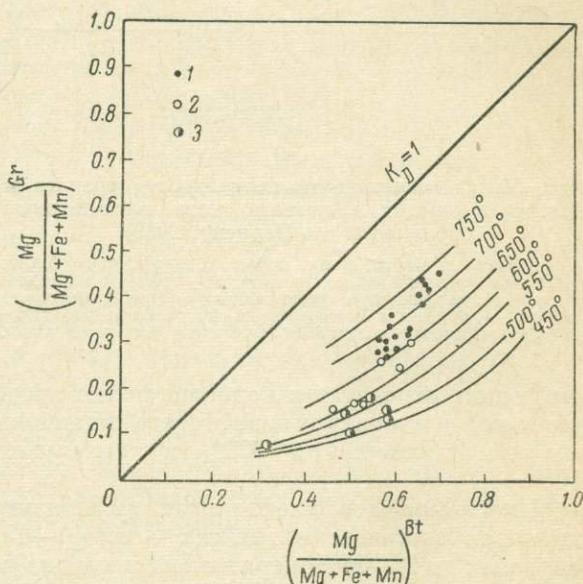


Рис. 58. Соотношение магнезиальности граната и биотита в породах кольской серии (по Перчуку, 1968).

1 — гранат и биотит из пород гранулитовой фации; 2 — гранат и биотит из диафторитов амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа; 3 — гранат и биотит из диафторитов амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа.

(Перчук, 1968) (рис. 58, 59), где пары сосуществующих граната и биотита из гранулитовой фации попадают на одни кривые (изотермы), а те же пары из диафторитов — на другие. На рис. 58 гранаты и биотиты из диафторитов кианит-силлиманитового типа кольской серии располагаются вблизи изотерм 600—650°, а пары из диафторитов андалузит-силлиманитового типа — вблизи изотерм 500—550°. На рис. 59 нанесены диафторические пары минералов из пород, которые образовались в результате преобразования гранулитов южного края Алданского щита. Обращает на себя внимание тот факт, что в двух изученных регионах температура исходных пород, подвергающихся диафторезу, несколько

различается (в южной части Алданского щита она выше, чем в кольской серии, судя по гранат-биотитовому термометру), диафториты же кианит-силлиманитового типа в обоих районах устойчиво попадают на одни и те же изотермы.

Коэффициент распределения при диафторезе меняется постепенно, что не говорит, по нашему мнению, о различиях температур образования диафторитов, а свидетельствует о постепенном приспособлении минералов гранулитовой фации к новым условиям и о присутствии пород с незавершенными диафторическими реакциями. Близкими к истинным температурам диафтореза следует, по-видимому, считать самые низкие из всех полученных значений температур, поскольку точки, им соотв-

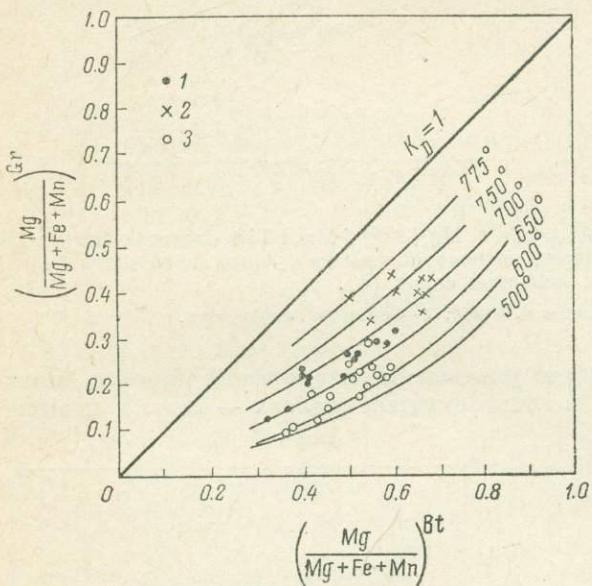


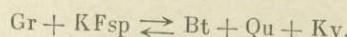
Рис. 59. Соотношение магнезиальности граната и биотита в породах Алданского щита и его южного обрамления (по Перчуку, 1968).

1 — гранаты и биотиты из пород гранулитовой фации центральной части Алданского щита; 2 — гранаты и биотиты из пород гранулитовой фации южного края Алданского щита; 3 — гранаты и биотиты из диафторитов амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа (становая зона).

ствующие, относятся к наиболее полно преобразованным породам. Таким образом, температуру диафтореза кианит-силлиманитового типа можно оценить примерно в 600°, а андалузит-силлиманитового типа — в 500°.

Плагиоклазы в диафторитах амфиболитовой фации имеют широкий диапазон составов: в гнейсах — от 40—45 номера в слабоизмененных образцах до 18—20 номера в интенсивно диафторированных. Как и биотиты, плагиоклазы отражают последовательные этапы преобразования породы: в одном образце нередко присутствует несколько плагиоклазов разного состава. Иногда более основной плагиоклаз (№№ 40—45) заключен внутри реликтового граната, в то время как в массе породы находится плагиоклаз №№ 20—22. Очень характерно возникновение порфиробластов олигоклаза при более кальциевом плагиоклазе в основной ткани гнейса. И наоборот, в гнейсах с бластокатастической структурой в порфиробластах сохраняется более основной плагиоклаз, чем во вмещающей их массе породы.

Калиевый полевой шпат почти полностью отсутствует в диафторитах. Одна из возможных реакций исчезновения калиевого полевого шпата следующая:



В результате реакции освобождается глиноzem, который кристаллизуется в виде кианита (андалузита) или мусковита в участках гломеробластовых скоплений новообразованного биотита. Однако в тех случаях, когда диафторез идет одновременно с повторной мигматизацией и гранитизацией, в диафторированных гнейсах появляется решетчатый микроклин, развивающийся межгранулярно.

Ставролит отмечается в диафторитах в виде мелких призматических или крупных кристаллов, нередко обособляется вместе с реликтами граната, с мусковитом, биотитом и кварцем в отдельные линзы и полосы. Количество его резко возрастает в диафторитах, содержащих андалузит (кольская серия).

Особенно важны для выяснения последовательности явлений наложенного метаморфизма соотношения глиноzemистых минералов: силлиманиита, дистена, андалузита. Силлиманит присутствует в двух модификациях: в призматических и тонкошестоватых кристаллах, обычных для пород гранулитовой фации, и в виде волокнистых агрегатов — фибролита. Призматический игольчатый силлиманит сохраняется в гнейсах от гранулитовой ступени метаморфизма. Наблюдаются замещение его биотитом и мусковитом. В редких случаях в диафторитах кианит-силлиманитового типа наблюдается непосредственное замещение силлиманита кианитом с образованием псевдоморфоз (южное обрамление Алданского щита, кольская серия). Фибролит развивается по биотиту, часто вторичному. В плойчатых диафторитах фибролитовые иглы вместе с мелкопризматическим биотитом повторяют очертания плюек, свидетельствуя о более позднем по отношению к движению образованиям фибролита.

Кианит — типичный минерал диафторитов с кианит-силлиманитовым типом наложенного метаморфизма и встречается во всех районах распространения высокотемпературного диафтореза гранулитов: на Кольском полуострове, в южном обрамлении Алданского щита, в Восточном Саяне и Антарктиде. Кианит развивается по гранату вместе с биотитом и мусковитом, по биотиту, по кордиериту. Первое появление кианита в гнейсах отмечается межгранулярным развитием мельчайших иголочек этого минерала. По мере увеличения интенсивности процесса иглы кианита превращаются в тонкие призмочки, а затем в лапчатые порфиробласти. Псевдоморфозы кианита по силлиманиту чрезвычайно редки. У. С. Питчер (1967), исследовавший модификации Al_2SiO_5 , видит главную причину этого явления в том, что возникновение новой фазы в результате независимой реакции (особенно в гидротермальных условиях), образование центров кристаллизации могут осуществляться с большей скоростью, чем скорость реакции ранее существовавшей модификации на новую обстановку. Характерные для кольских диафторитов линзочки белого жильного материала («зубки») состоят преимущественно из кварца и фибролита. Изучение этих образований показало, что обычно в середине фибролитового пучка находится один или несколько кристаллов кианита. В линзах с небольшим количеством фибролита отмечаются отдельные зерна плагиоклаза. Соотношение кианита с фибролитом говорит в пользу более поздней кристаллизации фибролита, использовавшего кианит в качестве центров кристаллизации. Процесс метасоматического образования фибролита за счет полевых шпатов относится к периоду мигматизации и описан в литературе как стадия кислотного выщелачивания.

Андалузит в областях диафтореза андалузит-силлиманинового типа появляется чаще всего в ассоциации с мусковитом. Порфиробласти андалузита иногда образуют срастания с мусковитом. Если в районе фиксируются два периода наложенного метаморфизма, один из которых относится к кианит-силлиманиновому, а другой к андалузит-силлиманиновому типу, андалузит может встречаться вместе с кианитом и силлиманином. В северной части Кольского п-ова, представляющего как раз такой район, вторичный характер андалузита по отношению к силлиманиту и гранату не вызывает сомнений. Соотношения с кианитом не всегда четкие, однако ряд фактов свидетельствует в пользу более позднего образования андалузита; по сравнению с кианитом: это — нахождение реликтов последнего в андалузите, развитие андалузита по биотиту, замещающему совместно с кианитом гранат. Порфиробласти андалузита образуются также в послойных мигматитовых жилах, формирование которых относится уже к периоду повторного метаморфизма амфиболитовой фации. В одной из таких жил отмечена кайма андалузита вокруг фибролитовой линзы. Таким образом, в северной части Кольского полуострова повторный метаморфизм андалузит-силлиманинового типа накладывается на диафториты кианит-силлиманитового типа.

Диафторез кианит-силлиманинового типа характеризуется рядом особенностей. Одной из них является реакция замещения граната и калиевого полевого шпата биотитом и кианитом (в условиях повышенной активности калия — с мусковитом) с превращением гнейсов в плагиогнейсы. Одновременно идет изменение состава граната и высокотемпературного биотита в сторону увеличения их железистости. Реакции с образованием ставролита и мусковита распространены весьма ограниченно. На заключительных этапах диафтореза появляется фибролит, территориально приуроченный к местам максимальной повторной мигматизации и гранитизации, ведущих в свою очередь к формированию полей гранито-гнейсов с минеральными парагенезисами амфиболитовой фации. Пироксеновые кристаллические сланцы превращаются в амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Прогрессивный метаморфизм более молодых докембрийских комплексов в этих районах обнаруживает тот же кианит-силлиманиновый тип (например, становой комплекс в южном обрамлении Алданского щита). Температура диафтореза амфиболитовой фации находится в пределах 600—650°, по гранат-биотитовому термометру Перчука.

Для диафтореза андалузит-силлиманинового типа (изученного на севере Кольского п-ова) характерна интенсивная мусковитизация гнейсов с образованием андалузита. Наряду с биотитизацией и мусковитизацией граната наблюдается реакция замещения граната олигоклазом и кварцем (в условиях повышенной активности Na). Широко развито образование ставролита в ассоциации с кварцем. Кордиерит замещается ставролитом. Гранаты и биотиты имеют более высокую железистость, чем в диафторитах кианит-силлиманинового типа, а биотиты отличаются еще и повышенной глиноземистостью и более высоким содержанием воды. Температуры образования диафторитов амфиболитовой фации этого типа лежат в пределах 500—600°. На Кольском п-ове с диафторезом этого типа связано появление пегматитов, в том числе и редкометальных. Как известно, редкометальные пегматиты появляются в районах с региональным метаморфизмом андалузит-силлиманинового типа (Родионов, 1964). Пироксеновые сланцы превращаются в амфиболиты, в которых широко распространен куммингтонит. Более молодые по возрасту свиты испытали прогрессивный метаморфизм андалузит-силлиманинового типа.

Для выяснения химизма процесса высокотемпературного диафтореза гранулитов существенное значение имеют такие факты, как изменение состава минералов при диафторезе, увеличение количества гидроксил-со-

держащих минералов и т. д. Сравнивая составы гранатовых гнейсов гранулитовой фации из южного края Алданского щита и из становой зоны, С. П. Кориковский (1967) пришел к выводу о выносе Mg в процессе станового метаморфизма и об общем увеличении железистости породы. Он считает также, что привнос K_2O и Na_2O и их вполне подвижное поведение приводят к сокращению числа минералов в диафторитах по сравнению с исходными породами гранулитовой фации. Действительно, во всех диафторированных гнейсах наблюдается однозначное увеличение железистости граната и биотита и в конечном счете сокращается число минеральных фаз.

Однако картина поведения различных элементов при диафторезе, по-видимому, более сложная. Необходимо принимать во внимание изменение химизма в разных по составу группах пород для учета общего баланса вещества. С этой целью были произведены статистические подсчеты химических составов измененных и неизмененных пород южного обрамления Алданского щита. Сравнение тех и других показало, что при высокотемпературном диафторезе, помимо заметного привноса воды, намечается увеличение железистости гнейсов и уменьшение железистости сланцев. Аналогичный подсчет был сделан для пород кольской серии, давший весьма сходные результаты: увеличение железистости гнейсов, уменьшение железистости сланцев и увеличение суммы щелочей в сланцах (всего было использовано 60 химических анализов из работы Бондаренко и Дагелайского, 1968). Изменения химизма в гнейсах и сланцах кольской серии изучались в районе Кильдинстрова на Кольском п-ове, где по простиранию неизмененные породы гранулитовой фации переходят в диафториты (табл. 50): при переходе гнейса в диафторированный гнейс (106, 107) происходит заметный привнос трехвалентного железа и воды и вынос натрия, кальция и двухвалентного железа, при переходе кристаллического сланца в диафторит идет привнос натрия, двухвалентного железа и воды при выносе калия, кальция и трехвалентного железа. В обоих случаях наблюдается привнос воды и вынос кальция. Щелочи ведут себя активно, а активность кислорода меняется в разных по составу прослоях: в гнейсах диафторез идет в условиях повышенной активности кислорода и двухвалентное железо переходит в трехвалентное, в кристаллических сланцах, наоборот, наблюдается восстановление трехвалентного железа до двухвалентного.

Имеющиеся данные по химизму диафтореза очень ограничены, но и они уже говорят о перераспределении вещества при диафторезе, об активном поведении щелочей и о привносе воды.

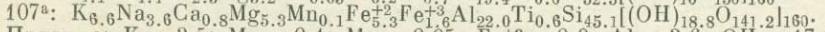
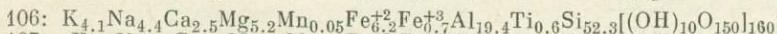
Условия высокотемпературной амфиболитовой фации, в которых осуществляется диафторез гранулитов, являются весьма подходящими для ультратраметаморфизма (температура 600—650° при умеренно высоком давлении или 500—550° — при относительно низком давлении). Поэтому наложенный метаморфизм, как правило, сопровождается повторной мигматизацией и гранитизацией. Повторной гранитизации легче всего, вероятно, в первую очередь, подвергались породы, ранее уже гранитизированные. Именно поэтому в определенном эрозионном срезе при диафторезе наблюдаются обширные поля гранито-гнейсов, гранитоидов и мигматитов амфиболитовой фации, окруженных в той или иной степени диафторированными породами гранулитовой фации, а также содержащих участки диафторитов, которые при прогрессивном региональном метаморфизме остались слабо гранитизированными и мигматизированными. Явления повторного ультратраметаморфизма в гранулитах обычно непосредственно следуют за диафторезом. В богатых кианитом диафторитах при этом появляется калиевый полевой шпат, мусковит, отражая тем самым увеличение щелочности растворов, а также фибролит (на стадии кислотного выщелачивания).

Таблица 50

Химические составы гнейсов и сланцев гранулитовой фации и диаф. ориентированных
(аналитик З. К. Зульфикарова)

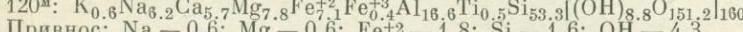
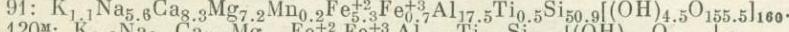
Оксиды	106	107	91	120 ^M
SiO ₂	57.44	51.30	55.57	57.07
TiO ₂	0.86	0.96	0.70	0.88
Al ₂ O ₃	18.03	21.22	16.41	15.11
Fe ₂ O ₃	1.24	2.52	1.12	0.57
FeO	8.21	7.20	6.91	9.14
MnO	0.10	0.18	0.20	Сл.
MgO	3.84	4.09	5.30	5.63
CaO	2.62	1.72	8.47	5.77
Na ₂ O	2.53	2.23	3.19	3.44
K ₂ O	3.68	5.84	0.90	0.55
H ₂ O ₁₀₅	0.04	0.06	0.04	0.10
П. п. п.	1.73	3.20	0.77	1.41
Сумма	100.32	100.52	99.58	99.67

Пересчет пород по методу Барта (1956) на стандартные ячейки



Привнос: K — 2.5; Mg — 0.4; Mn — 0.05; Fe⁺³ — 0.9; Al — 2.6; OH — 17.8.

Вынос: Na — 0.8; Ca — 1.7; Fe⁺² — 0.9; Si — 7.2.



Привнос: Na — 0.6; Mg — 0.6; Fe⁺² — 1.8; Si — 1.6; OH — 4.3.

Вынос: K — 0.5; Ca — 2.6; Mn — 0.2; Fe⁺³ — 0.3; Al — 0.9.

Причина. 106 — гранато-силлиманито-кордиеритовый гнейс, р-н Кильдинстроя, гранулитовая фация; 107 — гранато-биотито-мусковитовый плагиогнейс со ставролитом, там же, диафторит амфиболитовой фации; 91 — двупироксено-биотито-плагиоклазовый сланец, там же, гранулитовая фация; 120^m — амфибило-кумминтонито-биотито-плагиоклазовый сланец, там же, диафторит амфиболитовой фации.

* * *

Процессы высокотемпературного диафтореза гранулитов проявляются на значительных площадях, а вторичные парагенезисы также сохраняются одинаковыми на значительных территориях, что указывает на устойчивость условий температуры и давления в период диафтореза.

В эволюции докембрийских метаморфических поясов намечается общая тенденция в изменении их термодинамического режима по пути снижения как температуры, так и давления, что выражается в закономерной смене типов регионального метаморфизма. Эта закономерность проявляется как в рамках одного цикла развития, так и в рамках всего мегацикла, заканчивающегося преобразованием подвижной области в область завершенной складчатости. Указанная тенденция находит отражение и в характере и последовательности проявления рассмотренных в настоящей главе процессов диафтореза.

Проявлению наложенного метаморфизма кианит-силлиманитового типа как правило, предшествует метаморфизм гранулитовой фации, отличающейся высоким давлением. В пределах Джугджуро-Становой складчатой области диафторез накладывается на комплекс пород, относимый к так называемой сутамской фации глубинности (Маракушев, 1965). В северной части Балтийского щита наложенному метаморфизму кианит-силлиманитового типа предшествовало образование гранулитов Лапландского блока, содержащих парагенезис силлиманита и гиперстена (Escola, 1952) и экло-

гиты. Саксонские гранулиты, также тесно ассоциирующиеся с эклогитами (Behr und and., 1965, и др.), выступают в качестве реликтов в комплексе пород амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа. В то же время регressiveный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа проявлен там, где гранулиты либо прошли предварительно этап повторного метаморфизма кианит-силлиманитового типа (как, например, наблюдается в северо-восточной части Центральнокольского блока и в пределах Джугурджуро-Становой складчатой области), либо в тех районах, где длительная эволюция, предшествовавшая метаморфизму амфиболитовой фации, привела к формированию гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой фации, отвечающих умеренным давлениям (как, например, в центральной части Алданского щита).

Диафторез обычен в складчатых обрамлениях щитов, поскольку именно там древние комплексы (гранулиты) могут оказаться в фундаменте более молодых складчатых зон. Высокотемпературный диафторез — первый этап регионального метаморфизма, следующий за гранулитовым метаморфизмом, и поэтому самый древний по сравнению с диафторезом более низких ступеней метаморфизма. На этом основании можно сделать предположительный вывод о преимущественно докембрийском возрасте высокотемпературного диафтореза гранулитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы по результатам геологического и петрологического исследования комплексов пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, сводятся к следующему.

1. Метаморфизм гранулитовой фации, являясь характерной чертой раннего докембрая, не был специфичен только для архейского этапа развития земной коры, но повторялся и в геологической истории. Анализ материалов по геологии Балтийского и Алданского щитов, Джугджуро-Становой складчатой области, а также по другим площадям распространения раннедокембрийских комплексов позволил выявить положение гранулитов в подвижных поясах и определить их место в эволюции последних. Это дало возможность выделить три главных геологических типа гранулитов: сутамский, алданский и ладожский.

2. Гранулиты алданского типа появляются в областях древнейшей консолидации (Алданский щит, Центральнокольский блок) и характеризуются высокотемпературными субфациями. Особенности тектонического развития этих областей предопределили общую направленность и цикличность в развитии метаморфического процесса, выражавшуюся в смене высокотемпературной субфации древнего мегацикла роговообманково-гранулитовой субфацией и даже амфиболитовой фацией с одновременным снижением давления. Отличительными чертами plutонизма этого типа является обильное развитие чарнокитов, а на более поздних стадиях — аляскитов. Широкое распространение кислых плутонических пород обусловлено полицикличностью развития, при котором в течение первого мегацикла было образовано большое количество кислых гнейсов.

3. Гранулиты лапландского типа, приуроченные к протогеосинклиналям, окружающим области древнейшей консолидации, характерны исключительно для метаморфических поясов с кианит-силлиманиевой фациальной серией и отражают наиболее раннюю стадию формирования этих поясов. Заложение таких метаморфических поясов происходило на фундаменте, сложенном породами, нередко перед этим испытавшими высокотемпературный метаморфизм. Подъем фундамента в краевых частях подвижных зон обусловил выход на современный эрозионный уровень глубинных образований. Движения вдоль глубинных разломов приводили к локальному повышению давлений. Специфика plutонизма этого типа гранулитов — образование габбро, норитов, аортозитов, связанных в ко-магматические серии. Эволюция метаморфизма шла в направлении от гранулитового высокотемпературного метаморфизма с относительно умеренным давлением к гранулитовому метаморфизму высоких давлений.

4. Гранулиты ладожского типа появляются в пределах протерозойских метаморфических поясов с андалузит-силлиманиевой фациальной серией. Метаморфизм гранулитовой фации в метаморфической зональности синхронен с метаморфизмом более низких ступеней и связан с главной фазой

складчатости в подвижной области и с началом частной инверсии. Типичные плутониты — натровые интрузивные чарнокиты.

5. Особенности порообразующих минералов гранулитовой фации показывают тесную связь между их составом и принадлежностью гранулитов к тому или иному из выделенных типов. Так, наивысшей магнезиальностью обладают гранаты из гранулитов лапландского типа и относительно низкой магнезиальностью — гранаты из гранулитов ладожского типа.

Ромбические пироксены, помимо увеличения алюминия в октаэдрической координации, обнаруживают тенденцию к уменьшению размеров элементарной ячейки при повышении давления. Изучение линейных параметров и объемов элементарной ячейки амфиболов выявило возможность выделения двух типов кальциевых амфиболов: более плотных — гранулитовой фации и менее плотных — амфиболитовой фации при сходном химическом составе минералов. При этом роговые обманки из гранулитов лапландского типа характеризуются меньшими объемами элементарной ячейки по сравнению с роговыми обманками из гранулитов алданского типа.

6. На основании изучения распределения Fe^{2+} и Mg в сосуществующих минералах гранулитовой фации можно сделать следующие выводы.

а) $\text{Mg}-\text{Fe}$ распределение в парах ромбический—моноклинный пироксен, моноклинный пироксен—амфибол, ромбический пироксен—амфибол, ромбический пироксен—биотит, ромбический пироксен—гранат, биотит—амфибол не является идеальным. В области магнезиальных составов наблюдается обогащение ортопироксена магнием по сравнению с сосуществующим минералом, а клинопироксены, наоборот, обогащаются железистым компонентом; все это указывает на неидеальный характер твердых растворов железистого и магнезиального компонента в обоих пироксенах.

б) Коэффициенты распределения Fe^{2+} и Mg обнаруживают отчетливую зависимость от содержания других компонентов в составе сосуществующих фаз. $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}$ для пар, включающих ортопироксены, находится в корреляционной зависимости от содержаний Ca и Al_{IV} в ортопироксенах; $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}$ для пар с гранатом зависит от содержаний Ca и Mn и их отношения в гранатах, для пар с клинопироксеном — от содержания кальция и степени изоморфного замещения кремния алюминием, для пар с биотитом — от количества элементов, изоморфных с кремнием в тетраэдрической позиции слюд. В целом увеличение степени изоморфного замещения кремния алюминием и титаном в алюмокремникислородных тетраэдрах приводит к обеднению минерала двухвалентным железом; увеличение содержания кальция в октаэдрической позиции минералов, таких как ортопироксен и гранат, также сопровождается обеднением их железом и обогащением магнием. Вхождение в структуру Mn^{2+} вызывает, напротив, обогащение минерала железом и обеднение магнием.

в) Колебания в величине $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}$, связанные с неидеальностью распределения Fe^{2+} и Mg и влиянием содержаний других компонентов в фазах, сопоставимы с изменениями, обусловленными температурой (при постоянном составе фаз). Это является причиной, ограничивающей использование $k_{\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}}$ для определения термо-динамических условий в гранулитовой фации. Использование различных геотермометров Перчука дает часто несогласующиеся между собой результаты даже в относительной оценке термодинамических условий.

г) Модель ионно-обменного равновесия, используемая обычно для описания равновесия минералов в отношении Fe и Mg , является грубо приближенной для большинства пар железо-магнезиальных минералов гранулитовой фации, так как почти во всех минералах имеет место избирательный изоморфизм между Fe^{2+} , Ca и Mn и между Mg , Al , Ti , Fe^{3+} .

Более правильно рассматривать распределение закисного железа магнезии с точки зрения равновесий смешенного типа и вычислять коэффициент распределения каждого окисла по формуле $k_{\text{MeO}}^{\alpha-\beta} = \frac{x_{\text{MeO}}^{\alpha}}{x_{\text{MeO}}^{\beta}}$.

Такой способ рассмотрения дал возможность выявить различный характер распределения MgO и FeO в минералах.

Распределение обоих окислов в большинстве пар отклоняется от идеального при возрастании концентраций соответственно MgO и FeO. При неидеальном распределении окислов между фазами для описания равновесного распределения применимо уравнение вида: $(x_{\text{MeO}})_{\alpha} = k(x_{\text{MeO}})_{\beta}^n$, где n — является функцией коэффициента активности.

Распределение FeO в орто- и клинопироксенах, клинопироксенах и амфиболах обнаруживает в отличие от распределения MgO явную зависимость от температуры. При идеальном распределении FeO в области составов, бедных и умеренно богатых FeO, в паре клинопироксен—амфибол k_{FeO} может быть использован для построения геотермометра.

7. Чарнокиты, ассоциирующиеся с гранулитами, представляют собой существенно метасоматические гранитоиды, образованные при ультратемпературном гранулитовой фации в условиях повышенной щелочности. Выделяются высокотемпературный и низкотемпературный ряды чарнокитов. Первый включает антишпилитовые плагиограниты (эндербиты) и мезоперититовые граниты, которые отличаются широким развитием структур распада твердых растворов в полевых шпатах и ортопироксенах. Для более низкотемпературного ряда характерны обычные чарнокиты (граниты). Чарнокиты высоких давлений выделяются присутствием граната варьирующей железистости (60—80%), содержащего до 25% гроссуляровой составляющей.

8. Высокотемпературный диафторез гранулитов (в условиях амфиболовой фации) проявлен в глубоко эродированных складчатых поясах, характеризующихся многоэтапным геосинклинальным развитием. В существующих минеральных парах идет перераспределение магния и железа с постепенным изменением коэффициента распределения в зависимости от интенсивности изменения гранулитов.

9. Термометрические исследования, анализ парагенезисов главных групп пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, обобщение экспериментальных данных и теоретических исследований — все это позволяет расширить гранулитовую фацию на субфации. По парагенезисам глиноzemистых пород выделяются биотит-силлиманитовая, биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовая, гиперстен-силлиманитовая субфации. Полная серия перечисленных субфаций гранулитовой фации формируется лишь при относительно высоких давлениях, превышающих 5—6 тыс. атм. При низком давлении поле устойчивости биотит-гранат-кордиерит-ортоклазового парагенезиса расширяется в область низких температур, где ортопироксен становится неустойчивым и сменяется куммингтонитом, ромбическим амфиболом ряда автофиллит—жедрит, тальком или оливином и биотитом. Верхний предел устойчивости биотита (а соответственно и высокотемпературная граница биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации) превышает 850° и мало зависит от величины давления. Силлиманит-гиперстеновая субфация сходна по температуре с гиперстен-кордиеритовой субфацией, но отличается от нее величиной давления на твердые фазы, которая превышает 11 тыс. атм.

В породах, насыщенных CaO, выделяются следующие субфации: относительно низкотемпературная амфибол-гранулитовая субфация (характеризующаяся присутствием парагенезисов с амфиболом и коррелирующаяся с биотит-силлиманитовой и биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой

субфациями глиноземистых пород), высокотемпературная пироксен-гра- нулитовая субфация (умеренного давления, коррелируется с гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфацацией глиноземистых пород) и гранат-ги- перстеновая субфация высоких давлений (коррелируется с гиперстен- силлиманиевой субфацацией глиноземистых пород). Полное исчезновение плагиоклазов и образование биминеральных ассоциаций моноклинного пироксена и граната означают переход к эклогитовой фации.

10. Выделенные геологические типы гранулитов отличаются друг от друга рядом петрологических особенностей. В гранулитах алданского типа из областей древней стабилизации (где они наименее изменены метаморфизмом, связанным с поздними тектоническими явлениями) выделяются последовательно сменяющие друг друга стадии и этапы изменения пород в условиях кордиерит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-кордиерит- гранат-ортоклазовой и биотит-силлиманиевой субфацаций, что соответствует снижению температуры и общей регressive направленности метаморфизма. Наличие парагенезисов трех перечисленных субфаций гранулитовой фации свидетельствует о глубинном характере метаморфизма, при котором давление превышает 5—6 тыс. атм. Однако выше 11 тыс. атм. (условия, необходимые для формирования гиперстен-силлиманиевой субфации) оно никогда не поднималось.

В гранулитовых комплексах, формирующихся в пределах раннедокембрийских подвижных зон, окружающих области древней стабилизации и более молодых по отношению к последним, широким распространением пользуются субфации высоких давлений и часто высоких температур. В частности, обычными являются гиперстен-силлиманиевые гнейсы, гранат-ортопироксеновые сланцы с глиноземистым гиперстеном и эклогиты. Наличие парагенезисов, связанных с давлением в 11 тыс. атм. и более, может быть обусловлено двумя причинами. Первая из них заключается в том, что в период заложения рассматриваемых подвижных зон произошло блокирование фундамента и вывод на современный эрозионный уровень глубинных образований. Второй причиной могут явиться сами блоковые движения, приводящие к локальному повышению давления в зонах глубинных разломов. Изложенный в настоящей работе материал относительно лапландских гранулитов склоняет ко второму предположению.

Петрологической спецификой гранулитов ладожского типа является формирование в них минералов и ассоциаций низкого давления. Парагенезисы в гранулитах этого типа относятся обычно к биотит-кордиерит- гранат-ортоклазовой субфации.

ЛИТЕРАТУРА

- Апостолова М. Я. 1953. Исследования гранатов кристаллических сланцев алданского комплекса. Минер. сб. Львовского геол. общ., № 7.
- Баддингтон А. Ф. 1961. Окисные Fe и Fe-Ti минералы в докембрийских породах. В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1, Изд. АН СССР, М.
- Барт Т. 1956. Теоретическая петрология. Изд. ИЛ, М.
- Батлер Б. К. М. 1967. Состав слюд метаморфических пород. В сб.: Природа метаморфизма, Изд. «Мир», М.
- Белов Н. В., Литвинская Г. П. 1966. Новые представления об изоморфных замещениях. Вестн. МГУ., сер. IV, геология, № 6, 21.
- Бельков И. В. 1963. Кварцитовые сланцы свиты кейв. Изд. «Наука», Л.
- Бойко В. А., Литвин А. Л. 1966. Вариации состава роговых обманок метабазитовой формации Чертомлыкско-Соленовского района. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 20, вып. 2.
- Болдырев А. К. 1938. Химическая валентность и расширенное понятие об изоморфизме. Приведение к формулам слюд. Матер. ЦНИГРИ, общ. сер., сб. 3.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. 1968. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Изд. «Наука», Л.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. 1964. Руководство по расчету формул минералов. Изд. «Наука», М.
- Бурьянов Е. З. 1940. Минералогия гранитных пегматитов Коростеньского plutона на Волыни и исследование железистых биотитов. Зап. ВМО, вып. 4.
- Великославинский Д. А. 1965. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме. В сб.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М—Л.
- Великославинский Д. А. 1968. Химический состав биотитов как показатель степени и типа регионального метаморфизма. МГК, XXIII сесс., докл. сов. геол., пробл. 4. Изд. «Наука», Л.
- Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. 1968. Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон. МГК, XXIII сесс., докл. сов. геол., пробл. 4, изд. «Наука», Л.
- Вернадский В. И. 1934. Очерки геохимии. 4-е изд. ОНТИ, М.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1964. О геохронологии докембрая восточной части Балтийского щита по данным свинцовско-урano-ториевого метода измерения абсолютного возраста. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19.
- Вишневский А. Н., Табунов С. М. 1959. К минералогии и петрографии некоторых жильеваков, встречающихся в кимберлитах южной части Средне-Оленекского района. Тр. НИИГА, 107.
- Воинов А. С., Богданов Ю. Б. 1968. Метаморфическая зональность Пебозерского района. В сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 3, изд. ЛГУ.
- Вярюнен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. Изд. ИЛ, М.
- Герлинг Э. К., Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. 1968. Геохронология докембрая Балтийского щита. МГК, XXIII сесс., докл. сов. геол., пробл. 4. Изд. «Наука», М.
- Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Борисенко Н. Ф. 1966. Новые данные по абсолютному возрасту южной Балтийского щита. ДАН СССР, т. 166, № 3.
- Герлинг Э. К., Масленников В. А., Морозова И. И. 1967. Абсолютный возраст и геологическое положение древнейших горных пород Кольского полуострова. Тр. XIV сессии комиссии по опр. абр. возраста геол. форм.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. 1961. О зависимости между главными изоморфными замещениями и параметрами кристаллической структуры амфиболов. Тр. Минер. музея, вып. 12, 2.

- Глебова - Кульбах Г. О., Лобач - Жученко С. Б., Пинаева Н. И. 1962. Гранитоиды Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 15.
- Глебовицкий В. А. 1964. О структурных соотношениях алданского и станового комплексов. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19.
- Глебовицкий В. А. 1969. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. Сов. геология, № 2.
- Глебовицкий В. А., Судовиков Н. Г., Другова Г. М. 1964. Последовательность метаморфических преобразований докембрийских пород в области Станового хребта. МГК, XXII сесс., докл. сов. геол., пробл. 10. Изд. «Наука», Л.
- Горлов Н. В. 1967. Структура беломорид. Изд. «Наука», Л.
- Горошинков Б. Ш. 1966. Генетичні типи корундових проявів України. Геологічний журнал, 26, № 1.
- Грабкин О. В. 1965. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском щите. Вестн. МГУ, сер. 4, № 1.
- Григорьев Д. П. 1965. К объяснению конституции силикатов. ДАН СССР, т. 161, № 6.
- Григорьев Д. П. 1966. Основы конституции минералов. Изд. «Недра», М.
- Гришкин Р. И. 1966. Основные особенности строения и развития архейских складчатых структур района междуручья Тас—Хоонку и Курунг—Хоонку (Центральная часть Алданского щита). В сб.: Геология и петрология докембрая Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Дзевановский Ю. К. 1959. Геология западной окраины хребта Станового. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. 1965. Породообразующие минералы, Т. 3. Изд. «Мир», М.
- Другова Г. М. 1960. К характеристике гранулитовой фации Алдана. Тр. ЛАГЕД, вып. 9.
- Другова Г. М. 1962. Метаморфизм и ультраметаморфизм нижнеархейских пород в зоне становой орогенеза. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сб. 11.
- Другова Г. М., Бугрова В. Д. 1964. Гранаты гранулитовой фации Алданского щита в условиях полиметаморфизма. Зап. ВМО, ч. 93, вып. 1.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. 1965. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. В сб.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.
- Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. Г. и Ушакова З. Г. 1959. Геология докембрая Алданского горнопромышленного района. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 8.
- Другова Г. М., Неелов А. Н. 1960. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и хр. Станового. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11.
- Другова Г. М., Талдыкина К. С. 1968. Гранаты из бластомилонитов оз. Вайкис. Зап. ВМО, ч. 97, вып. 4.
- Другова Г. М., Талдыкина К. С. 1970. Бластомилонитизация и высокотемпературный диафторез в гнейсах кольской серии. В сб.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, изд. «Наука», Л.
- Дук В. Л. 1967. Складки зоны ультраметаморфизма. Изд. «Наука», Л.
- Дьяконов А. Г., Еловская В. В., Кобеляцкий И. А., Минкин Л. М., Мокшанцев К. Б., Рожков И. С. 1960. Основные черты минералогии восточной части Сибирской платформы. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 3.
- Елисеев Н. А. 1959. Метаморфизм. Изд. ЛГУ.
- Жариков В. А. 1965. Термодинамическая характеристика необратимых процессов. Геохимия, № 10.
- Загородный В. Т., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. 1967. Изучение докембрийских осадочно-вулканогенных толщ на примере печенгской серии Кольского полуострова. В сб.: Проблемы изучения геологии докембрая, изд. «Наука», Л.
- Закруткин В. В. 1961. Сравнительная характеристика амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита. Геология и геофизика, № 9.
- Закруткин В. В. 1968. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. Зап. ВМО, ч. 94, вып. 1.
- Звягин Б. Б. и Мищенко К. С. 1962. Данные электронографии о структуре флогопит-биотита. Кристаллография, 7, № 4.
- Зотов К. А. 1966. О находке сапфира в магнезиальных скарнах Юго-западного Памира. ДАН СССР т. 170, № 3.
- Каденский А. А. 1958. Проблема образования чарнокитов. Уч. зап. Лен. Гос. пед. инст. им. Герцена, т. 172.

- Каденский А. А. 1960. Полиметаморфические породы южной части Алданского щита. Тр. геол. музея им. Карпинского, вып. 2.
- Каменев Е. Н., Клинов Л. В., Шулатин О. Г. 1965. Геологическое строение Земли Эндерби и Берега принца Улафа. В сб.: Антарктика, докл. комиссии, 1964 г.
- Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. 1968. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. Изд. «Наука», М.
- Кицул В. И. 1963. Петрология карбонатных пород ладожской формации. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Кицул В. И. 1964. Закономерности ассоциации минералов метаморфических карбонатных пород. В сб. Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Кицул В. И. 1966а. Кристаллооптические свойства и химический состав амфиболов из метаморфических пород иенгрской серии и унгрийского комплекса Алданского щита. В сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Кицул В. И. 1966б. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород иенгрской серии и унгрийского комплекса Алданского щита. В сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Кицул В. И. 1966 г. Химические анализы биотитов из метаморфических пород иенгрской серии и унгрийского комплекса Алданского щита. В сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Кицул В. И., Лазебник К. А. 1966. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме «унгрийского клина»). В сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Клинов Л. В. 1965. Геологическое строение западной части Земли Эндерби. Тр. САЭ, т. 44.
- Клинов Л. В., Равич М. Г., Соловьев Д. С. 1965. Чарнокиты Восточной Антарктиды. В сб.: Антарктика, докл. комиссии, 1964 г.
- Коленко Б. З. 1926. Кордиеритовые гранулиты и келефитовая структура. Тр. инст. прикл. химии, вып. 24.
- Колотухина С. Е. 1963. Концентрация редких земель в гранито-гнейсах архейского фундамента Африки. Тр. ИМГРЭ, вып. 17.
- Коржинский Д. С. 1933. Геология и полезные ископаемые южного района Якутской АССР. Тр. СОПС АН СССР, вып. 2.
- Коржинский Д. С. 1935. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41.
- Коржинский Д. С. 1939. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. В сб.: Стратиграфия СССР, т. 1, Госгеолтехиздат, М.
- Коржинский Д. С. 1940. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. ИГН АН СССР, вып. 12.
- Коржинский Д. С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. Изд. АН СССР, М.
- Коржинский Д. С. 1962. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. Тр. Вост.-Сиб. геол. инст., сер. геол., вып. 5.
- Коржинский Д. С. 1963. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Кориковский С. П. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. Изд. «Наука», М.
- Косой А. Л., Франк-Каменецкий В. А. 1966. Рентгеновское изучение изоморфизма в нефелине из Ловозерского щелочного массива. Геохимия, № 1.
- Кратц К. О. 1963. Геология карелий Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Кратц К. О., Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б. 1968. Геохронология докембрия Балтийского щита. МГК, XXIII сесс., докл. сов. геол., пробл. 4, М.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Яскеевич Н. И., Борисова К. Д., Сокол Р. С. 1968. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Изд. «Наука», Л.
- Кратц К. О., Чернов В. М. 1970. Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. В сб.: Литология докембрия, изд. «Наука», Л.
- Кудрявцев В. А. 1966. Архей бассейна р. Сутам. В сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Кулиш Е. А. 1967. Гранаты Алданского щита. Геология и геофизика, № 5.

- Кулиш Е. А., Ромашкин А. И. 1968. Химический состав иенгрской серии Алданского архея и продуктов ее гранитизации. ДАН СССР, т. 181, № 4.
- Лавренко Е. И. 1953. Гранаты алданского комплекса. Минер. сб. Львовск.-геол. общ., № 7.
- Лавренко Е. И. 1957. Парагенетические соотношения в богатых глиноземом кристаллических сланцах и гнейсах алданского комплекса. Зап. ВМО, вып. 1.
- Лазарев А. Н. 1968. Колебательные спектры и строение силикатов. Изд. «Наука», Л.
- Лазебник К. А. 1966. Чарнокиты западной части Алданского щита и некоторые вопросы их генезиса. В сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Лазько Е. М. 1956. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львовск. унив.
- Лебедев В. И. 1964. Гранаты и биотиты пород ладожской формации и их петрологическое значение. В сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2, изд. ЛГУ.
- Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Потоцкая В. Е., Прудников Е. Д., Шапкина Ю. С., Юровая Г. М. 1964. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород Северо-Западного Приладожья. В сб.: Минералогия и геохимия, вып. 1, изд. ЛГУ.
- Лик Б. Э. 1967. Соотношение между составом известковистых амфиболов и степенью метаморфизма. В сб.: Природа метаморфизма, изд. «Мир», М.
- Литвин А. Л. 1964. Железистость роговых обманок некоторых гранитоидов и метаморфических пород бассейна рек Горного и Гнилого Тикичей. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 18, вып. 1.
- Литвин А. Л., Никитина Л. П. 1969а. Кристаллические структуры обыкновенных роговых обманок метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. В сб.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы, изд. «Недра», Л.
- Литвин А. Л., Никитина Л. П. 1969б. Параметры ячеек и некоторые вопросы кристаллохимии роговых обманок из амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. В сб.: Материалы IV Всес. петрологич. совещ., Баку.
- Лутц Б. Г. 1964. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. Изд. «Наука», М.
- Лутц Б. Г. 1966. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. В сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. 1966. Геологическое строение центральной части Алданского щита. В сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Макухіна Г. О. 1960. Амфіболи з метаморфічного комплексу Верхівцевської та Чортомлицької магнітних аномалій. В сб.: Матер. з мінерал. Укр., вид. АН УРСР, Київ.
- Маракушев А. А. 1961. Парагенезис пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита. В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1, Изд. АН СССР, М.
- Маракушев А. А. 1964. Экстремумы некоторых минеральных равновесий в связи с геохимическим режимом метаморфизма и метасоматизма. В сб.: Химия земной коры, т. II, изд. «Наука», М.
- Маракушев А. А. 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд. «Наука», М.
- Маракушев А. А. 1966. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Маракушев А. А. 1967. Влияние температуры на равновесие оливинов и пироксенов. В сб.: Физ.-хим. и др. вопр. метаморфизма и метасоматизма, изд. «Наука», М.
- Маракушев А. А. 1968. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд. «Наука», М.
- Маракушев А. А. 1969. О термодинамических исследованиях в минералогии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Маракушев А. А., Кудрявцев В. А. 1966. Парагенезис гиперстена с силлиманитом и его петрологическое значение. ДАН СССР, т. 164, № 1.
- Маракушев А. А., Полин Ю. К. 1962. Эклогитовые кристаллические сланцы и условия их образования. Геология и геофизика, № 1.
- Масленников В. А., Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б., Прияткина Л. А., Борисова К. Д. 1962. Гранитоиды Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, 1.
- Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А. 1969. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос. ДАН СССР, т. 184, № 5.

- Мошкин В. Н. 1963. Докембрий восточной части Станового хребта. Стратиграфия СССР, т. 1, Госгеолтехиздат, М.
- Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Зленко Н. Д. 1967. Раннедокембрейские интрузивные образования хр. Джугджура и восточной части хр. Станового. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 122.
- Наливкина Э. Б. 1964. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. Изд. «Недра», Л.
- Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Кац А. Р., Копаевич Л. В., Седова И. С. 1962. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. Геология и геофизика, № 11.
- Никитина Л. П. 1963. Железистость железо-магнезиальных слюд метаморфических пород. Зап. ВМО, ч. 92, 1.
- Никитина Л. П., Зевелева Е. Е., Марчак В. П. 1967. Изоморфизм железа и магния в сосуществующих железо-магнезиальных минералах основных гранулитов Восточного Саяна. Геохимия, № 8.
- Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузиков И. П., Дав В. Н., Авдонцев Н. А. 1964. Докембрий юго-западной части Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 18.
- Никитина Л. П., Хильтова В. Я. 1964. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. В сб.: Петрография изверженных пород Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Ормонт Б. Ф. 1950. Структура неорганических веществ. Гос. изд. техн.-теор. лит., М.—Л.
- Паулинг Л. 1952. Природа химических связей. Изд. ИЛ, М.
- Перчук Л. Л. 1965. Парагенезис нефелина со щелочным полевым шпатом как показатель термодинамических условий минерального равновесия. ДАН СССР, т. 161, № 4.
- Перчук Л. Л. 1966а. Исследование некоторых минеральных равновесий в связи о проблемой фазий щелочности и глубинности нефелиновых сиенитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Перчук Л. Л. 1966б. Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами от температуры. ДАН СССР, т. 163, 4—6.
- Перчук Л. Л. 1967а. Анализ термодинамических минеральных равновесий в амфиболово-гранатовых породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Перчук Л. Л. 1967б. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эклогитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Перчук Л. Л. 1968а. Принцип влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Перчук Л. Л. 1968б. Равновесие биотита с гранатом в метаморфических породах. В сб.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий, изд. «Недра», М.
- Перчук Л. Л. 1968в. Влияние температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Перчук Л. Л. 1970. Равновесия породообразующих минералов. Изд. «Наука», М.
- Питчер У. С. 1967. Полиморфные модификации силиката алюминия. В сб.: Природа метаморфизма, изд. «Мир», М.
- Плюснина И. П. 1967. Инфракрасные спектры силикатов. Изд. МГУ, М.
- Полканов А. А. 1937. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова. МГК, XVII сесс., путеводитель, М.—Л.
- Полканов А. А. 1939. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенно-скандинавского кристаллического щита. МГК, XVII сесс., т. II, М.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1960. Геохронология докембрая Балтийского щита. МГК, XXI сесс., докл. сов. геол., пробл. 3, М.—Л.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1964. Предварительная возрастная шкала докембрая—герцинид Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19.
- Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. 1965. Докембрий Восточной Антарктиды. Изд. Недра, М.
- Родионов Г. Г. 1964. Классификация пегматитов и особенности процессов пегматитообразования. Тр. ВИМС, вып. 22.
- Рябчиков И. Д. 1962. Термодинамическое вычисление коэффициентов распределения изоморфных примесей в силикатных системах. Геохимия, 8.
- Рябчиков И. Д. 1965. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. Изд. Наука, М.
- Салье М. Е., Дук В. Л., Бугрова В. Д. 1966. Некоторые вопросы геологии внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана.

- В сб.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.
- Самойлович М. И., Новожилов А. И., Сергеев-Бобе А. А. 1966. Исследование микроизоморфизма в слюдах методом элементарного paramagnитного резонанса. Тезисы докл. на симп. по пробл. изоморфизма, Л.
- Сердюченко Д. П. 1948. О кристаллохимической роли титана в слюдах. ДАН СССР, т. 59, № 4.
- Сердюченко Д. П. 1961. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. В сб.: Очерки по металлогенезу осадочных пород, изд. АН СССР, М.—Л.
- Сердюченко Д. П. 1966. О некоторых типах изоморфных замещений в слюдах. Тезисы докл. на симп. по пробл. изоморфизма, Л.
- Соболев В. С. 1949. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. унив.
- Соболев В. С. 1965. Влияние давления на пределы изоморфных замещений. ДАН СССР, т. 160, № 2.
- Соболев В. С., Добрецов Н. П., Хлестов В. В. 1966. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. ДАН СССР, т. 166, № 2.
- Соболев Н. В. 1964. Парагенетические типы гранатов. Изд. АН СССР, Новосибирск.
- Соколов Ю. М. 1970. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Изд. «Наука», Л.
- Стенар М. М., Володичев О. И. 1969. К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в западном Беломорье. В сб. Региональный метаморфизм и метаморфич. рудообразование, изд. «Наука», Л.
- Судовиков Н. Г. 1954. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. ЛАГЕД АН СССР, в. 4.
- Судовиков Н. Г. 1962. Условия эндогенного рудообразования в докембрии. Уч. зап. ЛГУ, геохимия, вып. 13.
- Судовиков Н. Г. 1964. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Изд. ЛГУ.
- Судовиков Н. Г. 1967. Принципы металлогенического анализа докембрийских областей. В сб.: Проблемы изучения геологии докембра, изд. «Наука», Л.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд. «Наука», Л.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. 1970. Геология глубинных зон подвижных поясов на примере Северного Приладожья. Изд. «Наука», Л.
- Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А. 1962. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горно-промышленного района. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Суслова С. Н. 1970. К вопросу о литологическом составе глейсо-сланцевой толщи тундры Тальд (Кольский полуостров). В сб.: Проблемы литологии докембра, изд. «Наука», Л.
- Тернер Ф. Дж. 1951. Эволюция метаморфических пород. Изд. ИЛ, М.
- Тепикин В. Е. 1966. О координации титана в слюде. В сб.: Конституция и свойства минералов, изд. «Наукова думка», Киев.
- Ткачук Л. Г., Данилович Ю. Л. 1965. Некоторые особенности минерального состава и метаморфизма амфиболитов Раховского кристаллического массива. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 19, 1.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Горощенко Г. Л. 1968. О возрасте гранулитов Балтийского щита. Геохимия, № 9.
- Турнок А. К. 1963. Шпинели. В сб.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии, изд. ИЛ, М.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. 1962. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Изд. ИЛ, М.
- Фостер М. Л. 1965. Отношение зарядов в диоктаэдрических и триоктаэдрических слюдах. В сб.: Вопросы геологии и минералогии слюд, изд. «Мир», М.
- Фрумкин И. М. 1961. Новые данные по стратиграфии архея Алданского щита. Тр. межведомств. совещ. по разработке утифицир. стратигр. схем Якутской АССР, тез. докл., Л.
- Харитонов Л. Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. «Недра», М.—Л.
- Хейкер Д. М., Зевин Л. С. 1963. Рентгеновская дифрактометрия. Госизд. физ.-мат. лит., М.
- Хильтова В. Я., Крылов И. Н. 1964. Докембрый центральной части Восточного Саяна. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 18.
- Хитаров Н. И. 1969. Международный симпозиум по фазовым превращениям и глубинам земли (Австралия). Геохимия, № 5.

- Хорева Б. Я. 1966. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. Геотектоника, № 6.
- Шемякин В. М., Афанасьев Л. И., Терентьев М. В. 1967. Гидротекtonический, содержащий ромбический пироксен из чарнокитов Северной Карелии. ДАН СССР, т. 175, № 2.
- Шенгелая Д. М. 1968. Гранулитовая фауна Большого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Широбоков И. М. 1961. Китайское месторождение силлиманитовых сланцев. Матер. по геол. и полезн. ископ. Иркутской обл., вып. 1, Иркутск.
- Шнейдерхен Г. 1958. Рудные месторождения. Изд. ИЛ, М.
- Шульдинер В. И. 1966. Кварц-кордиеритовые симплектиты в архейских породах Северо-Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. 1962. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14.
- Шуркин К. А. 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. В сб.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита, изд. «Наука», Л.
- Эз В. 1968. Особенности складчатой структуры ультратаматоморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита. МГК, XXIII сесс., докл. сов. геол., пробл. 4, М.
- Эскола П. 1967. Докембрий Финляндии. В сб.: Докембрий Скандинавии, изд. «Мир», М.
- Albee A. L. 1965. Distribution of Fe, Mg, and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages. J. Geol., v. 73, 1.
- Atlas L. 1952. The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid state equilibria in the system $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$. J. Geol., v. 60, 2.
- Bancroft G. M., Burns R. G., Howie R. A. 1967. Determination of cation distribution in orthopyroxene by the Mössbauer effect. Nature, 213, 5082.
- Bancroft G. M., Burns R. G., Maddock A. G., Strens R. G. 1966. Cation distribution in anthophyllite from Mössbauer and infrared spectroscopy. Nature, 212, 5065.
- Bancroft G. M., Maddock A. G., Burns R. G. 1967. Applications of the Mössbauer effect to silicate mineralogy. I. Iron silicates of known crystal structure. Geochem. et Cosmochim. acta, v. 31, 11.
- Banno S., Tatsuzumi T., Ogura Y., Katsuma T. 1965. Petrographic studies on rocks from the area around Lützow—Holmbukta. Antarctic Geology, Elsevier, Amsterdam.
- Barth T. F. W. 1936. Structural and petrologic studies in Dutchess County, NY. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, 11.
- Barth T. F. W. 1951. The feldspar geologic thermometer. N. Jb. Miner. Abh. Bd. 82.
- Barth T. F. W. 1962. The feldspar geologic thermometer. Norsk. Geol. Tidss., Bd. 42, 2.
- Bartholome P. 1962. Iron-magnesium ratio in associated pyroxenes and olivines. Petrological Studies: a volume to honour A. Buddington.
- Behr H. J. 1961. Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges. Freib. Forschung., C 119.
- Behr H. J., Fritsch E., Freiberg L. M. 1965. Die Granulite von Zöblitz im Erzgebirge als Beispiel für Granulitbildung in Tiefreichen den Scherhorizonten. Krystalinikum, 3.
- Binns R. A. 1962. Metamorphic pyroxenes from the Broken Hill district, New South Wales. Miner. Mag., v. 33, 259.
- Binns R. A. 1964. Zones of progressive regional metamorphism in Willyama complex, Broken Hill district, New South Wales. J. Geol. Soc. Austral., v. 11, pt. 2.
- Binns R. A. 1965a. Hornblendes from some basic hornfelses in the New England region, New South Wales. Miner. Mag., Tilley vol., 34.
- Binns R. A. 1965b. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama complex, Broken Hill district, New South Wales. Part 1. Hornblendes. Miner. Mag., v. 35, 270.
- Binns R. A. 1965c. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama complex, Broken Hill district, New South Wales. Part 2. Pyroxene, garnets, plagioclases, and opaque oxides. Miner. Mag., v. 35, 272.
- Blaxam T. W., Allen J. B. 1960. Glauconite-schist, eclogite and associated rocks from Knockormal in the Girvan-Ballatree complex, South Ayshir. Trans. Roy. Soc., Edinburgh, v. 64, 1.
- Bowen N. L. 1940. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. J. Geol., v. 48, 3.
- Boyd F. R., England J. L. 1960. Minerals of the mantle: aluminous enstatite. Rept. geophys. lab., Carnegie Inst., 59.

- Brown P. E. 1961. Co-existing pyroxenes. *Geol. Mag.*, v. 98, 6.
- Bryant E. C. 1960. Statistical analysis. McGraw-Hill, NY.
- Buddington A. 1939. Adirondack igneous rock and their metamorphism. *Geol. Soc. Am., Mem.* 7.
- Buddington A. 1952. Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic, syenitic, and quartz syenitic rocks. *Am. J. Sci., Bowen vol.*
- Buddington A. 1960. The origin of anorthosite; re-evaluated. *Geol. Surv. India Rec.*, v. 86, pt. 3.
- Buddington A. 1963. Isogrades and the role of H_2O in metamorphic facies of orthogneisses of the northwest Adirondack area, New York. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 74, 9.
- Buerger M. J., Klein C. E., Donnay G. 1954. Determination of the crystal structure of nepheline. *Am. Miner.*, v. 39, 9–10.
- Burnham Ch. W. 1967. Ferrosilite. *Carn. Inst. Yb.* 65, Wash.
- Carter N. L., Christie J. M., Griggs D. T. 1964. Experimental deformation and recrystallisation of quartz. *J. Geol.*, v. 72, 6.
- Carmichael J. S. E. 1963. The occurrence of magnesian pyroxenes and magnetite in porphyritic acid glasses. *Miner. Mag.*, v. 33, 260.
- Challis G. A. 1965. The origin of New Zealand ultramafic intrusions. *J. Petrol.*, v. 6, 2.
- Clark L. 1967. Differential retrogressive metamorphism in granulites of the Karasuc Group, Karamoja, Uganda. *Geol. Mag.*, v. 104, 3.
- Clark S. P., Schairer J. F., Neufville de J. 1962. Phase relations in the system $CaMgSi_2O_6$ – $CaAl_2SiO_6$ – SiO_2 at low and high pressure. *Carneg. Inst. Yb.*, 61.
- Coleman R. C. 1962. Effect of ionic substitution on the unit-cell dimensions of synthetic diopside. *Petrologic studies*, Buddington vol.
- Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 76, 5.
- Colville P. A., Ernst W. G., Gilbert M. G. 1966. Relationships between cell parameters and chemical compositions of monoclinic amphiboles. *Am. Miner.*, v. 51, 11–12.
- Den Tex E. 1965. Metamorphic lineages of orogenic plutonism. *Geol. en Mijnb.*, 44 jaarg, 4, 1.
- Devarajan T. C., Sadasivaiyah. 1966. Pyroxene-quartz-magnetite rocks from Satnur-Halguri area, Mysore State. *J. Geol. Soc. India*, v. 7.
- De Waard D. 1965. The occurrence of garnet in the granulite-facies terrain of Adirondack Highlands. *J. Petrol.*, v. 6, 1.
- De Waard D. 1966. The biotite-cordierite-almandine subfacies of the hornblende-granulite facies. *Canad. Miner.*, v. 8, pt 4.
- De Waard D. 1967. The occurrence of garnet in the granulite-facies terrain of the Adirondack Highlands and elsewhere; an amplification and a reply. *J. Petrol.*, v. 8, 2.
- Dodd R. T. 1963. Garnet-pyroxene gneisses in the Hudson Highlands at Bear Mountain. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 73.
- Donnay G., Schairer J. F., Donnay J. B. H. 1959. Nepheline solid solutions. *Miner. Mag.*, v. 32, 245.
- Dunn J. A. 1932. Reaction minerals in a garnet-cordierite gneiss from Modok, India. *Geol. Surv. Rec.*, 65.
- Eade K. E., Fahrig W. F., Maxwell J. A. 1966. Composition of crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism. *Nature*, v. 211, 5055.
- Engel A. E. J., Engel C. G. 1958. Progressive metamorphism and granitization of the major paragenesis, northwest Adirondack Mountains New York. Part 1. Total rock. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 69, 11.
- Engel A. E. J., Engel C. G. 1960a. Progressive metamorphism and granitization of the major paragenesis, northwest Adirondack Mountains, New York. Part 2. Mineralogy. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 71, 1.
- Engel A. E. J., Engel C. G. 1960b. Migration of elements during metamorphism in the northwest Adirondack Mountains, New York. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 400-B.
- Engel A. E. J., Engel C. G. 1962. Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, northwest Adirondack Mountains, New York. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 73, 12.
- Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. 1964. Mineralogy of amphibolite interlayers in the gneiss complex, northwest Adirondack Mountains, New York. *J. Geol.*, v. 72, 2.
- Ernst W. G. 1965. Polymorphism in alkali amphiboles. *Am. Miner.*, v. 48, 3–4.
- Eskola P. 1921. On the eclogites of Norway. *Vidensk. Skrift., Math-Nat.*, 8.

- E sk o l a P. 1939. Die metamorphen Gesteine, in: Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P. Die Entstehung der Gesteine, Berlin.
- E sk o l a P. 1949. The problem of mantled gneiss domes. Q. J. Geol. Soc., v. 104, 416.
- E sk o l a P. 1952. On the granulite of Lapland. Amer. J. Sci., Bowen vol.
- E sk o l a P. 1961. Über Finnische Granulite und ihren Mineralbestand. N. Jb. Miner. Abh., 96, Hf. 2—3.
- F e r m o r P. 1948. On pressure. Fin. Acad. Sci., Proc.
- F o s l i e S. 1945. Hastingsites and amphibolites from the epidote-amphibolite facies. Norsk. Geol. Tidsskr., 25.
- F r o s t M. Y. 1962. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende. Geol., Mag. v. 99, 5.
- G h o s e S. 1965a. A scheme of cation distribution in amphiboles. Miner. Mag., v. 35, 269.
- G h o s e S. 1965b. Mg^{+2} - Fe^{+2} order in orthopyroxene, $MgO_{0.93}Fe_{1.07}Si_2O_6$. Z. Krist., 122, 1—2.
- G h o s e S., H a f f h e r S. 1967. Mg^{+2} - Fe^{+2} distribution in metamorphic orthopyroxenes. Z. Krist., 125, 1.
- G r e e n D. H. 1964. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. J. Petrol., v. 5, 1.
- G r e e n D. H., R i n g w o o d A. E. 1964. Fractionation of basalt magmas at high pressures. Nature, 201, 4926.
- G r e e n D. H., R i n g w o o d A. E. 1966. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological application; Petrology of upper mantle. Dept. Geophys. Geochem., Austr. Nat. Univ., Publ. 444.
- G r o v e s A. W. 1935. The charnockite series of Uganda, British East Africa. Q. J. Geol. Soc. London, v. 41, 91.
- O' H a r a M. J. 1960. A garnet-hornblende-pyroxene rock from Glenelg, Inverness-shire. Geol. Mag., v. 97, 2.
- O' H a r a M. J. 1961. Petrology of the Scouril dyke, Suthisland. Miner. Mag., v. 32, 254.
- H a y a m a V. 1959. Some consideration on the color of biotite and its relation to metamorphism. J. Geol. Soc. Japan, v. 65, 760.
- H e n r i c h E. W. 1946. Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series. Am. J. Sci., v. 244, 12.
- H e n d r i c k s S. B., J e f e r s o n M. E. 1939. Polymorphism of the micas with optical measurement. Am. Miner., v. 24, 12.
- H e n t s c h e l H. 1937. Die Eklogite von Gilsburg im Sächsischen Granulitgebirge und seine metamorphen Umwandlungsstufen. Min. Petr. Mitt., 49, H. 1.
- H e s s H. H. 1952. Orthopyroxenes of the Bushveld type; ionic substitution and changes in unit cell dimension. Am. J. Sci., Bowen vol.
- H i e t a n e n A. 1943. Über das Grundgebirge des Kalantgebietes im südwestlichen Finnland. Ann. Acad. Sci. Fenn., ser. A, 6.
- H i e t a n e n A. 1947. Archean geology of the Turku district in SW Finland. Geol. Soc. Am., Bull., v. 58, 11.
- H i e t a n e n A. 1967. On the facies series in various types of metamorphism. J. Geol., v. 75, 2.
- H o l l a n d Th. H. 1900. The charnockite series, a group of archean hypersthenic rocks in Peninsular India. Mem. Geol. Surv. India, 28, 2.
- H o l m e s A. 1937. Contribution to the petrology of kimberlite and its inclusions. Soc. S. Africa, v. 39.
- H o w i e R. A. 1955. The geochemistry of charnockite series of Madras, India. Proc. Roy. Soc. Edinburgh, v. 62, 3.
- H o w i e R. A. 1963. Cell parametres of orthopyroxenes. Miner. Soc. Am., Spec. Paper, 1.
- H o w i e R. A. 1964. The charnockites. Sci. Progress, 52, 208.
- H o w i e R. A., S m i t h J. V. X-ray emission microanalysis of rockforming minerals. V. Orthopyroxenes. J. Geol., v. 74, 4.
- H o w i e R. A., S u b r a m a n i a m A. 1957. The paragenesis of garnet in charnockite, enderbite and related granulites. Miner. Mag., v. 31, 138.
- H o u n s l o w A. W., M o o r e J. M. 1967. Chemical petrology of Grenville schists near Fernlight, Ontario. J. Petrol., v. 8, 1.
- H s u K. 1955. Granulites and mylonites of the region about Cucamonga and San Antonio Canyons, San Gabriel Mountains, California. Univ. Calif., Publ. Geol. Sci., v. 30, 4.
- H s u K. 1955. Monometamorphism, polimetamorphism and retrograde metamorphism. Am. J. Sci., v. 253, 4.
- I i y a m a J. T. 1968. Etude experimentale de la distribution d'elements en traces entre deux feldspaths; feldspath potassique et plagioclase coexistante. I. Distribution de Rb, Cs, Sr et Ba à 600° C. Bull. Soc. Franc. Miner. Cristal., t. 91, 2.
- J a c o b I., P a r g a P o n d a l I. 1932. Beiträge zur chemischen Konstitution des Glimmer. X Mitteilung; über der Rolle des Titans in der Phlogopiten. Z. Krist., Bd. 82, Hf. 3—4.
- J o p l i n G. A. 1968. A petrography of Australian metamorphic rocks. Elsevier, NY.

- Katz M. 1968a. The fabric of granulites of Mount Tremblant Park, Quebec, Canada. *Canad. J. Earth. Sci.*, v. 5, 4.
- Katz M. 1968b. The nomenclature and classification of granulites and related rocks of Mount Tremblant Park, Quebec, Canada. *J. Geol. Soc. India*, v. 9, 2.
- Klimov L. V. 1960. Charnockites of East Antarctic. *Union Geod. Geophys., Monogr.* 5, Paris.
- Knorr O., Kennedy W. A. 1958. The mineral paragenesis and metamorphic status of garnet-hornblende-pyroxene-scapolite gneiss from Chand. *Miner. Mag.*, v. 31, 241.
- Kostyuk E. A., Sobolev V. S. 1969. Paragenetic types of calciferous amphiboles of metamorphic rocks. *Lithos*, v. 2, 1.
- Krank S. H. 1961. A study of phase equilibrium in metamorphic iron formation. *J. Petrol.*, v. 2.
- Kretz R. 1959. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec with emphasis on distribution of elements in co-existing minerals. *J. Geol.*, v. 67, 4.
- Kretz R. 1961. Some application of thermodynamics to co-existing minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene, and orthopyroxene-garnet. *J. Geol.*, v. 69, 4.
- Kretz R. 1963. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *J. Geol.*, v. 71, 6.
- Kushiro I., Yoder H. S. 1966. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reaction and their bearing on the basalt eclogite formation. *J. Petrol.*, v. 7, 3.
- Kunitz W. 1924. Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und den physikalisch optischen Eigenschaften innerhalb der Glimmergruppe. *N. Jb. Miner. H.* 50.
- Leeamandam C. 1967. Chemical study of pyroxenes from charnockitic rocks from Kondapalli (Andra Pradesh), India, with emphasis on the distribution of elements in co-existing pyroxenes. *Miner. Mag.*, v. 2, 1.
- Lehman J. 1884. Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinische Scheifergebirge mit besonders Bezugnahme auf das Sachsische Granulitgebirge. Bonn.
- Machatschki F. 1930. Die Formel des Astrophilites und seine Beziehungen zu den Glimmern. *Zbl. f. Min., Abt., A*, 6.
- Matsui Y., Syono Y., Akimoto S., Kitayama K. 1968. Unit cell dimensions of some synthetic orthopyroxene group solid solution. *Geochem. J.*, v. 2, 4.
- Miyashiro A. 1956. Data on garnet-biotite in some metamorphic rocks of the Ryoke-zone. *J. Geol. Soc. Japan*, v. 62, 375.
- Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, v. 2, 3.
- Miyashiro A., Seki Y. 1958. Mineral assemblages and subfacies of the glauconephane schist facies. *Japan J. Geol. Geogr.*, 29, 4.
- Mueller P. F. 1961. Analysis of relations among Mg, Fe, and Mn in certain metamorphic minerals. *Geochem. Cosmochim. Acta*, v. 25, 4.
- Mueller P. F. 1962. Energetics of certain silicate solid solutions. *Geochem. Cosmochim. Acta*, v. 25, 5.
- Muir J. D., Tillary C. E. 1957. Contributions to the petrology of Hawaii basalts. *Am. J. Sci.*, v. 255, 4.
- Nixon P. H., Knorr O., Cooke J. M. 1963. Kimberlites and associated inclusions of Basutoland mineralogical and geochemical study. *Am. Miner.*, v. 48, 9-10.
- Oki V. 1961. Biotite in metamorphic rocks. *Japan J. Geol. Geogr.*, 32, 3-4.
- Onuki H. 1966. Mg-Fe²⁺ distribution between coexisting hornblende and Carich pyroxene. *J. Japan Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, v. 56, 6.
- Parras K. 1958. On the charnockites in the light of highly metamorphic rock complex in south-western Finland. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 181.
- Phinney W. G. 1963. Phase of equilibria in the metamorphic rocks of St. Paul Island and Cape North. *J. Petrol.*, v. 4, 1.
- Pichamuthu C. S. 1953. The charnockite problem. *Mysore Geol. Assoc., Bangalore*.
- Pulvertaft T. C. R. 1968. The Precambrian stratigraphy of western Greenland. *I. G. C., Rept. 23 sess., sec. 11.*
- Quensel P. 1951. The charnockites of the Varberg district on the southern coast of Sweden. *Arkiv Miner. Geol.*, Bd. 1, 10.
- Rabkin M. I. 1968. On depth conditions of regional metamorphism of the Anabar shield. *I. G. C., Rept. 23 sess., sec. 4.*
- Ramsay W. 1902. Om de prekambriska formationerna och Bergveckningen i den sydöstra delen av Fennoskandia. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 24.
- Ramberg H. 1948. Titanic iron ores formed by dissociation of silicates in granulite facies. *Econ. Geol.*, v. 42, 7.

- R a m b e r g H. 1951 Remarks on the average chemical composition of granulite facies and amphibolite to epidote-amphibolite facies gneisses in West Greenland. *Meddel. Dansk. Geol. Forening.*, Bd. 12, H. 1.
- R a m b e r g H. 1952a. Chemical bonds and distribution of cations in silicates. *J. Geol.*, v. 60, 4.
- R a m b e r g H. 1952b. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. *Univ. Chicago Press*.
- R a m b e r g H., De V o r e G. 1951. The distribution of Fe^{++} and Mg^{++} in coexisting olivines and pyroxenes. *J. Geol.*, v. 59, 3.
- R e a d H. H. 1957. The granite controversy. *T. Murby, London*.
- R i c h a r d s o n S. W., G i l b e r t M. G., B e l l P. M. 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria, the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.*, v. 267, 3.
- R o a c h R. A., D u f f e l l S. 1968. The pyroxene of the Mount Wright maparea, Quebec—Newfoundland. *Bull. Geol. Surv. Canada*, 162.
- R o s s C. S., F o s t e r M. D., M y e r s A. F. 1954. Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. *Am. Miner.*, v. 39, 9—10.
- R o t h s t e i n A. T. V. 1958. Pyroxenes from the Dawros peridotite and some comments on their nature. *Geol. Mag.*, v. 95, 6.
- S a h a m a T. G. 1936. Die Regelung von Quartz und Cumberland in den Gesteinen der Finnisch Lappländischen Granulit Formation. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 113.
- S a k a t a Y. 1957. Unit cell dimension of synthetic aluminian diopsides. *Japan J. Geol. Geogr.*, 28, 4.
- S a x e n a S. K. 1968a. Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet. *Am. Miner.*, v. 53, 5—6.
- S a x e n a S. K. 1968b. Crystal chemical aspects of distribution among certain coexisting rockforming silicates. *N. Jb. Miner. Abh.*, b. 108, Hf. 3.
- S a x e n a S. K. 1969a. Distribution of elements in coexisting minerals and the problem of chemical disequilibrium in metamorphosed basic rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, v. 20, 2.
- S a x e n a S. K. 1969b. Silicate solid solution and geothermometry. *Contr. Miner. Petrol.*, v. 21, 4.
- S a x e n a S. K., H o l l a n d e r N. B. 1969. Distribution of iron and magnesium in charnockite rocks, Halmstad, Sweden. *N. Jb. Miner. Mon.*, Hf. 2.
- S a l l i I. 1964. The structure and stratigraphy of the Ylivieska-Himanka schist area, Finland. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 211.
- S a n d e r B. 1950. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Springer-Verlag, Vienna.
- S a v o l a h t i A. 1966. On rocks containing garnet, hypersthene, cordierite, and gedrite in the Kiurusevi region, Finland. Part 1: Yuurikkajarvi. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 222.
- S c h a i r e r J. F., B o y d F. R. 1957. Pyroxenes: the joint MgSiO_3 — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. *Carneg. Inst. Jb.*, 56.
- S c h a r b e r t G. H. 1963. Die granulite der südlichen Bohemische Masse. *Geol. Rundschau*, 52, Hf. 1.
- S c h e u m a n n K. H. 1954. Bemerkungen zur Genese der Gesteins und mineralfazies der Granulite. *Geologie*, 3, 2.
- S c h e u m a n n K. H. 1961. «Granulit» eine petrographische definition. *N. Jb. Miner. Mon.*, Hf. 4.
- S c h e u m a n n K. H., B o c h T. 1961. Die stellung des cordierites in metatektischen granulit-derivation des sachischen granulitgebirges. Berlin.
- S c h r e y e r W. 1965. Zur Stabilität des Ferrocordierits. *Beitr. Miner. Petr.*, v. 11, Hf. 3.
- S c h r e y e r W. 1968. A reconnaissance study of the system MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O at pressure between 10 and 25 kb. *Carnegie Inst. Jb.*, 66.
- S c h r e y e r W., S e i f e r t F. 1969. Compatibility relations of the aluminum silicates in the system MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O and K_2O — MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O at high pressures. *Am. J. Sci.*, v. 267, 3.
- S c h u i l i n g R. D. 1963. Some remarks concerning the scarcity of retrograde vs. progressive metamorphism. *Geol. Mijnbow*, 42, 5.
- S c l a r C. B., C a r r i s o n L. C., S t e w a r t O. M. 1967. High-pressure synthesis of a new hydroxylated pyroxene in the system MgO — SiO_2 — H_2O . *Trans. Am. Geophys. Union*, 48, 1.
- S e n S. K., C h a k r a b o r t y K. R. 1968. Magnesium-iron exchange equilibrium in garnet-biotite and metamorphic grade. *N. Jb. Miner. Abh.*, b. 108, Hf. 2.
- S e n S. K., R e g e S. M. 1968. Distribution of magnesium and iron between metamorphic pyroxenes from Saltora, West Bengal, India. *Miner. Mag.*, v. 35, 273.
- S e n g H. 1931. Die Gefügeeigenschaften von Granuliten. *Miner. Petrogr. Mitt.*, 41.
- S h i d o F. 1958. Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, v. 11, pt. 2.

- Shido F., Miyashiro A. 1959. Hornblendes of basic metamorphic rocks. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 2, v. 12.
- Simonen A. 1960a. Plutonic rocks of Svecofenides of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., 189.
- Simonen A. 1960b. Pre-quaternary rocks of Finland. Bull. Comm. Geol., Finl. 191.
- Smith J. V., Stephenson D. A., Howie R. A., Hey H. 1969. Relations between cell dimensions, chemical composition and site preference in orthopyroxene. Miner. Mag., v. 37, 285.
- Snelling N. L. 1957. Notes on the petrology and mineralogy on the Barrovian metamorphic zones. Geol. Mag., 94, 4.
- Sobolev N. V. 1968. Eklogit-xenolite in den Kimberlitpipes von Jakutien. Chemie der Erde, Bd. 27, Hf. 2.
- Sobolev N. V., Kuznetsova I. K., Zuyzin N. I. 1968. The petrology of grosspyditexenoliths from the Zagadochnaya Kimberlite pipe in Jakutia. J. Petrol., v. 9, 2.
- Sørensen I. 1955. On sapphirine from West Greenland. Meddel. Grönland, 137, 1.
- Stillwell F. L. 1918. The metamorphic rocks of Adelie land. Austr. Ant. Exp. 1911—1914. Sci. Rep., A, 4, pt. 10.
- Subramaniam A. 1959. Charnockite of the type area near Madras. Am. J. Sci., v. 257, 5.
- Subramaniam A. 1962. Pyroxenes and garnets from charnockites and associated granulites. Petrological Studies: a volume to honour A. F. Buddington, Geol. Soc. Amer.
- Tilley C. E. 1936. Enderbite, a new member of charnockite series. Geol. Mag., v. 73, 1.
- Turner F. J. 1968. Metamorphic petrology. McGraw-Hill, NY.
- Vredenburg E. W. 1918. Consideration regarding a possible relationship between the charnockites and the Dharwars. J. Asiatic Soc. Bengal, 14.
- Waard R. F. 1959. Petrology and metamorphism of the Wilmington complex, Delaware, Pensilvania and Maryland. Bull. Geol. Soc. Am., v. 70, 11.
- Warren B. E. 1930. The structure tremolite $H_2Ca_2Mg_5(SiO_3)_8$. Z. Krist., 72, 42.
- Whittaker E. J. W. 1960. The crystal chemistry of the amphiboles. Acta Krist., v. 13, 291.
- Wilson A. P. 1959. The charnockitic rocks of Australia. Geol. Rundschau, 47.
- Wilson A. P. 1960. Charnockitic granite and associated granites of C. Australia. Trans. Roy. Soc. S. Austr., 83.
- Winkler H. 1965. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin.
- Winchell A. N. 1935. The biotite system. Am. Miner., v. 20, 11.
- Wones D. R., Eugster H. P. 1959. Biotites on the joint phlogopite ($KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$) - annite ($KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$). Carnegie Inst. Jb., 58.
- Wones D. R., Eugster H. P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. Am. Miner., v. 50, 9.

О ГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Pредисловие	3
Введение	5
Принятые условные обозначения	8
Глава I. Геологическое положение гранулитовых комплексов (В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, В. Л. Дук, Л. А. Прияткина)	9
Балтийский щит	11
Кольско-Норвежская зона	11
Беломорско-Лапландская зона	13
Центрально-Карельская зона	15
Свекоффенно-Карельская зона	15
Эволюция регионального метаморфизма на Балтийском щите и геологическое положение комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации	16
Алданский щит и Джугджуро-Становая складчатая область	21
Алданский щит	22
Становая зона	23
Тукунгирская зона	24
Эволюция регионального метаморфизма и геологическое положение комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации	25
Геологические типы комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации, их место в древнейшей истории и в эволюции докембрийских подвижных областей	26
Алданский тип	27
Лапландский тип	33
Ладожский тип	40
Примеры прогрессивных переходов амфиболитовой фации в гранулитовую	44
Глава II. Чарнокиты (Л. В. Климонов)	47
Главные генетические типы чарнокитов	48
Петрологические особенности чарнокитов	57
Минеральные ассоциации и условия образования чарнокитов	62
Глава III. Петрология гранулитовых комплексов (Л. П. Никитина, Г. М. Другова, Л. А. Прияткина, В. А. Глебовицкий, В. С. Байкова, Л. В. Климонов, А. Л. Косой, А. Л. Литвин, К. К. Христофоров)	67
Номенклатура	67
Структура и состав пород гранулитовой фации	70
Минералогия пород гранулитовой фации	73
Гранаты	96
Ромбические пироксены	110
Моноклинные пироксены	125
Кальциевые амфиболы	127
Железо-магнезиальные слюды	141
Распределение элементов в сосуществующих минералах гранулитовой фации	146
Распределение Mg и Fe ²⁺ в сосуществующих железо-магнезиальных минералах	151
Распределение Fe ²⁺ и Mg в сосуществующих ромбических и моноклинных пироксенах	151
Распределение Mg и Fe ²⁺ в сосуществующих моноклинных пироксенах и роговых обманках	163
Распределение Mg и Fe ²⁺ в сосуществующих ромбических пироксенах и амфиболах	169
Распределение Fe ²⁺ и Mg в сосуществующих гранатах и биотитах	175
Распределение Fe ²⁺ и Mg в сосуществующих ромбических пироксенах и биотитах	184
Распределение Fe ²⁺ и Mg в сосуществующих биотитах и амфиболах	186
Распределение Mg и Fe ²⁺ в сосуществующих гранатах и ромбических пироксенах	189
Распределение Mg, Fe и Ca в сосуществующих гранатах и моноклинных пироксенах	192
Распределение CaO в сосуществующих моноклинных пироксенах и амфиболах	196
Равновесия железо-магнезиальных минералов в гранулитовой фации	198
Критические реакции и ассоциации гранулитовой фации, границы фации и возможность выделения субфаций	202
Породы, недосыщенные CaO	202
Породы, богатые кальцием	212
Глава IV. Гранулитовая фация в условиях диафтореза амфиболитовой фации (Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий)	221
Заключение	240
Литература	244

И С П Р А В Л Е Н И Я

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует читать</i>
24	24 сверху	Кадаро-Удоканскому	Кодаро-Удоканскому
26	17, 22, 30 сверху	Кадаро-	Кодаро-
127	19 снизу	Кальцевые	Кальциевые
198	Табл. 44, графа 4, 2 снизу	0.393	-0.393
242	20 сверху	антипептиловые	антипертитовые

Гранулитовая фация

2 р. 16 к.

170



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ