

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Л. П. СВИРИДЕНКО

**МЕТАМОРФИЗМ
И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ
В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ
ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Труды

Выпуск 21

Л. П. СВИРИДЕНКО

Метаморфизм
и гранитообразование
в раннем докембрии
Западной Карелии



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
Ленинград · 1974

Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии.
Свириденко Л. П. Изд-во „Наука“. Ленингр. отд., Л., 1974, 1-157.

На территории Западной Карелии наблюдается зависимость петрологии метаморфизма и гранитообразования от условий глубинности. В наиболее низком структурном ярусе, представленном комплексом фундамента ранних карелид, выявлен допротерозойский региональный метаморфизм гранулитовой фации, протекавший в условиях умеренного давления. В протерозое с двумя периодами складчатости – ребольским и селецким – связаны два соответствующих периода метаморфизма и гранитообразования. Ребольский метаморфизм полифациален (зеленосланцевая и амфиболитовая фации) и протекает при давлении примерно 7–8 кбар. В нижнем структурном ярусе он приводит к соответствующим диафторическим преобразованиям пород гранулитовой фации. Селецкий метаморфизм андалузит–силлиманитового типа накладывается на ребольский и приурочен к локальным зонам интенсивных складчатых движений. Гранитообразование в нижнем структурном ярусе связано преимущественно с перекристаллизацией и метаморфической дифференциацией в период складчатых движений плагигнейсов и плагигранито–гнейсов. Инъекционные мигматиты приурочены к линейным зонам повышенной проницаемости. В формировании сложных комплексов протерозойских мигматитов и мигматит–гранитов как в ребольский, так и в селецкий периоды принимают участие два главных процесса: региональная перекристаллизация метаморфического субстрата и инъекционно–метасоматическое воздействие высококалиевого гранитного расплава. Место анатексиса определяется типом метаморфизма. Табл. – 53, рис. – 49, библи. – 149 назв.

Ответственный редактор чл.-корр. АН СССР
К. О. КРАТЦ

С 20805–502
055(02)–74 640–74

© Издательство „Наука“, 1974



ПРЕДИСЛОВИЕ

Западная Карелия - это классическая область развития региональной мигматизации и гранитизации. Широкое распространение комплекса фундамента ранних карелид и гранитизированных собственно геосинклинальных раннекарельских образований способствует выяснению влияния условий глубинности на характер и направленность гранитообразования. На территории Западной Карелии, как ни в одном другом районе Карелии, хорошо сохранились тектонические структуры ребольского периода складчатости и соответственно синтетектонические с данной складчатостью гранитоиды. Отдельными зонами развиты селещкие мигматит-граниты, синтетектонические с селешким периодом складчатости. Это позволяет изучать соотношение и специфику двух нижепротерозойских формаций мигматит-гранитов.

Первые комплексные исследования гранито-гнейсовых полей в Карелии, включающие изучение тектоники процессов плутонизма и метаморфизма, были проведены под руководством К.О. Кратца сотрудниками Института геологии и геохронологии докембрия (Кратц и др., 1969). Они убедительно показали, что историю и роль отдельных процессов в общей последовательности формирования гранито-гнейсовых полей, а также основные геологические и геохронологические этапы их становления можно выявлять и прослеживать в пределах больших площадей.

Главной тенденцией последних лет в изучении ультраметаморфических комплексов является стремление изучить процесс гранитообразования во взаимосвязи с другими геологическими явлениями. Так, в Северном Приладожье процессы ультраметаморфизма изучены во взаимосвязи с метаморфизмом и складчатыми деформациями (Судовиков и др., 1970). Изучена связь кислого магматизма с глубинными разломами (Саранчина, 1969; Фиженко, Шуркин и др., 1971). В настоящей работе мы стремимся продолжить наметившиеся тра-

диции. Последовательность геологических процессов базируется на детальном геологическом картировании.

Исследования, послужившие основой для монографии, начаты в 1965 г. по инициативе и под руководством чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. В период с 1966 по 1969 г. они проводились в Калевальском районе совместно с Ю.И. Лазаревым. В разные периоды в работе принимали участие Л.И. Бельтюкова и В.Н. Кожевников. С 1969 по 1971 г. работы продолжались в Муезерском районе. В 1970 и 1971 гг. в них принимал участие А.С. Семенов.

В монографии используются методы математической статистики (корреляционный анализ, тренд-анализ). Расчеты производились на ЭВМ „Минск-22“ по программам, составленным Е.М. Романовым, В.Л. Файнбергом, О.Л. Рукосуевой. Химические, спектральные и рентгено-структурные анализы выполнены в соответствующих лабораториях Института геологии Карельского филиала АН СССР. Количественно-минералогические подсчеты на интеграционном столике Андина выполнены А.С. Семеновым и Л.Д. Никольской. Оптические константы минералов на федоровском столике определены А.С. Семеновым. Показатели преломления минералов и удельные веса измерялись Л.Д. Никольской.

За оказанную помощь в работе автор приносит благодарность Л.Д. Никольской и А.С. Семенову. Глубокую признательность выражает К.О. Кратцу, В.А. Глебовицкому, А.Н. Неелову, Г.П. Сафроновой и И.С. Седовой за критические замечания по рукописи.

Западная Карелия включает восточную часть Фенно-Карельского антиклинального поднятия и Западно-Карельскую подзону карелид (Кратц, 1963) либо центральную часть Карельского массива (Харитонов, 1966). Для данного региона установлено многоярусное строение (Чернов, Стенарь, 1960; Кратц, 1963; Чернов, 1964; Чернов и др., 1970). Нижний структурный ярус представляет фундамент карелид и по возрасту относится к архею. Следующий структурный ярус формирует собственно геосинклинальные отложения допия, включающие железисто-кремнистые формации гимольской серии (Кратц, 1963; Чернов и др., 1970). Более высокий структурный ярус включает вулканогенно-осадочные образования сумия и сариопия, слагающие ряд унаследованных прогибов. И наконец, верхний структурный ярус объединяет континентальные образования платформенного типа, относимые к среднему протерозою. Хотя существование комплексов, слагающих названные структурные единицы, признается всеми исследователями, изучающими докембрий восточной части Балтийского щита, вопрос о границах между ними остается остродискуссионным.

К комплексу фундамента карелид издавна относят огромные площади региональной мигматизации и гранитизации, среди которых вулканогенно-осадочные образования гимольской серии рассматриваются как тектонические блоки либо как корневые части крупных синклинальных структур, сохранившиеся среди обширных полей архейского фундамента. Первое комплексное изучение геологии и петрологии гранито-гнейсового поля юго-восточной части Фенно-Карельского антиклинального поднятия (Кратц и др., 1969) показало, что среди plutонических пород широким распространением пользуются супра-крупные породы гимольской серии. Установлено, что последние испытали региональную гранитизацию. Аналогичные соотношения гранит-мигматитовых комплексов с нижнепротерозойскими породами установлены в районе озер Нюк (Демидов и др., 1971), Тулос, Ледерского и Лексозеро (Корсакова, 1973).

Проведенные нами исследования показали, что большая часть Западной Карелии представлена регионально мигматизированными и гранитизированными нижнепротерозойскими отложениями. Значительное распространение комплекса фундамента ранних карелид установлено в районах озер Верхнее Куйто (Свириденко, 1968) и Тулос (Корсакова, 1969; Сеницын, Корсакова, 1971), где он слагает отдельные блоки и купола среди более молодых образований (рис. 1, 2).

В геологическом строении района оз. Верхнее Куйто (рис. 3) преобладают плаггиогнейсы и плаггиогранито-гнейсы, по химическому и петрографическому составу аналогичные формации архейских гранодиоритов-тоналитов-плаггиогранитов Кольского полуострова (Батиева, Бельков, 1968), но интенсивно гнейсифицированные в период ребольского тектогенеза. Среди них наблюдаются прослойки пироксеновых амфиболитов, содержащих местами реликтовые ассоциации двупироксеновых гнейсов. В виде единичных прослоев встречаются глиноземистые гнейсы. Породы формируют южное крыло антиклинорной

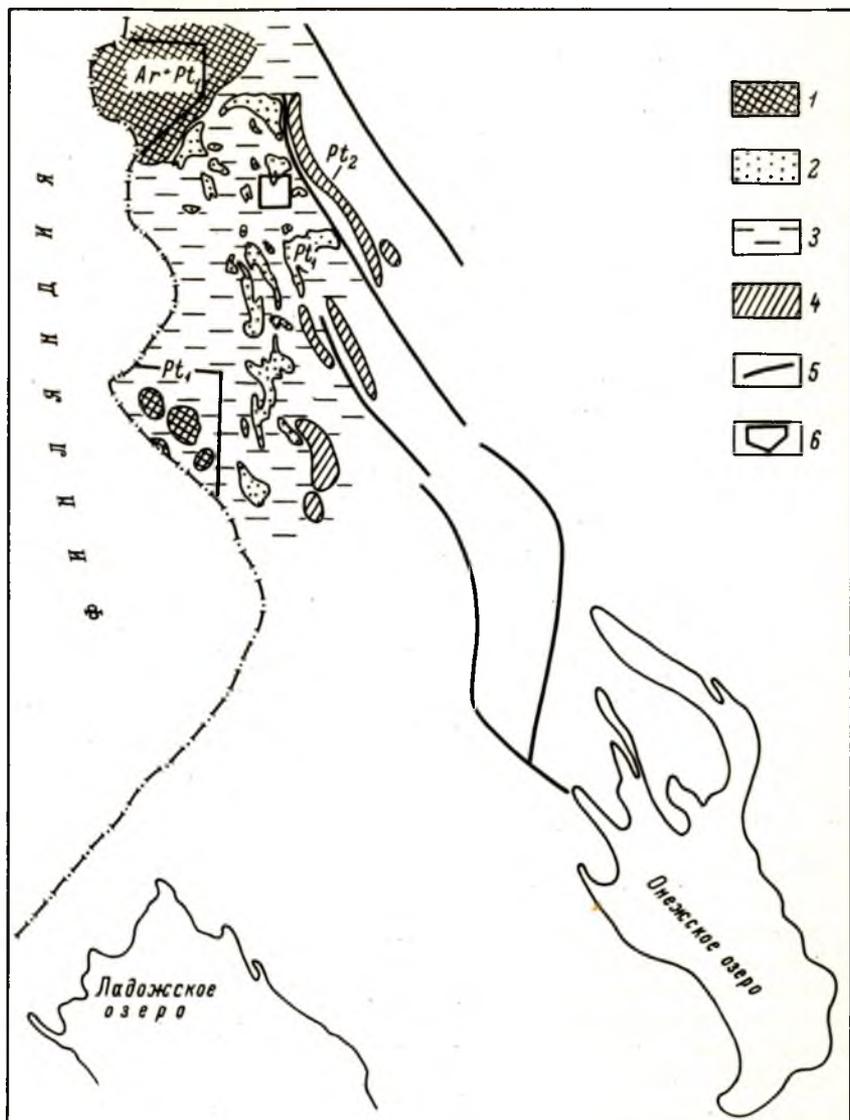


Рис. 1. Схема геологического строения Западной Карелии.

1 - комплекс фундамента карелид (амфиболиты, амфиболитовые и биотитовые плагиогнейсы с реликтами дупироксеновых гнейсов); 2 - нижнепротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования (амфиболовые сланцы и гнейсы, лептиты, биотитовые сланцы и гнейсы, железистые кварциты, лентавулканы основного и кислого состава); 3 - мигматизированные и гранитизированные аналоги нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований; 4 - среднепротерозойские вулканогенно-осадочные образования (конгломераты, аркозы, кварциты, диабазы, мандельштейны); 5 - разломы, установленные геофизическими методами; 6 - районы работ.

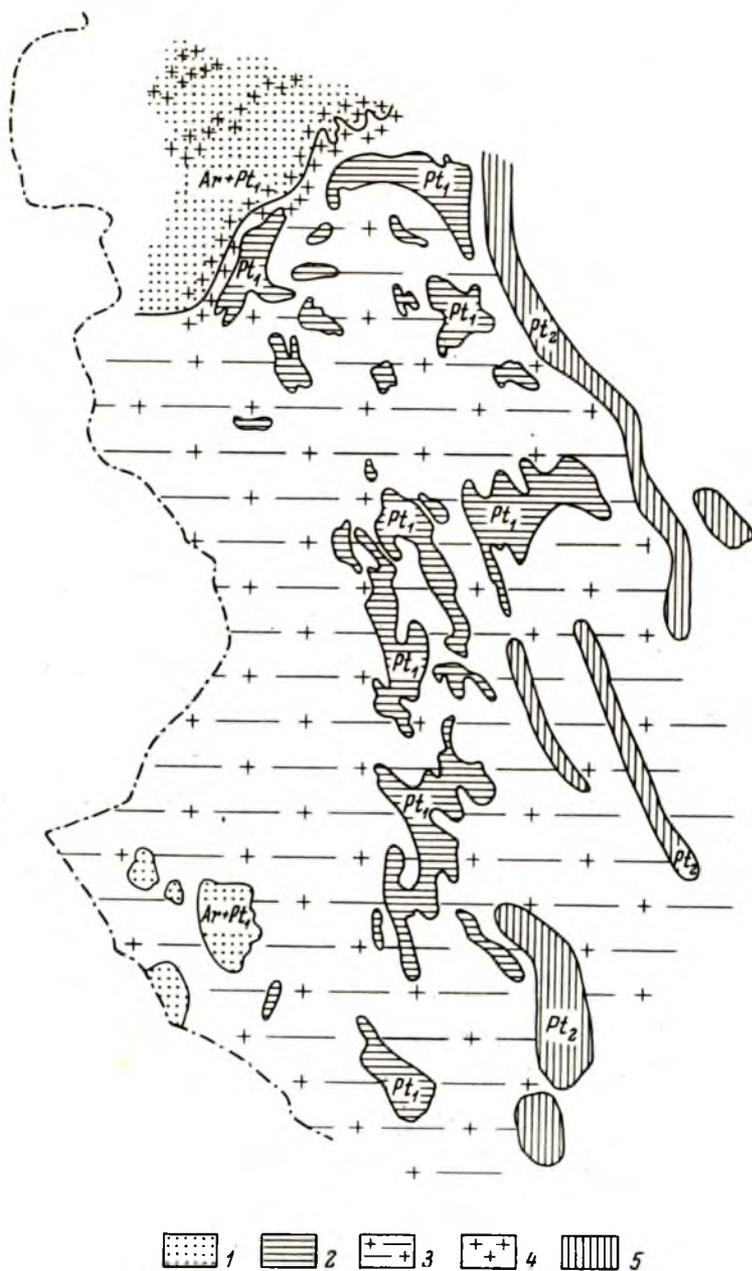


Рис. 2. Схема метаморфизма Западной Карелии.

1 - диафториты амфиболитовой фации с реликтовыми ассоциациями фации двупироксеновых гнейсов; 2 - площади развития зонального метаморфизма амфиболитовой-зеленосланцевой фации; 3 - площади развития аналогичного зонального метаморфизма с наложенными региональными мигматизацией и гранитизацией; 4 - зоны линейного развития мигматизации и гранитизации; 5 - площади развития ассоциаций зеленосланцевой фации метаморфизма.

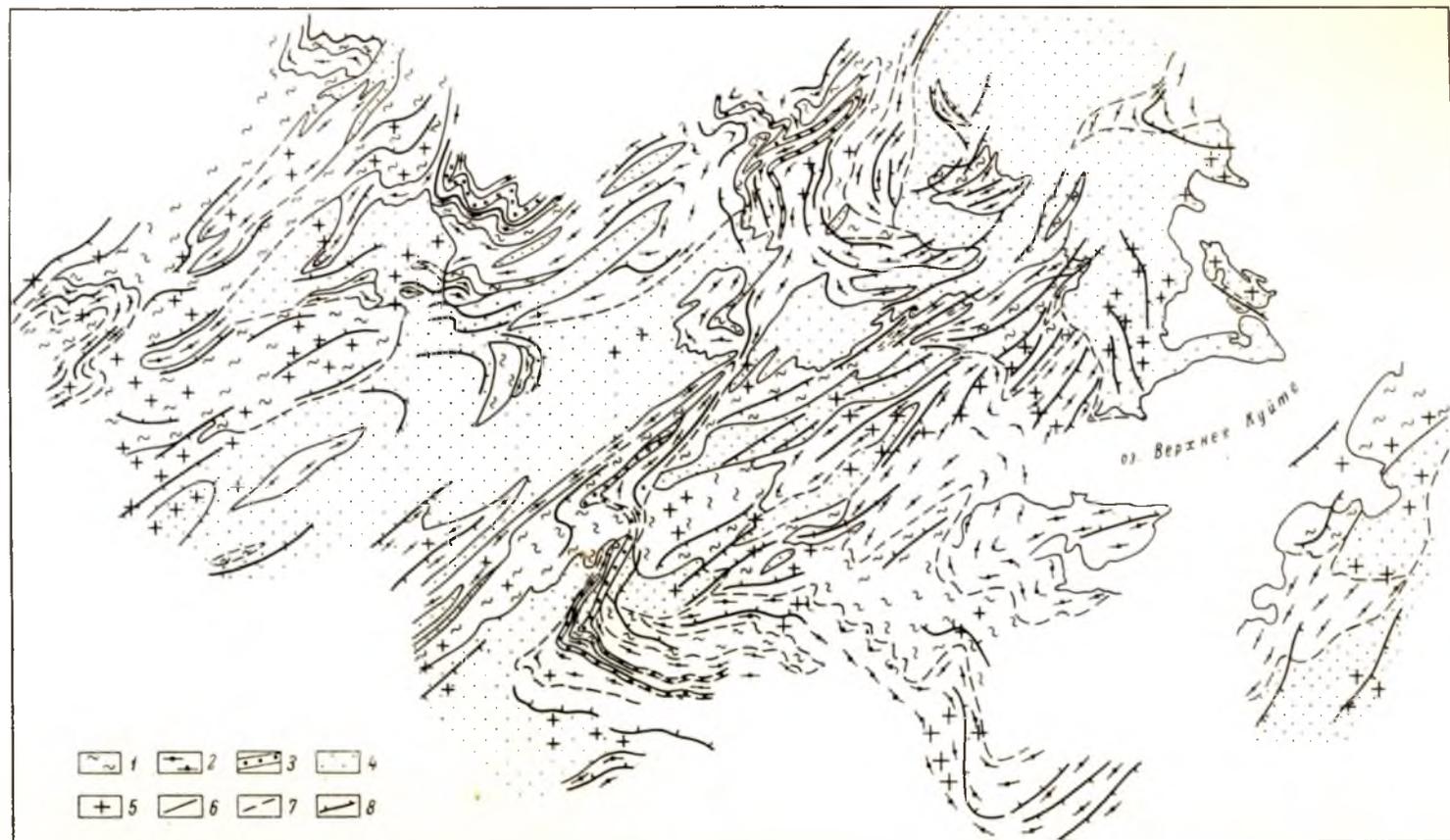


Рис. 3. Схема геологического строения района оз. Верхнее Куйто. Составили Ю.И. Лазарев и Л.П. Свириденко.

1 - биотитовые разновидности плагиогнейсов; 2 - амфиболиты и амфиболовые разновидности плагиогнейсов; 3 - гранат-силлиманитовые гнейсы; 4 - гранитоиды плагиогранитной серии; 5 - зоны инъекционной мигматизации и гранитизации; 6 - контакты между метаморфическими породами; 7 - постепенные контакты между метаморфическими породами и гранитоидами плагиогранитной серии; 8 - обобщенные элементы залегания.

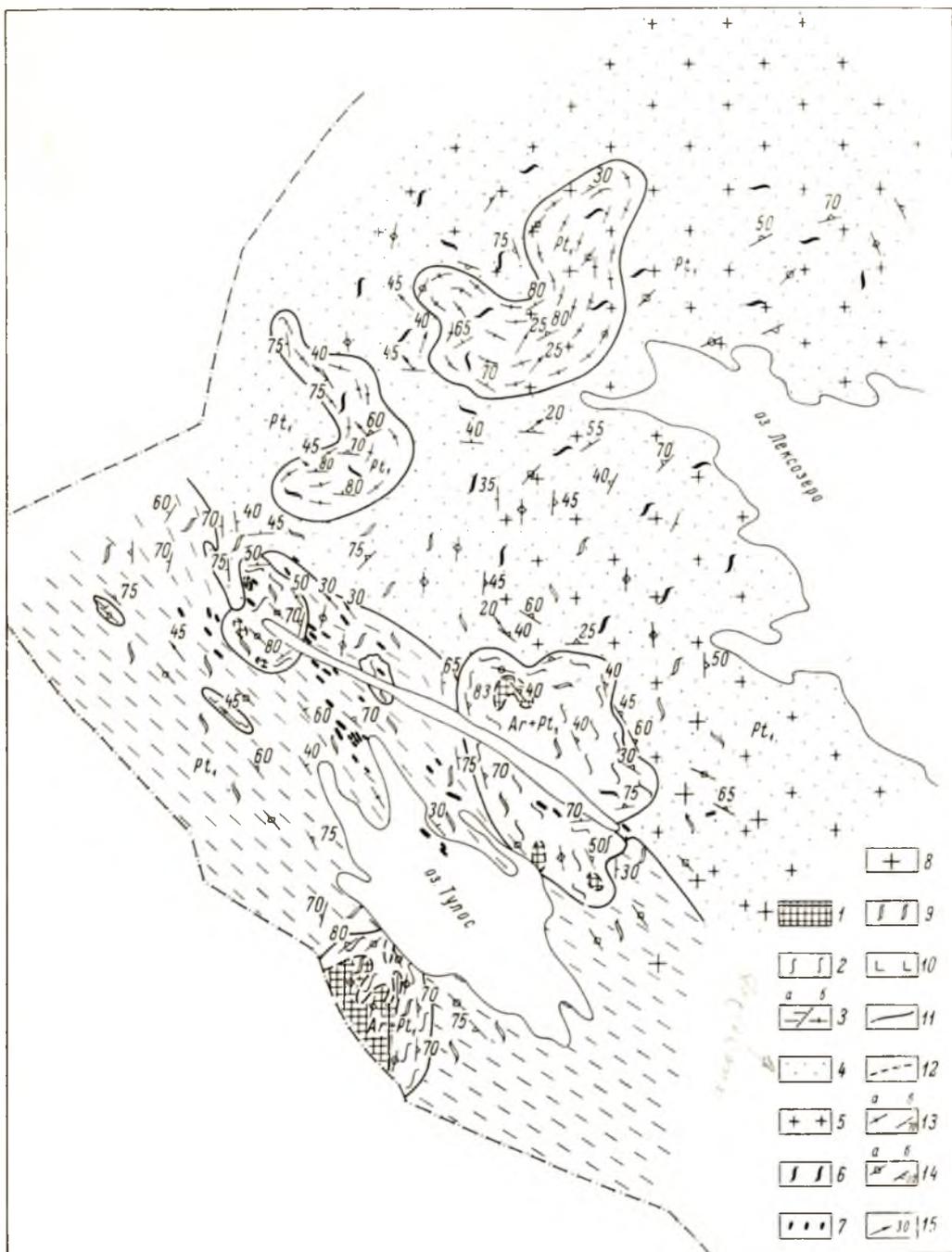


Рис. 4. Схематическая геологическая карта района оз. Лексозеро-Тулос. Составили Л. П. Свириденко и А. С. Семенов.

Архей: 1 - двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, гиперстен-биотитовые плагиогнейсы; 2 - амфиболовые и биотит-амфиболовые диорито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы. Нижний протерозой: 3 - биотитовые гнейсы, мелкозернистые кварц-полевошпатовые гнейсы, единичные прослои гранат-биотитовых и ставролит-биотитовых гнейсов (а) и гранито-гнейсы, мелкозернистые кварц-полевошпатовые гнейсы, гнейсовидные граниты и их blastskataклазиты (б); 4 - гранодиориты-плагиограниты, гранодиорито-гнейсы, blastskataклазиты по гранодиоритам-кварцевым диоритам, прослои амфиболовых сланцев, амфиболитов и биотитовых плагиогнейсов; 5 - порфиробластез, связанный с формированием ребольских мигматит-гранитов; 6 - ребольские мигматиты и мигматит-граниты; 7 - долериты; 8 - порфиробластез, связанный с формированием селецких мигматит-гранитов; 9 - селецкие мигматиты и мигматит-граниты; 10 - амфибол-пироксеновые сиениты, 11 - геологические границы; 12 - постепенные переходы между петрографическими разновидностями; 13 - метаморфическая полосчатость (а - вертикальная, б - наклонная); 14 - сланцеватость (а - вертикальная, б - наклонная); 15 - линейность.

структуры (Лазарев, 1971а). Они испытали несколько периодов деформации, сопровождавшихся минеральным преобразованием, изменением структур, мигматизацией. Все эти процессы имели длительный характер. Главное значение в формировании структур района играли складчатые движения, создавшие ряд чередующихся синклиналильных и антиклиналильных складок, простирающихся в северо-восточном субширотном направлении с погружением на северо-восток. По времени проявления данная складчатость сопоставляется с первой складчатостью гимольской серии (Лазарев, 1971б), т.е. с первой фазой ребольского периода деформаций. Однако в рассматриваемом районе она носит наложенный характер, о чем в первую очередь свидетельствует нередко наблюдаемое в обнажениях несоответствие гнейсовидности с метаморфической полосчатостью. Кроме того, в единичных случаях установлены ранние мелкие складки с северо-западным направлением осевых поверхностей.

С более поздним периодом деформации связано формирование мелких складок с субмеридиональными осевыми плоскостями. Наиболее интенсивно такие деформации проявились в северо-восточной части района (рис. 3). Кроме того, одновременно с поздней фазой данного периода наблюдается наиболее интенсивная инъекционная мигматизация метаморфических пород с образованием жильных гранитов нормального ряда. Самые поздние тектонические движения в районе выразились в образовании расколов северо-западного направления, к которым приурочены дайки доперитов.

В районе оз. Тулос комплекс фундамента слагает ряд куполов (рис. 4). Здесь, так же как и в районе оз. Верхнее Куйто, преобладают гранитоиды плагиогранитной серии. Двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы пользуются региональным распространением, залегая среди диафторированных, богатых кальцием пород. По химическому составу и составу слагающих их минералов они, как будет показано ниже, не отличаются от соответствующих пород района оз. Верхнее Куйто.

Общей особенностью комплекса фундамента ранних карелид является широкое распространение богатых кальцием пород. По данным тренд-анализа химического состава (Свириденко и др., 1971), гранитоиды комплекса фундамента ранних карелид в отличие от нижнепротерозойских плагиогранитоидов характеризуются повышенным содержанием магния, железа, кальция и пониженным кремния. На территории Западной Карелии нам не удалось обнаружить гранитов нормального ряда достоверно архейского возраста. Обычно появление микроклина связано нижнепротерозойской гранитизацией, что подробнее рассматривается ниже.

Породы комплекса фундамента, участвуя в ребольской складчатости, испытали существенную структурную перестройку и согласованы с нижнепротерозойскими породами. Обычно они контактируют с гранитизированными аналогами последних без видимого несогласия. Единственный пример несогласного залегания отложений гимольской серии на породах фундамента в районе оз. Окуневого в Гимольском районе (Чернов, Стенарь, 1960; Чернов, 1964; Чернов и др., 1966) нельзя считать точно установленным, так как оспаривается базальный характер залегающих здесь конгломератов (Харитонов и др., 1964). Абсолютный возраст комплекса фундамента, определенный по роговой обманке калий-аргоновым методом (Лобач-Жученко и др., 1972), для районов озер Верхнее Куйто и Тулос составляет соответственно 2690 и 2650 млн лет.

Низы разреза нижнепротерозойских отложений представлены преимущественно биотитовыми гнейсами с прослоями глиноземистых гнейсов и с линзами железистых кварцитов. К.О. Кратц (1963), М.М. Стенарь (1964) и В.М. Чернов (1964) относят их к низам гимольской серии, В.А. Перевозчикова (1962), А.В. Сяницын (1968) и М.А. Корсакова (1969, 1973) — к тикшозерской серии. Изученный в синклиналильных структурах разрез нижнепротерозойских отложений, по всей вероятности, является неполным, так как низы его в значительной мере гранитизированы. Так, К.О. Кратц (1963, стр. 42)

отмечает, что закартированные Н.А. Островской в районе оз. Нюк образования, аналогичные породам гимольской серии, образуют складчатые структуры, которые по своему простираению переходят в протерозойские складки Костомукшского района. В.И. Робонен и В.И. Коросов (1966), изучая геологию Костомукшского железорудного месторождения, пришли к заключению, что „в районе Костомукшского месторождения нет оснований для проведения границы между нижним протерозоем и археем. Здесь эта граница «тонет» в поле гнейсов, грапто-гнейсов и мигматитов. В связи с этим следует предположить, что она должна находиться ниже гнейсов и гранито-гнейсов «архея», которые необходимо также отнести к протерозойской группе» (стр. 166). Позднее выделенные образования были подробно изучены (Демидов и др., 1971) и отнесены к нижнему протерозою. В составе общего разреза здесь выделяются пять согласных последовательных толщ: 1) гнейсо-гранодиоритов (мощность не менее 500 м); 2) мигматизированных биотитовых гнейсов с прослоями глиноземистых гнейсов, амфиболитов и гранатитов (мощность до 800–900 м); 3) глиноземистых пород с прослоями амфиболитов, гранатитов и железистых кварцитов (мощность до 500 м); 4) биотит-амфиболовых гнейсов (мощность до 300 м); 5) лептитовидных пород (мощность не более 700 м). Таким образом, мощность нижнепротерозойских отложений для Западной Карелии в значительной мере увеличивается.

Более высокие части нижнепротерозойского разреза, слагающие преимущественно синклиналильные структуры, характерной особенностью которых является широкое развитие железорудной формации, к настоящему времени подробно изучены. Вопросы стратиграфии, литологии, геохимии их получили широкое освещение в литературе (Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Кратц, 1963; Стенарь, 1964, 1968; Чернов, 1964; Лазарев, 1966, 1971б; Робонен, Коросов, 1966; Чернов и др., 1970).

В составе гимольской серии (Чернов и др., 1970) выделяются два седиментационных цикла, каждый из которых в нижней части состоит из метаморфизованных первично-осадочных, осадочно-вулканических и вулканических пород, а в верхней – из железистых кварцитов. По мнению В.М. Чернова и др. (1970), в нижней части первого цикла наблюдаются частые смены различных генетических типов пород, второй цикл формирования гимольской серии начался мощной вспышкой кислого вулканизма и завершился накоплением туфогенных отложений, находящихся в частом чередовании с железистыми кварцитами. При этом „палеотектонические и палеогеографические условия в этот период седиментации гимольской серии во всех частях Западно-Карельской структурно-фациальной зоны были сходными и характеризовались обширным внутригеосинклиналильным морским бассейном и интенсивной подводной вулканической деятельностью” (Чернов и др., 1970, стр. 39). Не исключена возможность, что частые смены генетических типов пород в нижнем седиментационном цикле обусловлены гранитизацией низов разреза, в которую в различных районах вовлекаются разные мощности его. В качестве примера интенсивной гранитизации нижнепротерозойских пород может быть приведен район озер Тулос-Лексозеро (рис. 4). Все многообразие пород района объединяется в два комплекса: пород среднего состава (гранодиорито-гнейсы, бластокатаклазиты гранодиоритов-кварцевых диоритов) и пород кислого состава (гранито-гнейсы, бластокатаклазиты гранитов). Среди гранодиорито-гнейсов и гранодиоритов встречаются реликты сланцев и гнейсов основного состава, а среди гранито-гнейсов и гранитов – реликты пород кислого состава. Следовательно, состав автохтонных мигматит-гранитов определяется составом исходных метаморфических пород. Жильный материал мигматитов представлен преимущественно гранитом нормального ряда.

Породы гимольской серии претерпели три этапа раннепротерозойской (ребольской) складчатости (Кратц, 1963; Лазарев, 1971а). При этом формирование мигматит-гранитовой формации связано с заключительным этапом склад-

частости. По мере затухания складчатых движений и гранитообразования происходит общая консолидация района. Структура региона в целом представляет собой антиклинорий, осевая часть которого проходит примерно по линии озер Нюк-Гимольское. Эта область характеризуется повышенной мощностью гранитного слоя земной коры, максимальной интенсивностью раннепротерозойского метаморфизма и гранитообразования.

На территории Западной Карелии отсутствуют типично орогенные формации. Сумийские отложения представлены преимущественно вулканогенными образованиями основного состава. Здесь они впервые выделены и описаны М. М. Стенарем под названием большезерской серии, несогласно залегающей на отложениях гимольской серии (Стенарь, 1960). Разрез начинается базальными конгломератами, обломочный материал которых представлен преимущественно слабо окатанной галькой гнейсовидных гранитов. Отложения большезерской серии в районе оз. Большозеро состоят из трех последовательных, частью фациально сменяющихся горизонтов (Стенарь, 1960, стр. 74): „Нижний горизонт, развитый на западе, состоит из серии осадочных пород (осадочных гранитных брекчий, гранитных конгломератов, полимиктовых песчаников). Средний горизонт, сменяющий к востоку нижний, состоит из альбитофиров, туфобрекчий и слоистых туфов. Верхний горизонт, развитый на востоке района, состоит из пачки переслаивающихся туфоконгломератов и твфопесчаников“. Выше залегают метадиабазы и метамандельштейны. Подобный разрез сумия наблюдается также на западном берегу оз. Волома и восточнее оз. Мотко (Корсакова, 1973). Эффузивная толща западного берега оз. Волома представляет собой чередование диабазов, мандельштейнов, порфиритов, туфобрекчий и вариолитоподобных пород. Восточнее оз. Мотко в сумийских отложениях М. А. Корсакова выделяет два лавовых потока мощностью каждый 210–220 м.

Одной из дискуссионных проблем геологии Карелии долгие годы остается положение сариолия в общем геологическом разрезе протерозоя (Соколов, 1972). Проанализировав большой фактический материал по соотношению сариолийских конгломератов с отложениями сумия и ятулия, В. А. Соколов (1972) пришел к выводу, что „конгломератовые образования сариолия образуют с вулканогенными толщами (большезерской, тунгутско-надвоишской серий) единый вулканогенно-осадочный комплекс, который с угловым несогласием перекрывает гнейсо-гранитные породы архея-нижнего протерозоя и сланцевые толщи нижнего протерозоя. На образованиях данного комплекса с угловым несогласием и корой выветривания в основании залегают ятулийские отложения“ (стр. 179). По мнению В. А. Соколова, границу среднего протерозоя следует проводить в основании ятулийских образований. Ряд других исследователей эту границу проводят между гимольской и большезерской сериями (В. З. Негруца, Г. Ф. Негруца, 1968; Богданов, Воинов, 1968; Перевозчикова, 1967). Действительно, эта граница фиксирует существенное изменение в тектоническом режиме, и все проявления вулканизма и магматизма после ребольской складчатости могут рассматриваться как активизация стабильной области.

В конце сумия на территории Западной Карелии имел место второй (селецкий) период раннекарельской складчатости (Кратц, 1963; Стенарь, 1964; Лазарев, 1971а). Он проявился неравномерно, главным образом в образовании зон интенсивной складчатости северо-западного направления. Протяженность их исчисляется сотнями километров при ширине в несколько десятков километров. К ним также приурочены мигматит-граниты и небольшие трещинные тела гранитов. Две формации мигматит-гранитов разделены внедрением даек долеритов. Пояса долеритовых даек также приурочены к зонам интенсивной селецкой складчатости (рис. 4). Они повсеместно секут мигматиты и мигматит-граниты, связанные с ребольским периодом складчатости, местами цементируя отдельные блоки мигматит-гранитов, создавая подобие эруптивной брекчии. В то же время на долериты воздействует жильный материал селецких мигматитов, проникая в дайки по трещинам. Макроскопически разновозраст-

ные мигматиты различаются по окраске кварца и микроклина. Микроклин мигматит-гранитов, связанных с ребольским периодом складчатости, имеет светлую окраску, неотличимую по цвету от плагиоклаза; кварц - водяно-прозрачный. Микроклин мигматит-гранитов селецкого периода ярко-красный, а кварц меняет свою окраску от дымчатой до почти черной. В отдельных зонах можно наблюдать, как поздний гранит серовато-розового цвета служит жильным материалом агматита, в котором субстрат представлен ребольским мигматитом со светло-серым жильным гранитом.

Самыми поздними образованиями зон селецкой активизации являются пироксеновые сиениты и альбититы. Они образуют линейные тела, ориентированные в направлении осевых плоскостей складок.

Породы верхнего структурного яруса, представленные ятулийскими вулканогенно-осадочными образованиями, слагают мульды и грабен-синклинали преимущественно вдоль восточной границы Западно-Карельской зоны карелид. Пространственно они совмещены с системой разломов северо-западного простирания (рис. 1), установленных по геофизическим данным (Берковский и др., 1971). Среднепротерозойские вулканогенно-осадочные толщи представлены конгломератами, аркозами, кварцитами, метадиабазами и метамандельштейнами.

Среднепротерозойские образования являются типично платформенными образованиями. Проявления кислого среднепротерозойского магматизма в рассматриваемом регионе отсутствуют. Подробная характеристика строения, стратиграфии и вулканизма в данной работе не рассматривается, так как приводится в ряде печатных работ (Соколов и др., 1970, 1971).

Вопросы метаморфизма Западной Карелии с той или иной степенью детальности освещены в целом ряде работ (Стенарь, 1964; Корсакова, 1969; Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971б; Сеницын, Корсакова, 1971, и др.). Установлено, что метаморфизм проявился неравномерно и неоднократно. Четкой метаморфической зональности, как это характерно для метаморфических комплексов Северного Приладожья, не наблюдается. Наиболее высокотемпературные ассоциации раннепротерозойского метаморфизма встречены в районе озер Кимасозеро-Нюк, т.е. в центральной части рассматриваемой антиклинорной структуры. В южном и восточном направлениях степень метаморфизма снижается. Допротерозойский метаморфизм гранулитовой фации установлен в комплексе фундамента карелид (Свириденко, 1968; Корсакова, 1969; Сеницын, Корсакова, 1971). Как комплекс фундамента карелид, так и комплекс метаморфизованных собственно геосинклинальных ранненижнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований подверглись региональной мигматизации и гранитизации. Для установления соотношения между этими процессами необходимо определение характера и направленности не только ультраметаморфических, но и метаморфических процессов указанных периодов. Отложения сумия, сариолия и среднего протерозоя ультраметаморфизму не подвергались, поэтому метаморфизм их в данной работе не рассматривается.

МЕТАМОРФИЗМ ФУНДАМЕНТА РАНИХ КАРЕЛИД

Гранулитовая фация

Минеральные ассоциации

Ассоциации гранулитовой фации в комплексе фундамента ранних карелид пользуются ограниченным распространением (рис. 2), так как в период раннепротерозойской (ребольской) складчатости они претерпели диафорез и последующую мигматизацию. Тем не менее встречающиеся реликтовые ассоциации дают возможность восстановить условия самого раннего прогрессивного регионального метаморфизма рассматриваемой территории. Минеральные ассоциации гранулитовой фации устанавливаются в кристаллических сланцах и гнейсах основного состава. В районе оз. Тулос (рис. 5) двупироксеновые и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы вместе с переслаивающимися гранито-гнейсами участвуют в строении купольных структур, где пользуются площадным распространением. В районе оз. Верхнее Куйто (рис. 6) аналогичные породы либо встречаются в виде небольших реликтовых прослоев

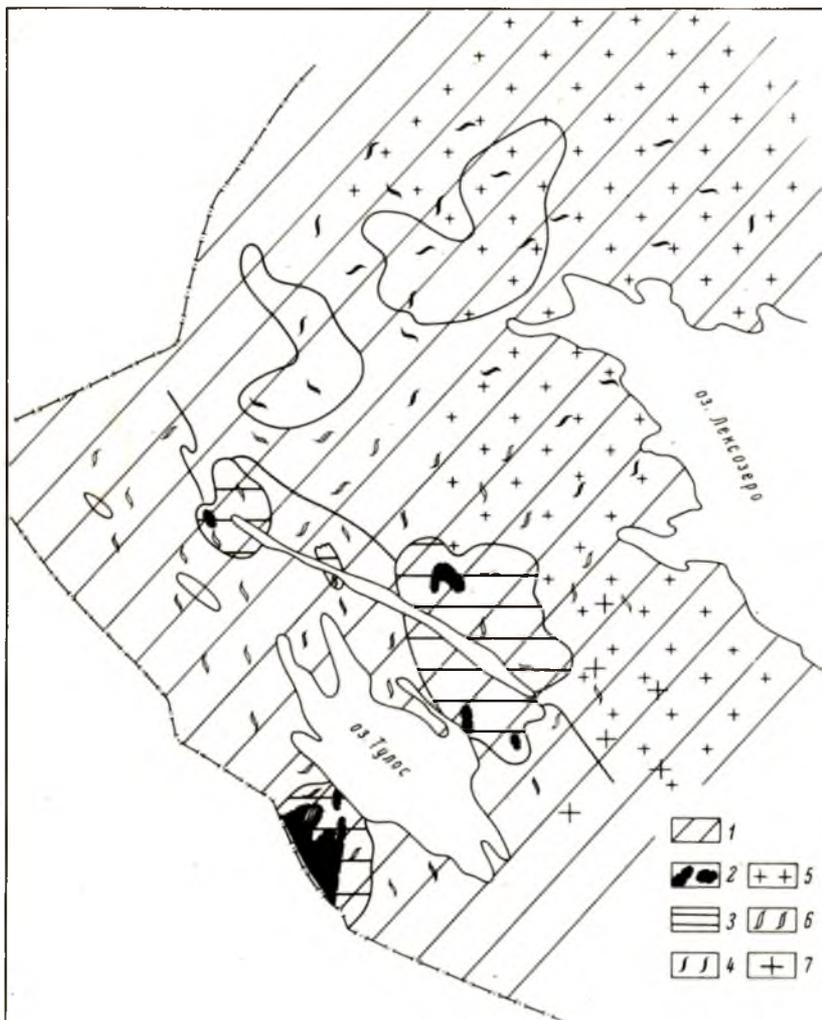


Рис. 5. Схема метаморфизма района озер Лексозеро-Тулос.

1 - ассоциации эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций; 2 - дупиросенные ассоциации гранулитовой фации; 3 - площади развития диафореза эпидот-амфиболитовой фации по породам, метаморфизованным в условиях гранулитовой фации; 4 - ребольские мигматит-граниты; 5 - ребольский порфиробластез; 6 - селецкие мигматит-граниты; 7 - селецкий порфиробластез.

среди амфиболитов, либо устанавливаются в шлифах в виде реликтовых ассоциаций. Как видно на схеме метаморфизма данного района (рис. 6), какой-либо закономерности в их распространении не наблюдается. Площадным распространением пользуются биотит-амфиболовые ассоциации, которые к гранулитовой фации могут быть отнесены лишь условно. Обычно породы оконтуренных участков в той или иной мере диафоризованы. Об этом свидетельствует присутствие в шлифах двух разновидностей роговых обманок (буровато-зеленой и сине-зеленой) и плагиоклазов разной основности. Основанием для отнесения

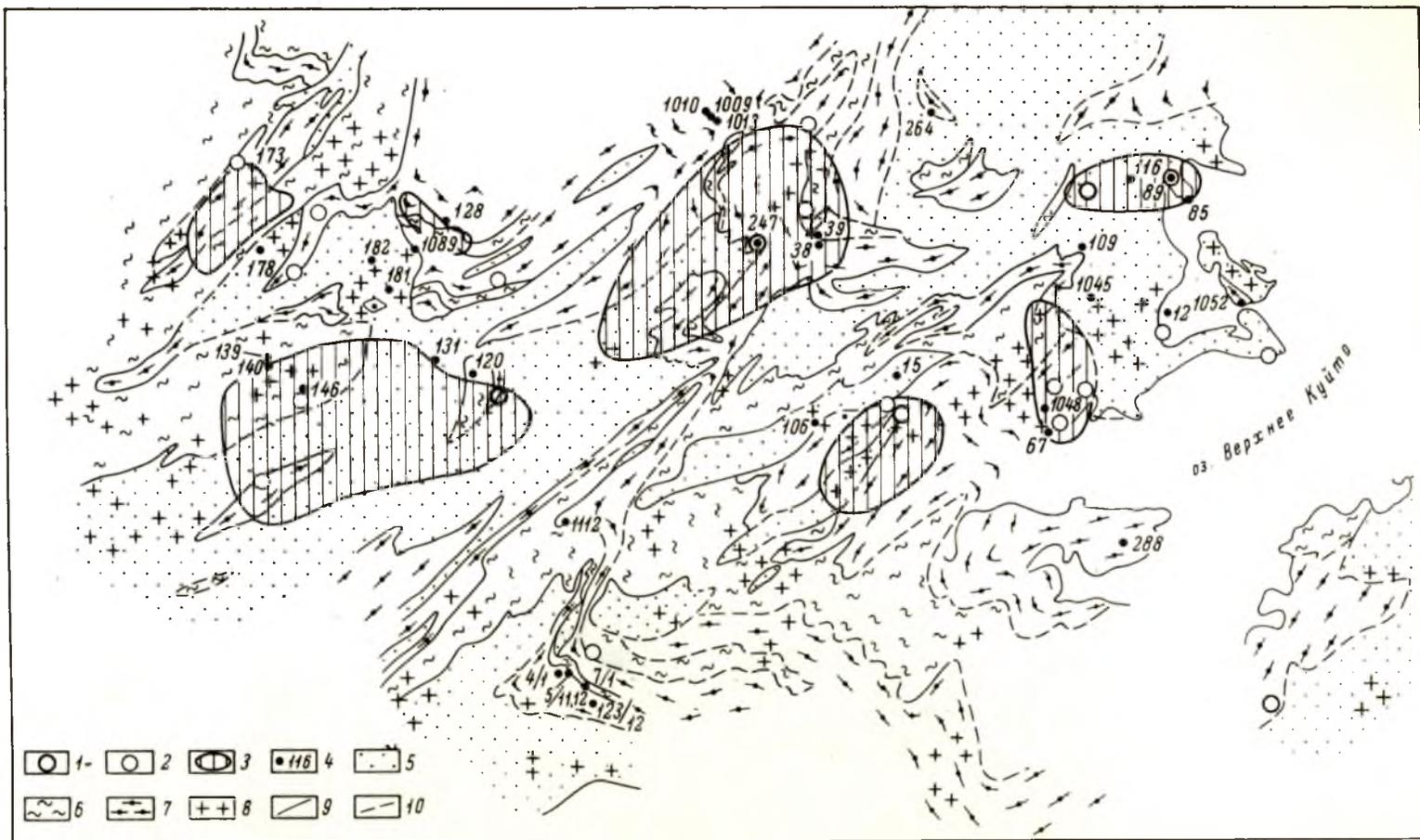


Рис. 6. Схема метаморфизма района оз. Верхнее Куйто.

Ассоциации гранулитовой фации: 1 - $РП+МП+Пл+Роg+Би$; 2 - $МП+Пл+Роg+Би+Кв$; 3 - области распространения ассоциации $Пл+Роg+Би+Кв$, относимой к гранулитовой фации условно; 4 - обнажения, из пород и минералов которых выполнены химические анализы; 5 - гранитоиды плагиогранитной серии; 6 - биотитовые разновидности плагиогнейсов; 7 - амфиболиты и амфиболитовые разновидности плагиогнейсов; 8 - зоны инъекционной мигматизации; 9 - контакты между метаморфическими породами; 10 - постепенные контакты между метаморфическими породами и гранитоидами плагиогранитной серии.

данных минеральных ассоциаций к гранулитовой фации послужил идентичный состав роговых обманок и биотитов с составом соответствующих минералов, находящихся в равновесии с гиперстеном и салит-авгитом. Кроме того, породы с ассоциациями двупироксеновых и биотит-амфиболовых гнейсов иногда образуют различные пласты в одном и том же обнажении. В силу перечисленных обстоятельств представляется целесообразным не отрывать их от ассоциаций гранулитовой фации.

Пироксеносодержащие кристаллические сланцы и гнейсы характеризуются равномерным распределением породообразующих минералов, равномерной зернистостью, отсутствием порфиробласт и типичными нематобластовыми структурами.

В районе оз. Тулос встречаются следующие равновесные ассоциации гранулитовой фации: $МП + РП_{42} + Пл_{38-41} + Рог + Би + Мт$, $МП_{35} + РП_{50} + Пл_{36-38} + Рог_{51} + Би + Кв$, $МП_{30-31} + Рог_{45} + Пл_{30-34} + Би + Кв$, $РП_{55} + Рог + Пл_{30-34} + Би + Кв$ и $Рог_{45} + Пл_{30-32} + Би + Кв$.¹

В районе оз. Верхнее Куйто минеральные ассоциации гранулитовой фации менее разнообразны: $МП_{40} + РП_{50} + Пл_{42-38} + Рог + Би + Мт$, $МП_{40} + Рог_{51} + Пл_{34-36} + Кв$ и $Рог_{48} + Би_{61} + Пл_{32-34} + Кв$.

Породообразующие минералы

Плагиоклаз является главным породообразующим минералом всех разновидностей пород гранулитовой фации. Состав плагиоклаза различных минеральных ассоциаций приводится в табл. 1. Основность его в бескварцевых ассоциациях несколько выше, чем в кварцсодержащих. В остальном основность плагиоклаза не зависит от парагенезиса. В целом в породах, не затронутых диафторезом, основность плагиоклаза гранулитовой фации не ниже 30% $Ал$.

Химическими анализами в составе плагиоклаза (табл. 2) установлено повышенное содержание ортоклазового компонента. Петрографически это подтверждается наличием антипертитов. В образце, где совместно с роговой обманкой присутствует актинолит, т.е. в диафторированной породе (табл. 2, обр. № 12/9а), основность плагиоклаза более низкая.

Ромбический пироксен для сланцев и гнейсов основного состава является типоморфным минералом гранулитовой фации. Оптические свойства ромбического пироксена приведены в табл. 3. Угол оптических осей колеблется от -48 до -54° . Иногда встречаются зерна, по оптическим свойствам отвечающие клиногиперстену ($с/Мг$ достигает 6°). Показатели преломления ромбического пироксена также колеблются в небольших пределах. По оптическим свойствам состав ромбического пироксена соответствует гиперстен-феррогиперстену с железистостью примерно 41-54% (Дир и др., 1966). Химический состав гиперстена приведен в табл. 4. В гиперстене наблюдается повышенное содержание воды, что предполагает вхождение гидроксила в его формулу (Шемякин и др., 1967; Никитина и др., 1972). Пониженное содержание кальция в гиперстене (табл. 5) характерно для ортопироксенов фации двупироксеновых гнейсов в отличие от соответствующих пироксенов магматических пород (Добрецов и др., 1971).

¹ Здесь и далее приняты следующие сокращения минералов: Аб - альбит, Авг - авгит, Акт - актинолит, Амф - амфибол, Би - биотит, Гип - гиперстен, Гр - гранат, Ди - диопсид, Илм - ильменит, Жед - жедрит, Ка - кальцит, Кв - кварц, Ки - кианит, Корд - кордиерит, Кпш - калиевый полевой шпат, Ми - микроклин, Му - мусковит, Мт - магнетит, Пл₄₈ - плагиоклаз № 48, Пп - пироксен, Рог - роговая обманка, Сил - силлиманит, Ст - ставролит, Хл - хлорит, Эп - эпидот, РП - ромбический пироксен, МП - моноклинный пироксен.

Таблица 1

Оптические свойства и состав плагиоклаза гранулитовой фации

| Номер образца | Ассоциация | Номер плагио-клаза | Закон двойни-кования | - 2V |
|---------------|------------------------|--------------------|----------------------|------------------------------|
| 1267/1 | Пл+РП+ МП+ Рог+ Би+ Кв | 40 | Периклиновый | 86 ^x _x |
| 2409 | То же | 37 ± 1 | " | 88 ^x _x |
| 1260/1 | Пл+РП+МП+ Рог | 42 | " | - |
| 1271/1 | То же | 35 - 36 | Альбитовый | - |
| 2428 | Пл+РП+ МП+ Би | 36 ± 2 | Периклиновый | - |
| 1246 | Пл+ МП+ Рог + Би | 46 | " | - |
| 1269/1 | То же | 37 | Альбитовый | - |
| 1272/1а | " " | 40 | " | - |
| 1272/1б | Пл+ МП- Рог | 42 - 43 | " | - |
| 1234 | Пл+РП+ МП+ Рог+ Би+ Кв | 37 - 38 | Периклиновый | 84 ^x _x |
| 1232 | То же | 34 - 35 | Альбитовый | - |
| 1239/2 | Пл+ МП+ Рог+ Би+ Кв | 35 - 36 | " | - |
| 1268 | То же | 33 | " | - |
| 2412 | " " | 30 | " | - |
| 1125 | Пл+ РП+ Рог+ Би+ Кв | 30 | Периклиновый | 84 ^x _x |
| 1143 | То же | 29 - 30 | " | 83 ^x _x |
| 1259 | " " | 36 - 37 | Альбитовый | - |
| 1221/3 | Пл+ РП+ Би+ Кв | 30 | Периклиновый | 84 ^x _x |
| 1250 | То же | 35 - 36 | " | 86 ^x _x |
| 2396 | " " | 37 - 38 | " | 88 ^x _x |

Моноклиный пироксен широко распространен в богатых кальцием породах гранулитовой фации и встречается как в ассоциации с гиперстеном, так и без него. Оптические свойства моноклиных пироксенов представлены в табл. 6. Угол оптических осей колеблется от +53 до +62°, σ/η составляет 39-45°. Показатели преломления также довольно устойчивы, что свидетельствует о постоянстве состава клинопироксенов. Устойчивость их состава подтверждается результатами химических анализов (табл. 4, 5) - отсутствуют различия в составе клинопироксенов районов озер Верхнее Куйто и Тулос. Железистость клинопироксена, так же как и железистость ромбического пироксена, зависит от железистости вмещающих пород. При этом отношение железистости клинопироксена к железистости породы несколько ниже (0.77-0.82), чем отношение железистости гиперстена к породе (0.90-0.95). Весьма характерной особенностью моноклиных пироксенов являются низкая степень окисленности железа и повышенное содержание воды. По химическому составу

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) и количество ионов в пересчете на 32 (O) плагиоклазов из богатых кальцием пород гранулитовой фации района оз. Верхнее Куйто (аналитик В.А. Доильнищина)

| Номер образца | Ассоциация | Окислы | | | | | | | | | | | | сумма |
|---------------|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------|---------|---------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | п.п.п. | |
| 5/12 | Пл+Кв+Би+Рог | 59.11 | Сл. | 25.19 | 0.09 | Не опр. | Не опр. | Не обн. | 8.48 | 7.00 | 0.15 | 0.08 | 0.32 | 100.42 |
| 12/9а | Кв+Пл+Рог+Акт+Пи+Мт | 57.03 | 0.03 | 24.68 | 0.20 | - | 0.005 | - | 5.89 | 7.64 | 0.50 | 0.94 | 3.48 | 100.39 |
| 288/1 | Кв+Пл+Би+Рог+Мт | 66.43 | 0.01 | 21.02 | 0.12 | Не опр. | Сл. | Сл. | 6.12 | 5.60 | 0.45 | 0.01 | 0.31 | 100.07 |
| 288/2 | Кв+Пл+Би+Рог+Мт | 69.58 | 0.004 | 19.84 | 0.07 | - | - | - | 5.45 | 4.88 | 0.20 | 0.02 | 0.38 | 100.42 |

| Номер образца | Элементы | | | | | | | | | Ab, % | An, % | Or, % |
|---------------|----------|------|------------------|----|------------------|----|------|------|------|-------|-------|-------|
| | Si | Al | Fe ⁺³ | Mg | Fe ⁺² | Mn | Na | Ca | K | | | |
| 5/12 | 10.58 | 5.31 | 0.016 | - | - | - | 2.43 | 1.63 | 0.02 | 59.56 | 39.95 | 0.49 |
| 12/9а | 10.62 | 5.42 | 0.02 | - | - | - | 2.75 | 1.17 | 0.11 | 68.24 | 29.03 | 2.73 |
| 288/1 | 11.66 | 4.34 | 0.01 | - | - | - | 1.90 | 1.14 | 0.09 | 60.70 | 36.42 | 2.88 |
| 288/2 | 12.14 | 4.07 | 0.01 | - | - | - | 1.66 | 1.02 | 0.04 | 61.03 | 37.5 | 1.47 |

Таблица 3

Оптические свойства ромбического пироксена

| Номер образца | Ассоциация | cNg | $-2V$ | Ng | Np |
|---------------|--------------------|-------|------------------------------|-------|------------|
| 1232 | Пл+РП+МП+Рог+Би+Кв | - | 50 ^x | - | - |
| 1234 | То же | - | 49 ^x | - | - |
| 1258 | " " | - | 50 ^x | 1.723 | 1.713 |
| 1266 | " " | - | 50 ^x _x | - | - |
| 2067 | " " | 4 | 50 ^x | 1.726 | 1.711 |
| 2401 | " " | - | 50 ^x | - | - |
| 2398 | " " | 5 | - | - | - |
| 2411 | " " | - | 48 ^x | - | - |
| 2414 | " " | - | 50 ^x _x | - | - |
| 2434 | " " | - | 48 ^x | - | - |
| 2435 | " " | - | 50 ^x _x | - | - |
| 2439 | " " | - | 50 ^x | - | - |
| 2441 | " " | - | 50 ^x | - | - |
| 1267/1 | Пл+РП+МП+Рог+Би | 4 | 53 ^x _x | 1.717 | 1.707 |
| 2409 | То же | 0 | 50 ^x _x | 1.718 | 1.708 |
| 2446 | " " | 6 | 51 ^x | - | - |
| 1260/1 | Пл+РП+МП+Рог | - | 52 ^x | - | - |
| 1271/1 | То же | - | 50 ^x _x | - | - |
| 1272 | " " | 6 | 50 ^x | - | - |
| 1260 | Пл+РП+МП+Би+Кв | 6 | 52 ^x _x | 1.731 | 1.720 |
| 1125 | Пл+РП+Рог+Би+Кв | 4 | 51 ^x _x | 1.735 | 1.725 |
| 1143 | То же | 0 | 52 ^x _x | - | - |
| 1259 | " " | 4 | - | - | - |
| 2371 | " " | - | 54 ^x _x | - | - |
| 2416 | " " | 6 | 50 ^x | 1.718 | 1.715 (Nm) |
| 1250 | Пл+РП+Би+Кв | 6 | 52 ^x | - | - |
| 2397 | То же | - | 50 ^x _x | 1.724 | 1.718 (Nm) |

Таблица 4

Химический состав (в вес.%) темноцветных минералов богатых кальцием пород гранулитовой фации
(аналитики В.А. Доильнищина, В.А. Кукина)

| Номер образца | Ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|----------------------|--------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|---------|--------|
| Ромбический пироксен | | | | | | | | | | | | | | |
| 1125 | РП+Роr+Би+Пл+Мт+Кв | 48,05 | 0,22 | 1,38 | 0,96 | 32,88 | 1,38 | 12,87 | 0,80 | 0,07 | 0,03 | 0,11 | 1,47 | 100,22 |
| 1260 | РП+Би+Мт+Пл+Кв | 48,55 | 0,06 | 1,96 | 0,12 | 32,52 | 0,69 | 14,02 | 0,77 | 0,07 | 0,15 | 0,20 | 1,32 | 100,43 |
| 1267/1 | РП+МП+Роr+Бт+Пл+Кв | 46,85 | 0,14 | 4,78 | - | 29,47 | 0,84 | 16,66 | 0,10 | 0,10 | Сл. | - | 1,28 | 100,22 |
| 2067 | РП+Мп+Би+Мт+Пл+Кв | 48,16 | 0,10 | 2,94 | 4,45 | 26,80 | 1,25 | 14,06 | 0,34 | 0,14 | 0,13 | 0,26 | 1,10 | 99,73 |
| 2397 | РП+Би+Мт+Пл+Кв | 49,40 | 0,16 | 0,78 | 1,42 | 30,74 | 0,98 | 15,26 | 0,91 | 0,05 | Сл. | 0,10 | Не обн. | 99,75 |
| 2409 | РП+МП+Би+Роr+Мт+Пл | 49,13 | 0,50 | 0,91 | 0,77 | 30,20 | 1,60 | 14,71 | 0,70 | 0,05 | " | 0,12 | 1,56 | 100,25 |
| Моноклинный пироксен | | | | | | | | | | | | | | |
| 7/1 | МП+Роr+Пл+Кв+Ми+Акт+Хл | 49,40 | 0,57 | 4,14 | 2,14 | 13,44 | 0,60 | 8,40 | 19,20 | 0,57 | 0,25 | 0,33 | 1,23 | 100,27 |
| 15 | МП+Пл+Роr+Эл+Хл+Ки | 51,53 | 0,40 | 2,37 | 1,10 | 11,75 | 0,30 | 11,13 | 20,51 | 0,45 | 0,10 | 0,23 | 0,72 | 100,18 |
| 980 | МП+Роr+Би+Пл+Кв | 51,04 | Сл. | 3,91 | 1,05 | 9,24 | 0,45 | 13,27 | 19,31 | 0,48 | Не обн. | 0,26 | 1,18 | 100,19 |
| 1267/1 | РП+МП+Роr+Би+Пл+Кв | 49,13 | 0,08 | 1,86 | Не обн. | 12,70 | 0,61 | 11,72 | 21,05 | 0,70 | 0,04 | 0,22 | 2,30 | 100,41 |
| 2067 | РП+МП+Би+Мт+Пл+Кв | 50,60 | 0,22 | 3,19 | 0,21 | 13,22 | 0,44 | 11,03 | 19,18 | 0,50 | Не обн. | 0,30 | 1,47 | 100,36 |
| Роговая обманка | | | | | | | | | | | | | | |
| 4/1 | Роr+Би+Пл+Кв | 43,45 | 1,82 | 10,23 | 4,36 | 12,45 | 0,26 | 11,25 | 10,81 | 1,37 | 1,50 | 0,42 | 2,27 | 100,19 |
| 5/12 | То же | 42,66 | 1,42 | 11,47 | 4,53 | 12,56 | 0,45 | 10,47 | 11,40 | 1,35 | 1,37 | 0,32 | 2,40 | 100,42 |
| 12/9а | Роr+МП+Пл+Акт+Кв | 41,56 | 1,80 | 10,14 | 6,77 | 12,72 | 0,32 | 10,48 | 10,00 | 1,25 | 1,83 | 0,40 | 2,75 | 100,02 |
| 15 | Роr+МП+Пл+Эл+Акт+Курб+Хл | 44,06 | 1,47 | 10,55 | 2,97 | 16,13 | 0,38 | 8,96 | 12,26 | 1,60 | 0,42 | 0,14 | 1,56 | 100,59 |
| 980 | Роr+МП+Пл | 43,69 | 1,44 | 10,77 | 4,00 | 12,70 | 0,24 | 11,26 | 11,80 | 1,25 | 1,22 | 0,66 | 1,46 | 100,49 |
| 1013/3 | Роr+МП+Би+Пл+Кв | 38,90 | 3,81 | 11,54 | 7,02 | 17,35 | 0,43 | 5,57 | 10,38 | 1,34 | 1,18 | 0,27 | 2,06 | 99,85 |
| 1125 | РП+Роr+Би+Пл+Мт+Кв | 41,64 | 2,22 | 9,87 | 4,57 | 17,00 | 0,28 | 8,19 | 10,90 | 1,48 | 1,47 | 1,10 | 2,09 | 99,81 |
| 1267/1 | Роr+РП+МП+Би+Пл+Кв | 41,76 | 2,14 | 10,62 | 3,57 | 14,08 | 0,20 | 9,35 | 11,11 | 1,50 | 1,40 | 0,34 | 3,57 | 99,64 |

Таблица 4 (продолжение)

| Номер образца | Ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|---------------|-----------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|-------|
| Биотит | | | | | | | | | | | | | | |
| 5/12 | Пл ₂₈ +Би+Рог+Кв | 36.42 | 2.80 | 14.64 | 4.02 | 14.95 | 0.28 | 15.26 | 0.55 | 0.32 | 7.60 | 0.40 | 2.49 | 99.73 |
| 2416 | Би+РП+Мт+Пл+Кв | 34.12 | 4.55 | 14.66 | 3.24 | 18.42 | 0.09 | 10.22 | 0.36 | 0.13 | 9.50 | 0.30 | 4.15 | 99.74 |
| 253/2 | Пл+Кв+Би | 35.86 | 3.23 | 16.08 | 4.07 | 16.61 | 0.20 | 10.51 | Сл. | 0.05 | 9.19 | 0.54 | 4.14 | 99.94 |
| 259/1 | Пл+Кв+Би | 36.16 | 2.96 | 16.44 | 4.19 | 16.32 | 0.31 | 10.44 | " | 0.05 | 9.19 | 0.54 | 3.93 | 99.99 |

Примечание. Обр. 4/1, 5/12, 12/9а, 7/1, 15253/2, 259/1 – из района оз. Верхнее Куйто; остальные – из района оз. Тулос.

Таблица 5

Количество ионов в пересчете катионным методом темноцветных минералов богатых кальцием пород гранулитовой фации

| Номер образца | Элементы | | | | | | | | | | | | | F | f | F ₀ | Ca, % | Mg, % | Fe, % |
|----------------------|----------|-------|------------------|------------------|------------------|------------------|------|------|------|-------|------|------|------|-------|-------|----------------|-------|-------|-------|
| | Si | Ti | Al _{IV} | Al _{VI} | Fe ⁺³ | Fe ⁺² | Mn | Mg | Ca | Na | K | OH | O | | | | | | |
| Ромбический пироксен | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1125 | 1.93 | 0.01 | 0.07 | - | 0.03 | 1.10 | 0.05 | 0.77 | 0.03 | 0.01 | - | 0.40 | 5.97 | 60.51 | 59.9 | 2.65 | 1.6 | 40.5 | 57.9 |
| 1260 | 1.93 | - | 0.07 | 0.02 | 0.002 | 1.08 | 0.02 | 0.83 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.35 | 5.97 | 57.04 | 57.0 | 0.18 | 1.5 | 42.8 | 55.7 |
| 1267/1 | 1.82 | - | 0.18 | 0.04 | - | 0.95 | 0.02 | 0.97 | 0.01 | 0.01 | - | 0.15 | 5.85 | 49.48 | 49.48 | - | 0.50 | 50.3 | 49.2 |
| 2067 | 1.92 | - | 0.08 | 0.06 | 0.13 | 0.90 | 0.04 | 0.84 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | - | 6.09 | 56.0 | 52.75 | 12.63 | 0.57 | 48.0 | 51.4 |
| 2397 | 1.94 | 0.005 | 0.04 | - | 0.04 | 1.01 | 0.03 | 0.90 | 0.04 | 0.005 | - | - | 5.98 | 54.54 | 53.61 | 3.71 | 2.1 | 46.1 | 51.8 |
| 2409 | 1.95 | 0.04 | 0.05 | - | 0.02 | 1.00 | 0.06 | 0.87 | 0.03 | 0.01 | - | 0.41 | 5.98 | 55.40 | 54.80 | 1.96 | 1.6 | 45.8 | 52.6 |

Моноклинный пироксен

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|------|-------|------|------|------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|-------|-------|------|------|------|-------|
| 7/1 | 1.86 | 0.02 | 0.14 | 0.04 | 0.06 | 0.42 | 0.02 | 0.47 | 0.71 | 0.04 | 0.01 | 0.32 | 5.71 | 51.55 | 48.35 | 12.5 | 44.4 | 29.4 | 26.25 |
| 15 | 1.96 | 0.01 | 0.04 | 0.07 | 0.03 | 0.37 | 0.01 | 0.62 | 0.82 | 0.03 | 0.004 | 0.18 | 5.77 | 39.81 | 38.0 | 7.5 | 45.3 | 34.3 | 20.4 |
| 980 | 1.87 | - | 0.13 | 0.04 | 0.03 | 0.28 | 0.01 | 0.72 | 0.76 | 0.03 | - | 0.30 | 5.65 | 30.77 | 28.71 | 9.7 | 43.2 | 40.9 | 15.9 |
| 1267/1 | 1.85 | 0.002 | 0.08 | - | - | 0.36 | 0.018 | 0.66 | 0.85 | 0.05 | 0.002 | 0.53 | 5.47 | 36.41 | 36.41 | - | 45.5 | 35.3 | 19.3 |
| 2067 | 1.89 | 0.01 | 0.11 | 0.03 | 0.03 | 0.41 | 0.01 | 0.61 | 0.77 | 0.04 | - | 0.21 | 5.79 | 41.35 | 40.78 | 2.4 | 43.0 | 34.1 | 22.9 |

Роговая обманка

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|---|---|---|
| 4/1 | 6.45 | 0.20 | 1.55 | 0.24 | 0.49 | 1.55 | 0.03 | 2.49 | 1.72 | 0.40 | 0.29 | 2.25 | 21.83 | 45.40 | 38.82 | 24.02 | - | - | - |
| 5/12 | 6.36 | 0.16 | 1.64 | 0.48 | 0.51 | 1.57 | 0.06 | 2.32 | 1.82 | 0.39 | 0.25 | 2.38 | 21.85 | 48.0 | 41.27 | 24.52 | - | - | - |
| 12/9a | 6.25 | 0.21 | 1.75 | 0.21 | 0.77 | 1.60 | 0.04 | 2.34 | 1.61 | 0.36 | 0.35 | 2.75 | 21.41 | 50.74 | 41.21 | 32.49 | - | - | - |
| 15 | 6.47 | 0.16 | 1.53 | 0.33 | 0.33 | 1.98 | 0.02 | 2.18 | 1.92 | 0.46 | 0.08 | 0.44 | 22.51 | 51.65 | 47.85 | 14.29 | - | - | - |
| 980 | 6.46 | 0.16 | 1.54 | 0.33 | 0.44 | 1.57 | 0.03 | 2.47 | 1.86 | 0.35 | 0.23 | 2.16 | 21.84 | 45.23 | 39.31 | 21.79 | - | - | - |
| 1013/3 | 6.03 | 0.45 | 1.97 | 0.14 | 0.82 | 2.25 | 0.05 | 1.29 | 1.72 | 0.41 | 0.24 | 2.02 | 21.98 | 70.75 | 64.07 | 26.71 | - | - | - |
| 1267/1 | 6.42 | 0.25 | 1.58 | 0.35 | 0.42 | 1.81 | 0.03 | 2.14 | 1.83 | 0.44 | 0.28 | 1.93 | 22.07 | 51.36 | 46.23 | 18.83 | - | - | - |
| 1125 | 6.36 | 0.26 | 1.64 | 0.13 | 0.54 | 2.17 | 0.04 | 1.86 | 1.77 | 0.44 | 0.29 | 2.18 | 21.82 | 59.65 | 54.30 | 20.00 | - | - | - |

Биотит

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|---|---|---|
| 5/12 | 2.71 | 0.15 | 1.29 | - | 0.22 | 0.93 | 0.02 | 1.69 | 0.04 | 0.04 | 0.72 | 0.08 | 1.92 | 40.5 | 57.4 | 19.1 | - | - | - |
| 253/2 | 2.79 | 0.19 | 1.21 | 0.26 | 0.25 | 1.08 | 0.01 | 1.21 | - | 0.01 | 0.91 | 1.40 | 0.60 | 52.6 | 47.4 | 18.8 | - | - | - |
| 259/3 | 2.80 | 0.17 | 1.20 | 0.30 | 0.25 | 1.06 | 0.17 | 1.20 | - | 0.01 | 0.91 | 1.39 | 0.61 | 52.5 | 47.3 | 19.1 | - | - | - |
| 2416 | 2.72 | 0.27 | 1.28 | 0.09 | 0.20 | 1.23 | 0.005 | 1.21 | 0.03 | 0.02 | 0.96 | 1.40 | 0.60 | 54.25 | 50.5 | 14.0 | - | - | - |

Примечание.

$$F = \frac{Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn}{Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn + Mg} \cdot 100, \quad f = \frac{Fe^{+2} + Mn}{Fe^{+2} + Mn + Mg} \cdot 100, \quad F_0 = \frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3} + Fe^{+2}} \cdot 100.$$

Таблица 6

Оптические свойства моноклиных пироксенов

| Номер образца | Ассоциация | n_{Ng} | $2V$ | N_g | N_p |
|---------------|--------------------|----------|-----------------|-------|-------|
| 1232 | Пл+РП+МП+Рог+Би+Кв | - | 60 ^x | - | - |
| 1258 | То же | 39 | | 1.717 | 1.696 |
| 1266 | " " | - | 60 ^x | - | - |
| 2067 | " " | 39 | 58 ^x | 1.706 | 1.688 |
| 1269 | Пл+МП+Рог+Би+Кв | - | 58 ^x | 1.714 | 1.692 |
| 1310/1 | То же | 45 | 58 ^x | - | - |
| 2442 | " " | - | 59 ^x | - | - |
| 1246 | Пл+МП+Рог+Би | - | 59 ^x | 1.719 | 1.698 |
| 1269/1 | То же | - | 60 ^x | - | - |
| 1272/1a | " " | - | 58 ^x | - | - |
| 1274/1 | " " | - | 60 ^x | - | - |
| 1267/1 | Пл+РП+МП+Рог+Би | 41 | - | 1.715 | 1.693 |
| 1310/2 | То же | 42 | 59 ^x | - | - |
| 2409 | " " | - | 53 ^x | 1.720 | 1.695 |
| 2446 | " " | - | 56 ^x | - | - |
| 1271/1 | Пл+РП+МП+Рог | - | 58 ^x | - | - |
| 1272 | То же | 48 | 54 ^x | - | - |
| 1260/1 | " " | - | 60 ^x | - | - |
| 1260 | Пл+РП+МП+Би+Кв | 40 | | 1.715 | 1.693 |
| 1239/2 | Пл+МП+Рог+Би+Кв | - | 60 ^x | - | - |
| 1268 | То же | - | 58 ^x | - | - |

они попадают на границу полей салита и авгита (рис. 7) и частично в поле авгита. Средний состав моноклиного пироксена кристаллических сланцев и гнейсов комплекса фундамента ранних карелид близок среднему составу моноклиного пироксена из дупироксеновых плаггиогнейсов. Н.А. Добрецов и др. (1971) такой пироксен называют салит-авгитом, подчеркивая как специфическую особенность низкий коэффициент окисленности железа – один из самых низких в клинопироксенах вообще. Связь между составом пироксенов и условиями метаморфизма во время их кристаллизации, возможно, обусловлена увеличением растворимости Mg и Fe⁺² в диопсид-геденбергите при более высоких температурах (Дир и др., 1966). Моноклинные пироксены гранулитовой фации отличаются от моноклиных пироксенов амфиболитовой фации (Кратц и др., 1969; Судовиков и др., 1970) главным образом более низким содержанием кальция.

Рис. 7. Составы равновесных пироксенов гранулитовой фации.

1 - салит-авгит; 2 - гиперстен.

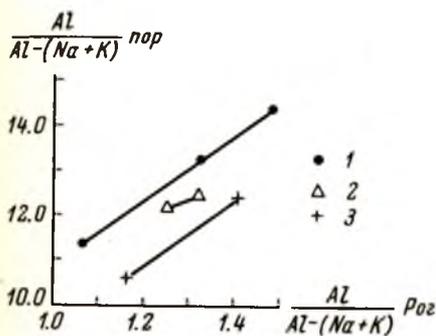
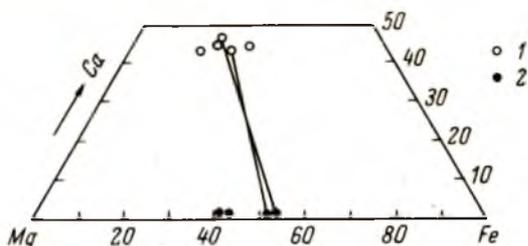


Рис. 8. Зависимость концентрации алюминия в роговой обманке от концентрации его в породах (район оз. Верхнее Куйто).

1 - биотит-роговообманковые гнейсы; 2 - пироксеновые амфиболиты; 3 - плаггиогранитоиды.

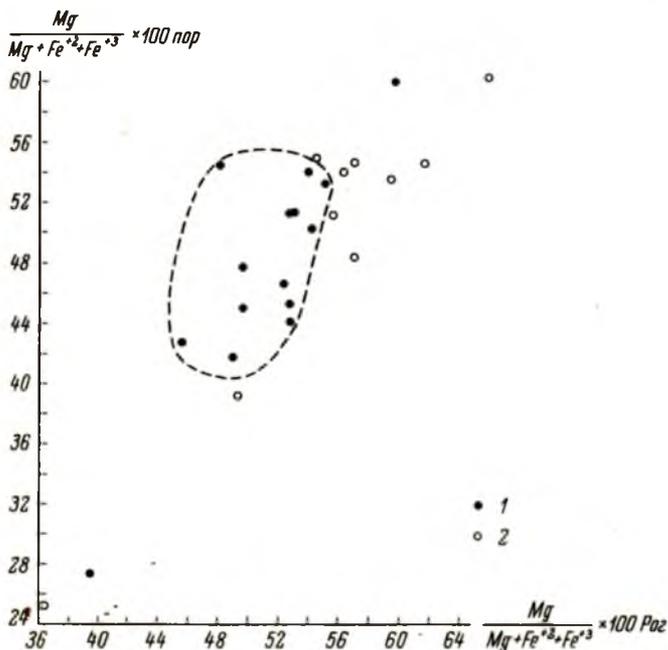


Рис. 9. Зависимость магнезиальности роговой обманки от магнезиальности породы.

1 - роговые обманки гранулитовой фации; 2 - роговые обманки амфиболитовой фации.

Таблица 7

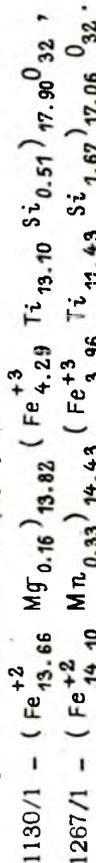
Светопреломление и удельный вес зелено-бурых роговых обманок гранулитовой фации

| Номер образца | Ассоциация | Плеохроизм | n_g | n_m | n_p | Удельный вес |
|---------------|--|---|-------|-------|-------|--------------|
| 853/2 | Пл ₄₂₋₄₆ + МП + Рог + Би | Буровато-зеленый, светло-желтый | 1.685 | - | 1.662 | 3.32 |
| 877 | Кв + Пл + РП + Рог + Би | То же | 1.693 | 1.678 | - | 3.32 |
| 980 | Пл ₄₃₋₄₄ + МП + Рог + Би | " " | 1.684 | - | 1.662 | 3.29 |
| 1013/1а | Кв + Пл ₃₇ + МП + Акт + Би | " " | 1.683 | - | 1.663 | 3.31 |
| 1125 | Кв + Пл ₃₀ + РП + Рог + Би | Буровато-зеленый, желто-зеленый, светло-желто-зеленый | - | 1.695 | 1.688 | 3.34 |
| 1280 | Кв + Пл ₃₇₋₃₈ + РП + МП + Би | То же | 1.698 | 1.680 | - | 3.31 |
| 1267/1 | Пл ₄₀₋₄₁ + РП + МП + Рог + Би | Буровато-зеленый, желто-зеленый, светло-желтый с зеленым оттенком | 1.696 | 1.677 | 1.673 | 3.31 |
| 2397 | Кв + Пл ₃₄₋₃₅ + РП + Би | То же | 1.693 | - | 1.673 | 3.31 |
| 2409 | Пл ₃₆₋₃₈ + РП + МП + Рог + Би | Буровато-зеленый, светло-желто-зеленый | 1.694 | - | 1.673 | 3.31 |

Химический состав (в вес.%) титаномагнетита гранулитовой фации (аналитик В. А. Доильнищина)

| Номер образца | Ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|---------------|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|---------|------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| 1130/1 | Пл+Би+Мт+Рог | 1.25 | 42.95 | Не обн. | 14.12 | 40.30 | Не обн. | 0.28 | 0.25 | 0.14 | 0.15 | 0.31 | 0.42 | 100.17 |
| 1267/1 | Пл+Рп+Мп+Рог+Би | 4.00 | 36.61 | " | 12.77 | 40.84 | 0.93 | Сл. | 0.42 | 0.26 | 0.26 | 0.32 | 3.98 | 100.39 |

Кристаллохимические формулы



Примечание. 1130/1 - из биотит-роговообманкового шлагогнейса, район оз. Верхнее Куйто, 1267/1 - из двупироксенового кристаллического сланца, район оз. Тулос.

Роговая обманка основных кристаллических сланцев и гнейсов комплексов фундамента ранних карелид как в парагенезисе с пироксенами, так и в беспироксеновых парагенезисах плеохроирует в зеленовато-бурых тонах. Угол оптических осей ее весьма постоянен и не зависит от парагенезиса. Так, в кварц-полевошпатовых породах в ассоциации МП+РП+Би среднее значение $2V(30 \text{ опр.})$ составляет 68 ± 1 (при $S=3$ и $V=4$). В ассоциации РП+Би (11 опр.) $2V_{\text{ср}} = 66 \pm 2$ (при $S=4$ и $V=6$), а в ассоциации МП+Би (30 опр.) $2V_{\text{ср}} = 68 \pm 1$ (при $S=3$ и $V=5$). При этом низкие значения стандартных отклонений и коэффициентов вариации свидетельствуют об однородности выборки и достоверности средних значений. Показатели преломления зелено-бурых роговых обманок довольно однородны: $n_g = 1.683-1.698$ и $n_p = 1.662-1.668$ (табл. 7). Для данных роговых обманок характерны высокие значения удельных весов, обычно превышающие 3.30 г/см^3 .

Химический состав роговых обманок (табл. 4, 5) колеблется в довольно широких пределах и зависит от состава вмещающих пород и парагенезиса. Общей особенностью роговых обманок гранулитовой фации является высокое содержание алюминия. При этом устанавливается пропорциональная зависимость отношения $Al / Al - (Na + K)$ в роговой обманке от аналогичного отношения в валовом составе породы (рис. 8). При одинаковом составе пород роговые обманки, находящиеся в ассоциации с пироксеном, имеют более высокое значение этого отношения по сравнению с роговыми обманками беспироксеновых ассоциаций. Магнезиальность роговых обманок также зависит от магнезиальности вмещающих пород (рис. 9).

Биотит является довольно распространенным минералом в составе основных кристаллических сланцев и гнейсов гранулитовой фации, хотя количественные содержания его в ассоциации с пироксеном невелики. Плеохроирует биотит в бурых тонах (от бурого по *Ng* до буровато-желтого по *Np*). Общая железистость его обычно не превышает 50%. Биотит гранулитовой фации отличается высоким содержанием титана и алюминия в четверной координации (табл. 4, 5).

Титаномагнетит в виде мелких каплевидных зерен нередко встречается в составе пироксенсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов гранулитовой фации. Химический состав его приведен в табл. 8.

Состав титаномагнетитов из ассоциаций гранулитовой фации районов озер Верхнее Куйто и Тулос весьма близок. По химическому составу минерал занимает промежуточное положение между титаномагнетитом и ильменитом. Содержание титана в его кристаллохимической формуле приближается к содержанию двухвалентного железа, т.е. соотношение Ti и Fe^{+2} близко к соответствующему соотношению в ильмените. В то же время наблюдается повышенное содержание трехвалентного железа относительно формулы ильменита. Предполагается, что повышенное содержание Fe^{+3} в ильмените связано с примесью гематита (Дир и др., 1966). Однако, по данным рентгено-структурного анализа, гематитовая фаза в составе анализируемого материала не обнаружена. Химические анализы пересчитаны на кристаллохимическую формулу магнетита, так как в аншлифе минерал определен как титаномагнетит. Рентгено-структурным анализом установлено, что титаномагнетит состоит из смеси трех кристаллических фаз: магнетита, ильменита и рутила. Учитывая, что титаномагнетит гранулитовой фации должен кристаллизоваться при высокой температуре, можно предположить, что возникновение перечисленных фаз обусловлено распадом твердых растворов.

Распределение железа и магния в сосуществующих минералах гранулитовой фации

Равновесное распределение элементов А и В между минеральными фазами α и β определяется константой распределения (Kretz, 1961)

$$K_D = \frac{X_A^\alpha / X_B^\alpha}{X_A^\beta / X_B^\beta}$$

Для пироксенов

$$K_D = \frac{(Fe^{+2} / Mg)_{PP}}{(Fe^{+2} / Mg)_{MP}}$$

Распределение железа и магния между пироксенами изучалось многими исследователями. Относительно идеальности распределения Fe^{+2} и Mg существуют различные мнения. Вывод Бартоломе и Кретца (Bartholome, 1962; Kretz, 1961, 1963) о том, что оба пироксена приближаются к идеальным растворам, поставлен под сомнение А.А. Маракушевым для низких температур. Позднее (Добрецов и др., 1971) было высказано соображение, что при определенных условиях (при низкой концентрации Fe^{+3} , Al, Ti и др.) распределение Fe^{+2} и Mg приближается к идеальному и K_D определяется в основном температурой. При детальном изучении влияния содержания Ca, Si и Al_{IV} на распределение Fe^{+2} и Mg в пироксенах (Никитина и др., 1972) было уста-

новлено, что в породах, богатых Fe^{+2} , но бедных Ca , предложенная Кретцем константа равновесия для пироксенов не может характеризовать их равновесие, так как не учитывает кальциевый компонент. Л. П. Никитина и др. предлагают рассматривать равновесие моноклинного и ромбического пироксенов в отношении Fe^{+2} и Mg с точки зрения равновесий смешенного типа, так как в последних учитывается возможность изоморфных замещений Fe^{+2} другими катионами.

Таким образом, по коэффициенту распределения Fe^{+2} и Mg между пироксенами мы не можем с достаточной степенью надежности оценить их температуру кристаллизации.

Тем не менее, учитывая, что рассматриваемые пироксены характеризуются низкими концентрациями Fe^{+3} , Al и Ca , коэффициент распределения Fe^{+2} и Mg позволяет хотя бы ориентировочно судить о температурных условиях их кристаллизации. По Кретцу (Kretz, 1963), среднее значение K_0 для магматических пород равно 1.37, для метаморфических — 1.85.

Данные Кретца согласуются с данными Н. Л. Добрецова и В. А. Кутюлина (Добрецов и др., 1971), согласно которым величина K_D в типичных метаморфических породах двупироксеновой фации меньше, чем в магматических, и в среднем равна 1.8–1.9; K_D рассматриваемых пироксенов составляет 1.6–1.8 (табл. 4, 5), что соответствует температуре 700–750° (Добрецов и др., 1971).

Железистость сосуществующих ортопироксена и роговой обманки примерно одинакова, а у клинопироксена меньше, чем у роговой обманки. Общая железистость роговой обманки в парагенезисе с пироксенами колеблется от 45.2 до 51.4% при железистости 49.5–56.0% ромбического пироксена и 39.8–41.3% моноклинного пироксена. Подобное соотношение железистости свидетельствует об их равновесности. Коэффициенты распределения железа и магния между роговой обманкой и моноклинным пироксеном (1.52, 0.94, 0.71) лежат в интервале K_D для соответствующих минералов фации двупироксеновых гнейсов Приазовья, Лапландии и Алдана (Костюк, 1970).

Распределение железа и магния между биотитом и роговой обманкой таково, что общая железистость биотита, ассоциирующего с роговой обманкой, всегда несколько ниже железистости последней. При этом степень окисленности железа в роговой обманке также немного выше; K_D железа и магния между биотитом и роговой обманкой гранулитовой фации составляет 0.81.

Характер минеральных ассоциаций и составы главных равновесных порообразующих минералов позволяют хотя бы приближенно судить об условиях прогрессивного метаморфизма, при которых формировались метаморфические породы фундамента ранних карелид. Широкое развитие парагенезисов с водосодержащими минералами (роговая обманка, биотит) позволяет отнести рассмотренные парагенезисы богатых кальцием пород к амфибол–гранулитовой субфации (Глебовицкий, Другова и др., 1972).

Как уже указывалось, согласно распределению железа и магния между сосуществующими пироксенами, температура их кристаллизации оценивается примерно 700–750°C. Видимо, 750° ближе к истинной температуре, так как о высокой температуре кристаллизации пироксенов свидетельствует повышенная растворимость Mg и Fe^{+2} в диоксид–геденбергите (Дир и др., 1966). Кроме того, высокую температуру кристаллизации подтверждает повышенное содержание титана в титаномагнетите. Давление, по всей вероятности, было умеренным, т.е. превышало давление тройной точки полиморфных модификаций Al_2SiO_5 глиноземистых пород. Положение этой точки трактуется неоднозначно. В данной работе оно принимается равным 5.5 кбар (Глебовицкий, 1973). Об умеренном давлении свидетельствуют прежде всего отсутствие парагенезисов, типичных для условий низкого давления, и отличие состава магнетитно–железистых минералов от состава соответствующих минералов гранулитовой фации низкого давления (Судовиков и др., 1970), в том числе повышенная глиноземистость роговых обманок.

Труднее всего оценить парциальное давление воды в поровом флюиде. А.А. Маракушевым (1968, фиг. 22) показана устойчивость биотита с гиперстеном при температуре 700–750° в условиях P_{H_2O} порядка сотен атмосфер. Видимо, это наиболее вероятное парциальное давление воды для рассмотренных ассоциаций гранулитовой фации.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ ПРИ ДИАФТОРЕЗЕ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

В качестве примера регионального диафторического преобразования пород, первоначально метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, рассматриваются главным образом метаморфические образования района оз. Верхнее Куйто. В метаморфических породах данного района преобладают ассоциации амфиболитовой фации. Они наблюдаются повсеместно и поэтому на схеме метаморфизма (рис. 6) не оконтурены. Ассоциации гранулитовой фации встречаются обычно в амфиболитах и амфиболовых гнейсах, в том числе и среди скиалитов в плагиогранитоидах. Бедные кальцием породы почти нацело диафторированы. В единичных прослоях гранат–силлиманитовых гнейсов силлиманит является вторичным, а гранат характеризуется низкими концентрациями пиропового компонента, что не позволяет отнести его к гранулитовой фации.

Диафториты зеленосланцевой фации обычно приурочены к линейным зонам и связаны с поздней разломной тектоникой. Диафторические преобразования метаморфических пород гранулитовой фации по времени соответствуют раннепротерозойскому метаморфизму отложений гимольской серии и протекают в период главного этапа ребольской складчатости. Начало диафтореза по времени приурочено к периоду развития кливажа осевой плоскости субширотных складок (рис. 3). Ориентированный в этом направлении биотит имеет буровато-зеленую окраску в отличие от бурого биотита гранулитовой фации и ксеноморфные „лапчатые“ очертания. Существенное увеличение содержания биотита в богатых кальцием породах обусловлено калиевым метасоматозом. Кроме таких признаков, как ксеноморфные „лапчатые“ формы, развитые по трещинам в пироксене и плагиоклазе, на метасоматическую природу биотита указывают также реакционные каемки его вокруг титаномагнетита (рис. 10). В целом реакциям гидратации при диафторезе принадлежит ведущая роль. Главными признаками диафтореза являются неравномерное раскисление плагиоклаза, присутствие в одном шлифе двух генераций одноименного минерала, наличие метастабильных минеральных фаз. Метастабильный клинопироксен в диафторитах нередко содержит реакционные каймы сине-зеленой роговой обманки и эпидота (рис. 11). При диафторезе структуры метаморфических пород становятся неравномернозернистыми.

Для диафторитов амфиболитовой фации района оз. Верхнее Куйто характерно наличие многоминеральных неравновесных ассоциаций.

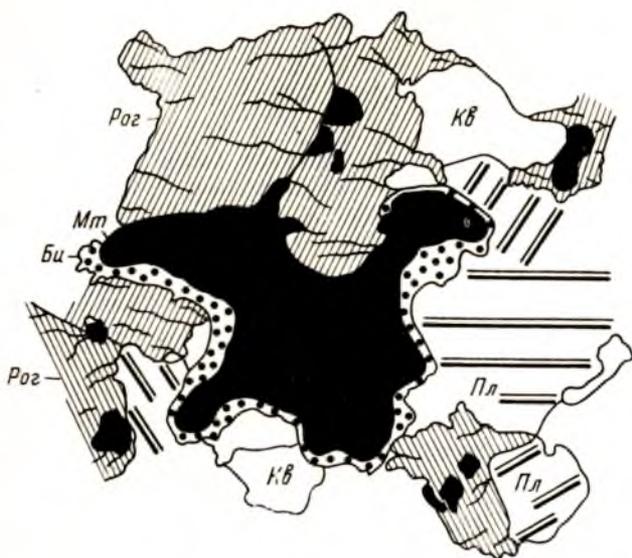


Рис. 10. Реакционная кайма биотита вокруг титаномагнетита.

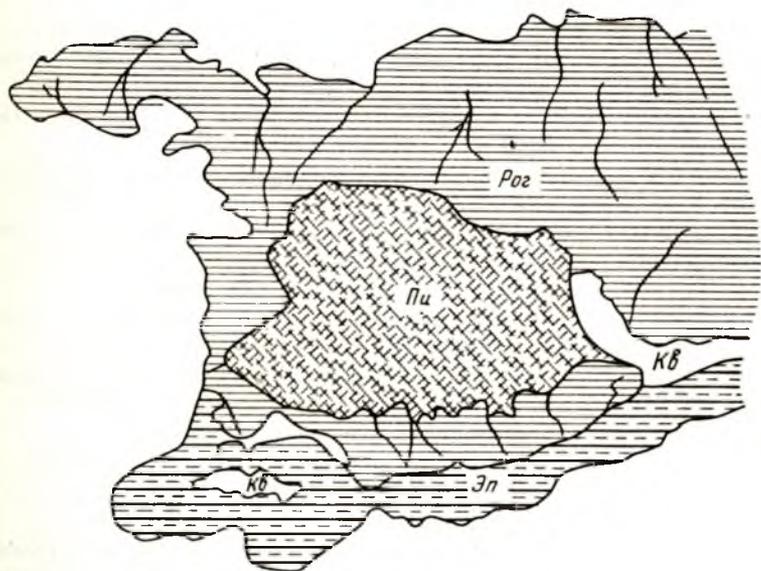


Рис. 11. Сложная полиминеральная кайма вокруг салит-авгита.

Богатые кальцием породы

Минеральные ассоциации

В состав данной группы входят пироксеновые амфиболиты и амфиболовые гнейсы, гранатовые амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы. Главными парагенетическими ассоциациями, образующимися при диафторезе богатых кальцием пород, являются: $\text{Пл} + \text{Ро} + \text{Гр} + \text{Кв} + \text{Би}$ и $\text{Пл} + \text{Ро} + \text{Кв} + \text{Эп} + \text{Би}$.

Породообразующие минералы

Плагиоклаз в диафторированных породах имеет непостоянную основность даже в пределах одного шлифа (табл. 9). Удельный вес 2.59-2.63 не всегда соответствует приводимому составу из-за наличия нескольких генераций плагиоклаза в одном штуче. Так, например, в обр. 1010 гранат-амфиболового гнейса (табл. 9) встречаются плагиоклазы с содержанием анортитового компонента в количестве 48 ± 1 , 38 ± 1 и $29 \pm 1\%$. В целом состав плагиоклаза богатых кальцием пород колеблется в пределах 24-48% Al . Основность плагиоклаза понижается при перекристаллизации. Крупные зерна перекристаллизованного плагиоклаза обычно по составу соответствуют олигоклазу, тогда как плагиоклазы основной ткани имеют андезиновый состав и нередко эпидотизированы.

Гранат в богатых кальцием породах встречается довольно редко. Содержание пироба в нем составляет 10.4 и 11.1% (табл. 10, 11), т.е. он близок среднему составу альмандина амфиболитов и амфиболовых гнейсов (Добрецов и др., 1970), отличаясь от последнего более низким содержанием кальциевого компонента. Низкое содержание пироба позволяет отнести гранат амфиболовых разновидностей гнейсов к амфиболитовой фации (Глебовицкий, 1973) (эпидот-амфиболитовая фация, по В.С. Соболеву (1964)).

Биотит является довольно распространенным минералом амфиболовых разновидностей гнейсов. Удельный вес его 3.10-3.04 г/см³. В ассоциации с гранатом биотит богатых кальцием пород близок по содержанию титана биотиту гранулитовой фации (табл. 10, 11), но характеризуется более высокой общей железистостью и более низким коэффициентом окисления.

Биотит в безгранатовых ассоциациях плеохроитует в буровато-зеленых тонах и имеет ксеноморфные очертания. Общая железистость его выше железистости ранее рассмотренных биотитов, содержание титана также более низкое. Нередко биотит, встречаясь в тесной пространственной ассоциации с эпидотом и сфеном, замещает буро-зеленую роговую обманку.

Роговая обманка периода диафтореза плеохроитует в зеленых и синезеленых тонах, $M_g = 1.675 \pm 1.687$, $M_r = 1.658 \pm 1.667$ (табл. 12). Угол оптических осей колеблется в широких пределах, но среднее его значение составляет 70 ± 2 (при $S = 5$ и $V = 7$) и приближается к среднему $2V$ роговой обманки гранулитовой фации. Удельный вес роговой обманки всегда ниже 3.30 г/см³, т.е. ниже удельного веса роговой обманки гранулитовой фации. Но поскольку в штучах диафторированных пород всегда встречаются зерна различных генераций, при массовых замерах удельные веса роговых обманок диафторированных пород колеблются в широких пределах. Химический состав роговых обманок диафторитов (табл. 10, 11) непостоянен и зависит от парагенезиса.

Магнетит, кристаллизующийся при диафторезе, обычно крупнозернистый и резко ксеноморфный по отношению к силикатам. В отличие от титаномагнетита гранулитовой фации он беден титаном либо не содержит его (табл. 13), что свидетельствует о более низкой температуре кристаллизации.

Таблица 9

Физические и оптические свойства плагиоклаза
богатых кальцием пород диафторитов

| Номер образца | Ассоциация | Удельный вес | n_g' | n_p' | Номер плагиоклаза | -2V |
|---------------|------------------------|--------------|--------|--------|-------------------|-----|
| 5/12 | Пл+Би+Рог+Кв | 2.64 | 1.549 | 1.541 | 26-27 | - |
| 7/1 | Пл+Рог+Авг+Акт+Ми+Кв | 2.63 | 1.549 | 1.543 | 28+2 | - |
| | То же | - | 1.553 | 1.547 | 36+1 | 85 |
| 12/9а | Пл+Кв+Рог+Акт+Авг | 2.62 | 1.548 | 1.540 | 24 | 86 |
| | То же | - | 1.551 | 1.543 | 30 | |
| 12/96 | Пл+Кв+Рог+Ми | 2.61 | 1.549 | 1.541 | 26-27 | 80 |
| 15 | Пл+Рог+Эп+Авг+Акт+Ка | - | 1.549 | 1.540 | 25+1 | |
| 23/5 | Пл+Рог+Гр+Би+Кв | 2.61 | 1.557 | 1.551 | 44+1 | 84 |
| 23/12 | Пл+Кв+Рог+Би+Гр+Мт | 2.63 | 1.549 | 1.542 | 27-28 | - |
| | То же | - | 1.557 | 1.550 | 42-43 | - |
| 25/6к | Пл+Би+Кв+Ми+Рог | 2.63 | 1.550 | 1.542 | 27-28 | - |
| 25/29 | Пл+Би+Эп+Кв+Ми | 2.60 | 1.548 | 1.540 | 24 | - |
| 26/9 | Пл+Би+Эп+Кв+Ми+Ка | 2.59 | 1.549 | 1.540 | 25+1 | - |
| 33/2а | Пл+Би+Эп+Кв | 2.66 | 1.549 | 1.540 | 25+1 | - |
| 35/10 | Пл+Би+Ми+Кв | 2.62 | 1.548 | 1.540 | 24 | - |
| 65а | Пл+Рог+Авг+Кв+Ми+Би+Му | - | 1.548 | 1.541 | 25 | - |
| 84/1 | Пл+Рог+Би+Акт+Ка | 2.64 | 1.551 | 1.542 | 29+1 | - |
| 240 | Пл+Кв+Рог+Би+Эп+Ка | - | 1.553 | 1.546 | 34-35 | - |
| 288/1 | Пл+Кв+Рог+Би+Мт | - | 1.550 | 1.543 | 29 | - |
| 288/2 | То же | - | 1.551 | 1.544 | 31+1 | - |
| 288/6 | " " | - | 1.552 | 1.545 | 33-34 | - |
| 1009/3 | Пл+Би+Рог+Кв | 2.65 | 1.555 | 1.546 | 36+3 | - |
| 1010 | Пл+Рог+Гр+Кв+Би | - | 1.551 | 1.542 | 29+1 | - |
| | То же | - | 1.555 | 1.547 | 38+1 | - |
| | " " | - | 1.560 | 1.553 | 48+1 | - |
| 1011 | Пл+Би+Рог+Эп+Кв | - | 1.550 | 1.543 | 29 | - |

Бедные кальцием породы

Минеральные ассоциации

Бедные кальцием породы представлены преимущественно биотитовыми и двуслюдяными плагиогнейсами и плагиогранито-гнейсами. Встречающийся иногда калиевый полевой шпат является интерстиционным и не превышает 5%. Среди плагиогнейсов встречены единичные прослой гранат-силлиманитовых гнейсов. Для плагиогнейсов характерно полосчатое строение, обусловленное неравномерным распределением биотита. Выделяются полосы, обогащенные биотитом и существенно безбиотитовые. Биотитовые плагиогнейсы и плагиогранито-гнейсы тесно пространственно и генетически связаны друг с другом и нередко постепенно переходят друг в друга.

Среди биотитовых разновидностей плагиогнейсов выделяются две главные ассоциации: Гр+Кв+Пл+Би+Му+Ми и Кв+Пл+Би+Му. Породы неравномерно перекристаллизованы и характеризуются неравномерным распределением

Таблица 10

Химический состав темноцветных минералов из диафоритов амфиболитовой фации богатых кальцием пород района оз. Верхнее Куйто (аналитик В.А. Доильницына)

| Номер образца | Ассоциация | О.ислы, вес.% | | | | | | | | | | | | сумма | Ng' - Nm' |
|-----------------|--------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|-----------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | п.п.п. | | |
| Гранат | | | | | | | | | | | | | | | |
| 23/12 | Кв+Пл+Би+Рог+Гр+Ка | 37.41 | 0.27 | 19.44 | 1.29 | 25.53 | 6.48 | 2.56 | 5.83 | 0.20 | 0.10 | 0.42 | 0.78 | 100.31 | - |
| 1010 | Кв+Пл+Рог+Би+Гр | 35.56 | 0.32 | 20.29 | 1.05 | 30.00 | 1.44 | 2.92 | 6.42 | 0.12 | 0.05 | 0.30 | 0.66 | 99.13 | - |
| Биотит | | | | | | | | | | | | | | | |
| 23/12 | Пл ₂₇ +Би+Рог+Гр+Кв+Ка+Мт | 34.95 | 4.50 | 16.20 | 2.76 | 19.65 | 0.34 | 8.42 | 1.21 | 0.32 | 8.22 | 0.76 | 3.91 | 100.24 | 1.65 |
| 25/6к | Пл ₂₇ +Рог+Би+Кв+Ми | 35.12 | 1.60 | 16.84 | 4.69 | 19.14 | 0.13 | 8.30 | 0.56 | 0.24 | 8.70 | 0.64 | 4.21 | 100.17 | 1.64 |
| 25/29 | Пл ₂₄ +Би+Эп+Кв+Ми | 36.69 | 1.32 | 16.97 | 0.62 | 20.38 | 0.32 | 8.51 | 1.20 | 0.38 | 8.88 | 0.41 | 4.39 | 100.07 | 1.65 |
| 1009/3 | Пл ₃₆ +Рог+Би+Кв | 35.49 | 3.40 | 17.14 | 3.51 | 15.56 | 0.11 | 11.59 | 0.08 | 0.16 | 9.42 | 0.39 | 3.00 | 99.85 | 1.65 |
| 1010 | Пл ₂₉ +Рог+Гр+Би+Кв | 36.56 | 3.57 | 16.23 | 1.92 | 19.26 | 0.08 | 9.42 | 1.25 | 0.32 | 8.04 | 0.41 | 3.26 | 100.32 | 1.65 |
| 288/2 | Пл ₃₁ +Рог+Кв+Би+Мт | 37.50 | 1.70 | 13.50 | 6.60 | 13.41 | 0.27 | 12.87 | 3.96 | 0.53 | 6.74 | 0.31 | 2.74 | 100.13 | - |
| Роговая обманка | | | | | | | | | | | | | | | |
| 214 | Рог+Гр+Пл+Кв+Мт | 42.98 | 1.20 | 12.10 | 7.62 | 13.52 | 0.29 | 7.40 | 10.16 | 1.25 | 0.88 | 0.22 | 2.21 | 99.85 | - |
| 1052/2-2 | Рог+Пл+Эп+Кв | 41.10 | 3.02 | 9.97 | 6.38 | 12.46 | 0.36 | 11.15 | 9.87 | 1.32 | 2.15 | 0.13 | 2.32 | 100.23 | - |
| 992/1 | Рог+Би+Пл | 45.82 | 1.41 | 8.90 | 4.30 | 11.78 | 0.35 | 10.26 | 12.44 | 1.02 | 0.87 | 0.25 | 2.12 | 99.52 | - |
| 288/2 | Рл ₃₁ +Рог+Кв+Би+Мт | 45.20 | 0.87 | 9.29 | 7.78 | 11.14 | 0.38 | 12.15 | 9.00 | 1.43 | 1.17 | 0.01 | 1.78 | 100,20 | - |

Таблица 11

Количества ионов в пересчете катионным методом темноцветных минералов из диафторитов амфиболитовой фации богатых кальцием пород района оз. Верхнее Куйто

| Номер образца | Элементы | | | | | | | | | | | | | F | f | F ₀ | a _{Si} | a _{VI} | K _{Al} | $\frac{K+Na}{Al}$ | a ₀ , Å | |
|-----------------|----------|------|------------------|------------------|------------------|------------------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|-------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-------------------|--------------------|---|
| | Si | Ti | Al _{IV} | Al _{VI} | Fe ⁺³ | Fe ⁺² | Mn | Mg | Ca | Na | K | OH | O | | | | | | | | | |
| Гранат | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 23/12 | 3.05 | 0.02 | 1.85 | 0.01 | 0.08 | 1.73 | 0.45 | 0.31 | 0.50 | 0.03 | 0.005 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 11.56±0.01 | |
| 1010 | 2.97 | 0.02 | 1.92 | 0.03 | 0.06 | 2.06 | 0.10 | 0.34 | 0.55 | 0.02 | 0.005 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 11.57±0.01 | |
| Биотит | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 23/12 | 2.76 | 0.27 | 1.24 | 0.27 | 0.16 | 1.29 | 0.12 | 0.99 | 0.09 | 0.05 | 0.82 | 1.22 | 0.78 | 59.5 | 56.6 | 11.0 | 31 | 9.0 | 22.5 | 0.58 | - | |
| 25/6к | 2.79 | 0.10 | 1.21 | 0.36 | 0.28 | 1.27 | - | 0.99 | 0.05 | 0.03 | 0.88 | 1.36 | 0.64 | 61.0 | 56.2 | 18.1 | 30 | 12.0 | 22.75 | 0.58 | - | |
| 25/29 | 2.78 | 0.07 | 1.22 | 0.30 | 0.36 | 1.29 | 0.02 | 0.96 | 0.09 | 0.05 | 0.85 | 1.34 | 0.66 | 63.2 | 57.3 | 21.8 | 30 | 10.0 | 22.0 | 0.59 | - | |
| 1009/3 | 2.72 | 0.20 | 1.28 | 0.27 | 0.20 | 1.00 | - | 1.33 | 0.01 | 0.02 | 0.95 | 1.42 | 0.58 | 47.3 | 42.9 | 16.7 | 32 | 9.0 | 22.8 | 0.63 | - | |
| 1010 | 2.84 | 0.21 | 1.16 | 0.32 | 0.11 | 1.25 | 0.01 | 1.10 | 0.11 | 0.05 | 0.79 | 1.25 | 0.75 | 55.3 | 53.2 | 8.1 | 29 | 6.7 | 21.83 | 0.57 | - | |
| 288/2 | 2.91 | 0.10 | 1.09 | 0.14 | 0.38 | 0.87 | 0.02 | 1.49 | 0.33 | 0.08 | 0.67 | 0.96 | 1.04 | 46.0 | 37.4 | 30.0 | 27 | 4.6 | 17.9 | 0.61 | - | |
| Роговая обманка | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 264 | 6.46 | 0.61 | 1.54 | 0.13 | 0.87 | 1.70 | 0.04 | 1.67 | 1.63 | 0.36 | 0.18 | 2.00 | 22.0 | 60.98 | 51.03 | 33.85 | - | - | - | - | - | - |
| 1052/2-2 | 6.12 | 0.34 | 1.76 | - | 0.71 | 1.55 | 0.04 | 2.48 | 1.58 | 0.37 | 0.40 | 2.31 | 21.47 | 48.12 | 39.07 | 31.41 | - | - | - | - | - | - |
| 992/1 | 6.92 | 0.16 | 1.08 | 0.50 | 0.49 | 1.49 | 0.05 | 2.31 | 2.01 | 0.29 | 0.02 | 1.42 | 22.58 | 46.77 | 40.00 | 24.65 | - | - | - | - | - | - |
| 288/2 | 6.50 | 0.09 | 1.50 | 0.07 | 0.85 | 1.34 | 0.05 | 2.60 | 1.39 | 0.30 | 0.21 | 1.70 | 22.73 | 50.41 | 34.84 | 38.81 | - | - | - | - | - | - |

Примечание.

$$a_{VI} = \frac{Al_{VI}}{Mg + Mn + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Ti + Al_{VI}} \cdot 100, \quad a_{Si} = \frac{Al_{IV}}{Al_{IV} + Si} \cdot 100, \quad K_{Al} = \frac{Al}{Mg + Fe + Al + Si} \cdot 100.$$

Таблица 12

Оптические и физические свойства роговой обманки диафторитов амфиболитовой фации

| Номер образца | Ассоциация | Плеохроизм | | | Удельный вес | Показатели преломления | | | -2V |
|---------------|---|----------------------|------------------------|------------------------|--------------|------------------------|----------------------|----------------------|------------------------------|
| | | <i>N_γ</i> | <i>N_т</i> | <i>N_ρ</i> | | <i>N_γ</i> | <i>N_ρ</i> | <i>N_т</i> | |
| 806/1 | Рог ₁ +Рог ₂ +Кв+Пл ₂₅₋₃₀ +Би+Эп | Синеваго-зеленый | Зеленый, желто-зеленый | Светло-желтый | 3.29 | 1.676 | 1.658 | - | 70 ^x _x |
| 819 | Рог ₁ +Рог ₂ +Пл ₃₃₋₃₄ +Би+Эп | " | Светло-желтый | Зеленый, желто-зеленый | 3.25 | 1.678 | - | 1.663 | 79 ^x _x |
| 913/1 | Рог ₁ +Рог ₂ +Кв+Пл ₃₃₋₃₄ +Би | Сине-зеленый | Желто-зеленый | Светло-желто-зеленый | 3.28 | 1.687 | 1.667 | - | 66 |
| 992/1 | Рог ₁ +Рог ₂ +Пл ₃₀₋₃₁ +Би | Синеваго-зеленый | " | " | 3.26 | 1.675 | - | 1.660 | 79 ^x _x |
| 857/1 | Рог ₁ +Рог ₂ +Пл ₃₃₋₃₆ +Би+Эп | " | " | " | - | - | - | - | 76 |
| 817/1 | Рог ₁ +Рог ₂ +Кв+Пл ₃₂₋₃₃ +Би+Эп | " | " | " | - | - | - | - | 74 ^x _x |

Таблица 13

Химический состав (в вес.%) магнетита диафторитов амфиболитовой фации района оз. Верхнее Куйто (аналитик В.А. Доильнищина)

| Номер образца | Ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|---------------|-----------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|---------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| 264 | Пл+Рог+Гр+Кв+Мт | 0.54 | Сл. | 0.26 | 63.12 | 30.07 | 0.03 | Не обн. | 0.24 | 0.14 | 0.05 | 0.53 | 4.76 | 99.74 |
| 23/12 | Пл ₂₇ +Би+Рог+Кв+Мт+Ка | - | 1.12 | 0.92 | 63.63 | 32.57 | - | 0.30 | - | - | - | 0.21 | 1.25 | 100.00 |

Кристаллохимические формулы

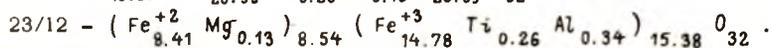
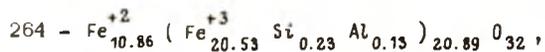


Таблица 14

Оптические и физические свойства плагиоклаза диафторитов бедных кальцием пород района оз. Верхнее Куйто

| Номер образца | Ассоциация | Удельный вес | Показатели преломления | | Номер плагиоклаза | -2V |
|---------------|-------------------|--------------|------------------------|--------|-------------------|-----|
| | | | N_g' | N_m' | | |
| 5/11 | Пл+Би+Кв+Му+Эп+Ка | 2.65 | 1.552 | 1.543 | 31+1 | 84 |
| 128 | Пл+Гр+Силл+Би+Кв | - | 1.555 | 1.546 | 36+3 | - |
| 173/1 | Пл+Би+Кв+Ми | 2.63 | 1.547 | 1.539 | 22-23 | - |
| 182/2а | Пл+Кв+Би+Ми | - | 1.551 | 1.541 | 28+2 | - |
| 247 | Пл+Гр+Би+Ми | - | 1.553 | 1.545 | 34+1 | - |
| 1002/1-1 | Пл+Гр+Би+Кв | 2.68 | 1.553 | 1.544 | 33+1 | 89 |
| 1002/9-1 | Пл+Кв+Би | 2.66 | 1.552 | 1.543 | 31+1 | 89 |
| 1002/9-2 | Пл+Би+Кв | 2.65 | 1.552 | 1.542 | 31+2 | - |
| 1003/7-2 | Пл+Би+Кв+Ми | 2.64 | 1.549 | 1.542 | 27-28 | - |
| 1013 | Пл+Би+Эп+Кв | 2.63 | 1.548 | 1.539 | 23+1 | - |
| | То же | - | 1.549 | 1.541 | 26-27 | - |
| 1019/1 | Пл+Би+Кв | - | 1.551 | 1.543 | 30 | - |
| 1112/1 | Пл+Силл+Гр+Би+Кв | - | 1.551 | 1.544 | 31+2 | - |

породообразующих минералов. Плотность их колеблется в широких пределах (от 2,9 до 2,6 г/см³) при среднем значении 2,7 г/см³. Для гранат-силлиманитовых гнейсов характерна ассоциация Гр+Силл+Кв+Би. Первичные ассоциации в рассматриваемых породах не сохраняются. К формированию биотитовых гнейсов, не отличающихся от гнейсов амфиболитовой фации, обычно приводит диафторез гиперстеновых гнейсов (Другова, Глебовицкий, 1972).

Породообразующие минералы

Плагиоклаз является самым распространенным минералом биотитовых разновидностей плагиогнейсов. Он обычно наблюдается как в виде таблитчатых зерен (порфириобластов), так и в виде мелких бластических зерен в основной ткани породы. Состав его непостоянен и колеблется от андезина до кислого олигоклаза (табл. 14). При этом наиболее основной плагиоклаз (34-36% Al_2O_3) наблюдается в гранат-силлиманитовых гнейсах. Так же как и в амфиболовых разновидностях гнейсов, состав плагиоклаза непостоянен в пределах одного штуфа. Обычно наблюдается не менее двух генераций плагиоклаза. Удельный вес его колеблется от 2,68 до 2,63 г/см³. Наиболее часто встречаются плагиоклазы с удельным весом 2,63 и 2,65 (до 33% встречаемости, рис. 23).

Биотит плагиогнейсов плеохроирует в буровато-зеленых тонах и сопоставим с биотитом амфиболовых разновидностей плагиогнейсов. Иногда в биотите можно наблюдать сагенитовую решетку рутила. Химический состав биотита характеризуется непостоянным содержанием титана. Общая железистость выше 50% и сопоставима с железистостью биотита амфиболовых гнейсов, т.е. данный биотит аналогичен биотиту амфиболитовой фации. Исключение представляет биотит, находящийся в ассоциации с гранатом (табл. 15, обр. 247). Для него характерно самое низкое содержание магния и титана. Следует заме-

тить, что он ассоциирует с наиболее магниальным гранатом, содержание пирропа в котором составляет 20.5%. Бiotит отличается высоким содержанием алюминия в шестерной координации и самым низким - в четверной.

Гранат бедных кальцием пород по своему составу существенно отличается от граната богатых кальцием пород. Главное отличие состоит в более высоком содержании пирропа и более низком содержании кальциевого минерала и спессартина (табл. 15). Параметры элементарной ячейки их несколько выше.

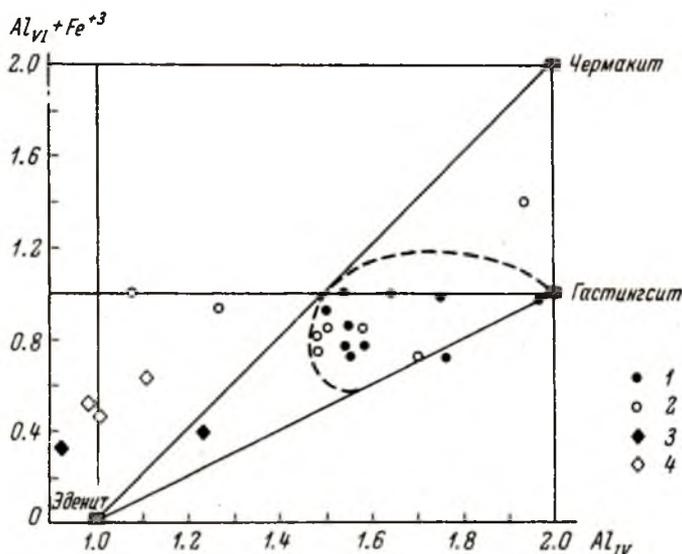


Рис. 12. Сопоставление составов роговых обманок андалузит-силлиманитового (Судовиков и др., 1970 - Северное Приладожье) и кианит-силлиманитового (Западная Карелия) типов метаморфизма.

Роговые обманки Западной Карелии из: 1 - амфибол-пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой фации, 2 - амфиболовых гнейсов и гранатовых амфиболитов амфиболитовой фации; роговые обманки Северного Приладожья из: 3 - гранулитовой фации, 4 - амфиболитовой фации.

Общие закономерности эволюции пород и минералов при диафторезе

Появление гранат-амфиболовых ассоциаций вместо двушироксеновых при диафторезе богатых кальцием пород гранулитовой фации, очевидно, происходит согласно реакции, разделяющей гранулитовую фацию и фацию альмандиновых амфиболитов (Глебовицкий, 1973): $\text{Pог} + \text{Гр} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Гип} + \text{Ди} + \text{Пл}$. Процесс реакции идет справа налево. Отсутствие куммингтонита в наложенных ассоциациях при инертном поведении натрия свидетельствует о том, что диафторез происходит в условиях умеренного давления. В рассматриваемых породах отсутствуют типоморфные минералы, позволяющие надежно относить их к тому

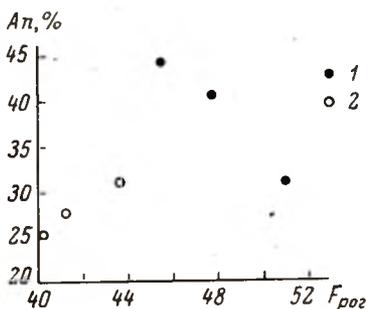


Рис. 13. Соотношение железистости роговой обманки и основности плагиоклаза в плагиоклаз-роговообманковых парагенезисах.

1 - гранулитовая фация; 2 - амфиболитовая фация.

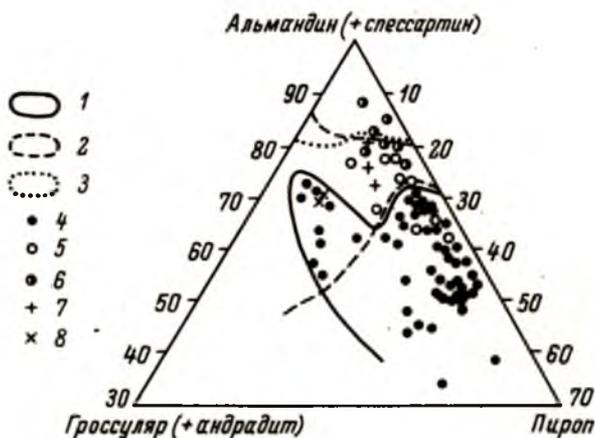


Рис. 14. Сопоставление составов гранатов из диафторитов Западной Карелии с гранатами Кольского полуострова (по: Другова, Глебовицкий, 1972).

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 Кольского полуострова; 5 - гранаты из диафторитов кианит-силлиманитового типа Кольского полуострова; 6 - гранаты из диафторитов андалузит-силлиманитового типа Кольского полуострова; 7 - гранаты из бедных кальцием диафторитов Западной Карелии.

или иному типу метаморфизма. Тем не менее в настоящее время наметились критерии определения типа метаморфизма по составу породообразующих минералов, главным образом железомagneзиальных (Добрецов и др., 1970; Судовиков и др., 1970; Никитина и др., 1972; Великославинский, 1972).

Для рассматриваемого комплекса богатых кальцием пород в этом отношении перспективным является состав роговой обманки, так как она является главным минералом в ассоциациях как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций.

Важным показателем условий кристаллизации роговой обманки являются ее глиноземистость и магнезиальность. Глиноземистость роговой обманки зависит от глиноземистости вмещающей породы (рис. 8), но, как видно на диаграмме $Al_{IV} - Al_{VI} - Fe^{+3}$ (рис. 12), синие-зеленые роговые обманки амфиболитовой фации имеют более низкое содержание Al_{IV} , чем роговые обманки гранулитовой фации. Исключение представляет собой лишь роговая обманка в ассоциации с гранатом, состав которой тяготеет к чермакиту. При этом большая часть роговых обманок как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций Западной Карелии расположена в поле гастингсита. В отличие от них роговые обманки Северного Приладожья, кристаллизующиеся при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа (Судовиков и др., 1970), обеднены глиноземом. Поле роговой обманки гранулитовой фации Северного Приладожья расположено левее поля соответствующей роговой обманки Западной Карелии и частично перекрывает поле роговой обманки амфиболитовой фации этого региона. Роговая обманка амфиболитовой фации Северного Приладожья отличается минимальными концентрациями алюминия и по составу приближается к эдениту. Отмечая высокие концентрации алюминия в роговых обманках кианит-силлиманитового типа, Д. А. Великославинский (1972) рекомендует использовать содержание глинозема в амфиболе для установления типа метаморфизма. Рассматриваемая роговая обманка по всем признакам (Великославинский, 1972) сопоставима с роговой обманкой кианит-силлиманитового типа метаморфизма. При диафорезе в ней происходит уменьшение содержания титана и суммы щелочей. Изменяется также магнезиальность роговой обманки. Зависимость магнезиальности роговой обманки от магнезиальности вмещающих пород устанавливается как для гранулитовой, так и для амфиболитовой фаций (рис. 9). Роговые обманки, ассоциирующие с гранатом как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций, отличаются наименьшей магнезиальностью. В основном же зеленовато-бурые роговые обманки гранулитовой фации группируются в обособленное поле, расположенное левее поля синие-зеленых роговых обманок амфиболитовой фации. Следовательно, при равной магнезиальности вмещающих пород магнезиальность роговых обманок амфиболитовой фации несколько выше. Магнезиальность чутко реагирует на изменение парциального давления кислорода в поровом флюиде, и более высокая магнезиальность роговых обманок амфиболитовой фации может быть обусловлена кристаллизацией при более высоком парциальном давлении кислорода. Данный вывод не противоречит установленной ранее закономерности (Маракушев, 1965, 1968; Mueller, 1961; Miyashiro, 1964) о том, что условия гранулитовой фации отличаются низким P_0 порового флюида.

При диафорезе изменяется соотношение железистости роговой обманки и основности равновесного плагиоклаза (рис. 13). Наиболее магнезиальная роговая обманка гранулитовой фации находится в равновесии с наиболее основным плагиоклазом, в то время как для равновесия роговой обманки с плагиоклазом амфиболитовой фации характерны противоположные соотношения. Наиболее магнезиальная роговая обманка равновесна с наиболее кислым плагиоклазом.

Для установления типа метаморфизма при диафорезе проводим сопоставление составов граната и биотита (рис. 14, 15) с составами соответствующих минералов диафоритов кианит-силлиманитового типа Кольского полуострова (Другова, Глебовицкий, 1972). Так, составы гранатов из бедных кальцием пород комплекса фундамента ранних карелид Западной Карелии попадают в поле гранатов диафоритов кианит-силлиманитового типа Кольского полуострова. Гранаты андалузит-силлиманитового типа примерно при таких же содержаниях пиропового комплекса отличаются более низким содержанием гроссуляра и андрадита.

Гранаты из диафоритов богатых кальцием пород Западной Карелии, где гранат наблюдается в ассоциации с роговой обманкой, имеют более высокое содержание гроссуляра и андрадита, попадая в поле гранатов гранулитовой фации.

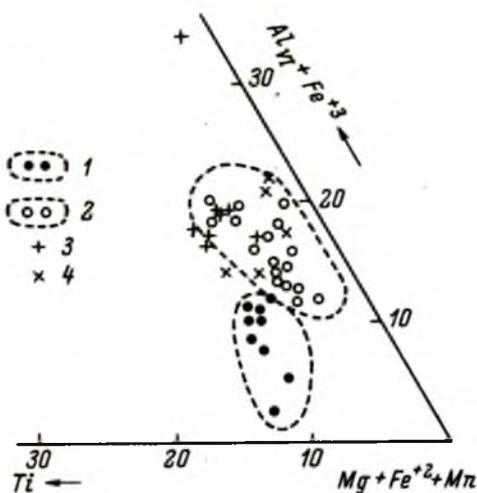


Рис. 15. Сопоставление (на диаграмме Д.А. Великославинского (1968)) биотитов из диафторитов Западной Карелии с биотитами Кольского полуострова (по: Другова, Глебовицкий, 1972).

1 - биотиты гранулитовой фации Кольского полуострова; 2 - биотиты диафторитов Кольского полуострова; 3 - биотиты бедных кальцием диафторитов Западной Карелии; 4 - биотиты богатых кальцием диафторитов Западной Карелии.

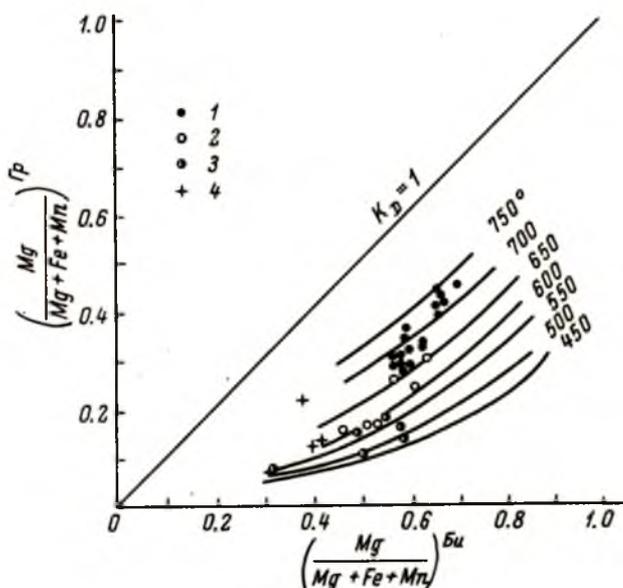


Рис. 16. Сопоставление гранат-биотитовых пар (на диаграмме Л.Л. Перчука) из диафторитов кианит-силлиманитового типа Западной Карелии с соответствующими минеральными парами пород кольской серии (по: Другова, Глебовицкий, 1972).

1 - гранат и биотит из пород гранулитовой фации Кольского полуострова; 2 - гранат и биотит из диафторитов амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа Кольского полуострова; 3 - гранат и биотит из диафторитов амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа Кольского полуострова; 4 - гранат и биотит из диафторитов кианит-силлиманитового типа Западной Карелии.

Биотиты также сопоставимы с биотитами кианит-силлиманитового типа кольской серии (по: Великославинский, 1968). Сравнение составов биотита гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма подтверждает существующее представление о том, что диафторез кианит-силлиманитового типа вызывает уменьшение изоморфной емкости биотита по отношению к титану. Резкое разграничение полей биотитов гранулитовой и амфиболитовой фаций (Другова, Глебовицкий, 1972) для пород кольской серии объясняется повторным диафторезом этих пород в условиях метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. Рассматриваемые нами биотиты аналогичны биотитам кольской серии, при этом повторный диафторез их не исключен, так как породы большезерской серии претерпели прогрессивный метаморфизм (Стенарь, 1964), по времени соответствующий метаморфизму андалузит-силлиманитового типа (Судовиков и др., 1970).

Сопоставление соотношений магнезиальностей граната и биотита (рис. 16) на диаграмме Перчука для пород кольской серии (по: Другова и Глебовицкий, 1972) и аналогичных пар минералов из диафторитов рассматриваемого региона свидетельствует о кристаллизации их при одинаковой температуре, так как точки на диаграмме не опускаются ниже изотермы 600°.

В заключение коротко остановимся на поведении кислорода при диафторезе. При гидратации и гранитообразовании имеют место реакции окисления-восстановления. При этих процессах наблюдается перераспределение железа между окислами и силикатами, что и привлекает интерес к поведению кислорода.

Особая роль кислорода при метаморфизме состоит в том, что парциальное давление его при широком температурном интервале метаморфизма варьирует очень мало. Поэтому только небольшие количества окислов должны реагировать, чтобы привести к сравнительно большому изменению P_{O_2} , которое в свою очередь приведет к существенному изменению состава железомagneзиальных минералов. Как показал Миаширо (Miyashiro, 1964), парциальное давление кислорода тем меньше, чем больше отношение CO_2/H_2O в поровом флюиде. Этим объясняется низкое парциальное давление кислорода во флюиде в условиях гранулитовой фации. По мнению Мюллера (Mue-ller, 1961), в гранулитовой фации могут иметь место условия низкого парциального давления кислорода, отвечающие почти полю стабильности металлического железа. При этом парциальное давление водорода будет существенным. О низком парциальном давлении кислорода в условиях гранулитовой фации на территории Западной Карелии свидетельствует чрезвычайно низкая степень окисленности железа в салит-авгите, где Fe_2O_3/FeO составляет 0.08. На начальной стадии гидратации парциальное давление кислорода остается все еще низким. С усилением гидратации оно повышается, так как роговая обманка амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов более магнезиальна, чем роговая обманка пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов. Степень окисленности железа в роговых обманках при этом изменяется от 0.16 до 0.63.

ПРОГРЕССИВНЫЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Региональный метаморфизм отличается неоднородностью. Впервые зональность раннепротерозойского метаморфизма охарактеризована М. М. Стенарем (1964) для района Хедозеро-Большозеро-Кимасозеро, где распространены ассоциации от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. М. М. Стенарем уста-

новлено повышение интенсивности метаморфических процессов от изограды ставролита (оз. Кайдоярви) до изограды кианита и силлиманита на р. Ледма. Метаморфизм Костомукшской синклинали подробно изучен Ю.И. Лазаревым (1966), который, характеризуя неравномерность метаморфизма, отмечает, что в центральной части синклинали метаморфизм соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации. Повышение степени метаморфизма наблюдается в восточном и северном направлениях. Условия амфиболитовой фации установлены в восточной части широтной ветви Костомукшской синклинали и в северной части района (оз. Корпанги-гора Шурловаара). Изменение степени метаморфизма в пространстве менее четко устанавливается в антиклинорных структурах, где широким распространением пользуются процессы региональной мигматизации и гранитизации. Кроме отмеченных ассоциаций с кианитом и силлиманитом, выявлены гранат-кордиеритовые ассоциации (Синицын, Корсакова, 1971). Широко развитая инъекционная мигматизация накладывается на породы, уже претерпевшие региональный метаморфизм, затушевывая первоначальную метаморфическую зональность. Сохраняющиеся в субстрате мигматитов первичные ассоциации метаморфических пород свидетельствуют о неоднородном характере метаморфизма.

Наиболее подробную информацию о характере метаморфизма рассматриваемых образований дают бедные кальцием глиноземистые породы, широко распространенные в районах озер Тикшозеро и Нюк. Поэтому разделение на фации метаморфизма производится по глиноземистым породам, и с учетом условий их образования осуществляется увязка парагенезисов богатых кальцием пород.

Глиноземистые породы

Минеральные ассоциации

Слабометаморфизованные породы в области развития региональной мигматизации, встречающиеся обычно как реликтовые участки, не затронутые гранитизацией, относятся к верхам зеленосланцевой фации. На северном побережье оз. Нюк среди слюдяных сланцев встречены две главные ассоциации: $Kв + Аб + Эп$ и $Kв + Аб + Би + Му$. Породы, содержащие данные ассоциации, обычно не пользуются площадным распространением. Об их первоначально прогрессивном характере свидетельствуют однородность структуры, равномерность распределения породообразующих минералов (рис. 17) и отсутствие каких бы то ни было более высокотемпературных реликтовых ассоциаций. В шлифах иногда можно видеть признаки реликтовых бластопаппитовых структур.

Увеличение степени метаморфизма в глиноземистых породах устанавливается прежде всего по появлению граната и повышению основности плагиоклаза. Пегрографический состав пород становится более разнообразным. Кроме биотитовых и мусковит-биотитовых сланцев, в условиях эпидот-амфиболитовой фации широким распространением пользуются гранат-биотит-мусковитовые сланцы и гнейсы, а также различные разновидности ставролитсодержащих гнейсов. Для глиноземистых пород эпидот-амфиболитовой фации характерны следующие парагенетические ассоциации: $Би + Му + Kв$, $Би + Пл + Kв + Му + Gr$ и $Ст + Би + Хл + Kв + Му + Пл$. В.В. Федькин (1971) в ставролитсодержащих породах ассоциации ставролита с хлоритом относит к наиболее низкой фации средней степени метаморфизма, что согласуется с другими схемами фаций (Добрецов и др., 1970; Глебовицкий, 1973). Повышение температуры приводит к образованию устойчивого парагенезиса $Ст + Gr + Kв$.

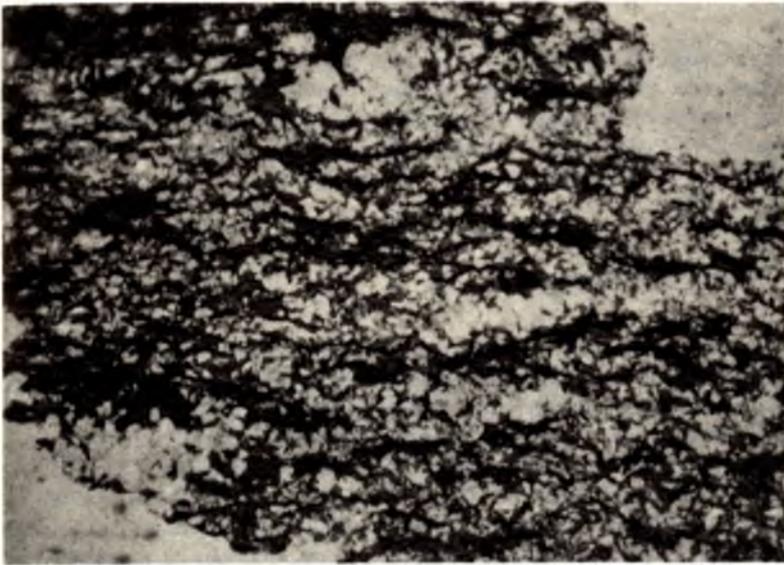


Рис. 17. Реликты blastomylonитовой структуры в биотитовом сланце (район оз. Нюк).

Большим распространением пользуются также ассоциации амфиболитовой фации: $Ст + Гр + Би + Кв + Пл \pm Му$, $Гр + Би + Пл + Кв \pm Му$, $Гр + Би + Пл + Ст + Ки + Кв \pm Му$, $Силл + Ст + Пл + Би + Му + Кв$ и $Жед + Би + Пл + Ст + Ки + Кв$. Последняя ассоциация установлена сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР Н.Ф. Демидовым, Н.В. Мельянцевым и др.

Гранат и ставролит в породах обычно образуют крупные порфиробласты. Контакты между ними не несут признаков реакционных соотношений. Ксианит встречается в ограниченном количестве. Зерна его имеют таблитчатую либо призматическую форму, на контакте со ставролитом также отсутствуют реакционные соотношения. Сидлиманит встречен в виде включений в плагиоклазе.

Плотность глиноземистых пород зависит от характера ассоциации породообразующих минералов. Наибольшей плотностью отличаются породы, в состав

Таблица 16

Оптические свойства плагиоклазов бедных кальцием пород района оз. Нюк

| Номер образца | Ассоциация | N_g' | N_p' | Номер плагиоклаза |
|---------------|-------------|--------|--------|-------------------|
| 418 | Пл+Би+Му+Кв | 1,550 | 1,542 | 27-28 |
| 406/16 | Пл+Би+Кв | 1,550 | 1,543 | 28-29 |
| 444/1 | Гр+Би+Пл+Кв | 1,552 | 1,544 | 32 |
| 450/1 | Би+Кв+Му+Пл | 1,552 | 1,542 | 31+2 |
| 450/3 | Би+Пл+Кв | 1,553 | 1,545 | 34+1 |
| 451/1 | Гр+Би+Кв+Пл | 1,549 | 1,541 | 26-27 |
| 451/3 | Гр+Би+Пл | 1,552 | 1,545 | 33-34 |

которых входит гранат. Плотность их варьирует от 2,71 до 2,79 г/см³. Плотность безгранатовых ассоциаций биотитовых гнейсов составляет 2,69-2,76 г/см³. Самые низкие значения плотности характерны для мусковит-биотитовых гнейсов и сланцев (2,65-2,68 г/см³). Химический состав главных разновидностей пород приводится в табл. 23.

Породообразующие минералы

Плагиоклаз является главной составной частью почти всех разновидностей пород. В ассоциациях зеленосланцевой фации он представлен альбитом, в ассоциациях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций имеет состав олигоклаза, а также основного олигоклаза-андезина (табл. 16). Химический состав плагиоклаза представлен в табл. 17. Плагиоклаз (обр. 450/2), наблюдающийся в ассоциации с микроклином, имеет повышенное содержание калия, которое при отсутствии антипертитов можно объяснить лишь недостаточной чистотой анализируемого материала. То же самое относится к избыточному содержанию кремния.

Состав плагиоклаза бедных кальцием пород соответствует условиям метаморфизма, при которых он кристаллизуется совместно с сосуществующими с ним минералами. В рассматриваемых породах отсутствует эпидотизация плагиоклаза, т.е. состав плагиоклаза зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и характер взаимоотношения с ассоциирующими минералами свидетельствуют о кристаллизации его в условиях прогрессивного регионального метаморфизма.

В породах, в какой-то мере затронутых процессами ультраметаморфизма, наблюдается перекристаллизация плагиоклаза с образованием порфиробласт без заметного изменения его состава.

Гранат бедных кальцием пород по составу относится к альмандину (табл. 18, 19). Содержание альмандинового компонента в нем колеблется от 58,7 до 79,1%. Характерной особенностью альмандинов является высокое содержание спессартина. Максимальные концентрации его наблюдаются в низкотемпературных ассоциациях и на контакте с пегматитовыми жилами. Гранат в бедных кальцием породах установлен при железистости пород не ниже 75%. В то же время четкой зависимости между железистостью граната и железистостью материнской породы не устанавливается.

Таблица 17

Химический состав (в вес.%) и количество ионов в пересчете на 32 (O) плагиоклазов бедных и богатых кальцием пород района оз. Нюк (аналитик В.В. Кукина)

| Номер образца | Ассоциация | Окислы | | | | | | | | |
|-----------------------------------|-----------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|-------|
| | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁻ | п.п.п. | сумма |
| Плагиоклаз бедных кальцием пород | | | | | | | | | | |
| 450/2 | Пл+Би+Му+Ми+Кв | 78.22 | 13.18 | 0.06 | 2.54 | 3.22 | 2.30 | 0.03 | 0.10 | 99.65 |
| 451/1 | Пл+Гр+Би+Кв | 68.24 | 20.28 | 0.06 | 4.56 | 6.54 | 0.06 | 0.03 | 0.12 | 99.89 |
| Плагиоклаз богатых кальцием пород | | | | | | | | | | |
| 408/1 | Рог+Пл+Кв+Би+Ми | 63.32 | 23.28 | 0.12 | 4.38 | 8.32 | 0.34 | 0.03 | 0.06 | 99.85 |
| Номер образца | Элементы | | | | | | Ab, % | An, % | Or, % | |
| | Si | Al | Fe ⁺³ | Ca | Na | K | | | | |
| Плагиоклаз бедных кальцием пород | | | | | | | | | | |
| 450/2 | 13.58 | 2.59 | - | 0.47 | 1.08 | 0.50 | 52.68 | 22.93 | 24.39 | |
| 451/1 | 12.16 | 4.26 | - | 0.87 | 2.26 | 0.01 | 71.97 | 27.71 | 0.32 | |
| Плагиоклаз богатых кальцием пород | | | | | | | | | | |
| 408/1 | 11.48 | 6.66 | 0.01 | 0.86 | 1.46 | 0.04 | 61.86 | 36.44 | 1.70 | |

Таблица 18

Химический состав (в вес.%) темноцветных минералов бедных кальцием нижнепротерозойских пород района оз. Нюк
(аналитик В.А. Доильнищина)

| Номер образца | Ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|---------------|----------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|------|-------------------|------------------|------------------|---------|--------|
| Гранат | | | | | | | | | | | | | | |
| 84/3 | Гр+Би+Пл+Кв | 37.86 | 0,18 | 19.74 | 2.47 | 32.13 | 1.52 | 2.71 | 1.75 | - | - | 1.27 | - | 99.63 |
| 444/1 | То же | 38.64 | Сл. | 21.79 | 1.52 | 32.09 | 1,00 | 2.74 | 2.00 | 0.07 | 0.14 | 0.35 | Не обн. | 100.34 |
| 444/3 | Гр+Кв | 39.30 | 0,13 | 20.54 | 3.52 | 30.02 | 0,40 | 1.90 | 3.76 | 0.07 | Сл. | 0.18 | " " | 99.82 |
| 451/1 | Гр+Би+Ст+Кв+Пл | 39.43 | Сл. | 20.99 | 1.62 | 30.95 | 1.23 | 3.15 | 2.13 | 0.09 | 0.13 | 0.41 | " " | 100.13 |
| 451/3 | Гр+Би | 36.96 | " | 22.32 | 1.00 | 32.30 | 0.16 | 2.04 | 5.03 | 0.05 | 0.04 | 0.36 | " " | 100.26 |
| 109 | Плз ₂ +Би+Гр+Кв | 38.05 | 0.08 | 22.03 | - | 33.35 | 0.50 | 3.55 | 2.42 | 0.05 | Сл. | 0.27 | - | 100.30 |
| 834 | Плз ₀ +Би+Гр+Ст+Ки+Кв | 37.82 | 0.10 | 16.33 | 8.18 | 29.34 | 3.61 | 2.57 | 1.86 | 0.11 | 0.08 | 0.13 | - | 100.13 |
| 532-2 | Пл+Би+Гр+Ст+Кв | 37.66 | 0.10 | 17.35 | 5.55 | 24.11 | 10.52 | 2.65 | 2.05 | 0.11 | 0.08 | 0.25 | - | 100.33 |
| 506-26 | Пл+Хл+Би+Гр+Кв | 37.68 | 0.10 | 16.93 | 6.21 | 26.48 | 8.09 | 3.66 | 0.75 | 0.11 | 0.06 | 0.13 | - | 100.20 |
| Биотит | | | | | | | | | | | | | | |
| 84/3 | Би+Гр+Пл+Кв | 34.36 | 2.12 | 17.29 | 4.12 | 18.25 | 0,6 | 10.33 | Сл. | 0.26 | 8.94 | 0.29 | 4.31 | 100.33 |
| 406/1а | Би+Пл+Ми+Кв+Му | 34.50 | 2.63 | 19.99 | 3.09 | 19.94 | 0.15 | 6.52 | " | 0.15 | 8.89 | 0.96 | 4.05 | 99.91 |
| 406/16 | Би+Пл+Кв | 36.31 | 2.02 | 13.36 | 8.10 | 14.88 | 0.25 | 11.44 | " | 0.17 | 9.08 | 0.90 | 4.03 | 99.64 |
| 410 | То же | 36.72 | 1.81 | 16.99 | 2.41 | 15.58 | 0.31 | 12.89 | 0.24 | 0.35 | 9.70 | 0.32 | 2.28 | 99.60 |
| 418 | Би+Пл+Му+Кв | 36.52 | 1.49 | 18.39 | 3.83 | 11.91 | 0.13 | 14.70 | 0.34 | 0.21 | 9.76 | 0.55 | 3.19 | 100.47 |
| 444/1 | Гр+Би+Пл+Кв | 35.27 | 1.67 | 18.11 | 3.54 | 18.46 | Сл. | 10.38 | - | 0.52 | 8.86 | 0.56 | 2.37 | 99.74 |
| 446 | Пл+Би+Эп+Кв+Му+Ми | 36.20 | 1.98 | 17.74 | 3.43 | 15.63 | 0.35 | 10.58 | 0.78 | 0.15 | 9.24 | 0.32 | 3.91 | 100.31 |
| 447 | Пл+Кв+Би+Му+Ми+Эп | 35.84 | 2.10 | 15.62 | 5.58 | 15.80 | 0.31 | 11.20 | 0.54 | 0.17 | 9.24 | 0.36 | 3.60 | 99.91 |
| 448 | Би+Пл+Эп+Ми | 36.32 | 1.20 | 18.38 | 2.45 | 13.65 | 0.27 | 13.22 | 0.96 | 0.17 | 9.60 | 0.24 | 3.98 | 99.64 |
| 450/1 | Би+Кв+Цо | 35.46 | 1.98 | 19.22 | 1.20 | 16.50 | 0.26 | 11.58 | 0.40 | 0.21 | 9.32 | 0.26 | 4.10 | 100.49 |
| 450/2 | Би+Му+Пл+Ми+Кв | 32.40 | 2.10 | 19.19 | 5.24 | 22.34 | 0.13 | 4.58 | 0.10 | 0.11 | 8.96 | 0.53 | 3.99 | 99.67 |
| 450/3 | Би+Пл+Кв | 35.53 | 1.55 | 20.02 | 3.34 | 11.96 | 0.12 | 13.99 | Сл. | 0.28 | 9.42 | 0.47 | 3.06 | 99.74 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|----------------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|--------|
| 451/1 | Би+Гр+Кв+Пл | 35.48 | 1.60 | 20.04 | 2.89 | 16.16 | 0.02 | 11.15 | Сл. | 0.52 | 8.70 | 0.43 | 2.76 | 99.75 |
| 451/3 | Би+Гр | 35.10 | 1.88 | 18.84 | 3.35 | 17.86 | 0.03 | 9.95 | " | 0.50 | 8.92 | 0.70 | 3.99 | 100.42 |
| 532/2 | Би+Пл+Гр+Ст+Кв | 36.10 | 1.43 | 20.12 | 3.05 | 12.96 | 0.19 | 13.49 | - | 0.45 | 8.24 | 0.58 | 3.92 | 100.53 |
| 834 | Би+Пл ₃₀ +Гр+Ст+Ки+Кв | 35.41 | 1.91 | 18.80 | 3.12 | 15.73 | 0.06 | 11.28 | 0.10 | 0.40 | 8.68 | 0.50 | 3.55 | 99.67 |
| 109 | Би+Пл ₃₂ +Гр+Кв | 35.44 | 1.70 | 19.33 | 3.08 | 16.66 | 0.02 | 10.61 | - | 0.50 | 8.76 | 0.18 | 4.16 | 100.44 |
| 506/26 | Пл+Хл+Би+Гр+Кв | 37.07 | 1.70 | 19.27 | 4.40 | 11.09 | 0.19 | 13.80 | 0.46 | 0.45 | 7.40 | 0.66 | 3.87 | 99.70 |

Примечание. Анализы обр. 109, 834, 532-2, 506/26 из коллекции Н.В. Мельянцева.

Таблица 19

Количество ионов в пересчете катионным методом темноцветных минералов бедных кальцием нижнепротерозойских пород района оз. Нюк

| Номер образца | Элементы | | | | | | | | | | | | | F | f | F ₀ | N _m | K _{Al} | Пироп | Альмандин | Спессартин | Гросс- + андра- дит | Температура кристаллизации, °C |
|---------------|----------|------|------------------|------------------|------------------|------------------|------|------|------|----|---|----|---|------|---|----------------|----------------|-----------------|-------|-----------|------------|------------------------|--------------------------------------|
| | Si | Ti | Al _{IV} | Al _{VI} | Fe ⁺³ | Fe ⁺² | Mn | Mg | Ca | Na | K | OH | O | | | | | | | | | | |
| | Гранат | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 84/3 | 3.12 | 0.01 | 0.06 | 1.85 | 0.15 | 2.21 | 0.10 | 0.34 | 0.16 | - | - | - | - | 87.8 | - | - | - | - | 12.1 | 78.7 | 3.6 | 5.6 | 460 |
| 444/1 | 3.11 | - | 0.07 | 2.0 | 0.09 | 2.16 | 0.07 | 0.32 | 0.18 | - | - | - | - | 87.1 | - | - | - | - | 11.7 | 79.1 | 2.56 | 6.64 | 550 |
| 444/3 | 3.19 | 0.01 | 0.02 | 1.96 | 0.22 | 2.03 | 0.03 | 0.23 | 0.33 | - | - | - | - | 89.8 | - | - | - | - | 8.8 | 77.48 | 1.14 | 12.58 | - |
| 451/1 | 3.17 | - | - | 2.0 | 0.10 | 2.07 | 0.08 | 0.38 | 0.18 | - | - | - | - | 84.5 | - | - | - | - | 14.0 | 76.38 | 2.95 | 6.67 | 550 |
| 451/3 | 2.97 | - | 0.18 | 1.94 | 0.06 | 2.17 | 0.01 | 0.24 | 0.43 | - | - | - | - | 90.0 | - | - | - | - | 8.42 | 76.14 | 0.35 | 15.09 | 500 |
| 109 | 3.04 | - | - | 2.07 | - | 2.23 | 0.03 | 0.42 | 0.21 | - | - | - | - | 84.0 | - | - | - | - | 14.0 | 74.0 | 1.0 | 11.0 | 600 |
| 834 | 3.00 | - | - | 1.59 | 0.51 | 2.03 | 0.25 | 0.32 | 0.16 | - | - | - | - | 87.8 | - | - | - | - | 11.0 | 70.0 | 8.0 | 11.0 | 500 |
| 532/2 | 3.00 | 0.01 | - | 1.73 | 0.34 | 1.69 | 0.73 | 0.32 | 0.18 | - | - | - | - | 84.8 | - | - | - | - | 10.7 | 58.7 | 24.3 | 6.3 | 450 |
| 506/26 | 3.00 | - | - | 1.84 | 0.38 | 1.90 | 0.56 | 0.45 | 0.07 | - | - | - | - | 81.7 | - | - | - | - | 15.0 | 63.0 | 19.0 | 2.0 | 450 |

Таблица 19 (продолжение)

| Номер образца | Элементы | | | | | | | | | | | | | F | f | F ₀ | N/m | K _{AL} |
|------------------|----------|------|------------------|------------------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|----------------|-------|-----------------|
| | Si | Ti | Al _{IV} | Al _{VI} | Fe ⁺³ | Fe ⁺² | Mn | Mg | Ca | Na | K | OH | O | | | | | |
| Биотит | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 84/3 | 2.67 | 0.12 | 1.33 | 0.26 | 0.24 | 1.18 | - | 1.2 | - | 0.04 | 0.89 | 1.63 | 0.37 | 54.57 | 49.58 | 16.91 | - | 23.11 |
| 406/1a | 2.72 | 0.16 | 1.28 | 0.58 | 0.18 | 1.31 | 0.01 | 0.76 | - | 0.02 | 0.88 | 1.30 | 0.70 | 66.13 | 63.29 | 12.09 | 1.653 | 26.94 |
| 406/16 | 2.84 | 0.12 | 1.16 | 0.07 | 0.48 | 0.97 | 0.02 | 1.34 | - | 0.02 | 0.91 | 1.44 | 0.56 | 52.11 | 42.0 | 33.1 | 1.651 | 17.93 |
| 410 | 2.78 | 0.10 | 1.22 | 0.30 | 0.14 | 0.99 | 0.02 | 1.45 | 0.02 | 0.05 | 0.94 | 1.55 | 0.45 | 43.8 | 40.57 | 12.39 | - | 20.64 |
| 418 | 2.72 | 0.08 | 1.28 | 0.32 | 0.22 | 0.74 | 0.01 | 1.63 | 0.03 | 0.03 | 0.92 | 1.57 | 0.43 | 37.62 | 31.22 | 22.91 | 1.633 | 24.6 |
| 444/1 | 2.70 | 0.10 | 1.30 | 0.34 | 0.20 | 1.18 | - | 1.18 | - | 0.08 | 0.86 | 1.56 | 0.44 | 53.92 | 50.0 | 14.5 | 1.653 | 23.77 |
| 446 | 2.81 | 0.02 | 1.19 | 0.43 | 0.20 | 1.01 | 0.02 | 1.22 | 0.06 | 0.02 | 0.92 | 1.26 | 0.74 | 49.76 | 45.5 | 16.39 | 1.650 | 23.6 |
| 447 | 2.78 | 0.12 | 1.22 | 0.21 | 0.32 | 1.03 | 0.02 | 1.30 | 0.05 | 0.02 | 0.92 | 1.41 | 0.59 | 51.02 | 48.5 | 24.03 | 1.655 | 29.8 |
| 448 | 2.76 | 0.07 | 1.24 | 0.40 | 0.15 | 0.86 | 0.02 | 1.50 | 0.08 | 0.03 | 0.94 | 1.42 | 0.58 | 40.24 | 36.44 | 14.02 | 1.642 | 23.7 |
| 450/1 | 2.71 | 0.11 | 1.29 | 0.44 | 0.07 | 1.05 | 0.01 | 1.32 | 0.03 | 0.03 | 0.91 | 1.56 | 0.44 | 45.92 | 44.34 | 5.72 | 1.642 | 25.01 |
| 450/2 | 2.72 | 0.13 | 1.28 | 0.62 | 0.33 | 1.34 | 0.01 | 0.57 | 0.01 | 0.02 | 0.95 | 1.03 | 0.92 | 74.56 | 70.01 | 19.83 | 1.666 | 29.16 |
| 450/3 | 2.65 | 0.09 | 1.35 | 0.41 | 0.19 | 0.75 | 0.01 | 1.55 | - | 0.04 | 0.90 | 1.63 | 0.37 | 37.54 | 32.61 | 20.13 | 1.642 | 25.0 |
| 451/1 | 2.68 | 0.10 | 1.32 | 0.46 | 0.16 | 1.02 | - | 1.26 | - | 0.04 | 0.83 | 1.63 | 0.37 | 48.52 | 44.7 | 13.75 | 1.642 | 25.07 |
| 451/3 | 2.70 | 0.11 | 1.30 | 0.40 | 0.20 | 1.15 | - | 1.14 | - | 0.07 | 0.87 | 1.54 | 0.46 | 54.11 | 50.2 | 14.42 | 1.652 | 24.7 |
| 532/2 | 2.68 | 0.08 | 1.32 | 0.44 | 0.17 | 0.81 | 0.01 | 1.49 | - | 0.06 | 0.78 | 1.71 | 0.29 | 39.5 | 35.1 | 17.4 | - | - |
| 834 | 2.71 | 0.11 | 1.29 | 0.42 | 0.17 | 1.00 | 0.01 | 1.29 | 0.01 | 0.05 | 0.85 | 1.56 | 0.44 | 47.9 | 43.9 | 14.8 | - | - |
| 109 | 2.71 | 0.10 | 1.28 | 0.45 | 0.17 | 1.06 | - | 1.22 | - | 0.09 | 0.85 | 1.53 | 0.47 | 50.6 | 46.9 | 14.1 | - | - |
| 506/26 | 2.75 | 0.10 | 1.25 | 0.43 | 0.25 | 0.69 | 0.01 | 1.52 | 0.04 | 0.06 | 0.70 | 0.83 | 1.17 | 38.0 | 31.0 | 26.7 | - | - |

Содержание кальциевого компонента в гранате зависит от содержания в породе плагиоклаза. Сравним составы обр. 451/1 и 451/3 (табл. 18, 19). Гранат в ассоциации с плагиоклазом (обр. 451/1) содержит 6,67% кальциевого компонента, тогда как в бесплагиоклазовой ассоциации (обр. 451/3) содержание кальциевого компонента увеличивается до 15,09%. Это подтверждается также более высоким содержанием кальциевого компонента в гранате из гранатита (обр. 444/3, табл. 18, 19) по сравнению с гранатом гранат-биотитового гнейса (обр. 444), кристаллизовавшегося в аналогичной термодинамической обстановке.

Биотит в бедных кальцием породах является самым распространенным железомagneзиальным минералом. При микроскопическом изучении пород устанавливаются две главные генерации биотита. Первая, наиболее ранняя генерация образовалась в период прогрессивного регионального метаморфизма. Биотит ранней генерации характеризуется равномерным распределением в породе и образует четкие пластинчатые формы. Он отличается интенсивным плеохроизмом от темно-бурого по *Ng* до соломенно-желтого по *Np*. В противоположность биотиту ранней генерации более поздний биотит образуется при диафторезе, а также при ультраметаморфизме. Характерной особенностью его являются неравномерное распределение в породе и ксеноморфные лапчатые формы. Плеохроизм позднего биотита значительно слабее (от буровато-зеленого по *Ng* до зеленовато-желтого по *Np*). Изменение окраски биотита при наложенных процессах, видимо, обусловлено повышением содержания трехвалентного железа и титана. Сравним, например, состав биотита (обр. 451/1) из сланцев и перекристаллизованного биотита (обр. 451/3) под воздействием гранитной жилы из того же обнажения (табл. 18, 19). При перекристаллизации увеличивается также железистость биотита.

Железистость биотита из пород, бедных кальцием, колеблется в широких пределах (35,1–74,56%, табл. 18, 19). Устанавливается зависимость железистости биотита от железистости материнских пород (рис. 18). В наиболее железистых породах содержатся наиболее железистые биотиты. Некоторые отклонения от общей тенденции наблюдаются лишь для биотитов, в составе материнских пород которых существенная роль принадлежит альмандину.

Ставролит обычно образует порфиробласты в разнообразных по составу глиноземистых гнейсах. Химический состав его из ассоциации $Pl + Bi + Gr + St + Kv$ (колл. Н.В. Мельянцева) следующий (в вес.%): $SiO_2 - 28,90$, $TiO_2 - 0,66$, $Al_2O_3 - 53,52$, $Fe_2O_3 - 11,42$, $FeO - 2,82$, $MnO - 0,07$, $MgO - 2,08$, $CaO - 0,23$, $Na_2O - 0,10$, $K_2O - 0,08$, $H_2O^+ - 0,36$. По химическому составу, особенно по общей железистости, данный ставролит сопоставим со ставролитом ставролитовой зоны кианит-силлиманитового типа метаморфизма (Велико-славинский, 1972), но отличается более низкой железистостью от ставролита ставролитовой зоны андалузит-силлиманитового типа.

Жедрит в ассоциации со ставролитом и кианитом обнаружен Н.В. Мельянцевым на южном берегу оз. Нюк среди ставролитсодержащих гнейсов. В шлифе имеет зеленовато-бурю окраску. Химический состав его из ассоциации $Jed + Bi + St + Ki + Pl + Kv$ (колл. Н.В. Мельянцева) следующий (в вес.%):

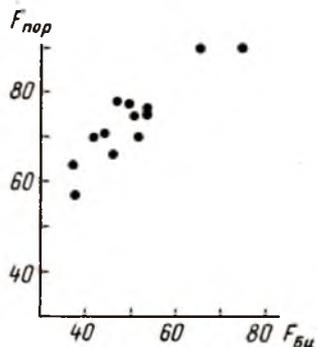


Рис. 18. Соотношение железистости биотита и железистости вмещающих пород при прогрессивном региональном метаморфизме.

SiO_2 - 42.30, TiO_2 - 0.38, Al_2O_3 - 19.04, Fe_2O_3 - 3.00, FeO - 17.65, MnO - 1.06, MgO - 12.20, Na_2O - 1.52, K_2O - 0.30, H_2O^+ - 2.61.

Появление жедрита в ассоциации со ставролитом и кианитом свидетельствует о кристаллизации в условиях высоких температуры и давления, соответствующих кианит-силлиманитовому типу метаморфизма. При таких же температурах андалузит-силлиманитового типа совместно со ставролитом кристаллизуются кордиерит и гранат.

Богатые кальцием породы

Минеральные ассоциации

Богатые кальцием нижнепротерозойские метаморфические породы широко развиты в районе озер Лексозеро-Тулос и в подчиненном количестве присутствуют среди глиноземистых пород в районе оз. Нюк. В составе этой группы объединены амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, эпидот-биотитовые гнейсы, а также гранат-роговообманковые и гранат-роговообманково-биотитовые гнейсы.

Плотность богатых кальцием пород в большой мере зависит от присутствия в них граната. Плотность гранатсодержащих разновидностей составляет в среднем 3.23 г/см^3 . Средняя плотность остальных амфиболсодержащих разновидностей 2.78 г/см^3 при колебании от 2.72 до 2.83 г/см^3 . Гранатсодержащие разновидности амфиболовых гнейсов в то же время менее всего затронуты процессами ультраметаморфизма. Они представляют собой мелкозернистые слоистые породы с равномерным распределением породообразующих минералов. Среди них встречаются следующие минеральные ассоциации: $Gr + Rog + Kв$ и $Gr + Rog + Kв + Пл + Би$. Преобладающими минералами являются роговая обманка и гранат. Среди безгранатовых ассоциаций встречаются следующие: $Rog + Пл + Kв$ и $Rog + Пл + Kв + Би + Эл$. В отличие от гранатсодержащих разновидностей породы перечисленных ассоциаций характеризуются неравномерно-зернистой структурой. Взаимоотношения породообразующих минералов свидетельствуют в большинстве случаев о прогрессивном характере регионального метаморфизма.

Породообразующие минералы

Роговая обманка является главным породообразующим минералом богатых кальцием пород. Оптические и физические свойства ее представлены в табл. 20. Удельный вес и показатели преломления сопоставимы с удельным весом и показателями преломления роговой обманки диафторированных комплексов (табл. 12). Роговая обманка безгранатовых ассоциаций плеохроирует в сине-зеленых тонах, в ассоциации с гранатом - от густо-зеленого цвета по Ng до зеленовато-бурого по Np . В зависимости от ассоциации находится и химический состав (табл. 21). Роговая обманка, ассоциирующая с гранатом, наиболее железистая и характеризуется наименьшим коэффициентом окисления.

Так же как и роговые обманки диафториров, роговая обманка прогрессивного метаморфизма в безгранатовых ассоциациях по составу приближается к гастингситу. Повышенное содержание глинозема позволяет сопоставлять ее с роговыми обманками кианит-силлиманитового типа метаморфизма. Роговая обманка в ассоциации с гранатом отличается повышенным содержанием чермакитового компонента.

Таблица 20

Оптические и физические свойства роговой обманки амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма

| Номер образца | Ассоциация | Плеохроизм | | | Удельный вес | Показатели преломления | | | -2V | сNg |
|---------------|-----------------------------------|---------------------|------------------------|----------------------|--------------|------------------------|-------|-------|-----------------|-----|
| | | Ng | Nm | Np | | Ng | Np | Nm | | |
| 1184/1 | Кв+Пл ₃₀ +Рог+Би | Сине-зеленый | Желтовато-зеленый | Светло-желтый | - | 1.693 | - | 1.678 | 57 ^x | 18 |
| 855 | Кв+Пл ₃₀₋₃₃ +Рог+Би+Эп | " | Желто-зеленый | Светло-желто-зеленый | 3.22 | 1.685 | 1.662 | - | 53 ^x | - |
| 857 | Кв+Пл ₃₂₋₃₅ +Рог+Би+Эп | " | Светло-желто-зеленый | Светло-желтый | 3.22 | 1.685 | - | 1.672 | 53 ^x | - |
| 852/1 | Кв+Пл ₂₉₋₃₀ +Рог+Би+Эп | " | Зеленый, желто-зеленый | Светло-зеленый | - | 1.700 | 1.680 | - | 52 ^x | - |
| 854 | Кв+Пл ₃₂ +Рог+Би+Эп | " | То же | " | 3.23 | 1.690 | - | 1.677 | 59 ^x | 20 |
| 856 | Кв+Пл ₂₅₋₂₈ +Рог+Би | " | Желто-зеленый | Светло-желто-зеленый | - | 1.679 | 1.663 | - | 59 ^x | 18 |
| 806/2 | Пл ₃₁₋₃₅ +Рог+Би | " | " | Светло-желтый | 3.23 | 1.681 | 1.661 | - | 57 ^x | 15 |
| 756 | Пл ₂₇₋₃₀ +Рог+Би+Эп | " | " | Светло-желто-зеленый | 3.27 | 1.688 | - | 1.675 | 60 ^x | 17 |
| 816а | Кв+Пл ₂₉₋₃₀ +Рог+Би | " | Зеленый, желто-зеленый | Светло-желто-зеленый | - | 1.699 | - | 1.682 | 55 ^x | - |
| 817/2 | Кв+Пл ₂₇₋₃₀ +Рог+Би | " | Желто-зеленый | То же | 3.18 | 1.668 | 1.648 | - | 59 ^x | 20 |
| 943 | Кв+Пл ₂₈ +Рог+Би+Эп+Ми | " | " | " " | 3.25 | 1.669 | 1.649 | - | 57 ^x | - |
| 990/2 | Пл ₂₉₋₃₀ +Рог+Би+Эп | Светло-сине-зеленый | " | Светло-желтый | 3.22 | 1.668 | 1.649 | - | 74 ^x | - |
| 998/2 | Пл ₃₅₋₃₆ +Рог+Би+Эп | Сине-зеленый | " | Светло-желто-зеленый | 3.22 | 1.681 | 1.661 | - | 55 ^x | - |

Таблица 20 (продолжение)

| Номер образца | Ассоциация | Плеохроизм | | | Удельный вес | Показатели преломления | | | -2V | сNg |
|---------------|-----------------------------------|--------------|------------------------|----------------------|--------------|------------------------|-------|-------|-----------------|-----|
| | | Ng | Nm | Np | | Ng | Np | Nm | | |
| 1012/2 | Кв+Пл ₃₀₋₃₃ +Рог+Би+Эп | Сине-зеленый | Зеленый, желто-зеленый | Светло-желто-зеленый | 3.23 | - | 1.669 | 1.684 | 57 ^x | 14 |
| 1013/3 | Пл ₃₄₋₃₈ +Рог+Би | То же. | То же | То же | - | - | 1.682 | 1.689 | 55 ^x | 13 |
| 2070 | Кв+Пл ₂₉₋₃₀ +Рог+Би+Эп | " " | " " | " " | - | 1.687 | - | 1.671 | 59 ^x | - |
| 2077 | Кв+Пл ₃₇₋₄₀ +Рог+Би | " " | Желто-зеленый | " " | - | 1.691 | - | 1.673 | 57 ^x | - |
| 2083 | Кв+Пл ₃₃₋₃₄ +Рог+Би | " " | Желто-зеленый, зеленый | " " | - | 1.695 | 1.675 | - | 57 ^x | - |

Таблица 21

Химический состав (в вес.%) и количество ионов в пересчете катионным методом темноцветных минералов богатых кальцием пород амфиболитовой фации (аналитики В.А. Доильнищина, Т.М. Брагина)

| Номер образца | Ассоциация | Окислы | | | | | | | | | | | | п.п.п. | сумма | |
|-----------------|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|---------|--------|----------------|-------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | п.п.п. | | | |
| Роговая обманка | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 155/14 | Рог+Пл+Кв | 42.77 | 0.85 | 13.72 | 4.31 | 14.08 | 0.38 | 9.17 | 9.80 | 1.20 | 0.85 | 0.31 | 2.17 | 100.40 | | |
| 408/1 | Рог+Би+Пл+Кв+Му | 43.33 | 0.87 | 10.13 | 4.56 | 12.21 | 0.18 | 11.47 | 11.83 | 1.39 | 1.05 | - | 2.32 | 99.70 | | |
| 451/4 | Рог+Гр+Пл+Кв | 40.60 | 0.55 | 17.13 | 2.87 | 17.17 | Сл. | 6.35 | 11.23 | 1.33 | 0.50 | - | 2.36 | 100.29 | | |
| 440 | Би+Ст+Пл+Кв+Му | 43.35 | 0.93 | 9.42 | 5.95 | 13.45 | 0.34 | 10.25 | 11.87 | 1.44 | 1.10 | - | 2.09 | 100.19 | | |
| 806/1 | Рог+Би+Эп+Пл+Кв | 44.10 | 0.97 | 10.50 | 4.04 | 11.06 | 0.29 | 12.18 | 12.20 | 1.35 | 0.97 | 0.41 | 1.68 | 99.75 | | |
| 806/2 | Рог+Пл+Кв | 42.49 | 0.97 | 11.11 | 4.37 | 12.04 | 0.31 | 11.93 | 12.05 | 1.10 | 1.07 | 0.04 | 2.45 | 99.93 | | |
| 819 | Рог+Би+Эп+Пл | 44.60 | 1.10 | 9.95 | 3.77 | 12.21 | 0.38 | 10.48 | 12.35 | 1.35 | 1.00 | 0.24 | 2.12 | 99.55 | | |
| 948/3 | Рог+Пл+Кв | 44.17 | 0.89 | 11.16 | 2.57 | 13.40 | 0.30 | 11.28 | 11.90 | 1.20 | 0.75 | 0.69 | 1.61 | 99.92 | | |
| Гранат | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 451/4 | Рог+Гр+Пл+Кв | 39.72 | Сл. | 21.06 | 0.83 | 28.23 | 0.60 | 1.52 | 7.78 | 0.07 | 0.04 | 0.30 | Не обн. | 100.15 | | |
| Элементы | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Номер образца | Элементы | | | | | | | | | | | | F | f | F ₀ | |
| | Si | Ti | Al _{IV} | Al _{VI} | Fe ⁺³ | Fe ⁺² | Mn | Mg | Ca | Na | K | OH | | | | O |
| Роговая обманка | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 155/14 | 6.28 | 0.09 | 1.72 | 0.65 | 0.48 | 1.73 | 0.05 | 2.00 | 1.54 | 0.33 | 0.17 | 2.83 | 21.17 | 53.05 | 47.35 | 21.77 |
| 408/1 | 6.50 | 0.10 | 1.50 | 0.30 | 0.52 | 1.53 | 0.03 | 2.57 | 2.00 | 0.41 | 0.20 | 1.77 | 22.23 | 44.73 | 38.07 | 25.37 |
| 451/4 | 6.06 | 0.06 | 1.94 | 1.08 | 0.32 | 2.14 | - | 1.40 | 1.79 | 0.39 | 0.09 | 2.36 | 21.64 | 63.92 | 60.48 | 13.01 |
| 440 | 6.50 | 0.10 | 1.50 | 0.16 | 0.68 | 1.68 | 0.05 | 2.30 | 1.91 | 0.42 | 0.20 | 2.08 | 21.92 | 51.17 | 42.93 | 28.81 |
| 806/1 | 6.52 | 0.11 | 1.48 | 0.35 | 0.45 | 1.37 | 0.04 | 2.68 | 1.94 | 0.39 | 0.19 | 2.00 | 22.00 | 40.97 | 34.45 | 24.72 |
| 806/2 | 6.30 | 0.11 | 1.70 | 0.24 | 0.49 | 1.49 | 0.04 | 2.63 | 1.90 | 0.32 | 0.21 | 2.42 | 21.58 | 43.44 | 36.78 | 24.70 |
| 819 | 6.73 | 0.13 | 1.27 | 0.50 | 0.43 | 1.54 | 0.05 | 2.35 | 1.92 | 0.40 | 0.20 | 1.64 | 22.36 | 46.22 | 40.36 | 21.83 |
| 948/3 | 6.52 | 0.10 | 1.48 | 0.46 | 0.28 | 1.65 | 0.04 | 2.47 | 1.89 | 0.34 | 0.14 | 2.28 | 21.72 | 44.12 | 40.63 | 14.51 |
| Гранат | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 451/4 | 3.18 | - | 1.95 | 0.04 | 0.05 | 1.89 | 0.04 | 0.18 | 0.67 | - | - | - | - | - | - | - |

Примечание. Обр. 155/14, 408/1, 451/4, 440 - из богатых кальцием пород района оз. Нью; обр. 806/1, 806/2, 819, 948/3 - из богатых кальцием пород района оз. Тулос.

Таблица 22

Оптические свойства плагиоклаза из богатых кальцием пород района оз. Нюк

| Номер образца | Ассоциация | N_g' | N_p' | $A_p, \%$ |
|---------------|--------------------|-------------|-------------|-----------|
| 408/1 | Рог+Пл+Кв+Би+Ми | 1.547-1.553 | 1.540-1.545 | 25+3-35+1 |
| 413 | Рог+Пл+Кв+Би+Эп | 1.550 | 1.542 | 27-28 |
| 426 | Рог+Пл+Кв | 1.545 | 1.538 | 17-20 |
| 439 | Рог+Пл+Кв+Би+Эп+Ми | 1.546 | 1.540 | 22+2 |
| 440 | Рог+Пл+Кв+Би+Эп | 1.547 | 1.539 | 22-23 |
| 445/3 | Рог+Гр+Пл+Кв+Би | 1.551 | 1.543 | 29-30 |
| 451/2 | Рог+Ди+Пл+Гр+Кв | 1.551 | 1.543 | 29-30 |
| 451/4 | Рог+Гр+Пл+Кв | 1.556 | 1.549 | 41 |

Плагиоклаз из богатых кальцием пород безгранатовых ассоциаций по составу и взаимоотношению с породообразующими минералами отличается от плагиоклаза, ассоциирующего с гранатом. Последний имеет типичные бластические формы, распределен равномерно. Состав его колеблется от 30 до 41% A_p (табл. 22).

Плагиоклаз безгранатовых ассоциаций имеет обычно более кислый состав, отвечающий основному олигоклазу. В амфиболитах встречаются две генерации плагиоклаза. Ранняя генерация представлена андезином, более поздняя - олигоклазом. Образование последнего связывается с процессами ультраметаморфизма. Андезин обычно в той или иной степени эпидотизирован. Более поздняя генерация пользуется ограниченным развитием и имеет состав 25+3% A_p . Химический состав плагиоклаза представлен в табл. 17. Состав его, по данным химического анализа, хорошо сопоставим с составом ранней генерации, установленным по оптическим данным. Более кислый плагиоклаз поздней генерации присутствует в подчиненном количестве и не оказывает существенного влияния на общий химический состав плагиоклаза.

Гранат в богатых кальцием породах встречается редко. Его химический состав представлен в табл. 21. Характерными особенностями состава граната являются высокое содержание кальциевого компонента и высокая железистость. По составу гранат из богатых кальцием пород отвечает альмандину и отличается низким содержанием пиропового компонента.

Биотит в породах, богатых кальцием, является второстепенным минералом. Обычно он имеет ксеноморфные очертания. Плеохроирует в буровато-зеленых тонах. Биотит встречается в тесной пространственной ассоциации с эпидотом и роговой обманкой. Светопреломление его колеблется в пределах 1.648-1.653, что соответствует общей железистости 55-60 (Добрецов и др., 1970).

Железисто-кремнистые породы

Железисто-кремнистые породы встречаются на рассматриваемой территории редко, тем не менее они заслуживают специального рассмотрения, поскольку их присутствие в разрезе дает возможность сопоставлять в значительной мере гранитизированные породы с породами гимольской серии.

Таблица 23

Химический состав нижнепротерозойских метаморфических пород (аналитики А.М. Брагина, Г.К. Радионова, Р.Ф. Сарафанова)

| Номер образ-ца | Ассоциация | Окислы, вес. % | | | | | | | | | | | | F | |
|------------------------|----------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|-------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | п.п.п. | | сумма |
| Бедные кальцием породы | | | | | | | | | | | | | | | |
| 406/1а | Пл+Ми+Кв+Би+Му | 67.45 | 0.82 | 15.61 | 1.23 | 2.93 | 0.02 | 0.61 | 1.58 | 3.12 | 5.97 | 0.28 | 0.42 | 100.04 | 0.90 |
| 406/1б | Пл+Би+Кв | 65.90 | 0.64 | 16.16 | 0.83 | 4.02 | 0.06 | 2.23 | 3.04 | 3.68 | 2.69 | 0.24 | 0.37 | 99.86 | 0.70 |
| 410 | Пл+Би+Кв | 58.64 | 0.76 | 16.82 | 2.10 | 5.02 | 0.06 | 3.74 | 5.38 | 2.37 | 3.30 | 0.15 | 1.70 | 99.84 | 0.71 |
| 418 | Пл+Би+Му+Кв | 66.14 | 0.80 | 16.82 | 0.61 | 2.71 | 0.03 | 2.92 | 1.84 | 5.78 | 2.00 | 0.20 | 0.06 | 100.51 | 0.57 |
| 426 | Пл+Би+Кв | 57.20 | 0.52 | 21.22 | 1.63 | 2.94 | 0.06 | 2.38 | 4.10 | 7.20 | 1.72 | 0.18 | 0.93 | 100.08 | 0.72 |
| 444/1 | Гр+Би+Пл+Кв | 67.93 | 0.53 | 13.84 | 0.65 | 6.51 | 0.07 | 2.42 | 2.68 | 2.61 | 1.93 | 0.15 | 0.27 | 99.59 | 0.76 |
| 446 | Пл+Би+Эл+Кв+Му+Ми | 64.52 | 0.41 | 17.52 | 1.35 | 2.41 | 0.06 | 1.42 | 5.02 | 4.33 | 2.03 | 0.04 | 0.93 | 100.04 | 0.78 |
| 447 | Пл+Кв+Би+Му+Эл+Ми | 68.40 | 0.23 | 16.92 | 0.79 | 1.87 | 0.04 | 1.15 | 3.28 | 4.75 | 2.00 | 0.07 | 0.86 | 100.36 | 0.75 |
| 448 | Пл+Би+Эл+Ми | 61.54 | 0.44 | 17.70 | 1.49 | 3.05 | 0.07 | 2.52 | 5.10 | 4.37 | 2.50 | 0.12 | 1.48 | 100.38 | 0.70 |
| 450/1 | Би+Кв+Цо+Пл | 60.52 | 0.75 | 16.15 | 1.26 | 6.16 | 0.09 | 4.37 | 4.20 | 1.45 | 3.96 | 0.30 | 0.98 | 100.19 | 0.66 |
| 450/2 | Гр+Би+Му+Пл+Ми+Кв | 68.52 | 0.15 | 14.99 | 1.50 | 4.88 | 0.15 | 0.81 | 1.74 | 2.00 | 3.94 | 0.22 | 0.89 | 99.79 | 0.90 |
| 450/3 | Гр+Би+Пл+Кв | 61.90 | 0.56 | 15.68 | 2.00 | 5.30 | 0.15 | 5.18 | 2.74 | 2.27 | 3.05 | 0.32 | 0.94 | 100.09 | 0.64 |
| 451/1 | Гр+Би+Кв+Пл | 60.26 | 0.63 | 17.21 | 3.02 | 7.74 | 0.10 | 3.69 | 1.74 | 2.16 | 2.61 | 0.24 | 0.69 | 100.09 | 0.78 |
| 451/3 | Би+Гр | 43.44 | 1.19 | 19.77 | 2.85 | 14.72 | 0.02 | 6.52 | 2.14 | 2.00 | 5.65 | 0.49 | 0.82 | 99.61 | 0.76 |
| 109 | Пл ₃₂ +Би+Гр+Кв | 67.24 | 0.53 | 14.69 | 1.98 | 4.32 | 0.02 | 2.68 | 2.58 | 3.00 | 2.02 | 0.10 | 1.20 | 100.36 | - |
| 532/2 | Пл+Гр+Ст+Кв | 65.40 | 0.49 | 14.31 | 1.58 | 4.55 | 0.09 | 4.41 | 0.92 | 3.60 | 2.88 | 0.30 | 1.42 | 99.95 | - |

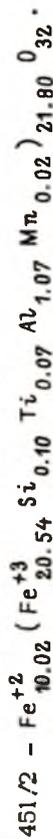
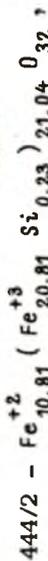
Таблица 23 (продолжение)

| Номер образ-ца | Ассоциация | Окислы, вес. % | | | | | | | | | | | | F | |
|-----------------------------|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|-------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | п.п.п. | | сумма |
| Богатые кальцием породы | | | | | | | | | | | | | | | |
| 408/1 | Рог+Би+Пл+Кв+Му | 56.72 | 0.74 | 16.73 | 2.06 | 5.23 | 0.02 | 4.66 | 7.73 | 4.77 | 0.82 | 0.19 | 0.32 | 99.99 | - |
| 440 | Би+Ст+Пл+Кв+Му | 55.61 | 0.84 | 17.60 | 2.51 | 5.50 | 0.14 | 4.33 | 5.60 | 5.00 | 2.15 | 0.15 | 1.06 | 100.49 | - |
| 451/4 | Рог+Гр+Пл+Кв | 52.68 | 0.65 | 13.59 | 4.04 | 14.22 | 0.11 | 3.75 | 8.08 | 1.02 | 0.42 | 0.05 | 1.34 | 99.95 | - |
| 806/1 | Рог+Би+Эп+Пл+Кв | 48.62 | 0.90 | 15.34 | 3.75 | 7.01 | 0.20 | 7.79 | 11.13 | 3.19 | 0.65 | 0.12 | 1.42 | 100.12 | - |
| 806/2 | Рог+Пл+Кв | 51.04 | 0.73 | 14.72 | 3.21 | 7.30 | 0.22 | 7.93 | 9.17 | 3.62 | 0.93 | 0.15 | 1.36 | 100.38 | - |
| 819 | Рог+Би+Эп+Пл | 48.56 | 0.57 | 15.22 | 2.85 | 8.12 | 0.17 | 8.12 | 11.60 | 2.69 | 0.62 | 0.02 | 1.87 | 100.41 | - |
| 948/3 | Рог+Пл+Кв | 48.62 | 0.90 | 14.85 | 2.79 | 8.84 | 0.24 | 8.23 | 10.22 | 2.71 | 0.72 | 0.05 | 1.73 | 99.90 | - |
| Железисто-кремнистые породы | | | | | | | | | | | | | | | |
| 444/2 | Мт+Рог+Гр+Кв | 53.68 | 0.33 | 9.15 | 10.53 | 18.42 | 0.11 | 1.90 | 4.62 | 0.32 | 0.09 | 0.14 | 1.09 | 100.38 | 0.95 |
| 451/2 | Мт+Рог+Кв | 44.34 | 0.18 | 3.34 | 18.22 | 26.42 | 0.12 | 1.60 | 3.64 | 0.34 | Сл. | 0.32 | 1.84 | 100.36 | 0.97 |
| 444/3 | Гр+Кв | 63.12 | 0.12 | 12.74 | 0.92 | 18.61 | 0.19 | 1.31 | 2.40 | 0.17 | 0.12 | 0.06 | 0.61 | 100.37 | 0.94 |
| 451/5 | Гр+Кв | 55.54 | 0.16 | 15.12 | 1.69 | 21.21 | 0.14 | 1.59 | 4.22 | 0.12 | 0.05 | 0.07 | 0.44 | 100.35 | 0.94 |

Химический состав (в вес. %) магнетитов железисто-кремнистых пород района оз. Нюк (аналитик В. А. Дольнишина)

| Номер образца | Ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | Сумма |
|---------------|--------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|---------|---------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------|
| 444/2 | Мт+Рог+Гр+Кв | 0.58 | 0.06 | Не обн. | 66.85 | 31.35 | 0.01 | Сл. | Не обн. | 0.15 | 0.05 | 0.18 | 0.73 | 100.07 |
| 451/2 | Мт+Рог+Кв | 0.25 | 0.17 | 2.10 | 63.94 | 32.18 | 0.07 | Не обн. | „ | 0.19 | 0.05 | 0.10 | 0.77 | 99.82 |

Кристаллохимические формулы



Железисто-кремнистые породы района оз. Нюк представлены двумя главными минеральными ассоциациями: Мт+Кв и Мт+Рог+Кв+Гр. В тесной ассоциации с прослоями железисто-кремнистых пород находятся прослой гранатитов, имеющих весьма близкий с ними химический состав (табл. 23). Как видно из таблицы, характерной особенностью химического состава рассматриваемых пород является высокое содержание суммарного и окисного железа. При этом отношение окисного железа к закисному составляет 0.57 и 0.69, что указывает на преимущественную концентрацию железа в окисной фазе. По составу они относятся к окисно-силикатному типу железисто-кремнистых пород (Чернов и др., 1970). Содержание закисного железа в гранатите аналогично таковому в роговообманково-магнетитовом кварците (сравните обр. 444/2 и 444/3, табл. 23), и главное отличие его состава состоит в низком содержании окисного железа при значительной концентрации алюминия. Поэтому основная часть железа здесь концентрируется в силикатах. Гранатиты представляют глиноземисто-железисто-силикатный тип железистых пород (Чернов, 1964), тесно ассоциирующих с окисным типом железистых пород в разрезе гимольской серии. Характерно, что и в рассматриваемом районе, где широко проявились процессы ультраметаморфизма, железисто-кремнистые породы претерпели изохимический региональный метаморфизм, как это имеет место в синклиналиях в структурах нижнего протерозоя (Чернов, 1964; Чернов и др., 1970; Лазарев, 19716).

Главным породообразующим минералом железисто-кремнистых пород является магнетит. Химический состав его представлен в табл. 24. Отличительной особенностью состава является низкое содержание TiO₂. Магнетит в безгранатовой ассоциации обогащен алюминием в сравнении с магнетитом, находящимся в ассоциации с гранатом.

Встречающаяся в ассоциации с магнетитом роговая обманка представлена сине-зеленой ее разновидностью и по оптическим свойствам аналогична сине-зеленой роговой обманке богатых кальцием пород.

Распределение железа и магния между железомagneзиальными минералами и условия метаморфизма нижнепротерозойских отложений

Минеральные ассоциации различных по составу пород дают возможность отнести прогрессивный региональный метаморфизм тикшозерской и гимольской серий к кианит-силлиманитовому типу. Об этом свидетельствует наличие кианита в ставролитсодержащих глиноземистых гнейсах и жедрита в ассоциации с кианитом и ставролитом. Верхний температурный предел метамор-

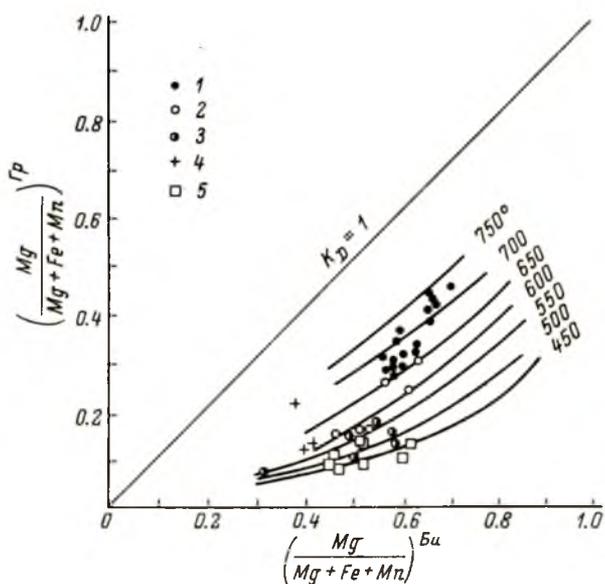


Рис. 19. Сопоставление (на диаграмме Л.Л. Перчука) магнизиальностей гранат-биотитовых пар метаморфических пород гимольской серии с магнизиальностями соответствующих минеральных пар пород кольской серии (по: Другова, Глебовицкий, 1972).

1 - гранат и биотит гранулитовой фации из пород кольской серии; 2 - гранат и биотит из диафторитов кольской серии амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа; 3 - гранат и биотит из диафторитов кольской серии амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа; 4 - гранат и биотит из диафторитов Западной Карелии кианит-силлиманитового типа; 5 - гранат и биотит из метаморфических пород гимольской серии.

Рис. 20. Состав гранатов на диаграмме Д.А. Великославинского (1972) из глиноземистых метаморфических пород гимольской серии.

Поля гранатов андалузит-силлиманитового типа метаморфизма: I - зоны ставролита, II - зоны силлиманита, III - зоны второго силлиманита, IV - зоны гиперстена; точечные линии оконтуривают поля гранатов из метапелитов кианит-силлиманитового типа.

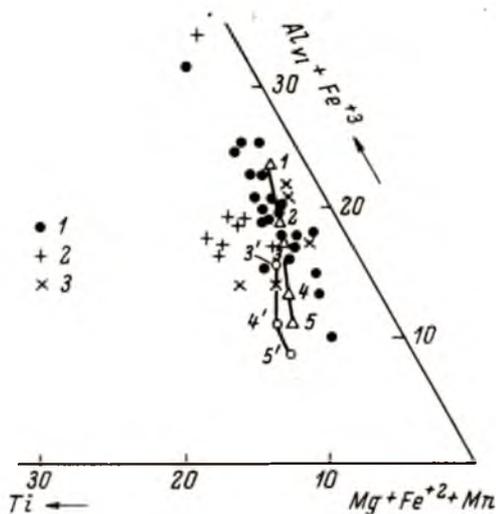
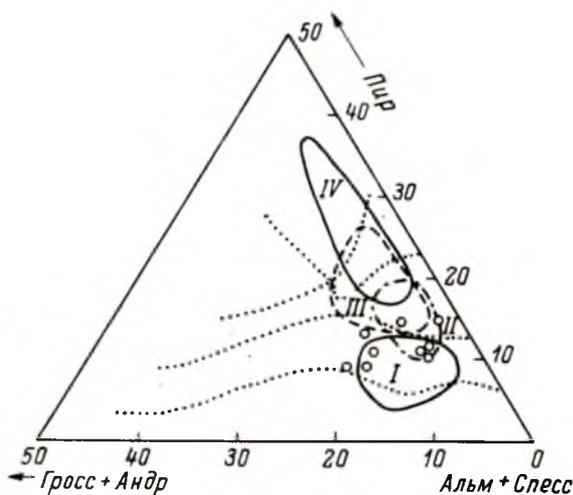


Рис. 21. Соотношение между катионами шестерной координации в биотитах (по: Великославинский, 1972) из метаморфических пород Западной Карелии.

1 - биотиты глиноземистых метаморфических пород гимольской серии; 2 - биотиты бедных кальцием диафторитов амфиболитовой фации; 3 - биотиты богатых кальцием диафторитов амфиболитовой фации.

физма определяется устойчивостью ставролита и мусковита в глиноземистых гнейсах. Совместно с мусковитом иногда присутствует калиевый полевой шпат, который не всегда возможно отнести к метасоматическому. Следовательно, условия метаморфизма приближались к моновариантной кривой равновесия $Mu + Kв = Kшп + Силл$, и температура метаморфизма не превышала 650°C . Величина давления определяется ассоциацией $Ст + Ки + Жед$ и может быть оценена (Глебовицкий, 1973, рис. 19) порядка 7–8 кбар. В богатых кальцием породах нижнепротерозойских отложений характер минеральных парагенезисов и составы породообразующих минералов сопоставимы с парагенезисами и составами соответствующих минералов диафторитов комплекса фундамента.

Таким образом, прогрессивный региональный метаморфизм нижнепротерозойских отложений сопоставим с диафторезом гранулитов комплекса фундамента раннекарельской геосинклинали. Диафторез комплекса фундамента и прогрессивный метаморфизм собственно геосинклинальных образований осуществлялись в период складчатых деформаций ребольского периода складчатости и соответствовали метаморфизму кианит–силлиманитового типа при наличии примерно изобарической, но сложно построенной зональности. При этом давление составляло порядка 7–8 кбар.

Метаморфические образования тикшозерской и гимольской серий в позднем нижнем протерозое, как было показано ранее, испытали селецкий период складчатости, с которым связано формирование селецких мигматит–гранитов. Повторный, более низкотемпературный метаморфизм селецкого периода складчатости установлен ранее для района Хедозеро–Большозеро–Кимасозеро (Стенарь, 1964). Вполне вероятно, что повторный метаморфизм этого периода был развит на всей площади, т.е. на территории Западной Карелии наблюдается эволюция метаморфизма, установленная для юго–востока Восточной Сибири (Неелов и др., 1971). По мере формирования коры континентального типа в пределах структурных зон глубинность и температурные условия метаморфизма последовательно возникших метаморфических комплексов постепенно уменьшаются.

Как видно из рис. 19, гранат–биотитовые пары нижнепротерозойских метаморфических пород попадают в поле диафторитов андалузит–силлиманитового типа кольской серии, располагаясь вблизи изотерм $450\text{--}550^{\circ}$. Составы гранатов (рис. 20) попадают главным образом в область составов андалузит–силлиманитового типа (по Д.А. Великославинскому). По сравнению с гранатами из глиноземистых пород соответствующих зон кианит–силлиманитового метаморфизма они обеднены кальциевым компонентом. Различие в составе биотитов выражено менее четко (рис. 21). Биотиты андалузит–силлиманитового типа отличаются от биотитов соответствующей фации кианит–силлиманитового типа повышенной глиноземистостью и более низким содержанием титана (Великославинский, 1972; Другова, Глебовицкий, 1972). Рассматриваемые биотиты сопоставимы с биотитами андалузит–силлиманитового типа. Биотиты из диафторитов комплекса фундамента отличаются от них главным образом повышенным содержанием титана.

Геологическими признаками повторного метаморфизма являются неравномернозернистость структур и наличие в пределах одного обнажения двух генераций одноименного минерала, отличающихся по крупности зерен.

ВЫВОДЫ

На территории Западной Карелии установлены три этапа регионального метаморфизма. Наиболее ранний (архейский) этап протекал в условиях гранулитовой фации и характеризовался устойчивостью внешних условий. Раннепротерозойский этап связан с ребольским периодом складчатости и осуществлялся в период общей инверсии раннекарельской геосинклинали. По своему характеру он является глубинным (кианит-силлиманитовый тип), изобарическим, сложно-зональным. Температура метаморфизма варьировала в пределах 500-650° при общем давлении примерно 7-8 кбар. Архейские гранулитовые комплексы в этот период испытали соответствующий диафторез. Далее на метаморфизованные нижнепротерозойские отложения накладывался андалузит-силлиманитовый метаморфизм, связанный с селецким периодом активизации. На архейские породы фундамента он не оказывал заметного воздействия.

Эволюция метаморфизма в целом сопоставима с соответствующей эволюцией кристаллического фундамента Прибалтики и Белоруссии (Биркис, 1971; Биркис и др., 1972; Пап, 1972). Общий характер ее соответствует эволюции метаморфизма в полициклических областях (Глебовицкий, 1973).

В работе большей частью употребляется термин „гранитообразование“, в который не вкладывается генетического смысла в связи с тем, что общепринятый термин „ультраметаморфизм“ в настоящее время трактуется по-разному. Поскольку термин „ультраметаморфизм“ нередко будет встречаться в работе, необходимо оговорить его трактовку.

Термин „ультраметаморфизм“ введен в геологическую литературу Холмквистом и Седерхольмом (Sederholm, 1926), Седерхольм указывал, что ультраметаморфизм является не просто более сильным по степени метаморфизмом, но и существенно иным процессом, так как приводит к образованию пород, которые уже нельзя считать кристаллическими сланцами. В дальнейшем развитие идей Седерхольма о природе мигматитов Южной Финляндии нашло свой ход в работах Хярме (Härme, 1959, 1965). В частности, одним из главных выводов Хярме явилось доказательство независимости состава мигматизирующего гранита от состава вмещающих пород субстрата. Для гранита характерно постоянное содержание окиси калия в количестве 5–6% независимо от состава пород, в которых они залегают. В силу этого Хярме приходит к заключению, что гранит не может образоваться в результате метаморфической сегрегации.

Н.Г. Судовиков (1964) отмечал, что термин „ультраметаморфизм“ охватывает ряд процессов, происходящих в различных комбинациях друг с другом и во взаимной зависимости. Совсем иное смысловое значение придается ему Менертом (1971). Ультраметаморфизм он определяет как „метаморфизм высокой ступени, включающий образование расплава на месте, или метасоматоз высокой ступени“ (стр. 297). Подобное определение не отражает в должной мере сущности процесса. В частности, метасоматоз высоких ступеней метаморфизма – довольно распространенное явление, но обычно не всякий метасоматоз относят к ультраметаморфизму, а лишь тот, с которым связано образование гранитоидов. Ю. Ир. Половинкина (1970) рассматривает ультраметаморфизм как крайний, находящийся за пределами обычного метаморфизм, подчеркивая при этом, что региональный метаморфизм и ультраметаморфизм общены во времени и последний, как правило, является более поздним наложенным процессом.

Гранитоиды раннего докембрия представлены преимущественно формациями мигматит–гранитов. В данной работе „мигматит–гранит“ употребляется как термин собирательного значения и включает теневой мигматит, т.е. продукт максимальной гранитизации метаморфического субстрата мигматитов, а также мигматит со всеми стадиями гранитизации субстрата. Время формирования определяется по соотношению мигматит–гранитов со складчатыми структурами того или иного возраста.

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В ФУНДАМЕНТЕ РАННИХ КАРЕЛИД

Наиболее крупная площадь развития ультраметаморфизма по породам фундамента ранних карелид расположена в районе оз. Верхнее Куйто (рис. 3). Исходными породами, подвергающимися ультраметаморфизму, являются амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы, а также биотитовые плагиогнейсы. Как показано выше, по своему генезису эти породы являются диафторитами, образовавшимися за счет пород гранулитовой фации.

Поскольку архейские породы в период раннепротерозойской ребольской складчатости претерпели полную структурную перестройку, на территории Западной Карелии не сохранились признаки, позволяющие охарактеризовать петрологию архейского гранитообразования. Их малоизмененные аналоги сохранились на Кольском полуострове (Батиева, Бельков, 1968), где они представляют собой гранитообразование нуклеарного периода. Специфической чертой магматизма этого периода, по данным И. Д. Батиевой и И. В. Белькова, является отсутствие самостоятельных массивов. Гранитоиды плагиогранитной серии были распространены повсеместно как оболочка или крупнейший батолит, корнями уходящий в мантию. Наблюдается тесная взаимосвязь интрузивных и эффузивных образований. Как будет показано, гранитоиды плагиогранитной серии (формация гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов; Батиева, Бельков, 1968) по химическому составу значимо не отличаются от соответствующих гранитоидов фундамента ранних карелид Карелии, но последние интенсивно гнейсифицированы в период раннего этапа ребольской складчатости. Кроме того, в фундаменте ранних карелид Западной Карелии архейские гранитоиды находятся в тесной ассоциации с пироксеновыми амфиболитами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Рассматриваемый ниже первый этап гранитообразования относится к нижнепротерозойскому времени и характеризует преобразование ортогнейсов в гранитоиды. Диафторез, перекристаллизация и метаморфическая дифференциация приводят к усреднению состава первоначально контрастного архейского комплекса.

В фундаменте ранних карелид выделяются два этапа гранитообразования, которые связаны с ребольским периодом складчатости.

Первый этап гранитообразования

Плагиогранитоиды

Плагиогранитоиды пространственно и генетически связаны с метаморфическими породами. Состав их определяется составом исходных пород, т.е. амфиболовые разновидности гранитоидов образуются по амфиболовым гнейсам, биотитовые – по биотитовым. Своеобразие гранитоидов заключается в их стратифицированном залегании (рис. 3). Вместе с другими породами они смяты в складки, но обладают повышенной пластичностью. Нередко можно наблюдать, как прослой сланцеватых амфиболитов в отдельных зонах дробятся на серию остроугольных обломков, которые либо ориентированы согласно направлению пласта, либо несколько развернуты и „плавают“ в плагиограните. Чаше наблюдается „затекание“ плагиогранитов в трещины амфиболитов. Очень характерно пластическое перемещение плагиогранитов (течение в твердом состоянии) вдоль трещин скальвания.

Плагиогранитоиды, кроме стратифицированного залегания, образуют зоны, перпендикулярные метаморфической полосчатости в участках повышенной интенсивности складчатых движений. Гранитообразование первого этапа

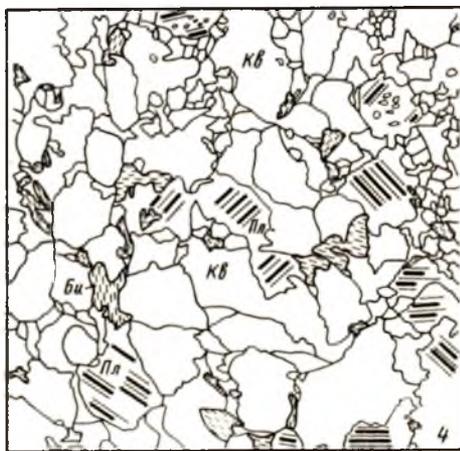
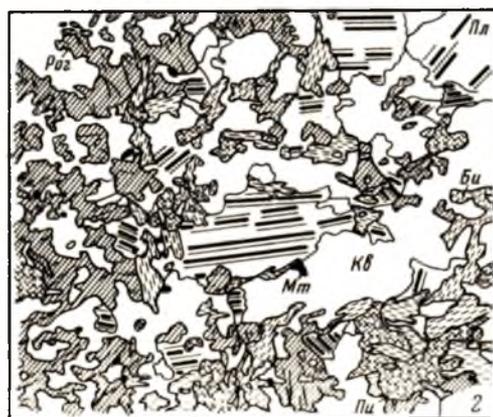


Рис. 22. Характер изменения структур при перекристаллизации гнейсов.

1, 2 - неравномерно перекристаллизованные биотит-роговообманковые плагиогнейсы; 3, 4 - плагиограниты с реликтами бластических структур.

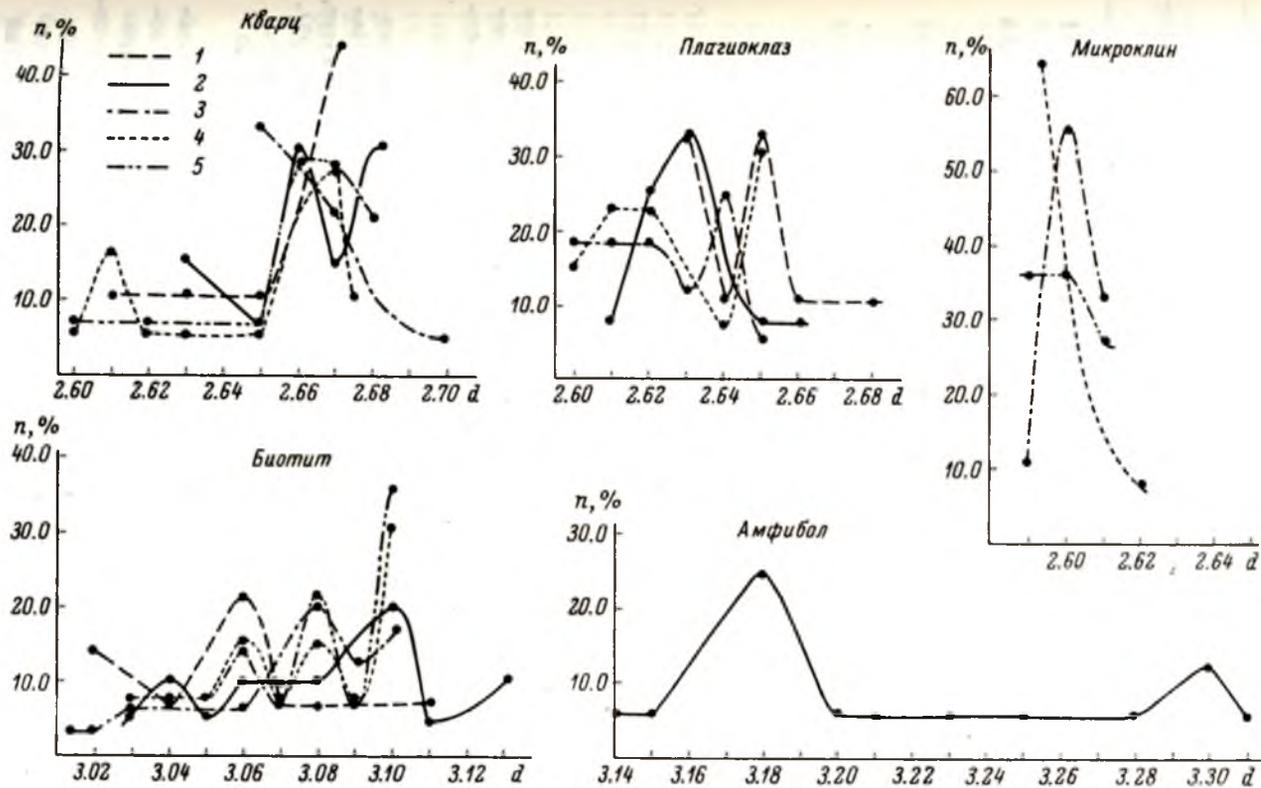


Рис. 23. Кривые распределения удельных весов минералов.

1 - биотитовые плагиогнейсы; 2 - амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы; 3 - плагиограниты;
 4 - плагиомикроклиновые граниты; 5 - жильные граниты.

Таблица 25

Количественно-минералогический состав (в %) плагиогранитоидов района оз. Верхнее Куйто

| Номер образца | Кварц | Плагиоклаз | Микроклин | Биотит | Роговая обманка | Рудные минералы | Эпидот | Апатит |
|---------------|-------|------------|-----------|--------|-----------------|-----------------|--------|--------|
| 72а (2 шл.) | 29.84 | 60.11 | - | 8.18 | 1.08 | 0.18 | - | 0.11 |
| 72б | 27.18 | 66.15 | - | 6.17 | - | 0.11 | 0.28 | 0.11 |
| 78/5 | 27.48 | 66.89 | 0.63 | 4.28 | - | - | 0.58 | 0.14 |
| 89/3 | 24.75 | 68.13 | 4.55 | 2.32 | - | - | - | - |
| 118/2 | 33.85 | 60.08 | 0.87 | 5.20 | - | - | - | - |
| 120/4 | 6.63 | 79.52 | - | 7.79 | 4.60 | 0.63 | - | 0.83 |
| 139/26 | 41.56 | 55.17 | - | 3.17 | - | 0.10 | - | - |
| 140/1 | 31.00 | 52.30 | 12.61 | 3.91 | - | 0.18 | - | - |
| 161/36 | 33.64 | 42.88 | 18.98 | 4.50 | - | - | - | 0.36 |
| 178г | 36.46 | 51.36 | 4.77 | 7.05 | - | - | - | - |
| 221 | 25.25 | 55.38 | 18.74 | 4.54 | - | - | 0.33 | - |
| 545/3 | 25.96 | 69.12 | 4.66 | 0.26 | - | - | - | - |
| 123 | 27.5 | 58.5 | - | 12 | - | - | - | - |
| 130 | 22.2 | 66.7 | 4.4 | 5.60 | - | - | - | - |
| 117/16 | 32.6 | 65.2 | - | 1.1 | - | - | - | - |
| 288/7 | 42.00 | 50.1 | - | 6.7 | - | - | - | - |

сближено во времени с ребольским диафторезом амфиболитовой фации, но заканчивается позднее его. Гранитообразование протекало в длительный промежуток времени, соответствующий нескольким этапам деформации. Наблюдаются частые и незакономерные взаимопереходы гнейсов и плагиогранитоидов. Последние содержат реликты гнейсовых структур (рис. 22).

Породообразующие минералы. Главными породообразующими минералами плагиогранитоидов являются плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка. Часто, но в небольших количествах встречаются микроклин, мусковит, магнетит, ильменит. Спорадически появляются эпидот, кальцит, сфен, хлорит (табл. 25).

Плагиоклаз - самый распространенный минерал плагиогранитоидов. Удельный вес его составляет 2,60-2,65 г/см³. Состав колеблется от 19 до 32% А_л. Наиболее распространенным является олигоклаз с 22-25% А_л (табл. 26). Для плагиоклаза плагиогранитоидов характерна значительно большая однородность состава по сравнению с плагиоклазом метаморфических пород. Весьма обычными для него являются антипертитовые вроски микроклина. Химический состав плагиоклаза представлен в табл. 27. В химическом составе плагиоклаза обращает на себя внимание слишком высокий процент ортоклазовой составляющей (4,24-12,32%). При этом содержание ортоклаза не зависит от величины альбитового компонента. Повышенное содержание калия в плагиоклазе объясняется широким развитием антипертитов замещения.

Кварц в плагиогранитоидах характеризуется неравномерным распределением, составляя от 6,65 до 42% (табл. 25). Цвет его преимущественно голубовато-серый до голубого. Удельный вес ниже удельного веса кварца метаморфических пород. Если в амфиболовых разновидностях гнейсов самым распространенным является кварц с удельным весом 2,682-2,660 г/см³ и только 15% встречаемости легкого кварца с удельным весом 2,630 (рис. 23),

Таблица 26

Оптические и физические свойства плагиоклаза плагиогранитов района оз. Верхнее Куйто

| Номер образца | Ассоциация | Удельный вес | N_g' | N_p' | Номер плагио-клаза |
|---------------|---------------------------|--------------|--------|--------|--------------------|
| 27/3а | Кв+Пл+Ми+Би+Му | 2.62 | 1.552 | 1.542 | 31+2 |
| 30/16 | Кв+Пл+Ми+Би+Му | 2.60 | 1.549 | 1.543 | 28+2 |
| | То же | - | 1.552 | 1.544 | 32 |
| 38/2 | Кв+Пл+Би+Ми | 2.62 | 1.548 | 1.539 | 23+1 |
| 39/36 | Кв+Пл+Би | 2.64 | 1.547 | 1.539 | 22-23 |
| 72а | Кв+Пл+Би+Эп+Рог | - | 1.550 | 1.543 | 29 |
| 78/5 | Кв+Пл+Ми+Би+Му+Эп | 2.64 | 1.549 | 1.540 | 25+1 |
| 72б | Кв+Пл+Би | 2.65 | 1.547 | 1.541 | 24+2 |
| 78/5 | Кв+Пл+Ми+Би+Му+Эп | - | 1.549 | 1.541 | 26-27 |
| 85а | Кв+Пл+Би+Ми | 2.61 | 1.549 | 1.541 | 26-27 |
| | Кв+Пл+Би+Ми | - | 1.551 | 1.541 | 28+2 |
| 86/1 | Кв+Пл+Ми+Му | 2.60 | 1.546 | 1.539 | 21+1 |
| 89/3 | Кв+Пл+Ми+Би | 2.64 | 1.550 | 1.541 | 26+1 |
| 115 | Кв+Пл+Би+Эп+Му+Ми | - | 1.551 | 1.542 | 29+1 |
| 118/2 | Кв+Пл+Ми+Би+Ка | - | 1.548 | 1.541 | 25+1 |
| 120/2 | Кв+Пл+Рог+Би+Акт+Эп+Хл+Ми | 2.63 | 1.551 | 1.543 | 30 |
| 120/4 | Кв+Пл+Рог+Би | 2.64 | 1.551 | 1.542 | 29+1 |
| 120/5 | Кв+Пл+Би | 2.63 | 1.549 | 1.540 | 25+1 |
| 139/26 | Кв+Пл+Ми+Би+Му | - | 1.548 | 1.540 | 24 |
| 139/3 | Кв+Пл+Би+Ми+Му+Мт | - | 1.549 | 1.541 | 26-27 |
| 140/1 | Кв+Пл+Би+Ми | 2.65 | 1.550 | 1.539 | 25+3 |
| 146/3 | Кв+Пл+Би+Акт+Мт+Ми | 2.60 | 1.549 | 1.542 | 27-28 |
| 161/36 | Кв+Пл+Би+Ми | 2.62 | 1.548 | 1.540 | 24 |
| 173/16 | Кв+Пл+Би+Ми | - | 1.547 | 1.539 | 22-23 |
| 207 | Кв+Пл+Би | - | 1.546 | 1.537 | 19+1 |
| 221 | Кв+Пл+Би+Ми | - | 1.546 | 1.539 | 21+1 |
| 545/3 | Кв+Пл+Би+Ми | - | 1.549 | 1.541 | 26-27 |
| 178г | Кв+Пл+Ми+Би | 2.61 | 1.551 | 1.542 | 29+1 |

а в биотитовых плагиогнейсах кварц с удельным весом 2.67 г/см^3 составляет свыше 40% встречаемости, то в плагиогранитоидах самым распространенным является кварц с удельным весом 2.65 г/см^3 (33%), реже встречается кварц с удельным весом 2.67 г/см^3 .

Биотит по своим оптическим и физическим свойствам неотличим от буровато-зеленого биотита метаморфических пород, кристаллизовавшегося при диафорезе амфиболитовой фации, но удельный вес его несколько ниже (табл. 29). Химический состав биотита представлен в табл. 28. Биотиту плагиогранитоидов присущи все характерные особенности состава биотита амфиболитовой фации. Содержания породообразующих окислов варьируют в близких пределах. Различия между ними устанавливаются лишь статистически.

Роговая обманка в плагиогранитоидах присутствует значительно реже, чем биотит. Обычно она наблюдается в виде незакономерно ориентированных призматических кристаллов, для которых характерно незакономерное пятнистое распределение. По оптическим и физическим свойствам она

Таблица 27

Химический состав (в вес.%) и количество ионов в пересчете на 32 (O) плагиоклазов плагиогранитоидов оз. Верхнее Куйто
(аналитик В.А. Доильнищина)

| Номер образ- ца | Ассоциация | Окислы | | | | | | | | | | | | п.п.п. | сумма |
|--------------------|----------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------|---------|---------|------|-------------------|------------------|------------------|------|--------|-------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | | | |
| 78/5 | Кв+Пл ₂₅ +Ми+Би+Му+Эп | 60.92 | 0.10 | 22.77 | 0.19 | - | 0.011 | Не обн. | 4.62 | 6.40 | 1.05 | 0.54 | 3.24 | 99.84 | |
| 89/3 | Кв+Пл ₂₆ +Ми+Би | 65.09 | 0.03 | 19.98 | 0.11 | 0.064 | 0.006 | " " | 4.10 | 6.56 | 1.90 | 0.30 | 1.71 | 99.85 | |
| 120/4 | Кв+Пл ₂₉ +Би+Рог | 65.29 | Сл. | 21.56 | 0.063 | Не опр. | Не опр. | 0.08 | 5.06 | 6.46 | 0.97 | 0.10 | 0.61 | 100.19 | |
| 288/6 | Кв+Пл ₃₃ +Би+Рог+Мт | 66.40 | " | 21.20 | 0.30 | " " | Сл. | Сл. | 5.57 | 5.60 | 0.62 | 0.18 | 0.20 | 100.08 | |

| Номер образ- ца | Элементы | | | | | | | | | | Ab, % | An, % | Or, % |
|--------------------|----------|------|------------------|------|------|------------------|------|------|------|------|-------|-------|-------|
| | Si | Al | Fe ⁺³ | Ti | Mg | Fe ⁺² | Mn | Na | Ca | K | | | |
| 78/5 | 11.18 | 4.94 | 0.02 | 0.01 | - | - | - | 2.26 | 0.90 | 0.25 | 66.28 | 26.4 | 7.32 |
| 89/3 | 11.71 | 4.23 | 0.01 | - | - | 0.01 | 0.01 | 2.28 | 0.78 | 0.43 | 65.33 | 22.35 | 12.32 |
| 120/4 | 11.52 | 4.48 | 0.02 | - | 0.03 | - | - | 2.20 | 0.96 | 0.23 | 64.90 | 28.32 | 6.78 |
| 288/6 | 11.65 | 4.38 | 0.04 | - | - | - | - | 1.89 | 1.05 | 0.13 | 61.56 | 34.2 | 4.24 |

Таблица 28

Химический состав (в вес.%) и количество ионов в пересчете катионным методом темноцветных минералов плагиогранитоидов района оз. Верхнее Куито (аналитики В.А. Доильнищина, В.А. Кукина)

| Номер образца | Ассоциация | Окислы | | | | | | | | | | | | Mg' = Mт' | |
|-----------------|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|--------|-----------|-------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | п.п.п. | | сумма |
| Биотит | | | | | | | | | | | | | | | |
| 38/2 | Кв+Пл+Би | 36.37 | 3.39 | 16.81 | 3.16 | 16.56 | 0.19 | 10.71 | Сл. | 0.24 | 8.98 | - | 2.95 | 99.64 | - |
| 85а | Кв+Пл+Би+Ми | 35.64 | 2.37 | 17.41 | 4.32 | 16.00 | 0.24 | 11.48 | 0.30 | 0.16 | 8.56 | 0.30 | 3.33 | 100.11 | 1.644 |
| 89/3 | Кв+Пл ₂₆ +Мл+Би | 35.54 | 2.22 | 17.44 | 2.46 | 17.42 | 0.36 | 10.05 | 1.45 | 0.20 | 8.70 | 0.30 | 3.72 | 99.86 | 1.648 |
| 120/2 | Кв+Пл+Рог+Би+Акт+Эп+Ми+Хл | 34.56 | 3.32 | 17.40 | 5.40 | 15.23 | 0.24 | 11.03 | 0.15 | 0.20 | 8.42 | 0.35 | 3.54 | 99.84 | 1.654 |
| 140/1 | Кв+Пл+Би+Ми | 34.84 | 4.00 | 14.92 | 6.61 | 14.41 | 0.31 | 11.57 | 0.36 | 0.16 | 8.70 | 0.55 | 3.32 | 99.75 | 1.652 |
| 146/3 | Кв+Пл+Би+Акт+Мт+Ми | 35.66 | 3.73 | 16.13 | 3.84 | 15.92 | 0.22 | 11.28 | 0.23 | 0.20 | 9.00 | 0.40 | 3.48 | 100.09 | - |
| 178г | Кв+Пл+Ми+Би | 35.95 | 3.27 | 16.03 | 4.31 | 16.01 | 0.11 | 10.81 | 0.47 | 0.16 | 9.28 | 0.34 | 3.38 | 100.12 | 1.657 |
| 288/6 | Кв+Пл ₃₃ +Бч+Ми | 36.00 | 2.63 | 16.52 | 7.52 | 12.00 | 0.18 | 11.56 | 1.37 | 0.22 | 7.76 | 0.71 | 3.04 | 99.51 | 1.662 |
| 120/5 | Кв+Пл+Би | 36.30 | 3.55 | 16.84 | 4.74 | 13.92 | 0.21 | 11.41 | 0.60 | 0.16 | 8.86 | 0.47 | 3.30 | 100.36 | 1.653 |
| 253/1 | Кв+Пл+Би | 36.13 | 2.57 | 16.30 | 4.31 | 14.80 | 0.25 | 12.04 | 0.27 | 0.05 | 9.14 | 0.44 | 3.48 | 100.28 | - |
| 259/2 | То же | 35.84 | 1.66 | 17.94 | 4.88 | 16.07 | 0.25 | 10.02 | Сл. | 0.05 | 9.21 | 0.76 | 4.04 | 99.96 | - |
| 293/1 | Рог+Пл+Би+Кв | 35.53 | 2.34 | 17.27 | 3.36 | 15.66 | 0.26 | 11.44 | 0.47 | 0.10 | 9.20 | 0.44 | 3.85 | 99.92 | - |
| 388/63 | Пл+Кв+Би | 35.53 | 1.80 | 18.16 | 4.33 | 16.09 | 0.32 | 10.16 | 0.17 | 0.02 | 8.92 | 0.48 | 3.73 | 99.71 | - |
| Роговая обманка | | | | | | | | | | | | | | | |
| 120/4 | Кв+Пл ₂₉ +Би+Рог | 41.51 | 1.17 | 10.73 | 6.05 | 13.37 | 0.38 | 10.22 | 11.22 | 1.22 | 1.37 | 0.45 | 2.64 | 100.33 | - |
| 288/6 | Кв+Пл ₃₃ +Би+Рог+Мт | 42.09 | 1.31 | 11.52 | 6.88 | 11.57 | 0.37 | 10.48 | 11.30 | 1.20 | 1.40 | 0.32 | 1.80 | 100.24 | - |

Таблица 28 (продолжение)

| Номер образца | Элементы | | | | | | | | | | | | | F | f | F ₀ | a _{Si} | a _{VI} | κ _{AL} | |
|-----------------|----------|------|------------------|------------------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|--|
| | Si | Ti | Al _{IV} | Al _{VI} | Fe ⁺³ | Fe ⁺² | Mn | Mg | Ca | Na | K | OH | O | | | | | | | |
| Биотит | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 38/2 | 2.80 | 0.20 | 1.20 | 0.32 | 0.18 | 1.07 | 0.01 | 1.22 | - | 0.44 | 0.87 | 1.39 | 0.61 | 50.4 | 46.9 | 14.5 | 30 | 10.6 | 22.4 | |
| 85a | 2.71 | 0.13 | 1.29 | 0.28 | 0.25 | 1.02 | 0.02 | 1.30 | 0.02 | 0.02 | 0.83 | 1.61 | 0.39 | 49.4 | 43.9 | 19.7 | 32 | 9.3 | 22.9 | |
| 89/3 | 2.78 | 0.13 | 1.22 | 0.39 | 0.15 | 1.14 | 0.02 | 1.71 | 0.12 | 0.03 | 0.86 | 1.29 | 0.71 | 52.5 | 49.3 | 11.6 | 30 | 13.0 | 23.5 | |
| 120/2 | 2.66 | 0.19 | 1.34 | 0.24 | 0.31 | 0.98 | 0.02 | 1.26 | 0.01 | 0.03 | 0.82 | 1.54 | 0.46 | 50.7 | 43.7 | 24.0 | 34 | 8.0 | 23.27 | |
| 120/5 | 2.78 | 0.21 | 1.21 | 0.31 | 0.27 | 0.89 | 0.01 | 1.31 | 0.05 | 0.03 | 0.86 | 1.23 | 0.77 | 47.2 | 40.4 | 23.3 | 30 | 10.3 | 22.42 | |
| 140/1 | 2.70 | 0.24 | 1.30 | 0.07 | 0.40 | 0.94 | 0.02 | 1.33 | 0.03 | 0.03 | 0.87 | 1.39 | 0.61 | 50.0 | 41.4 | 28.8 | 32 | 2.3 | 20.3 | |
| 146/3 | 2.75 | 0.22 | 1.25 | 0.22 | 0.22 | 1.03 | 0.01 | 1.30 | 0.02 | 0.03 | 0.87 | 1.43 | 0.57 | 48.9 | 43.9 | 17.9 | 31 | 7.3 | 22.01 | |
| 178r | 2.79 | 0.20 | 1.21 | 0.26 | 0.25 | 1.04 | - | 1.25 | 0.04 | 0.02 | 0.92 | 1.28 | 0.72 | 50.2 | 45.4 | 19.4 | 30 | 8.7 | 21.6 | |
| 288/6 | 2.78 | 0.15 | 1.22 | 0.29 | 0.44 | 0.78 | 0.01 | 1.33 | 0.11 | 0.03 | 0.77 | 1.17 | 0.83 | 47.4 | 36.9 | 36.1 | 35 | 3.6 | 20.61 | |
| 253/1 | 2.77 | 0.15 | 1.23 | 0.25 | 0.25 | 0.95 | 0.02 | 1.38 | 0.02 | 0.01 | 0.90 | 1.48 | 0.52 | 46.9 | 41.2 | 20.0 | 31 | 8.3 | 21.7 | |
| 259/2 | 2.77 | 0.10 | 1.23 | 0.41 | 0.28 | 1.04 | 0.02 | 1.15 | - | 0.01 | 0.91 | 1.42 | 0.58 | 53.8 | 48.0 | 21.2 | 31 | 13.7 | 23.8 | |
| 293/1 | 2.75 | 0.14 | 1.25 | 0.33 | 0.20 | 1.00 | 0.02 | 1.31 | 0.04 | 0.02 | 0.89 | 1.45 | 0.55 | 48.2 | 40.3 | 16.6 | 31 | 11.0 | 23.1 | |
| 388/63 | 2.75 | 0.11 | 1.25 | 0.41 | 0.25 | 1.04 | 0.02 | 1.17 | 0.02 | - | 0.85 | 1.48 | 0.52 | 52.8 | 47.5 | 11.6 | 31 | 13.7 | 24.2 | |
| Роговая обманка | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 120/4 | 6.26 | 0.13 | 1.74 | 0.16 | 0.69 | 1.68 | 0.05 | 2.29 | 1.81 | 0.35 | 0.26 | 2.38 | 21.62 | 51.4 | 43.0 | 29.1 | 21.8 | 19.4 | - | |
| 288/6 | 6.26 | 0.14 | 1.74 | 0.28 | 0.77 | 1.44 | 0.05 | 2.32 | 1.79 | 0.34 | 0.27 | 2.22 | 21.78 | 49.3 | 39.1 | 34.8 | 21.7 | 21.8 | - | |

Таблица 29

Средние значения плотностей пород и удельных весов минералов комплекса фундамента ранних карелид с некоторыми статистическими характеристиками

| Порода | Кол- чество образ- цов | Статистические характеристики | | | | | | | | | | | | | |
|---|---------------------------------|-------------------------------|------|-------|-----------|------|------|------------|------|------|-----------|------|------|------|---|
| | | порода | | | кварц | | | плагиоклаз | | | биотит | | | | |
| | | \bar{x} | S | V | \bar{x} | S | V | \bar{x} | S | V | \bar{x} | S | V | | |
| Двуфлюоридные кристалли- ческие сланцы | 26 | 2.85 | 0.11 | 4.02 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Гиперстен-биотитовые гнейсы | 67 | 2.72 | 0.04 | 1.57 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов . . . | 77 | 2.79 | 0.67 | 24.75 | 2.66 | 0.02 | 0.65 | 2.68 | 0.01 | 0.65 | 3.08 | 0.03 | 0.65 | 0.90 | |
| Биотитовые плагиогнейсы . . . | 57 | 2.69 | 0.10 | 3.65 | 2.64 | 0.03 | 1.22 | 2.65 | 0.02 | 0.59 | 3.07 | 0.03 | 0.59 | 1.06 | |
| Плагиогранитоиды | 108 | 2.66 | 0.03 | 1.07 | 2.66 | 0.01 | 0.5 | 2.62 | 0.02 | 0.61 | 3.07 | 0.03 | 0.61 | 1.06 | |

существенно не отличается от роговой обманки диафторитов. Химический состав ее (табл. 28) также близок составу роговой обманки амфиболитовой фаши.

Эволюция пород и минералов при гранитообразовании. Гранитообразование первого этапа происходило в зонах интенсивных складчатых движений в условиях изофациальных с диафторезом (амфиболитовая фаши). Наиболее вероятная температура гранитообразования составляла 600°. Давление, видимо, соответствовало давлению прогрессивного регионального метаморфизма отложений гимольской серии, т.е. 7-8 кбар. При первом этапе гранитообразования мы не наблюдаем ни явлений палингнеза, ни селективного плавления. Но при этом происходит изменение физических свойств пород и минералов, изменение химического состава минералов и их количественных соотношений. Рассмотрим в отдельности все эти особенности раннего гранитообразования.

Разуплотнение при гранитизации в настоящее время считается общепризнанным. Большая заслуга в этом принадлежит Н.Б. Дортман и В.В. Жданову (Дортман, 1968; Жданов, 1968; Дортман, Жданов, 1971, и др.), работы которых послужили основой изучения физической сущности данного процесса. Получила объяснение приуроченность гранитизации к тектоническим структурам положительного знака: „Разуплотнение вещества при гранитизации еще раз свидетельствует о падении давления при этом процессе по сравнению с давлением гранулитовой и эклогитовой фаши метаморфизма и показывает, что гранитизация протекает преимущественно в участках воздымания земной коры“ (Дортман, Жданов, 1971,

стр. 335). Большинство исследователей считает, что главной причиной разуплотнения при гранитизации является щелочной метасоматоз (Гапеева, 1964; Верба, 1970, и др.). Однако проведенные исследования позволяют считать, что щелочной метасоматоз не является единственной причиной разуплотнения при гранитообразовании. Средние значения плотностей пород фундамента представлены в табл. 29. Самые высокие плотности характерны для двупироксено-

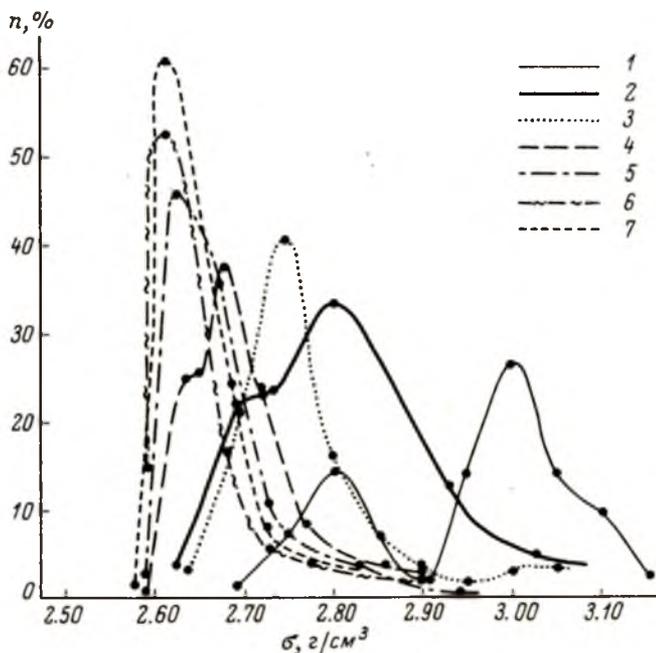


Рис. 24. Кривые распределения плотностей главных разновидностей пород комплекса фундамента ранних карелид.

- 1 - двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы;
- 2 - амфиболиты, пироксеновые амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы;
- 3 - гиперстен-биотитовые плагиогнейсы;
- 4 - биотитовые плагиогнейсы;
- 5 - плагиогранитоиды;
- 6 - плагиомикроклиновые граниты;
- 7 - жилные мигматизирующие микроклиновые граниты.

вых кристаллических сланцев и гиперстен-биотитовых гнейсов. Средние значения их составляют соответственно 2,85 и 2,72 г/см³ при низких значениях стандартных отклонений и коэффициентов вариации. Данные породы сформированы в результате прогрессивного регионального метаморфизма гранулитовой фаши. Две последующие группы пород - амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов и биотитовые плагиогнейсы, кроме прогрессивного метаморфизованных пород, включают также продукты диафтореза. Средние плотности их более низкие. Следовательно, определенное разуплотнение пород устанавливается при диафторезе. Но значительное разуплотнение связано с формированием гранитоидов плагиогранитной серии. Средняя плотность этих гранитоидов 2,65 г/см³. Гранитоиды плагиогранитной серии образуются в результате

Таблица 30

Значимые коэффициенты парной корреляции плотности и породобразующих элементов богатых кальцием пород и плагиогранитоидов

| Породы | Плотность (ρ) | | | | | | | | Уровень значимости, количество анализов |
|---|---------------|-------|-------|------------------|------------------|-------|-------|-------|---|
| | Si | Ti | Al | Fe ⁺³ | Fe ⁺² | Mg | Ca | Na | |
| Богатые кальцием метаморфические породы | -0.89 | +0.56 | - | +0.62 | +0.84 | +0.69 | +0.84 | -0.75 | $ r_{0.95} \geq 0.41,$ $n = 24$ |
| Плагиогранитоиды | -0.72 | - | +0.57 | +0.55 | +0.63 | +0.68 | +0.71 | - | $ r_{0.95} \geq 0.325,$ $n = 37$ |

региональной перекристаллизации биотитовых и амфиболовых разновидностей плагиогнейсов и образуют с ними частые постепенные взаимопереходы. Это находит свое отражение в форме кривых распределения плотностей главных разновидностей метаморфических пород и плагиогранитоидов (рис. 24). Кривые распределения плотностей метаморфических пород имеют асимметричную форму, иногда двумодальные и включают значения плотностей, типичные для плагиогранитоидов. Среди последних также устанавливаются плотности, свойственные для метаморфических пород, но процент встречаемости их ниже десяти. В этом признаке, по-видимому, проявляется генетическая связь данных образований.

Для того чтобы установить связь плотности с химическим составом пород, был проведен корреляционный анализ химического состава (в виде кислородных отношений) с плотностью для амфиболовых разновидностей гнейсов и гранитоидов плагиогранитной серии. Значимые коэффициенты парной и частной корреляции представлены в табл. 30. Вычисление парных (общих) коэффициентов корреляции дает возможность оценить направление и силу связи между двумя компонентами в многокомпонентной системе при наличии влияния оставшихся $n-2$ элементов ассоциации. При этом выявленные связи имеют смысл только в данной системе и могут как отражать действительные функциональные зависимости между двумя переменными величинами, так и быть причинно обусловленными изменением других признаков, вводящих ложную корреляцию. Сравнение результатов общей корреляции двух или нескольких генетических групп пород дает ценный фактический материал, позволяющий судить о направленности процесса. Частные коэффициенты корреляции позволяют выявить связи в чистом виде без влияния остальных элементов ассоциации.

В 11-компонентной системе амфиболитов и амфиболовых разновидностей гнейсов плотность пород имеет положительные линейные связи с Fe^{+2} , Fe^{+3} , Mg , Ca , Ti , т.е. с главными породообразующими элементами темноцветных силикатов, и отрицательные линейные связи с Na и Si . В этой системе установлена значимая криволинейная связь алюминия с плотностью. Частной корреляцией линейные связи плотности с породообразующими элементами не выявлены. Следовательно, величина плотности в рассматриваемых породах не зависит от концентрации какого-либо отдельно взятого породообразующего элемента.

В 10-компонентной системе плагиогранитоидов также наблюдаются положительные линейные связи плотности с породообразующими элементами темноцветных минералов (Fe^{+2} , Fe^{+3} , Ca , Al) и отрицательная линейная связь с кремнием. Сила связей слабеет по сравнению с таковой в амфиболовых разновидностях гнейсов. Вместо криволинейной связи алюминий-плотность для амфиболовых разновидностей гнейсов появляется криволинейная связь титан-плотность. По результатам частной корреляции подтверждается отрицательная линейная связь плотности с кремнием при значительно меньшей силе связи ($r = -0.43$ вместо $r = -0.72$).

Сравнивая характер связей плотности с породообразующими элементами для амфиболитов и амфиболовых разновидностей гнейсов с характером соответствующих связей для плагиогранитоидов, приходим к заключению об их большом сходстве, что подтверждает их генетическую и геохимическую близость. Уменьшение плотности пород при образовании плагиогранитоидов обратно пропорционально увеличению концентрации кремния, что, по всей вероятности, связано с увеличением содержания кварца при гранитообразовании и не зависит от концентрации других элементов.

Рассмотрим удельные веса породообразующих минералов метаморфических пород и образовавшихся по ним гранитоидов (табл. 29). Средние удельные веса плагиоклаза метаморфических пород выше среднего удельного веса плагиоклаза гранитоидов, что согласуется с более высокой основностью плагиоклаза метаморфических пород. Несколько выше удельный вес биотита амфиболовых разновидностей гнейсов по сравнению с удельным весом биотита плагиогранитоидов. Для того чтобы иметь более полное представление о характере изменения удельных весов минералов при формировании плагиогранитоидов, рассмотрим кривые распределения удельного веса породообразующих минералов (рис. 23). Кривые распределения удельного веса кварца асимметричны. В метаморфических породах преобладает кварц с высоким удельным весом. В плагиогранитоидах, наоборот, наибольшим распространением пользуется кварц с низким удельным весом. Но и здесь встречается кварц с удельным весом, широко распространенным в метаморфических породах. Поэтому, несмотря на одинаковый средний удельный вес кварца в метаморфических породах и плагиогранитоидах, наиболее низким удельным весом обладает кварц из плагиогранитоидов. При определении удельных весов кварца установлено, что максимальные значения характерны для зерен голубого цвета, которые чаще встречаются в метаморфических породах. В плагиогранитоидах встречаемость зерен такого цвета не превышает 5%.

Кривая распределения удельного веса плагиоклаза плагиогранитоидов асимметрична. Наиболее распространен плагиоклаз с удельным весом 2.64 г/см^3 промежуточный между широко распространенным удельным весом плагиоклаза амфиболовых гнейсов и удельным весом „тяжелого“ плагиоклаза биотитовых плагиогнейсов (рис. 23). Одинаково распространены плагиоклазы с удельным весом 2.62 , 2.61 и 2.60 г/см^3 , в целом составляющие более 50% встречаемости. Разуплотнение плагиоклаза, видимо, связано с раскислением его при гранитообразовании.

Кривые распределения удельного веса биотита также асимметричны. Кривая биотита для плагиогранитоидов включает все значения удельных весов

биотита метаморфических пород. Широкий интервал удельных весов, по-видимому, объясняется наличием нескольких генераций биотита, устанавливающихся петрографически.

Общей особенностью рассмотренных выше кривых распределения удельных весов породообразующих минералов метаморфических пород и плагиогранитоидов является их резкая асимметричность, иногда дву-modalность. Для кривых распределения удельных весов породообразующих минералов гранитоидов присуще смещение моды или кривой в целом в область меньших значений удельных весов. В то же время они всегда включают тот или иной процент значений удельных весов, типичных для одноименных минералов метаморфических пород.

Эволюция плагиоклаза. При образовании плагиогранитоидов имеет место некоторое понижение основности плагиоклаза (табл. 2, 27). Одновременно наблюдается обогащение плагиоклаза ортоклазовой составляющей, которое, вероятно, связано с образованием антипертитов замещения, характерных для плагиоклаза плагиогранитоидов. Параллельно уменьшению в плагиоклазе анортита существенно увеличивается содержание ортоклазового компонента. При этом содержание последнего не зависит от величины альбитового компонента (табл. 27). Непостоянство анортита в составе плагиоклаза плагиогранитов объясняется, с одной стороны, различием в составе плагиоклаза исходных пород, с другой – неравномерностью перекристаллизации.

Эволюция роговой обманки. Роговая обманка плагиогранитоидов (табл. 28) отличается от роговой обманки гнейсов (табл. 4, 5) прежде всего более высоким содержанием алюминия в четверной координации. Увеличение содержания Al_{IV} обычно связывают с повышением степени метаморфизма (Harry, 1950; Никитина, Хильтова, 1964; Костюк, Соболев, 1965; Закруткин, 1968; Кориковский, 1968). В плагиогранитах роговая обманка кристаллизуется при более низкой температуре, чем роговая обманка гранулитовой фации, но тем не менее отличается более высоким значением Al_{IV} . Вместе с тем наблюдается зависимость содержания Al_{IV} в роговых обманках как метаморфических пород, так и плагиогранитов от величины удельного веса минерала (рис. 25). С уменьшением удельного веса a_{Si} увеличивается, т.е. при замещении кремния алюминием в кремнекислородном тетраэдре происходит увеличение алюминия. Таким образом, можно предположить, что возрастание концентрации алюминия в четверной координации вызвано уменьшением давления.

В роговой обманке плагиогранитов наблюдается также более высокое содержание кальция и щелочей. Магнезиальность ее выше магнезиальности роговой обманки метаморфических пород, а степень окисленности железа ниже.

Распределение кальция и алюминия между роговой обманкой и плагиоклазом. Изменение состава плагиоклаза идет по двум направлениям изоморфных замещений, при которых меняются отношения $Na/(Na + Ca)$ и Al/Si . При изменении одного из этих отношений происходит изменение другого. Поскольку формулы конечных членов $NaAlSi_3O_8$ и $CaAl_2Si_2O_8$, соотношения кальциевости плагиоклаза и роговой обманки как в внеясах, так и в плагиогранитах близки (рис. 26, а). При этом относительно постоянному значению кальциевости роговой обманки соответствует значительный интервал колебания кальциевости плагиоклаза, что согласуется с непостоянством его состава, установленного оптическим путем. Величина отношения $Ca/(Ca + Na + K)$ в плагиоклазе и роговой обманке зависит также от состава материнских пород (рис. 26, б). В метаморфических породах устанавливается прямая зависимость, тогда как в гранитоидах более кальциевым породам соответствует менее кальциевый состав роговой обманки и плагиоклаза. Причина недостаточно ясна, можно лишь предполагать, что это связано с увеличением числа кальциевых минералов в плагиогранитоидах, где, кроме плагиоклаза и роговой обманки, часто присутствуют эпидот, сфен, кальцит.

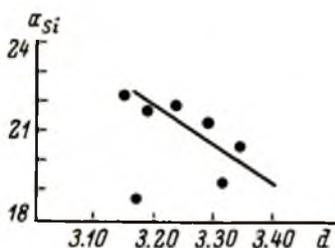


Рис. 25. Зависимость содержания алюминия в четверной координации от удельного веса амфибола.

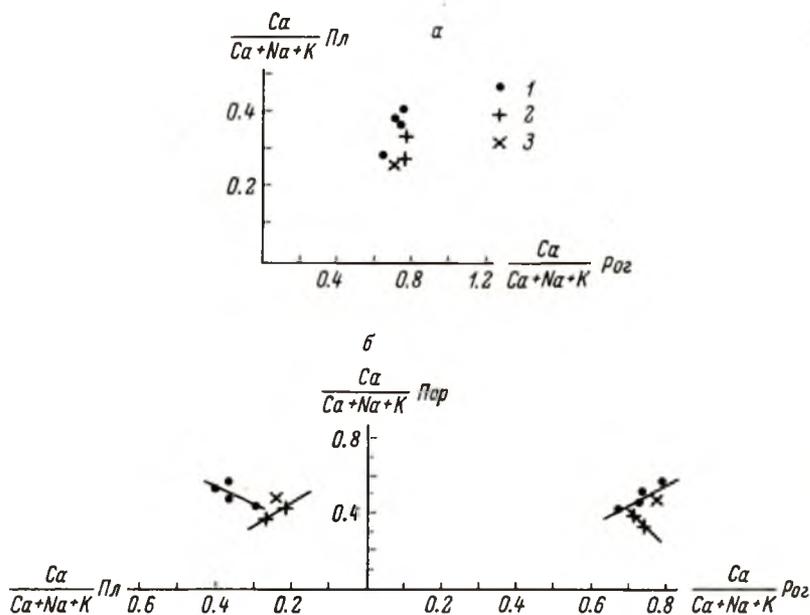


Рис. 26. Корреляция $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ в равновесных плагиоклазе и амфиболе (а) и его зависимость от состава породы (б).

1 - из диафоритов амфиболитовой фации; 2 - из плагиогранита оз. Верхнее Куйто; 3 - из плагиогранита оз. Нюк.

Соотношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ в плагиоклазе и роговой обманке равно соотношению $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ в этих минералах (рис. 27, а). Соотношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ в плагиоклазе и роговой обманке как метаморфических пород, так и плагиогранитоидов определяется составом материнских пород (рис. 27, б).

Температура кристаллизации роговой обманки и плагиоклаза в метаморфических породах, согласно термометру Л.Л. Перчука (1970), составляет для обр. 288/2 и 5/12 (табл. 4, 5, 2) 600°C , а для обр. 12/9а - 550°C . В химическом анализе плагиоклаза обр. 12/9а наблюдается повышенное содержание окиси калия по сравнению с другими плагиоклазами гнейсов. Повышенное содержание калия характерно также для плагиоклазов плагиогранитоидов, пред-

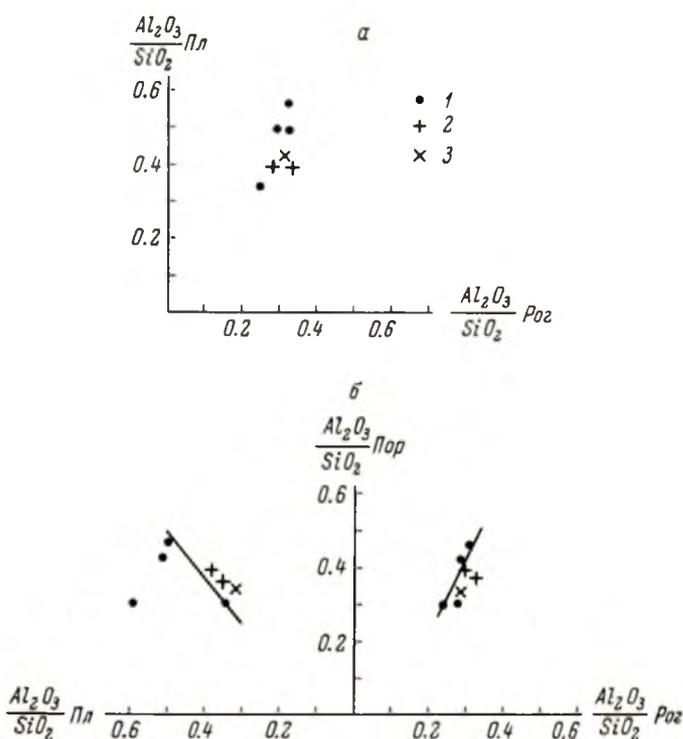


Рис. 27. Корреляция $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$ в равновесных плагиоклазе и амфиболе (а) и его зависимость от состава породы (б).

Условные обозначения те же, что на рис. 26.

ставляющих собой антипертиты замещения. Согласно термометру Л.Л. Перчука, плагиоклаз плагиогранитоидов является более низкотемпературным.

Эволюция биотита. Оптические свойства биотита и его состав близки в метаморфических породах и плагиогранитоидах. Поэтому, чтобы выявить закономерности его эволюции при образовании плагиогранитоидов, используется корреляционный анализ. Имея относительно небольшое для статистических оценок число химических анализов, биотиты разделены на две группы. Первая, суммарная, выборка включает 36 анализов и объединяет биотиты метаморфических пород и плагиогранитоидов, вторая (18 анализов) содержит биотиты только плагиогранитоидов. Объединение анализов в суммарную выборку оправдано тем, что между материнскими породами этих биотитов часто наблюдаются постепенные переходы, и, кроме того, установлено, что состав биотита не зависит от состава материнских пород. Так, коэффициент общей корреляции $F_{би} - F_{пор}$ равен +0.08, тогда как 5%-й уровень значимости составляет 0.35. Коэффициент корреляции $Al_{VI} - Al_{пор}$ при том же уровне значимости составляет +0.14, т.е. ниже уровня значимости. Приведенные данные для суммарной выборки сопоставимы с данными для выборки плагиогранитоидов.

Таблица 31

Значения средних (\bar{X}) содержаний элементов и дисперсии (S), выраженные в кислородных отношениях

| Выборки | Параметры | Si | Ti | Al _{IV} | Al _{VI} | Fe ⁺² | Fe ⁺³ | Mn | Mg | Ca | Na | K |
|--------------------------|-----------|-------|-------|------------------|------------------|------------------|------------------|--------|-------|-------|--------|-------|
| Суммарная (36 ан.) . . . | \bar{X} | 0.244 | 0.018 | 0.109 | 0.027 | 0.097 | 0.022 | 0.001 | 0.104 | 0.005 | 0.003 | 0.072 |
| | S | 0.005 | 0.012 | 0.006 | 0.015 | 0.011 | 0.008 | 0.0015 | 0.013 | 0.004 | 0.001 | 0.012 |
| Плагиограниты (18 ан.) | \bar{X} | 0.243 | 0.017 | 0.111 | 0.023 | 0.095 | 0.022 | 0.001 | 0.105 | 0.003 | 0.002 | 0.071 |
| | S | 0.004 | 0.003 | 0.006 | 0.007 | 0.010 | 0.008 | 0.0001 | 0.009 | 0.003 | 0.0007 | 0.017 |

дов. Коэффициент общей корреляции $F_{\text{би}}$ - $F_{\text{пор}}$ составляет +0.12 (5%-й уровень значимости 0,43), а $Al_{VI} - Al_{\text{пор}}$ равен -0.21.

Однородность выборок проверялась построением гистограмм отдельных окислов. Сравнение двух выборок проводилось с применением f -критерия Стьюдента (для сравнения средних значений) и F -критерия Фишера (для сравнения дисперсии). Различия в среднем содержании ионов в сравниваемых выборках незначимы при 5%-м уровне (Большов, Смирнов, 1965). Величина дисперсии для средних содержаний этих элементов более низкая в биотите плагиогранитоидов, что свидетельствует о большей его однородности.

Результаты корреляционного анализа приведены в табл. 31. Наибольший интерес представляют корреляционные связи щелочных катионов с катионами шестерной координации. Прежде всего рассмотрим корреляционные связи калия как главного элемента группы „X“.

В 11-компонентной системе биотитов суммарной выборки устанавливаются две значимые отрицательные прямые связи калия с Al_{VI} и Fe^{+3} (r равно -0.73 и -0.38 соответственно). Для них определены следующие корреляционные отношения: $K - Al_{VI} = 0.93$ и $Al_{VI} - K = 0.81$, $K - Fe^{+3} = 0.93$ и $Fe^{+3} - K = 0.43$.

Более высокое корреляционное отношение $K - Fe^{+3}$ по сравнению с корреляционным отношением $Fe^{+3} - K$ указывает на направленность связи и на зависимость содержания калия от содержания трехвалентного железа, т.е. с увеличением Fe^{+3} в биотите содержание калия уменьшается. Аналогичный характер связи калия с трехвалентным железом сохраняется и в биотите плагиогранитов.

Выявленные парной корреляцией связи калия подтверждаются результатами частной корреляции (табл. 32), при этом значения частных коэффициентов корреляции для этих катионов более высокие. При анализе результатов частной корреляции устанавливаются также следующие новые значимые прямые связи: $K - Mg$ ($r = -0.64$), $K - Fe^{+2}$ ($r = -0.47$) и $K - Ca$ ($r = -0.38$).

В биотите плагиогранитов при рассмотрении в 11-компонентной системе (парная корреляция) преобладают криволинейные связи калия с другими катионами. Среди них наибольший интерес представляют близкие к функциональной связи калия с кремнием

Таблица 32

Значимые коэффициенты парной и частной корреляции

| Выборка | Пары элементов | Коэффициент корреляции |
|---|-------------------------------------|------------------------|
| | Парная корреляция | |
| Суммарная ($n = 36$, $ r_{5\%} \geq 0.32$) | Si - Fe ⁺³ | -0.41 |
| | Al _{IV} - Ca | -0.65 |
| | Al _{VI} - K | -0.73 |
| | Fe ⁺² - Mg | -0.78 |
| | Fe ⁺³ - K | -0.65 |
| | Mg - Na | -0.40 |
| | Al _{IV} - Mg | +0.41 |
| Плагиограниты ($n = 18$, $ r_{5\%} \geq 0.48$) | Mg - Fe ⁺² | -0.84 |
| | Al _{IV} - Al _{VI} | -0.72 |
| | Fe - K | -0.60 |
| | Ti - Al _{VI} | -0.57 |
| | Al _{IV} - Fe ⁺² | -0.49 |
| | Al _{VI} - Ca | +0.50 |
| | | Частная корреляция |
| Суммарная ($n = 36$, $ r_{5\%} \geq 0.38$) | Al _{VI} - K | -0.88 |
| | Fe ⁺² - Mg | -0.86 |
| | Mg - K | -0.64 |
| | Al _{VI} - Mg | -0.63 |
| | Fe ⁺³ - K | -0.61 |
| | Al _{IV} - Ca | -0.54 |
| | Al _{VI} - Fe ⁺² | -0.47 |
| | Al _{VI} - Fe ⁺³ | -0.46 |
| | K - Ca | -0.38 |
| | K - Fe ⁺² | -0.47 |
| | Si - Fe ⁺² | +0.46 |
| | Si - Mg | +0.45 |
| | Si - Al _{VI} | +0.38 |
| | Al _{VI} - Mg | +0.38 |

и с алюминием в шестерной координации (корреляционные отношения $K - Si = 0.97$, тогда как $Si - K = 0.66$, $K - Al_{VI} = 0.96$, а $Al_{VI} - K = 0.66$), т.е. содержание калия в большей мере изменяется с изменением содержания кремния и алюминия в шестерной координации, чем наоборот.

Установленные корреляционные связи с катионами шестерной координации и наличие как прямолинейных, так и более сложных криволинейных связей дают возможность предположить широкое развитие гетеровалентного изоморфизма. Натрий и кальций, так же как и калий, обнаруживают связи с катионами шестерной координации и, по-видимому, частично могут занимать позиции этой координации в структуре биотита.

Таким образом, наиболее характерными особенностями биотитов как суммарной выборки, так и выборки плагиогранитов являются тесная корреляционная связь катионов группы „X” с катионами группы „Y” и зависимость концентрации катионов группы „X” от концентрации катионов группы „Y”. Отличие связей между катионами группы „X” и катионами группы „Y” в биотите выборки плагиогранитов от связей в биотите суммарной выборки заключается главным образом в преобладании в биотите плагиогранитов криволинейных связей.

Определенный интерес имеет связь $Al_{IV} - Al_{VI}$ в составе биотита. Существует различие в характере связи между алюминием в шестерной и четверной координациях для биотитов выделенных групп. В биотите плагиогранитов при анализе результатов парной корреляции между ними устанавливается прямолинейная связь ($r = -0.71$) и характерны высокие корреляционные отношения ($Al_{IV} - Al_{VI} = 0.92$ и $Al_{VI} - Al_{IV} = 0.81$). В биотите суммарной выборки ни по данным парной корреляции, ни по данным частной корреляции линейных связей между алюминием, находящимся в различных структурных позициях, не устанавливается, и значения корреляционных отношений значительно ниже ($Al_{IV} - Al_{VI} = 0.63$ и $Al_{VI} - Al_{IV} = 0.45$). Если обратимся к различию в среднем содержании алюминия в разных структурных позициях для биотитов выделенных групп, то увидим (табл. 31), что Al_{IV} на 0.0013 больше в биотите плагиогранитов при одинаковой дисперсии, а Al_{VI} на 0.0043 меньше в биотите плагиогранитов при дисперсии, меньшей в 2 раза. Если учесть, что в суммарную выборку, кроме биотита гнейсов, входит также биотит плагиогранита, то следует предположить, что в биотите плагиогранитов по сравнению с биотитом гнейсов увеличивается содержание Al_{IV} и уменьшается содержание Al_{VI} . Таким образом, при образовании плагиогранитов за счет гнейсов в биотите наблюдается тенденция к переходу катиона алюминия из шестерной координации в четверную. Стремление перейти в более низкую координацию характерно также для щелочных катионов биотита. При переходе катионов в более низкую координацию структура биотита становится рыхлее, что благоприятствует условиям падающего давления и находится в соответствии с уменьшением плотности породы. Влияние давления на пределы изоморфного замещения рассмотрено В.С. Соболевым (1956, 1965), где он на многочисленных примерах показал, что повышение давления содействует переходу катионов в более высокую координацию. В рассматриваемых биотитах мы видим обратную тенденцию перехода катионов в более низкую координацию.

Таким образом, характерной чертой изоморфизма при эволюции биотитов в условиях падающего давления является замещение катионов с меньшим радиусом и большей электроотрицательностью катионами с большим радиусом и меньшей электроотрицательностью и переход катионов в более низкую координацию.

Распределение железа и магния в сосуществующих роговой обманке и биотите при образовании плагиогранитоидов. Состав биотитов и роговых обманок в гнейсах и плагиогранитоидах довольно близок, поэтому сравним составы их из одного обнажения, где биотит-амфиболовые гнейсы (обр. 288/2) по простиранию переходят в плагиогранитоиды (обр. 288/6). В гнейсах общая железистость биотита и роговой обманки равна 46.

Магнезиальность этих минералов ($Mg / (Mg + Fe^{+2}) \times 100$) также близка: роговой обманки - 66, биотита - 63. Роговая обманка гнейсов отличается от биотита главным образом более высокой степенью окисленности железа (Fe^{+3} / Fe^{+2}), составляющей 0.63 по сравнению с 0.44 в биотите. При перекристаллизации биотита и роговой обманки в период образования плаггиогранитоидов общая железистость биотита и роговой обманки почти не изменилась: в роговой обманке - 49, в биотите - 47. Эволюция роговой обманки заключается в существенном увеличении магнезиальности (75 вместо 66). Изменение биотита состоит главным образом в увеличении степени окисленности железа (0.56 вместо 0.44) при постоянных общей железистости и маг-

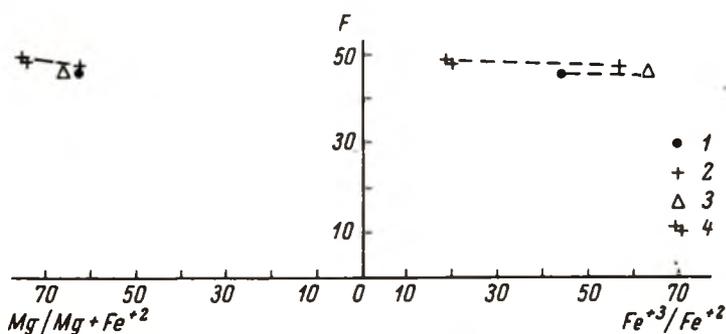


Рис. 28. Сравнительное соотношение общей железистости, магнезиальности и степени окисленности железа, роговой обманки и биотита метаморфических пород и плаггиогранитоидов.

1 - биотит гнейсов; 2 - биотит плаггиогранитоидов; 3 - роговая обманка гнейсов; 4 - роговая обманка плаггиогранитоидов.

незиальности (рис. 28). Увеличение степени окисленности железа в биотите сопровождается уменьшением его в роговой обманке, составляя 0.19 вместо 0.63 в роговой обманке гнейсов.

Возрастание магнезиальности амфибола при постоянной магнезиальности биотита, согласно Л.Л. Перчуку (1970), указывает на возрастание температуры. Но из тех же проб распределение кальция между сосуществующими амфиболом и плаггиоклазом дает температуру образования гнейсов (обр. 288/2) 600°C и плаггиогранитоидов (обр. 288/8) 550°C, что свидетельствует о понижении температуры при гранитообразовании. Такое несоответствие объясняется, видимо, тем, что в ассоциации с биотитом и амфиболом присутствует магнетит. В данной ассоциации на перераспределение железа в процессе гранитообразования определенное влияние оказывает парциальное давление кислорода.

Химизм и геохимические особенности эволюции метаморфических пород при образовании плаггиогранитоидов. При образовании гранитоидов плаггиогранитной серии за счет амфиболитов, амфиболовых гнейсов и биотитовых плаггиогнейсов (переслаивающихся с преобладанием той или иной разновидности) происходят прежде всего исчезновение полосчатых текстур, перекристаллизация и перераспределение породообразующих минералов. Поэтому охарактеризовать изменение химического состава пород при образовании плаггиогранитоидов задача весьма сложная. Сложность заключается в том, что составы отдельных слоев в метаморфической толще отличаются друг от друга, при этом

Таблица 33

Количественно-минералогический состав пород обн. 288

| Номер образца | Кварц | Плагиоклаз | Биотит | Роговая обманка | Магнетит | Аксессуарные минералы |
|---------------|-------|------------|--------|-----------------|----------|-----------------------|
| 288/1 | 16.00 | 43.90 | 2.70 | 32.50 | 3.10 | 1.70 |
| 288/2 | 26.56 | 40.79 | 13.60 | 18.41 | 0.14 | 0.47 |
| 288/3 | 12.60 | 44.5 | 9.70 | 29.4 | 0.60 | 0.60 |
| Среднее | 18.39 | 43.06 | 8.66 | 26.77 | 1.28 | 0.92 |
| 288/4 | 20.39 | 64.38 | 11.50 | 0.30 | 3.33 | 0.40 |
| 288/7 | 5.10 | 60.3 | 3.90 | 2.97 | 0.9 | 0.10 |
| 288/6 | 42.0 | 50.10 | 6.70 | - | 1.00 | 0.15 |
| Среднее | 22.43 | 58.26 | 7.36 | 1.09 | 1.74 | 0.22 |

Примечание. 288/1-288/3 - гнейсы; 288/4-288/7 - гранитоиды.

мощность слоев непостоянна. При образовании плагиогранитоидов стираются границы между слоями. При попытке составления баланса не всегда можно быть уверенным, что гранит образовался именно за счет сравниваемого гнейса. Кроме того, распределение породообразующих минералов в плагиогранитоидах весьма неравномерно. Это особенно четко видно в обнажениях по характеру распределения темноцветных минералов. В качестве примера можно привести обн. 288.

Количественно-минералогический состав пород показан в табл. 33. Обр. 288/1-288/3 представляют составы трех различных слоев гнейсов, обр. 288/4-288/6 характеризуют различные участки плагиогранитоидов (обр. 288/4 - мезократовый, обр. 288/6 - лейкократовый и обр. 288/7 - меланократовый). Учесть средние составы при подобной неравномерности распределения крайне трудно, и нет уверенности в том, что приведенные средние значения отвечают истинным. То же самое относится и к химическим составам соответствующих пород (табл. 34). Различие между средним составом гранитоидов и средним составом гнейсов меньше, чем между составами отдельных образцов внутри выделенных групп (гнейсов либо гранитоидов).

Еще труднее судить о химизме образования плагиогранитоидов в региональном масштабе. Средние составы гнейсов и плагиогранитоидов представлены в табл. 35. Гранитоиды при низком значении стандартных отклонений характеризуются более высоким по сравнению с гнейсами содержанием кремния и щелочей и более низким содержанием титана. По содержанию глинозема они значительно не различаются. Для средних содержаний остальных породообразующих окислов плагиогранитоидов (Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO) характерны высокие значения стандартных отклонений, что обусловлено, по всей вероятности, неравномерным распределением в породе темноцветных минералов. Средние содержания этих окислов несколько ниже в плагиогранитоидах по сравнению с гнейсами. Нельзя не учитывать тот факт, что при образовании плагиогранитоидов в большом количестве появляются такие аксессуарные минералы, как магнетит, сфен, апатит, которые в силу своего крайне неравномерного распределения и низкого содержания мало влияют на величину среднего со-

Химический состав (в вес.%) пород обн. 288 (аналитик Р.С. Мельянцева)

| Номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| 288/1 | 64,95 | 1,21 | 15,24 | 4,18 | 3,79 | 0,10 | 1,54 | 4,60 | 3,08 | 0,62 | 0,13 | 0,59 | 100,03 |
| 288/2 | 60,70 | 0,66 | 15,69 | 4,32 | 2,85 | 0,12 | 4,92 | 6,33 | 3,33 | 1,00 | 0,09 | 0,62 | 100,58 |
| 288/3 | 62,56 | 0,66 | 15,64 | 2,06 | 4,36 | 0,08 | 3,74 | 5,82 | 3,58 | 1,05 | 0,17 | 0,70 | 100,42 |
| Среднее | 62,74 | 0,84 | 15,52 | 3,52 | 3,66 | 0,10 | 3,4 | 5,58 | 3,33 | 0,89 | 0,13 | 0,64 | |
| 288/4 | 66,84 | 0,48 | 16,34 | 1,71 | 2,51 | 0,04 | 1,39 | 3,86 | 4,42 | 1,50 | 0,04 | 0,78 | 99,81 |
| 288/6 | 58,80 | 1,01 | 17,79 | 2,88 | 4,16 | 0,10 | 3,02 | 6,42 | 4,14 | 1,25 | 0,05 | 0,81 | 100,43 |
| 288/7 | 68,80 | 0,52 | 16,42 | 1,13 | 2,15 | 0,04 | 1,53 | 3,96 | 3,40 | 1,40 | 0,17 | 0,29 | 99,81 |
| Среднее | 64,81 | 0,67 | 16,85 | 1,91 | 2,94 | 0,06 | 1,98 | 4,75 | 2,99 | 1,38 | 0,86 | 0,63 | |

держания перечисленных окислов, но способствуют неравномерности распределения их, а следовательно, определенным образом влияют на величину стандартного отклонения. Таким образом, говоря об уменьшении содержания Ti, Fe⁺³, Fe⁺² и Ca при гранитообразовании, следует иметь в виду лишь силикатную часть породы. Представление о вариации породообразующих окислов дают табл. 36, 37, 38.

Высокие значения стандартных отклонений для средних содержаний Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO в целом характерны для гранитоидов Карелии и Кольского полуострова (табл. 35). Сравнивая средние составы данной группы пород, можно заключить, что общими их особенностями являются низкое содержание щелочей с существенным преобладанием натрия над калием и низкое содержание кремнезема при высоких и нестабильных содержаниях железа, магния, кальция.

Выше указывалось, что в процессе образования плагио-гранитоидов наблюдается изменение составов породообразующих минералов и их количественных соотношений. Учитывая неравномерность в распределении главных породообразующих элементов, для выяснения особенностей геохимии этого процесса нами используется корреляционный анализ, позволяющий установить главную тенденцию изменения связей между породообразующими элементами. Для процессов, протекающих в условиях разуплотнения, рекомендуется (Чайка, 1965; Казицын, Рудник, 1968) рассматривать содержания катионов в стандартном объеме. Поэтому процентные содержания породообразующих окислов нами пересчитаны на содержание катионов в стандартном объеме и произведена корреляция изобъемных величин.

Таблица 35

Средний состав и стандартные отклонения главных разновидностей гнейсов и гранитов (в вес.%)

| Породы | Параметры | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | П.п.п. |
|--|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|--------|
| Бiotитовые гнейсы и гранито-гнейсы (17) | \bar{X} | 67.77 | 0.48 | 16.05 | 1.35 | 3.41 | 0.09 | 1.15 | 3.38 | 3.50 | 2.02 | 0.66 |
| | S | 1.25 | 0.22 | 1.05 | 0.85 | 3.37 | 0.12 | 0.44 | 1.04 | 0.98 | 1.02 | 0.36 |
| Амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов (31) | \bar{X} | 61.6 | 0.71 | 16.02 | 2.41 | 4.23 | 0.10 | 2.94 | 5.92 | 3.50 | 1.61 | 0.96 |
| | S | 6.00 | 0.34 | 1.31 | 1.36 | 0.81 | 0.05 | 1.90 | 2.54 | 0.74 | 0.87 | 0.48 |
| Плагииграниты и плагиигранито-гнейсы (39) | \bar{X} | 71.01 | 0.26 | 15.97 | 0.89 | 1.11 | 0.02 | 0.70 | 3.03 | 4.37 | 2.12 | 0.41 |
| | S | 2.85 | 0.12 | 0.85 | 0.43 | 0.69 | 0.01 | 0.54 | 0.87 | 0.56 | 0.96 | 0.27 |
| Плагиигранитонды фундамента ранних карелид Карелии (138) | \bar{X} | 69.57 | 0.34 | 15.65 | 1.18 | 1.89 | - | 1.04 | 2.82 | 4.02 | 2.79 | - |
| | S | 17.01 | 0.07 | 2.34 | 5.14 | 2.07 | - | 0.89 | 1.50 | 1.17 | 2.27 | - |
| Архейские гранодиориты, тоналиты, плагииграниты Кольского полуострова (56) | \bar{X} | 69.38 | 0.42 | 15.22 | 1.38 | 2.03 | - | 1.12 | 2.99 | 4.56 | 2.28 | - |
| | S | 8.38 | 0.09 | 1.47 | 1.42 | 1.50 | - | 0.70 | 0.91 | 0.36 | 0.98 | - |

Примечание. Цифры в сносках - число анализов.

Таблица 36

Химический состав (в вес.%) метаморфических пород и плагиогранитоидов фундамента карелид (аналитики Т.М. Брагина, Г.И. Капустина, В.А. Кукина, З.П. Помазан, Р.Ф. Сарафанова)

| Номер образца | Ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|---|------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| Богатые кальцием метаморфические породы (район оз. Верхнее Куйто) | | | | | | | | | | | | | | |
| 5/12 | Пл+Би+Рог | 47.06 | 1.19 | 18.61 | 3.34 | 6.84 | 0.10 | 6.65 | 8.70 | 3.33 | 1.92 | 0.21 | 1.67 | 99.62 |
| 7/1 | Кв+Пл+Ми+Рог+Акт+Авг+Хл | 64.54 | 0.45 | 15.23 | 1.00 | 2.53 | Сл. | 1.77 | 8.44 | 3.02 | 1.85 | 0.12 | 1.01 | 99.96 |
| 12/9а | Пл+Рог+Акт+Авг+Кв | 50.54 | 0.96 | 18.27 | 4.24 | 5.61 | 0.16 | 5.13 | 7.50 | 4.61 | 1.50 | 0.10 | 1.72 | 100.34 |
| 15 | Пл+Эп+Рог+Акт+Авг+Ка+Хл | 48.92 | 1.04 | 14.03 | 3.35 | 8.98 | 0.24 | 5.71 | 14.30 | 2.27 | 0.15 | 0.04 | 0.87 | 99.90 |
| 23/5 | Пл+Рог+Би+Му+Кв | 67.23 | 0.52 | 16.46 | 0.96 | 2.56 | 0.12 | 1.64 | 5.20 | 2.94 | 1.27 | 0.08 | 0.95 | 99.93 |
| 23/12 | Кв+Пл+Би+Рог+Гр | 67.82 | 0.47 | 16.08 | 0.86 | 2.44 | 0.10 | 1.48 | 5.25 | 3.27 | 1.10 | 0.11 | 1.09 | 100.07 |
| 25/6к | Пл+Рог+Кв | 65.62 | 0.48 | 16.50 | 1.05 | 2.80 | 0.05 | 1.81 | 4.48 | 3.87 | 2.40 | 0.13 | 1.06 | 100.25 |
| 26/9 | Пл+Би+Кв+Акт+Ми+Эп+Ка | 62.60 | 0.50 | 15.64 | 1.72 | 2.52 | 0.08 | 2.46 | 5.54 | 3.13 | 3.20 | 0.10 | 1.93 | 100.42 |
| 52/26 | Пл+Би+Рог+Кв | 61.16 | 0.70 | 16.75 | 2.23 | 4.18 | 0.108 | 2.41 | 5.82 | 3.30 | 1.75 | 0.11 | 1.18 | 99.69 |
| 65а | Кв+Пл+Ми+Би+Му+Рог+Авг+Ка+Хл | 58.88 | 0.81 | 17.87 | 1.47 | 4.67 | 0.12 | 3.01 | 6.82 | 3.69 | 1.40 | 0.18 | 0.81 | 99.73 |
| 66а | Пл+Рог+Авг | 49.06 | 0.99 | 13.37 | 4.30 | 9.41 | 0.21 | 7.53 | 11.28 | 2.88 | 0.70 | 0.14 | 0.36 | 100.23 |
| 84/1 | Пл+Авг+Рог+Би+Акт+Ка | 48.97 | 1.40 | 13.99 | 4.96 | 7.95 | 0.18 | 7.71 | 8.95 | 3.02 | 1.35 | 0.09 | 1.85 | 100.42 |
| 240 | Кв+Пл+Би+Эп+Рог+Ка | 63.70 | 0.63 | 15.05 | 2.06 | 2.65 | 0.12 | 2.22 | 7.48 | 3.82 | 0.65 | 0.08 | 1.73 | 100.19 |
| 252/3 | Пл+Рог+Би+Кв | 70.75 | 0.41 | 14.62 | 1.03 | 1.79 | 0.04 | 1.09 | 3.03 | 3.16 | 3.37 | 0.23 | 0.28 | 99.80 |
| 287 | Пл+Рог+Би+Кв | 68.13 | 0.52 | 15.89 | 3.31 | 1.02 | 0.05 | 1.55 | 4.05 | 3.91 | 1.30 | 0.08 | 0.31 | 100.12 |
| 288/1 | Пл+Рог+Мт+Би+Кв | 64.95 | 1.21 | 15.24 | 4.18 | 3.79 | 0.10 | 1.54 | 4.60 | 3.08 | 0.62 | 0.13 | 0.59 | 100.03 |
| 288/2 | Пл+Рог+Би+Кв | 60.70 | 0.66 | 15.69 | 4.32 | 2.85 | 0.12 | 4.92 | 6.33 | 3.33 | 1.00 | 0.09 | 0.62 | 100.58 |
| 288/3 | Пл+Рог+Би+Мт+Кв | 62.56 | 0.66 | 15.64 | 2.06 | 4.36 | 0.08 | 3.74 | 5.82 | 3.58 | 1.05 | 0.17 | 0.70 | 100.42 |
| 288/5 | Пл+Би+Акт+Хл+Кв | 64.52 | 0.55 | 15.32 | 2.59 | 2.80 | 0.10 | 2.58 | 4.62 | 5.20 | 1.00 | 0.11 | 0.58 | 99.97 |
| 311 | Пл+Рог+Би+Кв | 65.76 | 0.50 | 16.28 | 1.20 | 2.79 | 0.06 | 1.78 | 3.15 | 3.50 | 3.65 | 0.24 | 0.68 | 99.59 |
| 293/1 | Пл+Рог+Би+Кв | 64.26 | 0.88 | 15.64 | 2.23 | 3.87 | 0.06 | 2.91 | 3.94 | 2.80 | 2.11 | 0.08 | 0.95 | 99.73 |
| 1010 | Пл+Гр+Рог+Би+Кв | 56.90 | 0.73 | 15.91 | 4.59 | 8.62 | 0.08 | 2.82 | 6.38 | 1.80 | 0.95 | 0.13 | 0.96 | 99.87 |
| 264 | Пл+Рог+Гр+Кв | 53.94 | 1.65 | 13.60 | 5.06 | 9.91 | 0.24 | 3.50 | 7.56 | 2.42 | 0.55 | 0.07 | 1.50 | 100.00 |

Таблица 36 (продолжение)

| Номер образца | Ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|---|---------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|-------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| Богатые кальцием метаморфические породы (район оз. Тулос) | | | | | | | | | | | | | | |
| 980 | МП+Рог+Би+Пл+Кв | 50.24 | 1.05 | 15.74 | 2.73 | 7.18 | 0.19 | 6.88 | 10.64 | 3.24 | 0.75 | 0.07 | 1.30 | 100.01 |
| 1130/1 | Пл+Би+Мт+Рог | 61.35 | 0.61 | 16.48 | 2.89 | 4.78 | 0.49 | 1.87 | 5.98 | 2.97 | 1.25 | 0.15 | 1.22 | 100.04 |
| 1267/1 | РП+МП+Рог+Пл+Би+Кв+Хл | 47.23 | 1.40 | 15.00 | 4.22 | 10.26 | 0.25 | 6.38 | 11.01 | 2.66 | 0.65 | 0.14 | 1.28 | 100.48 |
| 2067 | РП+МП+Рог+Би+Пл+Кв | 54.88 | 0.27 | 20.18 | 2.97 | 5.89 | 0.12 | 2.44 | 7.25 | 4.58 | 1.05 | 0.12 | 0.64 | 100.39 |
| 1293/1 | МП+Пл+Илм+Сф | 46.89 | 0.84 | 15.72 | 3.83 | 6.18 | 0.16 | 5.63 | 17.41 | 1.90 | 0.32 | 0.14 | 1.08 | 100.10 |
| 1310/2 | РП+МП+Рог+Пл+Би+Мт | 49.56 | 0.99 | 14.37 | 4.40 | 6.32 | 0.18 | 7.48 | 11.80 | 3.29 | 0.95 | 0.04 | 0.98 | 100.36 |
| 1013/1 | РП+Би+Пл+Кв | 57.06 | 0.70 | 16.78 | 0.78 | 7.18 | 0.06 | 4.57 | 7.20 | 3.50 | 1.10 | 0.15 | 0.04 | 100.12 |
| 1180 | Рог+Би+Пл+Кв+Хл+Ка+Мт | 62.92 | 0.69 | 17.35 | 0.91 | 4.53 | 0.10 | 1.98 | 5.00 | 4.30 | 1.52 | 0.04 | 0.78 | 100.12 |
| 1291 | РП+МП+Пл+Би+Рог+Кв | 51.00 | 0.97 | 14.38 | 4.99 | 7.97 | 0.19 | 6.48 | 10.82 | 2.22 | 0.52 | 0.14 | 0.84 | 100.52 |
| 1293/2 | РП+Би+Пл+Мт+Кв | 62.70 | 0.70 | 11.15 | 8.63 | 3.11 | 0.06 | 1.52 | 5.54 | 4.33 | 1.45 | 0.11 | 0.51 | 99.81 |
| 2409 | РП+МП+Рог+Пл+Би+Мт | 53.08 | 0.98 | 18.43 | 2.75 | 6.71 | 0.14 | 4.00 | 8.50 | 4.18 | 0.85 | 0.16 | 0.70 | 100.48 |
| 2446 | РП+МП+Рог+Пл+Би+Мт | 51.18 | 0.65 | 17.63 | 2.48 | 6.64 | 0.12 | 6.69 | 9.40 | 3.64 | 0.90 | 0.21 | 0.90 | 100.44 |
| Бедные кальцием метаморфические породы (район оз. Верхнее Куйто) | | | | | | | | | | | | | | |
| 5/11 | Кв+Пл+Би+Му+Эп+Ка | 68.01 | 0.45 | 15.41 | 1.35 | 2.96 | 0.06 | 1.62 | 3.40 | 3.72 | 2.00 | 0.10 | 1.08 | 100.16 |
| 128 | Пл+Би+Силл+Гр+Мт | 60.78 | 1.08 | 18.26 | 1.76 | 14.31 | 0.17 | 1.08 | 1.26 | 0.60 | 0.50 | 0.16 | 0.36 | 100.32 |
| 173/1 | Пл+Би+Кв | 70.70 | 0.28 | 16.51 | 0.94 | 0.86 | 0.01 | 1.04 | 2.86 | 5.00 | 1.86 | 0.23 | 0.11 | 100.40 |
| 182/2а | Пл+Би+Кв | 70.96 | 0.38 | 15.95 | 0.97 | 1.37 | 0.03 | 1.36 | 2.36 | 3.80 | 2.81 | 0.14 | 0.24 | 100.38 |
| 247 | Пл+Гр+Би+Кв+Ми | 60.34 | 0.46 | 20.36 | 0.76 | 4.67 | 0.13 | 0.96 | 3.38 | 3.79 | 4.40 | 0.13 | 0.64 | 100.01 |
| 388/53 | Пл+Би+Кв | 68.31 | 0.50 | 16.34 | 0.92 | 2.49 | 0.04 | 1.34 | 3.96 | 4.00 | 1.25 | 0.07 | 0.58 | 99.80 |
| 1002/1-1 | Пл+Би+Кв | 66.06 | 0.59 | 16.10 | 1.61 | 3.69 | 0.09 | 1.26 | 4.34 | 2.55 | 2.10 | 0.14 | 1.13 | 99.66 |
| 1002/9-1 | Пл+Би+Кв+Му | 71.44 | 0.27 | 15.17 | 0.73 | 1.27 | 0.02 | 0.73 | 2.60 | 3.19 | 3.40 | 0.13 | 0.73 | 99.68 |
| 1002/9-2 | Пл+Би+Ми+Му+Кв | 67.08 | 0.43 | 15.73 | 1.22 | 2.75 | 0.05 | 1.69 | 3.59 | 3.46 | 2.37 | 0.14 | 1.25 | 99.76 |
| 1003/7-2 | Пл+Би+Кв | 73.52 | 0.17 | 13.71 | 1.37 | 0.93 | 0.01 | 0.61 | 2.14 | 3.65 | 3.00 | 0.21 | 0.52 | 99.84 |
| 1013 | Пл+Би+Кв+Ми | 68.64 | 0.38 | 15.68 | 1.01 | 2.51 | 0.04 | 1.51 | 2.98 | 4.72 | 1.60 | 0.12 | 0.73 | 99.92 |
| 1019/1 | Пл+Кв+Би | 70.01 | 0.58 | 16.46 | 0.67 | 1.17 | 0.03 | 0.24 | 3.94 | 3.83 | 2.12 | 0.08 | 0.45 | 99.58 |
| 1112/1 | Пл+Силл+Гр+Би+Кв | 64.74 | 0.77 | 14.60 | 3.79 | 8.26 | 0.18 | 0.64 | 3.96 | 2.96 | 0.20 | 0.13 | 0.14 | 100.37 |
| 259/1 | Пл+Кв+Би+Ми | 69.52 | 0.35 | 16.20 | 1.14 | 1.72 | 0.04 | 1.10 | 3.20 | 4.28 | 1.80 | 0.08 | 0.49 | 99.92 |
| 253/2 | Пл+Би+Кв | 71.34 | 0.34 | 15.46 | 0.82 | 1.36 | 0.01 | 0.93 | 3.54 | 4.04 | 1.37 | 0.03 | 0.46 | 99.70 |
| Плагиигранитоиды и плагиигранито-гнейсы (район оз. Верхнее Куйто) | | | | | | | | | | | | | | |
| 27/3а | Кв+Пл+Ми+Би+Му | 71.06 | 0.30 | 15.48 | 0.70 | 1.08 | 0.02 | 1.08 | 2.58 | 3.80 | 3.11 | 0.19 | 0.46 | 99.86 |
| 30/16 | Кв+Пл+Ми+Би+Му | 75.04 | 0.09 | 14.56 | 0.23 | 0.43 | 0.01 | 0.47 | 2.20 | 3.50 | 2.59 | 0.24 | 0.24 | 99.60 |
| 38/2 | Кв+Пл+Би | 69.44 | 0.40 | 16.57 | 1.26 | 1.65 | 0.03 | 0.91 | 3.60 | 4.27 | 1.85 | 0.07 | 0.44 | 100.49 |
| 39/36 | Кв+Пл+Би+Ми | 71.83 | 0.28 | 15.51 | 0.68 | 1.29 | 0.018 | 0.62 | 3.02 | 3.72 | 2.47 | 0.13 | 0.30 | 99.86 |
| 72а | Кв+Пл+Эп+Рог | 68.85 | 0.42 | 16.68 | 0.93 | 1.78 | 0.062 | 0.84 | 4.27 | 4.35 | 1.10 | 0.15 | 0.48 | 99.91 |
| 72б | Кв+Пл+Би | 69.22 | 0.19 | 16.68 | 1.38 | 1.22 | 0.01 | 0.71 | 3.68 | 5.50 | 1.10 | 0.13 | 0.46 | 100.28 |
| 78/5 | Кв+Пл+Ми+Би+Му+Эп | 70.70 | 0.27 | 15.78 | 1.66 | 0.83 | 0.02 | 0.72 | 3.60 | 4.14 | 1.20 | 0.19 | 0.61 | 99.75 |
| 85а | Кв+Пл+Би+Ми | 72.46 | 0.22 | 15.70 | 0.51 | 1.08 | 0.03 | 0.58 | 2.02 | 4.60 | 2.62 | 0.07 | 0.31 | 100.20 |
| 86/1 | Кв+Пл+Ми+Му | 74.29 | 0.04 | 15.57 | 0.35 | 0.21 | 0.02 | 0.02 | 2.29 | 4.56 | 2.60 | 0.09 | 0.15 | 100.19 |
| 89/3 | Кв+Пл+Ми+Би | 70.77 | 0.15 | 17.10 | 0.39 | 0.93 | 0.04 | 0.51 | 2.67 | 5.10 | 1.95 | 0.13 | 0.39 | 100.13 |
| 115 | Кв+Пл+Би+Эп+Му+Ми | 72.49 | 0.15 | 15.58 | 0.78 | 0.50 | 0.02 | 0.22 | 1.72 | 4.21 | 3.50 | 0.13 | 0.39 | 99.69 |
| 118/2 | Кв+Пл+Ми+Би+Ка | 69.40 | 0.45 | 16.06 | 1.17 | 1.51 | 0.03 | 1.25 | 3.58 | 4.56 | 1.62 | 0.05 | 0.44 | 100.12 |
| 120/2 | Кв+Пл+Рог+Би+Акт+Эп+Хл+Ми | 70.44 | 0.42 | 15.50 | 1.37 | 1.49 | 0.027 | 0.58 | 3.31 | 4.44 | 1.15 | 0.13 | 0.71 | 99.56 |
| 120/4 | Кв+Пл+Рог+Би | 58.55 | 0.53 | 19.95 | 2.02 | 2.91 | 0.068 | 2.22 | 5.91 | 5.16 | 1.47 | 0.14 | 0.72 | 99.64 |
| 120/5 | Кв+Пл+Би | 70.37 | 0.36 | 16.56 | 1.31 | 1.03 | 0.02 | 0.53 | 3.48 | 4.75 | 1.10 | 0.18 | 0.47 | 100.16 |
| 139/26 | Кв+Пл+Ми+Би+Му | 74.08 | 0.18 | 14.76 | 0.58 | 0.65 | 0.01 | 0.31 | 3.04 | 4.56 | 1.20 | 0.03 | 0.44 | 99.84 |
| 139/3 | Кв+Пл+Би+Ми+Му+Мт | 71.30 | 0.24 | 16.46 | 0.61 | 0.93 | 0.01 | 0.26 | 2.54 | 4.66 | 2.60 | 0.15 | 0.25 | 100.01 |
| 140/1 | Кв+Пл+Би+Ми | 71.33 | 0.34 | 15.99 | 0.81 | 0.78 | 0.024 | 0.28 | 2.46 | 5.00 | 2.25 | 0.15 | 0.30 | 99.71 |
| 146/3 | Кв+Пл+Би+Акт+Мт+Ми | 71.60 | 0.25 | 15.50 | 1.14 | 0.93 | 0.024 | 0.52 | 2.60 | 4.03 | 2.95 | 0.19 | 0.30 | 100.03 |
| 161/36 | Кв+Пл+Би+Ми | 71.76 | 0.28 | 15.63 | 0.67 | 0.79 | 0.01 | 0.99 | 2.64 | 3.50 | 2.86 | 0.18 | 0.31 | 99.62 |
| 161/3в | Кв+Пл+Би+Ми | 71.46 | 0.29 | 16.09 | 0.47 | 0.86 | 0.02 | 1.01 | 2.90 | 4.08 | 2.77 | 0.33 | 0.23 | 100.47 |
| 178г | Кв+Пл+Ми+Би | 71.98 | 0.22 | 16.06 | 0.42 | 0.79 | 0.01 | 0.80 | 2.42 | 4.25 | 3.00 | 0.13 | 0.30 | 100.38 |
| 173/16 | Кв+Пл+Би+Ми | 71.78 | 0.18 | 15.52 | 0.67 | 1.00 | 0.01 | 0.14 | 2.40 | 4.66 | 2.90 | 0.05 | 0.33 | 99.64 |
| 207 | Кв+Пл+Би | 71.72 | 0.25 | 16.11 | 1.18 | 0.65 | 0.03 | 0.20 | 2.96 | 5.10 | 1.10 | 0.05 | 0.40 | 99.75 |
| 221 | Кв+Пл+Би+Ми | 71.62 | 0.23 | 15.53 | 0.89 | 0.91 | 0.03 | 0.46 | 2.14 | 4.31 | 3.44 | 0.12 | 0.50 | 100.18 |
| 253/1 | Кв+Пл+Би+Рог | 70.31 | 0.26 | 16.47 | 0.90 | 1.50 | 0.03 | 1.13 | 4.21 | 3.33 | 0.87 | 0.18 | 0.56 | 99.75 |
| 259/2 | Кв+Пл+Би+Ми+Мт | 72.11 | 0.17 | 15.51 | 0.66 | 0.78 | 0.01 | 0.49 | 1.95 | 3.16 | 4.85 | 0.08 | 0.28 | 100.05 |
| 266 | Кв+Пл+Би+Ми | 71.64 | 0.15 | 16.13 | 0.97 | 0.89 | 0.02 | 0.37 | 2.83 | 5.10 | 1.80 | 0.08 | 0.37 | 100.35 |
| 288/7 | Пл+Рог+Би+Кв | 68.80 | 0.52 | 16.42 | 1.13 | 2.15 | 0.04 | 1.54 | 3.96 | 3.40 | 1.40 | 0.17 | 0.29 | 99.81 |
| 293/2 | Кв+Пл+Би+Рог+Ми | 66.28 | 0.48 | 16.02 | 1.57 | 2.65 | 0.05 | 1.96 | 5.14 | 3.23 | 1.32 | 0.12 | 0.89 | 99.71 |
| 307 | Кв+Пл+Би+Ми | 71.58 | 0.21 | 15.30 | 0.94 | 0.93 | 0.03 | 0.59 | 1.82 | 4.10 | 3.90 | 0.10 | 0.22 | 99.72 |
| 308 | Кв+Пл+Би+Ми | 64.02 | 0.52 | 15.66 | 1.53 | 3.16 | 0.07 | 2.12 | 3.54 | 3.84 | 4.21 | 0.12 | 1.53 | 100.32 |
| 388/55 | Кв+Пл+Би+Ми | 73.52 | 0.18 | 14.94 | 0.30 | 1.21 | 0.01 | 0.60 | 2.29 | 5.00 | 1.70 | 0.01 | 0.43 | 100.19 |
| 545/3 | Кв+Пл+Би+Ми | 74.00 | 0.11 | 15.40 | 0.65 | 0.49 | Сл. | 0.16 | 3.20 | 4.84 | 1.15 | 0.04 | 0.18 | 100.22 |

Это позволило избежать корреляции процентов. При проверке нормальности распределения использовался метод Анри (Шарапов, 1965). Значимые связи (при 95%-м уровне значимости) представлены в виде диаграмм. Графически показаны сводные коэффициенты корреляции, а также коэффициенты уравнений множественной регрессии в стандартизованном масштабе (Крамер, 1948).

Сводные коэффициенты корреляции (рис. 29) свидетельствуют о том, что каждый из элементов рассматриваемых пород, за исключением водорода, в значительной степени определяется содержанием остальных элементов, так как численные значения сводных коэффициентов корреляции выше уровня значимости. Амфиболовые гнейсы представляют собой, таким образом, закрытую систему.

О направленности процесса можно судить путем сравнения характера связей элементов в многокомпонентных системах метаморфических пород и плагиогранитоидов. Значимые линейные связи для 12-компонентной системы амфиболитов и амфиболовых гнейсов представлены на рис. 29. Кремний, калий и натрий, являющиеся главными породообразующими элементами силикатных минералов, обнаруживают отрицательные линейные связи с группой катионов Mg , Fe^{+2} , Fe^{+3} , Ti , Mn , Ca . Кислород и алюминий не коррелируются с другими элементами, будучи тесно связанными между собой ($r = +0.84$). Водород имеет единственную отрицательную линейную связь с кремнием.

В 11-компонентной системе плагиогранитоидов не учтен марганец ввиду чрезвычайно низкого содержания. Кремний, так же как и в метаморфических породах, обнаруживает отрицательные линейные связи с катионами темноцветных силикатов - Mg , Fe^{+2} , Ti , Al , Ca (рис. 30), которые связаны между собой положительными линейными связями. В этом состоят сходство и преемственность корреляционных связей между породообразующими элементами метаморфических пород и плагиогранитоидов. Отличия в характере связей следующие. Вместо сильной положительной связи кислород-алюминий появляется слабая связь ($r = +0.35$) кислорода с кремнием. Алюминий же входит в группу породообразующих элементов темноцветных силикатов. Сюда же входит водород. При этом количество линейных связей водорода с другими элементами увеличивается. Существенно изменяется характер связей трехвалентного железа. Вместо отрицательных связей с Na и K в метаморфических породах появляются положительные связи с Fe^{+2} и Ti (магнетитовая ассоциация). Калий сохраняет единственную отрицательную связь с кальцием. Увеличивается количество связей у титана.

Сводные коэффициенты корреляции высокие, за исключением Na и Fe^{+3} . Однако это не дает основания рассматривать Na и Fe^{+3} в качестве вполне подвижных. Независимое поведение Fe^{+3} , видимо, обусловлено изменением степени окисленности железа в темноцветных силикатах и образованием магнетита. Раскисление плагиоклаза при гранитообразовании, как показано ранее, также не связано с натриевым метасоматозом. Для установления устойчивых связей между главными элементами рассмотрим частные коэффициенты корреляции в метаморфических породах и проследим их изменение при образовании плагиогранитоидов.

Среднее содержание кремния в стандартном объеме плагиогранитоидов очень незначительно отличается от такового в гнейсах (рис. 31). Практически можно считать, что гранитообразование происходит в условиях закрытой системы относительно кремния. О том же свидетельствуют высокие значения сводного коэффициента корреляции кремния как в гнейсах, так и в гранитоидах.

В плагиогранитоидах, по данным частной корреляции, количество связей кремния с породообразующими элементами увеличивается (рис. 30). Наибольший интерес представляет отрицательная линейная связь кремния с алюминием и положительная - с кислородом. Первая, по-видимому, свидетельствует о замещении кремния алюминием в кремнекислородном тетраэдре породообра-

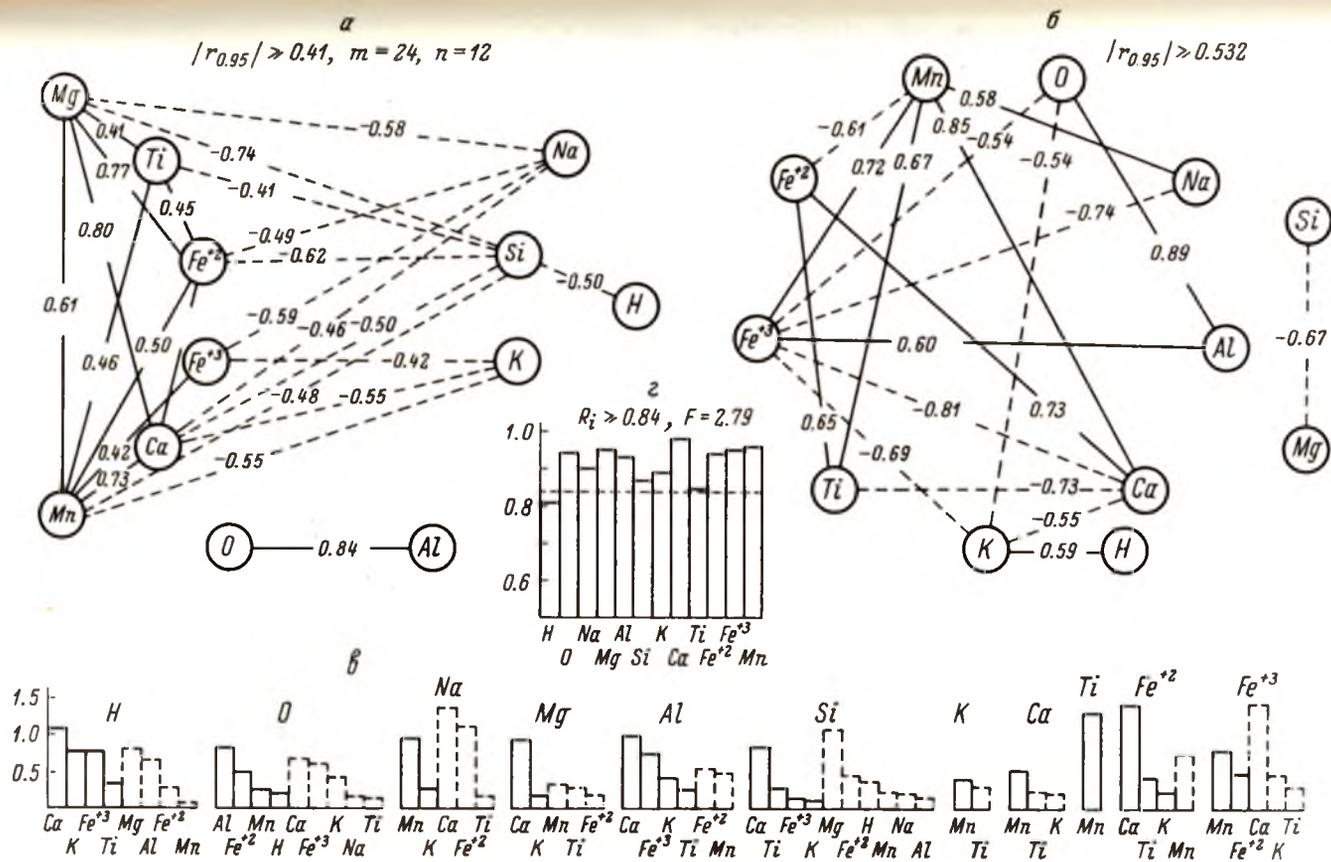


Рис. 29. Данные корреляционного анализа породообразующих элементов амфиболовых разновидностей гнейсов. а - парная корреляция; б - частная корреляция; в - коэффициенты уравнения множественной регрессии; г - сводные коэффициенты корреляции; сплошными линиями показаны положительные линейные связи, пунктирными - отрицательные.

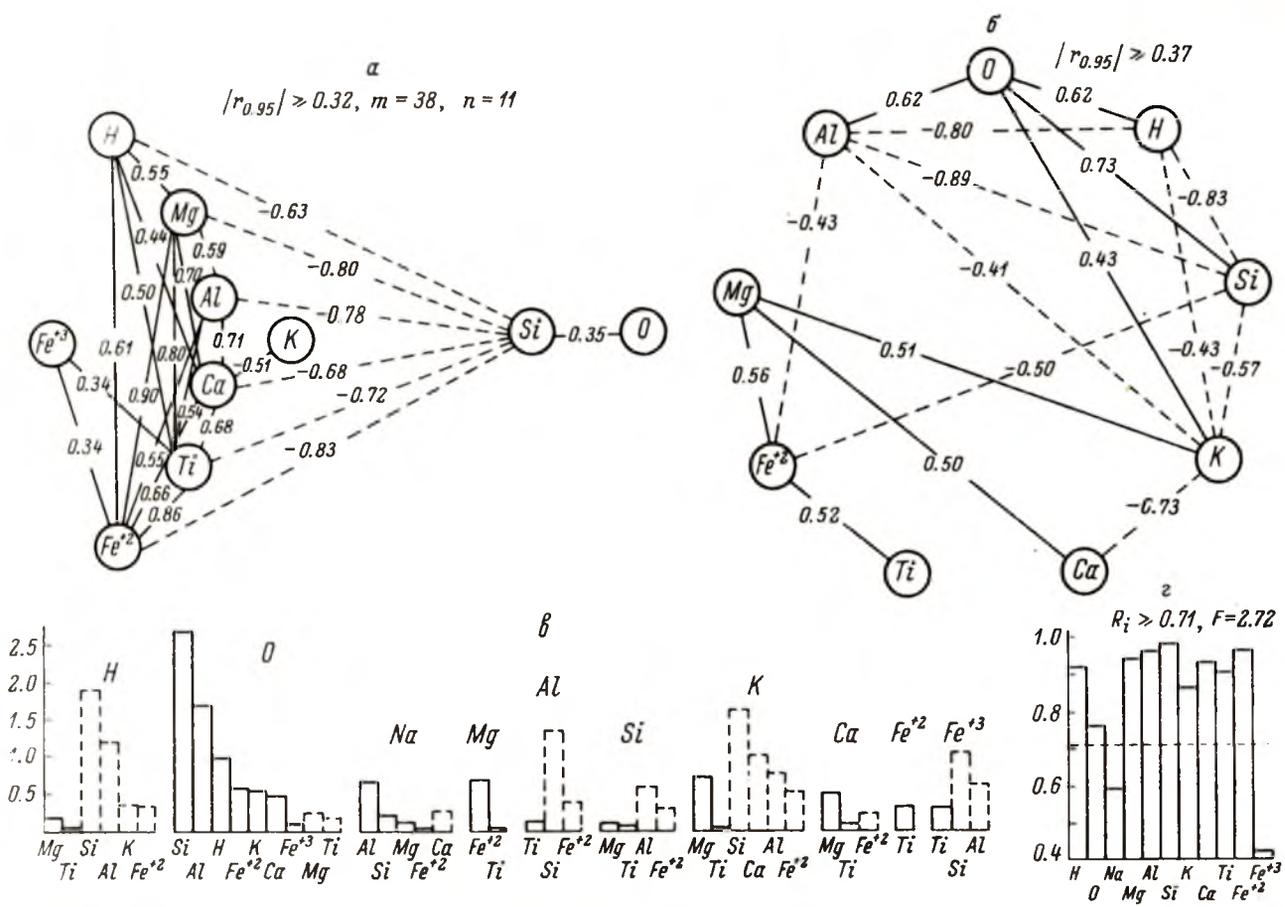


Рис. 30. Данные корреляционного анализа породообразующих элементов плагиогранитоидов.

а - парная корреляция; б - частная корреляция; в - коэффициенты уравнения множественной регрессии; г - сводные коэффициенты корреляции.

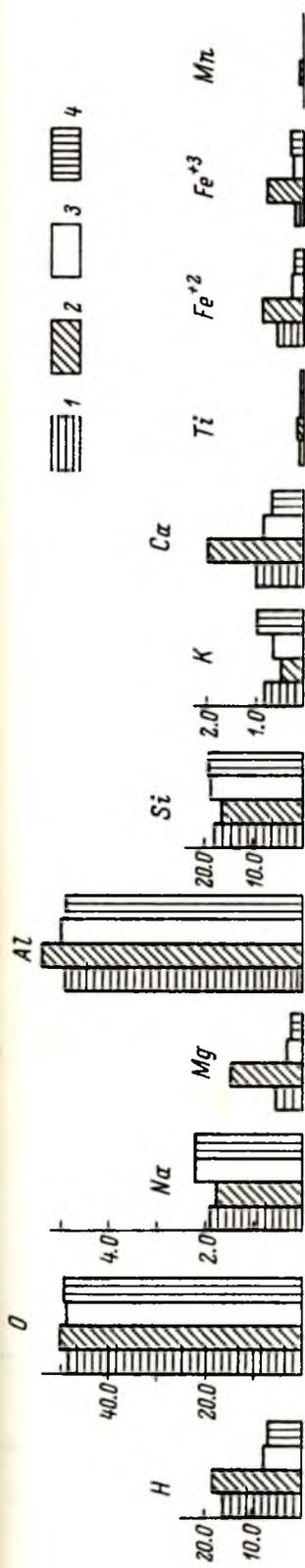


Рис. 31. Средние содержания породообразующих элементов в стандартном объеме породы.

1 - биотитовые плаггиогнейсы и гранито-гнейсы; 2 - амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов; 3 - плаггиогранитоиды; 4 - плаггиомикроклиновые граниты.

зующих минералов при гранито-образовании. Положительная связь кремния с кислородом обусловлена значительным содержанием кварца в плаггиогранитоидах. Повышение содержания кварца при отсутствии кремниевого метасоматоза может быть объяснено высвобождением кремния в виде отдельной фазы (SiO_2) при изоморфном замещении его алюминием в кремнекислородном тетраэдре силикатов.

Среднее содержание алюминия в стандартном объеме гранитоидов очень близко к его содержанию в гнейсах. Сводный коэффициент корреляции алюминия как в гранитах, так и в гнейсах близок к единице. Но характер линейных связей алюминия в метаморфических породах и плаггиогранитоидах, по данным частной корреляции, резко различен. В метаморфических породах устанавливаются лишь две положительные связи (рис. 29). В плаггиогранитоидах число связей алюминия с породообразующими элементами возрастает. При этом он имеет близкие по силе отрицательные связи с теми же элементами, что и кремний, а именно с H , Fe^{+2} и K (рис. 30). Частной корреляцией подтверждаются связи Fe^{+2} и Fe^{+3} . Поведение их рассмотрено выше.

При гранитообразовании уменьшается содержание Mg и Ca в стандартном объеме породы, но сводный коэффициент корреляции их почти не меняется и остается значительно выше уровня значимости. Число линейных связей их с другими элементами, по данным частной корреляции, достаточно велико. На их концентрацию оказывает влияние целый ряд других компонентов. Поэтому выноса этих элементов не происходит.

В заключение следует подчеркнуть некоторые специ-

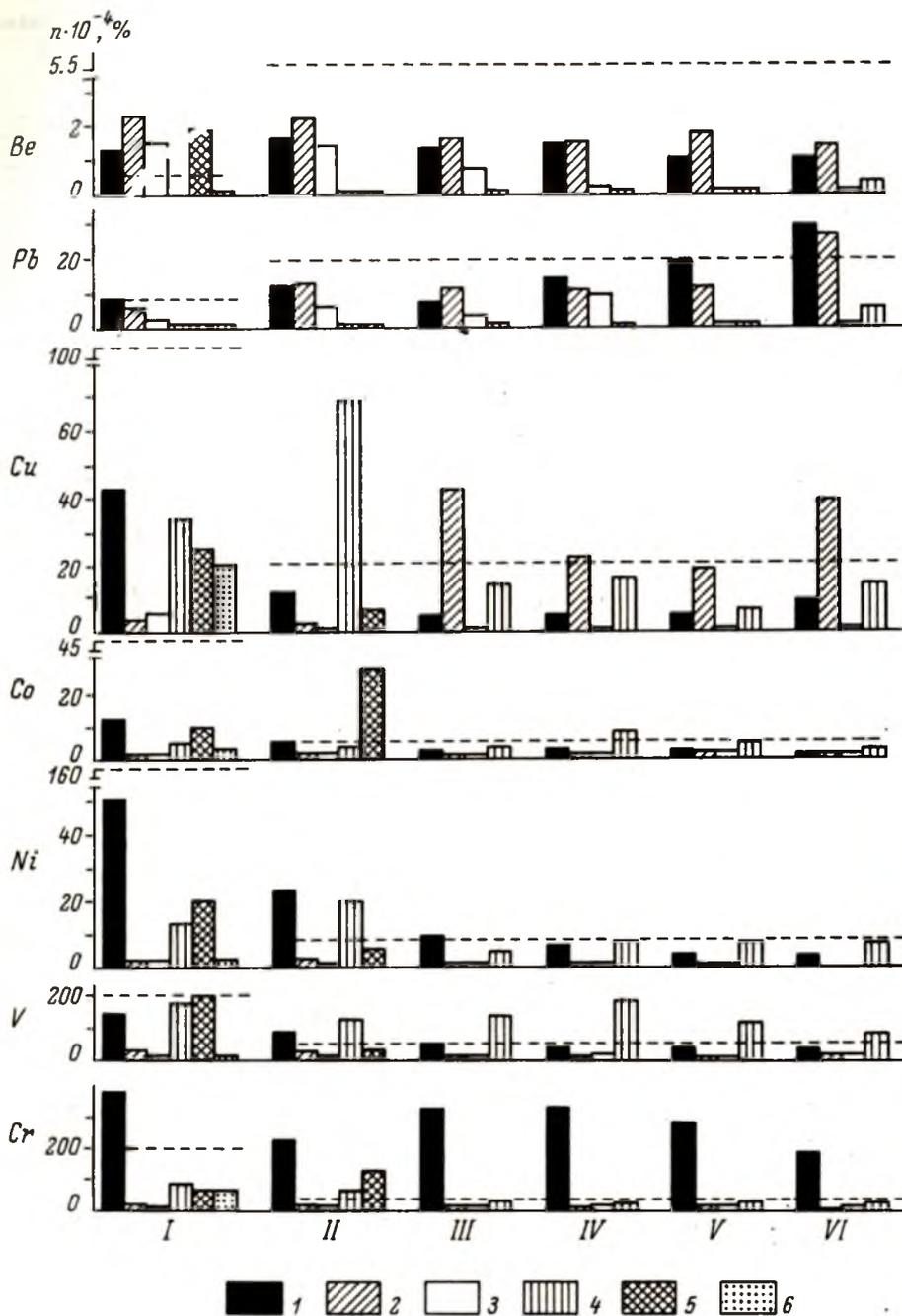


Рис. 32. Диаграммы средних содержаний микроэлементов в породах и минералах.

I - амфиболиты и амфиболовые плаггиогнейсы; II - биотитовые плаггиогнейсы и плаггиогранито-гнейсы; III - плаггиограниты без микроклина; IV - плаггиограниты, содержащие метасоматический микроклин; V - плаггиомикроклиновые граниты; VI - жильные микроклиновые граниты; 1 - порода; 2 - плаггиоклаз;

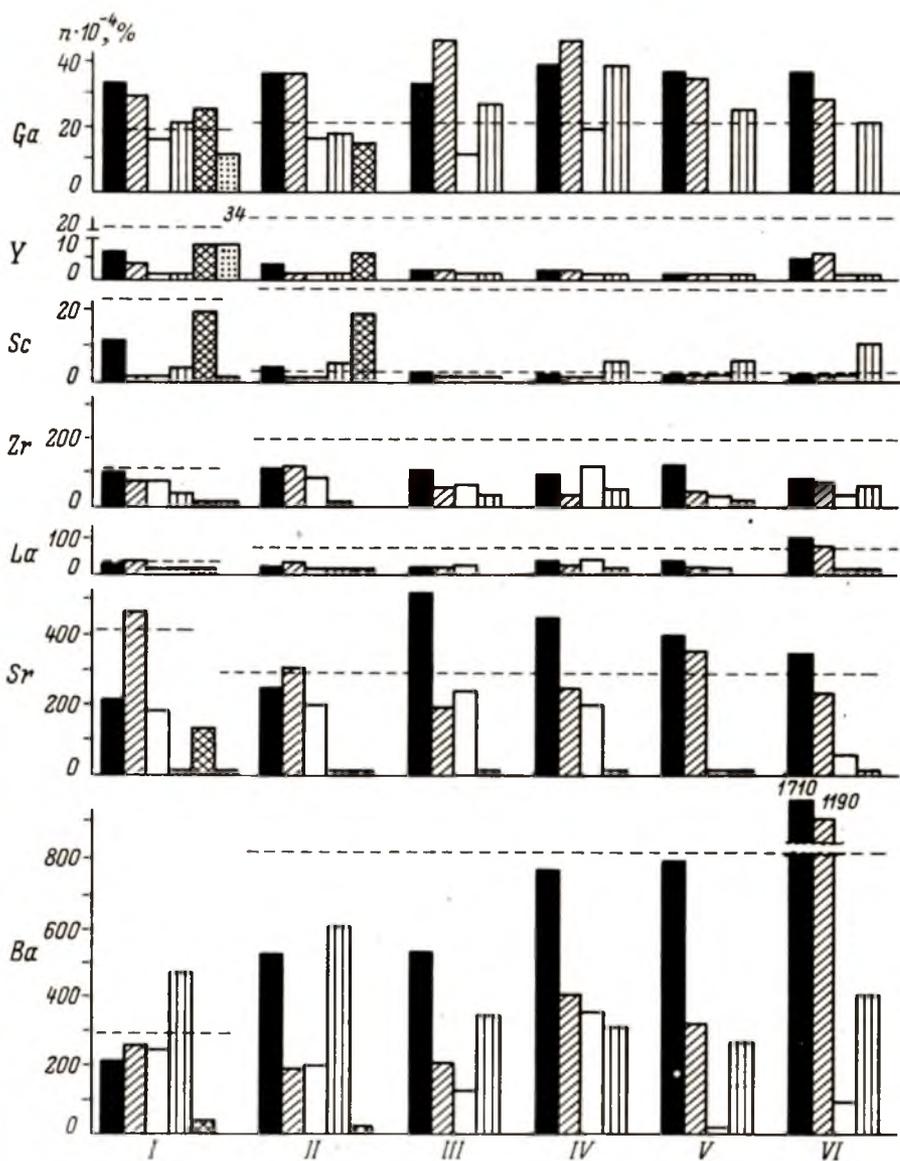


Рис. 32 (продолжение).

3 - кварц; 4 - биотит; 5 - роговая обманка; 6 - гранат, горизонтальные пунктирные линии отвечают кларковым содержаниям элементов в соответствующих породах (по: Виноградов, 1956).

фические геохимические особенности образования плагиогранитоидов. Резко уменьшающееся в стандартном объеме породы содержание водорода при постоянном содержании кислорода в период образования плагиогранитоидов указывает на увеличение количества кристаллической фазы окислов при уменьшении фазы водородсодержащих силикатов.

Преобразование вещественного состава метаморфических пород при гранитообразовании происходило, по-видимому, в условиях закрытой системы при динамической подвижности элементов. Число минеральных фаз при этом процессе не изменяется. Изменяются лишь их количественные соотношения и состав. Процесс идет в направлении уменьшения силикатов алюминия и увеличения содержания каркасных алюмосиликатов и окислов. При этом происходит разуплотнение структур силикатов. При таком процессе большие трудности возникают в связи с попыткой составления баланса вещества. Совершенно очевидно, что для этого необходим статистический материал. Составление баланса на основании единичных анализов приводит к ложному представлению о региональном развитии натриевого метасоматоза при образовании гранитоидов плагиогранитной серии. Но даже при статистическом подходе подчас невозможно учесть темноцветные минералы в балансе вещества из-за обогащения ими скиалитов метаморфических пород. Кроме того, скопления темноцветных минералов обычно рассматриваются как реликтовые, но состав их, как показано ранее, при гранитообразовании изменяется, следовательно, они участвуют в процессе и должны учитываться в балансе.

Поведение элементов-примесей при образовании плагиогранитоидов. На раннем этапе гранитообразования геохимия элементов-примесей тесно связана с геохимией железа, кремния и алюминия.

Все элементы-примеси по поведению их при гранитообразовании могут быть объединены в 3 группы:

- 1) элементы, концентрация которых при образовании кварцевых диоритов-плагиогранитов уменьшается (Ni, Co, V, Cu, Y);
- 2) элементы, концентрация которых при образовании кварцевых диоритов-плагиогранитов существенно не изменяется (Cr, Pb, Be, Ga, Zr, Ba);
- 3) элементы, концентрация которых при образовании кварцевых диоритов-плагиогранитов увеличивается (Sr).

Элементы первой группы в метаморфических породах концентрируются главным образом в темноцветных силикатах. Уменьшение их содержания в плагиогранитах обусловлено частично меньшим количеством темноцветных силикатов, частично изменением состава последних. При этом концентрация их в биотите плагиогранитов либо остается такой же, либо несколько понижается (рис. 32).

В противоположность отмеченным элементам семейства железа хром как в метаморфических породах, так и в плагиогранитах концентрируется главным образом в магнетите. На это указывает высокая концентрация его в породах при низкой концентрации в главных породообразующих минералах. Поэтому при образовании плагиогранитов концентрация его сохраняется средней между концентрацией в амфиболовых и биотитовых разновидностях гнейсов, хотя концентрация хрома в биотите плагиогранитов значительно ниже, чем в соответствующем минерале метаморфических пород.

Постоянное содержание галлия, видимо, объясняется тем, что он, являясь близким по кристаллохимическим свойствам к алюминию, может замещать его как в шестерной, так и в четверной координациях. Повышение его концентрации в биотите плагиогранитов по сравнению с биотитом гнейсов обязано повышению содержания Al_{IV} , а галлий, как известно, охотнее замещает алюминий в четверной координации. Постоянная концентрация циркония объясняется способностью его к рассеиванию в пироксенах, амфиболах, слюдах, магнетите, ильмените, сфене, полевых шпатах и кварце.

Для элементов второй группы характерна способность рассеиваться в разнообразных минералах в широком интервале физико-химических условий. Поэтому при образовании плагиогранитов происходит лишь количественное перераспределение их между отдельными минералами, в то время как общее содержание в породе остается постоянным.

Содержание стронция в плагиогранитах является максимальным по сравнению с другими породами района. Характерно, что в плагиогранитах почти вдвое увеличивается его содержание по сравнению с гнейсами при одновременном значительном уменьшении концентрации в породообразующих минералах. Как известно, стронций замещает кальций в плагиоклазах и уменьшение его концентрации в плагиоклазе плагиогранитов, очевидно, обусловлено более кислым составом последнего. Вместе с тем стронций также может замещать кальций в апатите и сфене, количество которых при образовании плагиогранитов увеличивается. Вероятно, повышенное вхождение стронция в эти минералы и вызывает резкое возрастание его в породе при уменьшении в составе главных породообразующих минералов.

Общей специфической особенностью концентрации элементов-примесей в породообразующих минералах метаморфогенных гранитоидов является то, что концентрация тех или иных элементов определяется первоначальным составом элементов-примесей в соответствующих минералах гнейсов. Для метаморфогенных гранитов в отличие от магматических характерно повышенное содержание относительно кларка гранитов элементов семейства железа (Ni, V, Cr) и пониженное содержание редких (Be, Y, Sc, Zr, La) элементов. Эта особенность иллюстрирует унаследованность гранитами состава редких и рассеянных элементов метаморфических пород. При образовании гранитов за счет гнейсов наблюдается лишь изменение среднего содержания элементов-примесей, которое обусловлено прежде всего изменением внешних условий.

Образование структур гранитоидов плагиогранитной серии. При описании эволюции вещественного состава метаморфических пород в период гранитообразования нами отмечалось, что гранитоиды плагиогранитной серии формируются в результате региональной перекристаллизации метаморфических пород. Остановимся на этом процессе подробнее.

Все метаморфические породы района оз. Верхнее Куйто в той или иной степени перекристаллизованы. Более всего подвержен перекристаллизации плагиоклаз. Перекристаллизация его выражается в укрупнении зерен и образовании порфиробластов. Биситит и роговая обманка также перекристаллизовываются с образованием крупных зерен, в результате чего нарушается метаморфическая полосчатость. При этом перекристаллизованные минералы нередко сохраняют первоначальную ориентировку. Подобная перекристаллизация в той или иной мере наблюдается повсеместно и обычно не приводит к образованию гранитных структур. Образование последних отмечено лишь вдоль отдельных трещин скалывания или вдоль систем таких трещин.

Довольно мощные зоны перекристаллизации встречаются в участках флексуриного перегиба крупных складок. Примером может служить зона перекристаллизации в северо-восточной части оз. Судно. Мощность ее составляет несколько сотен метров. Направление зоны СВ 50-70°. Она ориентирована под прямым углом к метаморфической полосчатости. Перекристаллизация связана с кливажем течения, параллельным осевым поверхностям складок. При этом наблюдается горизонтальное течение вещества в твердом состоянии в условиях высокой пластичности. Амплитуда смещения составляет единицы, реже десятки метров. Строение зоны неоднородно. Наблюдаются блоки интенсивной перекристаллизации и блоки, где фиксируются начальные стадии ее с четко выраженной первичной полосчатостью метаморфического субстрата. Эта неоднородность позволяет воссоздать последовательность процесса перекристаллизации. Легче всего перекристаллизовываются лейкократовые плагиогнейсы. Зерна кварца укрупняются, приобретают струйчатую форму и в зонах интен-

сивных напряжений ориентируются в направлении кливажа. Ориентировка плагиоклаза менее отчетлива, но размер зерен также значительно увеличивается, благодаря чему порода приобретает гранитный облик. Такие породы обычно обладают высокой пластичностью и нередко выполняют разрывы в более компетентных слоях амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Последние ведут себя как ксенолиты среди перекристаллизованных лейкократовых плагиогнейсов. При этом крупные из них сохраняют первоначальное залегание либо незначительно смещены, более мелкие переориентируются под прямым углом в направлении кливажа течения. Очень

характерным для подобных зон перекристаллизации является наличие скиалитов метаморфических пород, полосчатость которых ориентирована под прямым углом к гнейсовидности гранитоидов.

Подобное течение гнейсов имеет место при механическом плавлении пород (Летников, 1972). Оно происходит в том случае, если порода находится под давлением $P_{кр}$, которое препятствует ее термодинамическому плавлению. При этом порода обладает всеми свойствами расплава, характеризуясь нулевым сопротивлением сдвигу. Ф.А. Летников рассматривает состояние механического расплава как переходное по отношению к термодинамическому плавлению.

В фундаменте ранних карелид на территории Западной Карелии условия термодинамического плавления не достигаются, поскольку диафторез амфиболитовой фации

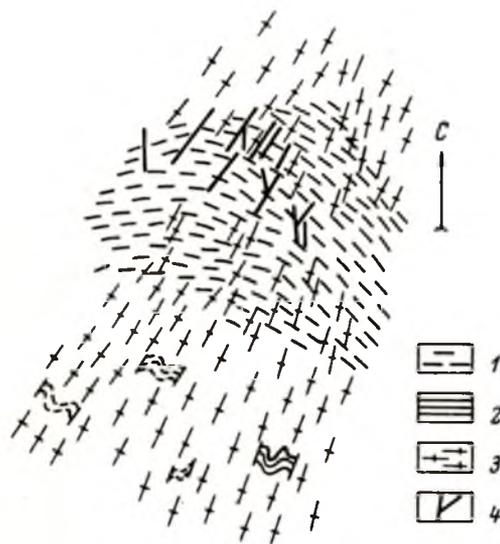


Рис. 33. Перекристаллизация плагиогнейсов в направлении осевых плоскостей складок (дер. Пиртигуба).

1 - плагиогнейсы и плагиогранито-гнейсы; 2 - биотит-амфиболовые гнейсы; 3 - гнейсовидные плагиограниты; 4 - трещины скальвания.

($T < 650^{\circ}\text{C}$), с которым тесно связано гранитообразование, осуществляется при высоком давлении (7–8 кбар) и является изобарическим. Учитывая, что парциальное давление воды при этом ниже общего давления, плавление не достигается даже при 10% воды во флюиде (Летников, 1972, рис. 1).

Образование гранитоидов на больших площадях наблюдается лишь в зонах интенсивных складчатых движений. В северо-восточной части района оз. Верхнее Куйто гранитообразование связано со складчатостью, создавшей систему складок субмеридионального направления. Породы здесь нередко расчленены системой трещин скальвания субмеридионального простирания (рис. 33), вдоль которых происходит смещение отдельных блоков. В южном направлении усиливается перекристаллизация, и метаморфические породы постепенно переходят в однородный гнейсовидный плагиогранит с субмеридиональной ориентировкой минералов.

Соотношение деформации и перекристаллизации рассмотрено теоретически, экспериментально и на примерах природных объектов (Григорьев, 1961; Раств, 1967; Флин, 1967; Остапенко, 1968; Хлестов, 1969; Дук, 1970). В частности, В.В. Хлестов (1969) указывает, что „относительное возрастание раст-

воримости за счет одинаковых неравносторонних нагрузок для всех минералов имеет приблизительно одинаковый порядок. Но поскольку абсолютные величины растворимости могут сильно различаться, то и возникающие градиенты концентраций также весьма различны, а следовательно, весьма различны и скорости диффузий отдельных минеральных компонентов" (стр. 119). Такова причина метаморфической дифференциации. Следовательно, интенсивность метаморфической дифференциации также зависит от интенсивности стресса. Стресс повышает динамическую подвижность всех компонентов, что способствует увеличению скорости реакций и сохранению термодинамического равновесия процесса при перераспределении компонентов между различными фазами системы (Mueller, 1967).

В той или иной степени проявленные процессы перекристаллизации и метаморфической дифференциации мы постоянно наблюдаем в складчатых метаморфических комплексах, но они не достигают столь широкого регионального масштаба, чтобы привести к образованию гранитоидов. Поэтому немаловажное влияние на масштаб этого явления, по всей вероятности, оказывают условия глубинности. Как показано ранее, в районе оз. Верхнее Куйто обнажаются глубинные сечения нижнепротерозойской геосинклинали, где среди гнейсов наблюдаются реликтовые ассоциации гранулитовой фации и породы несут на себе признаки течения в твердом состоянии в период складчатости. Столь интенсивному проявлению перекристаллизации и метаморфической дифференциации способствовала также высокая температура процесса, близкая к минимальной температуре гранитной эвтектики.

Характер изменения структуры пород при переходе их от гнейсов к гранитоидам показан на рис. 22. При перекристаллизации вначале появляются отдельные укрупненные зерна (порфиробласты) плагиоклаза. Увеличение порфиробласт создает участки аллотриаморфнозернистой структуры. Количество темноцветных минералов в этих участках уменьшается, размер их зерен увеличивается. Главное отличие создаваемой структуры от гипидиоморфнозернистой состоит в том, что темноцветные минералы являются наиболее ксеноморфными. Этот признак унаследован от структуры гнейсов. Наиболее идиоморфным минералом гранитоидов является плагиоклаз. Хотя в целом между структурами гранитоидов и гнейсов имеются существенные отличия, наблюдаются и черты определенной преемственности. Последняя выражается в наличии среди гранитоидов реликтовых мелкозернистых участков бластических структур и бластических форм зерен темноцветных силикатов.

Охарактеризованный выше процесс образования плагиогранитоидов в целом является метаморфическим. Гранитоиды образуются в результате перекристаллизации метаморфического субстрата в твердом состоянии. При перекристаллизации сохраняется количество минеральных фаз, но изменяется состав породообразующих минералов, особенно темноцветных. Гранитообразование происходило в условиях закрытой системы, но при значительном проявлении метаморфической дифференциации. Учитывая дискуссионность данной проблемы, видимо, следует напомнить, что при определении характера процесса большую роль играет размер системы. Если последнюю приравнять к размеру образца, то при неравномерном распределении породообразующих минералов в обнажении данный процесс можно принять за метасоматический. Но при этом он может считаться метасоматическим лишь применительно к данному образцу. Баланс вещества, составляемые на примере одного обнажения в зонах ультраметаморфизма, представительны зачастую для суждения об изменении содержания элементов только для данного обнажения. Полученные выводы не всегда следует распространять на гранитоиды в целом ввиду их неоднородности. Практика показала, что при изучении подобных комплексов баланс должен строиться на основе статистических данных. Немаловажную роль в определении природы процесса играют движущие силы и механизм движения вещества. Причиной регионального метасоматоза может быть только мощный поток

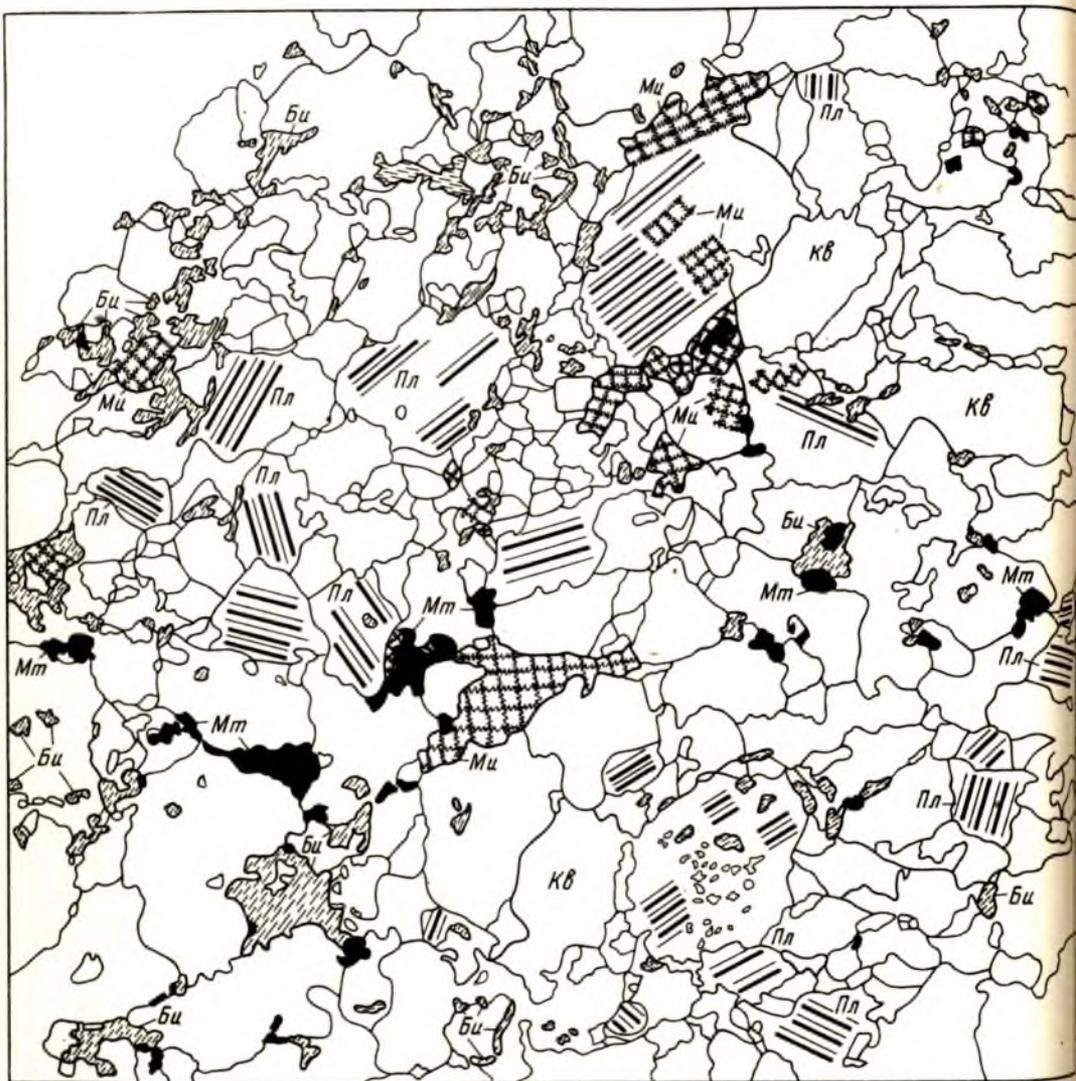


Рис. 34. Наложенный характер микроклина в плагиомикклиновом граните.

инфильтрующихся растворов, объем которых должен превосходить объем замещаемой толщи. Когда нет заметных фильтрационных явлений, главной причиной метаморфической дифференциации может быть стресс (Добрецов и др., 1970). Столь высокая интенсивность метаморфической дифференциации при образовании плагиогранитоидов обусловлена, видимо, и глубиной процесса при достаточно высокой температуре.

Таблица 37

Количественно-минералогический состав плагиомикроклиновых гранитов

| Номер образца | Кварц | Плагиоклаз | Микроклин | Биотит | Рудный минерал | Аксессуары минералы |
|---------------|-------|------------|-----------|--------|----------------|---------------------|
| 12/2 | 19.20 | 74.20 | 3.99 | 1.63 | - | - |
| 12/96 | 14.54 | 34.01 | 51.02 | 0.24 | 0.19 | - |
| 101/2 | 29.25 | 63.92 | 5.07 | 1.66 | - | - |
| 106/2 | 22.3 | 61.5 | 15.2 | 0.7 | - | - |
| 116/2 | 25.72 | 56.45 | 14.01 | 3.50 | 0.32 | - |
| 143 | 24.55 | 64.36 | 2.10 | 8.00 | 0.48 | Сфен 0.14 |
| 163/3а | 36.15 | 51.18 | 8,60 | 4.06 | - | Апатит 0.37 |
| 180 | 29.92 | 63.34 | 3.24 | 3.50 | - | - |
| 207/1 | 25.46 | 64.55 | 4.71 | 4.54 | 0.27 | - |

Второй этап гранитообразования

Микроклин-плагиоклазовые и плагиомикроклиновые граниты

Эта группа гранитов выделяется по четкому установлению наложенного характера кирпично-красного микроклина в плагиогранито-гнейсах и плагиогранитоидах. Количественно-минералогический состав благодаря неравномерному распределению микроклина непостоянен (табл. 37). Содержание микроклина колеблется от 2 до 51%. Кирпично-красный цвет микроклина на темно-сером и светло-сером фоне субстрата дает возможность изучить наиболее благоприятные геологические условия концентрации. Обычно микроклин тяготеет ко всем имеющимся ослабленным зонам (трещины скалывания, замковые части складок, разрывы и межбуждинные пространства). Наложный характер его также отчетливо виден под микроскопом (рис. 34). Микроклин распределен неравномерно, резко ксеноморфен по отношению к другим минералам. В отдельных участках наблюдается замещение биотита микроклином. В остальной структуре рассматриваемых гранитов неотличимы от структур плагиогранитов. В плагиомикроклиновых гранитах также сохраняются реликтовые мелкозернистые участки бластической структуры, типичной для гнейсов.

Характерной особенностью плагиомикроклиновых гранитов являются постоянно наблюдаемые гнездообразные скопления магнетита. Последний находится в тесной ассоциации с микроклином (рис. 35). Граниты в таких участках резко осветлены, биотит присутствует в незначительных количествах и обычно в тесном срастании с магнетитом. В плагиомикроклиновых гранитах в отличие от плагиоклазовых отсутствует эпидот и в меньшем количестве присутствуют реликты метаморфических пород.

Породообразующие минералы.

Плагиоклаз плагиомикроклиновых гранитов имеет непостоянный состав (табл. 38), колеблющийся в широких пределах (15–33% Al_2O_3), т.е. аналогичен плагиоклазу плагиогранитов (табл. 26). Удельный вес плагиоклаза колеблется от 2,60 до 2,65 г/см³ и в среднем соответствует удельному весу плагиоклаза плагиогранитов. В плагиомикроклиновых гранитах, так же как и в плагиогранитах, более 50% встречающегося плагиоклаза имеет удельный вес 2,62, 2,61 и 2,60 г/см³ (рис. 23). Довольно распространенным (30%

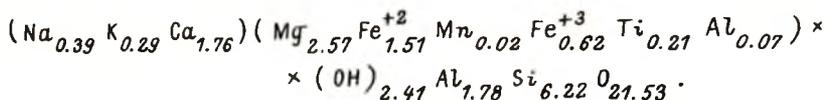
встречаемости) является также плагиоклаз с удельным весом 2.65 г/см^3 , типичным для плагиоклаза биотитовых плагиогнейсов.

Биотит плагиоминоклиновых гранитов плеохроирует в бурых и зеленовато-бурых тонах. Светопреломление его непостоянно и колеблется от 1.645 до 1.660. Удельный вес биотита также непостоянен. Наиболее распространенным (30% встречаемости) является биотит с удельным весом 3.10 г/см^3 . Содержания породообразующих окислов биотита плагиоминоклиновых гранитов колеблются примерно в тех же пределах (табл. 39), что и содержания аналогичных окислов в биотите плагиогранитов, поэтому состав их целесообразнее

сравнивать по средним величинам (табл. 40). Главное отличие среднего состава биотита плагиоминоклиновых гранитов состоит в более высоком содержании железа и в более низком содержании магния. Кроме того, он отличается пониженным содержанием калия.

Роговая обманка в плагиоминоклиновых гранитах встречается спорадически и наблюдается в виде крупнопризматических незакономерно ориентированных кристаллов. Химический состав ее (обр. 12/96) следующий (в вес.%): $\text{SiO}_2 - 1.66$, $\text{TiO}_2 - 1.80$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 10.50$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 5.27$, $\text{FeO} - 12.15$, $\text{MnO} - 0.15$, $\text{MgO} - 11.54$, $\text{CaO} - 11.04$, $\text{Na}_2\text{O} - 1.35$, $\text{K}_2\text{O} - 1.54$, $\text{H}_2\text{O}^- - 0.45$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 2.42$.

Кристаллохимическая формула:



Роговая обманка плагиоминоклиновых гранитов, так же как и роговая обманка плагиогранитов, отличается от роговой обманки гнейсов (табл. 4, 5, обр. 12/9а) более высоким содержанием Al_{IV} и более низким содержанием Al_{VI} . В роговой обманке плагиоминоклиновых гранитов по сравнению с роговой обманкой гнейсов наблюдается повышенное содержание магния и титана и более низкое содержание закисного и окисного железа. С повышением магнезиальности происходит некоторое уменьшение степени окисленности железа. Существенным также является более низкая концентрация щелочей в роговой обманке плагиоминоклиновых гранитов по сравнению с роговой обманкой гнейсов, в то время как роговая обманка плагиогранитоидов отличается повышенным содержанием щелочей по сравнению с роговой обманкой гнейсов. Главное отличие в минеральном составе плагиоминоклиновых гранитов по сравнению с плагиогранитоидами состоит в существенном содержании микролина. Следовательно, содержание щелочей в роговой обманке зависит не только от степени метаморфизма (Лик, 1967), но и от парагенезиса.

Химизм и геохимические особенности образования плагиоминоклиновых гранитов. Химический состав плагиоминоклиновых гранитов (табл. 41) довольно близок составу плагиогранитоидов. Это особенно наглядно видно при сравнении средних составов этих разновидностей (табл. 35 и 41). Значимые

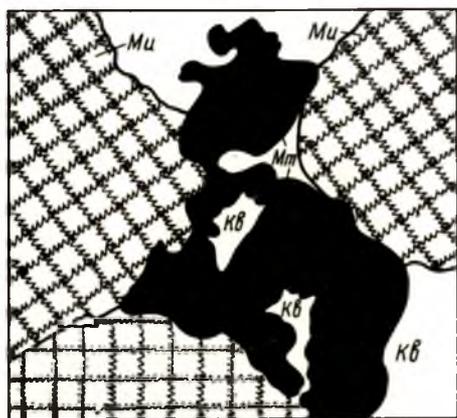


Рис. 35. Микроклин-магнетитовая ассоциация в плагиоминоклиновом граните.

Таблица 38

Оптические и физические свойства плагиоклаза
плагиомикроклиновых гранитов

| Номер образца | Удельный вес | n_g' | n_p' | Номер плагиоклаза |
|---------------|--------------|--------|--------|-------------------|
| 12/2 | 2.61 | 1.549 | 1.541 | 26-27 |
| 12/9в | 2.65 | 1.550 | 1.542 | 27-28 |
| 15/8 | 2.63 | 1.548 | 1.540 | 24 |
| 27/36 | - | 1.549 | 1.541 | 26-27 |
| 27/3в | 2.60 | 1.549 | 1.542 | 27-28 |
| 38/4 | 2.65 | 1.550 | 1.541 | 26+1 |
| 39/9 | 2.62 | 1.549 | 1.542 | 27-28 |
| 53/2 | 2.62 | 1.550 | 1.540 | 26 |
| | 2.62 | 1.553 | 1.544 | 33+1 |
| 67/10 | 2.62 | 1.550 | 1.543 | 29 |
| 101/2 | 2.64 | 1.550 | 1.543 | 29 |
| 106/1 | 2.65 | 1.549 | 1.542 | 27-28 |
| 106/2 | 2.63 | 1.549 | 1.542 | 27-28 |
| 116/2 | 2.61 | 1.548 | 1.542 | 26+2 |
| 131 | 2.60 | 1.547 | 1.540 | 25+3 |
| 139/5 | - | 1.549 | 1.540 | 25+1 |
| 143 | - | 1.549 | 1.540 | 25+1 |
| 148 | - | 1.547 | 1.538 | 21-22 |
| 161/3а | - | 1.550 | 1.541 | 26+1 |
| 173/1а | 2.62 | 1.548 | 1.541 | 25 |
| 180 | 2.65 | 1.549 | 1.541 | 26-27 |
| | - | 1.546 | 1.539 | 21+1 |
| 190/26 | - | 1.549 | 1.542 | 27-28 |
| | - | 1.549 | 1.539 | 24+2 |
| 1003/5 | - | 1.549 | 1.540 | 25+1 |
| 1003/5-1 | - | 1.551 | 1.542 | 29+1 |
| 1044/1 | - | 1.544 | 1.535 | 15-16 |

различия между ними наблюдаются лишь в содержании калия. Вместе с тем характер линейных связей в 11-компонентной системе плагиомикроклиновых гранитов существенно отличается от такового в плагиогранитах. Прежде всего следует отметить появление целого ряда линейных связей натрия (рис. 36 и 37), отсутствующих в 11-компонентной системе плагиогранитов. Наблюдаются положительные линейные связи натрия с Са и Al (главными элементами плагиоклаза) и отрицательные - с Ti и Fe⁺², т.е. с элементами, которые при образовании плагиомикроклинового гранита частично идут на образование магнетита. Натрий в плагиомикроклиновых гранитах выступает как антагонист по отношению к калию, так как последний имеет отрицательные связи с Са и Al. В 11-компонентной системе плагиомикроклиновых гранитов по сравнению с аналогичной системой плагиогранитов уменьшается количество отрицательных связей у кремния. Он имеет, так же как и калий, две отрицательные связи с Са и Al. Как и в плагиогранитах, наблюдается положительная связь кремния с кислородом, но с более высоким значением коэффициента корреляции.

Таблица 39

Химический состав (в вес.%) и количество ионов в пересчете катионным методом биотитов плагиомикроклиновых гранитов района оз. Верхнее Куйто (аналитик В.А. Доильнищина)

| Номер образца | Окислы | | | | | | | | | | | | | | $N_{\text{г}} = N_{\text{м}}$ |
|---------------|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------------------|----------------------|------------------------|------------------------|--------|--------|-------------------------------|
| | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na_2O | K_2O | H_2O^- | H_2O^+ | п.п.п. | сумма | |
| 29/4а | 34.82 | 2.04 | 17.14 | 4.70 | 17.60 | 0.21 | 9.98 | 0.30 | 0.32 | 8.44 | 0.31 | 1.01 | 2.82 | 99.69 | 1.653 |
| 38/4 | 35.62 | 1.66 | 17.46 | 2.92 | 17.85 | 0.20 | 10.32 | 0.68 | 0.32 | 8.22 | 0.43 | 1.34 | 2.86 | 99.88 | - |
| 39/9 | 35.11 | 1.87 | 18.25 | 4.02 | 17.44 | 0.20 | 9.78 | 0.50 | 0.28 | 8.22 | 0.55 | 1.08 | 3.02 | 100.32 | 1.645 |
| 67/10 | 35.37 | 3.52 | 16.37 | 4.43 | 15.22 | 0.24 | 12.02 | 0.28 | 0.20 | 8.56 | 0.26 | 1.14 | 2.31 | 99.92 | - |
| 106/1 | 36.55 | 2.82 | 17.63 | 3.25 | 15.32 | 0.28 | 11.23 | 0.12 | 0.16 | 8.90 | 0.44 | 1.01 | 2.57 | 100.28 | - |
| 116/2 | 34.56 | 3.12 | 16.89 | 4.43 | 16.83 | 0.38 | 10.91 | He обн. | 0.16 | 8.42 | 0.30 | 1.65 | 2.31 | 99.96 | 1.653 |
| 131 | 34.67 | 3.55 | 15.39 | 7.10 | 15.92 | 0.23 | 10.15 | 0.35 | 0.24 | 8.70 | 0.47 | - | 3.18 | 99.95 | 1.650 |
| 139/5 | 35.04 | 3.82 | 15.07 | 6.07 | 17.07 | 0.24 | 9.55 | 0.65 | 0.28 | 8.56 | 0.37 | - | 3.68 | 100.40 | 1.660 |
| 180 | 33.13 | 3.80 | 14.01 | 10.00 | 18.49 | 0.27 | 8.85 | 0.29 | 0.32 | 7.70 | 0.52 | He обн. | 2.54 | 99.92 | - |

| Номер образца | Элементы | | | | | | | | | | | | | | f | F | F_0 | a_{Si} | a_{VI} | K_{Al} |
|---------------|----------|------|------|------|------|------------------|------------------|------|-------------------------|------|-------------------------|--------------|---------------|------|------|------|-------|-----------------|-----------------|-----------------|
| | K | Na | Ca | Mg | Mn | Fe^{+2} | Fe^{+3} | Ti | Al_{VI} | Si | Al_{IV} | O^- | OH^- | | | | | | | |
| 29/4а | 0.84 | 0.05 | 0.02 | 1.16 | 0.01 | 1.15 | 0.27 | 0.12 | 0.27 | 2.72 | 1.28 | 0.45 | 1.55 | 49.8 | 55.0 | 19.0 | 32 | 9.0 | 22.56 | |
| 38/4 | 0.81 | 0.05 | 0.06 | 1.19 | 0.01 | 1.18 | 0.17 | 0.10 | 0.37 | 2.77 | 1.23 | 0.49 | 1.51 | 48.9 | 52.6 | 12.0 | 37 | 12.0 | 23.22 | |
| 39/9 | 0.82 | 0.04 | 0.04 | 1.15 | 0.01 | 1.03 | 0.24 | 0.11 | 0.46 | 2.77 | 1.23 | 0.63 | 1.37 | 47.2 | 52.5 | 18.9 | 31 | 15.3 | 24.56 | |
| 67/10 | 0.83 | 0.03 | 0.02 | 1.37 | 0.02 | 1.02 | 0.21 | 0.20 | 0.18 | 2.70 | 1.30 | 0.37 | 1.63 | 41.8 | 47.3 | 20.8 | 32 | 6.0 | 21.8 | |
| 106/1 | 0.86 | 0.03 | 0.01 | 1.27 | 0.02 | 0.98 | 0.19 | 0.16 | 0.38 | 2.79 | 1.21 | 0.59 | 1.41 | 42.8 | 47.4 | 16.9 | 32 | 12.0 | 23.3 | |
| 116/2 | 0.82 | 0.02 | - | 1.25 | 0.03 | 1.08 | 0.26 | 0.18 | 0.20 | 2.67 | 1.33 | 0.33 | 1.67 | 48.4 | 53.8 | 19.4 | 33 | 6.7 | 22.53 | |
| 131 | 0.86 | 0.04 | 0.03 | 1.18 | 0.02 | 1.04 | 0.41 | 0.21 | 0.14 | 2.72 | 1.28 | 0.65 | 1.35 | 46.8 | 55.1 | 28.2 | 32 | 4.7 | 20.97 | |
| 139/5 | 0.86 | 0.04 | 0.06 | 1.12 | 0.05 | 1.12 | 0.35 | 0.22 | 0.14 | 2.75 | 1.25 | 0.70 | 1.30 | 50.0 | 56.7 | 23.8 | 37 | 4.7 | 20.65 | |
| 180 | 0.78 | 0.05 | 0.02 | 1.04 | 0.02 | 1.21 | 0.60 | 0.23 | - | 2.61 | 1.29 | 0.44 | 1.56 | 41.4 | 50.0 | 28.8 | 32 | 2.3 | 20.33 | |

Таблица 40

Средний химический состав и среднеквадратические отклонения биотита гранитов района оз. Верхнее Куйто

| | Пара- метры | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | П.п.п. |
|--|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|--------|
| Биотит плагиогранитов (10) | \bar{X} | 35.53 | 3.2 | 16.48 | 4.94 | 15.33 | 0.23 | 11.00 | 0.53 | 0.19 | 8.69 | 2.89 |
| | S | 0.62 | 0.61 | 0.87 | 1.69 | 1.53 | 0.70 | 0.58 | 0.46 | 0.03 | 0.41 | 0.60 |
| Биотит плагиомикроклиновых гранитов (9) | \bar{X} | 34.99 | 2.91 | 16.47 | 5.21 | 16.86 | 0.25 | 10.31 | 0.35 | 0.25 | 8.41 | 2.81 |
| | S | 0.91 | 0.84 | 1.43 | 2.21 | 1.11 | 0.06 | 0.97 | 0.20 | 0.07 | 0.34 | 0.44 |
| Биотит жильных микроклино- вых гранитов (7) . . . | \bar{X} | 35.21 | 2.38 | 16.77 | 4.77 | 16.58 | 0.28 | 9.76 | 0.52 | 0.23 | 8.40 | 2.67 |
| | S | 1.61 | 1.87 | 1.44 | 1.14 | 1.75 | 0.17 | 1.11 | 0.61 | 0.07 | 0.45 | 0.81 |

Примечание. Цифры в скобках - число анализов.

Таблица 41

Химический состав (в вес.%) плагиомикроклиновых гранитов (аналитики А.В. Федосеева, З.П. Помазан, Т.М. Брагина, Р.Ф. Сарафанова, Г.И. Капустина)

| Номер образца | Ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|----------------|-------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| 12/2 | Кв+Пл+Ми+Би+Му | 72.71 | 0.10 | 15.79 | 0.53 | 0.49 | 0.01 | 0.33 | 2.74 | 5.00 | 1.67 | 0.13 | 0.25 | 99.75 |
| 12/9в | Кв+Пл+Ми+Би+Му | 67.00 | 0.11 | 19.13 | 0.26 | 0.51 | 0.01 | 0.81 | 3.50 | 6.00 | 2.30 | 0.15 | 0.62 | 100.40 |
| 15/8 | Кв+Пл+Ми+Би | 71.78 | 0.25 | 15.31 | 0.94 | 1.08 | 0.02 | 0.64 | 2.40 | 3.77 | 3.45 | 0.11 | 0.36 | 100.11 |
| 27/36 | Кв+Пл+Ми+Би+Му | 72.52 | 0.21 | 15.65 | 0.38 | 0.94 | 0.02 | 0.45 | 2.28 | 4.15 | 2.85 | 0.08 | 0.64 | 100.17 |
| 27/3в | Кв+Пл+Би+Ми | 72.96 | 0.15 | 15.12 | 0.39 | 0.72 | 0.01 | 0.94 | 1.64 | 3.60 | 4.00 | 0.19 | 0.17 | 99.89 |
| 29/4а | Кв+Пл+Би+Ми | 69.22 | 0.39 | 16.59 | 0.78 | 1.87 | 0.04 | 1.16 | 3.18 | 4.23 | 2.10 | 0.12 | 0.79 | 100.47 |
| 38/4 | Кв+Пл+Би+Ми | 72.06 | 0.23 | 15.35 | 0.54 | 1.01 | 0.02 | 0.60 | 1.88 | 3.50 | 4.00 | 0.29 | 0.12 | 99.60 |
| 39/9 | Кв+Пл+Би+Ми | 73.20 | 0.26 | 15.00 | 0.77 | 1.06 | 0.077 | 0.58 | 2.70 | 3.94 | 2.50 | 0.09 | 0.38 | 100.55 |
| 53/2 | Кв+Пл+Би+Мч+Му | 70.60 | 0.27 | 14.50 | 1.83 | 1.14 | 0.02 | 0.72 | 1.70 | 2.93 | 5.24 | 0.15 | 0.52 | 99.62 |
| 101/2 | Кв+Ми+Пл+Би+Му | 72.21 | 0.10 | 15.81 | 0.36 | 0.50 | 0.03 | 0.04 | 1.69 | 3.71 | 4.61 | 0.13 | 0.35 | 99.54 |
| 106/2 | Кв+Пл+Би+Ми | 68.04 | 0.33 | 17.54 | 0.89 | 1.21 | 0.05 | 0.95 | 3.49 | 4.92 | 2.00 | 0.16 | 0.31 | 99.89 |
| 116/2 | Кв+Пл+Ми+Би | 71.49 | 0.20 | 16.64 | 0.49 | 0.78 | 0.03 | 0.34 | 2.46 | 5.45 | 1.70 | 0.13 | 0.32 | 100.03 |
| 131 | Кв+Пл+Би+Ми | 70.93 | 0.39 | 15.79 | 1.03 | 1.19 | 0.025 | 0.65 | 2.72 | 3.60 | 3.00 | 0.24 | 0.41 | 99.97 |
| 139/5 | Кв+Пл+Ми | 66.61 | 0.29 | 19.07 | 1.01 | 1.06 | 0.02 | 0.40 | 3.33 | 5.10 | 2.95 | 0.18 | 0.44 | 100.46 |
| 141/1 | Кв+Пл+Рог+Би+Ми | 70.54 | 0.27 | 15.47 | 1.18 | 0.86 | 0.03 | 0.71 | 2.70 | 4.78 | 3.00 | 0.05 | 0.40 | 99.99 |
| 143 | Кв+Пл+Ми+Би | 70.86 | 0.28 | 16.06 | 0.75 | 1.36 | 0.03 | 0.47 | 2.54 | 4.56 | 2.60 | 0.10 | 0.50 | 100.11 |
| 148 | Кв+Пл+Ми+Би+Рог | 70.63 | 0.28 | 15.44 | 1.05 | 0.93 | 0.036 | 0.85 | 2.60 | 4.43 | 2.95 | 0.18 | 0.43 | 99.80 |
| 161/3а | Кв+Пл+Ми+Би | 71.74 | 0.28 | 15.59 | 0.35 | 0.86 | 0.02 | 0.46 | 2.40 | 4.00 | 4.00 | 0.02 | 0.53 | 100.25 |
| 173/1а | Кв+Пл+Ми+Би+Му+Ка | 70.74 | 0.28 | 16.51 | 0.67 | 1.01 | 0.01 | 0.86 | 2.70 | 4.91 | 2.13 | 0.24 | 0.39 | 100.45 |
| 180 | Кв+Пл+Ми+Би | 71.58 | 0.21 | 15.54 | 1.17 | 0.96 | 0.02 | 0.74 | 2.80 | 4.75 | 1.85 | 0.14 | 0.35 | 100.11 |
| 190/26 | Кв+Пл+Ми+Би+Мг | 72.88 | 0.25 | 14.55 | 1.10 | 0.72 | 0.01 | 0.29 | 1.98 | 4.22 | 3.25 | 0.05 | 0.55 | 99.85 |
| 207/1 | Кв+Пл+Ми+Би | 72.06 | 0.25 | 15.23 | 1.02 | 0.79 | 0.03 | 0.15 | 2.34 | 4.75 | 2.50 | 0.05 | 0.40 | 99.57 |
| Средний состав | | | | | | | | | | | | | | |
| \bar{x} | | 71.29 | 0.24 | 15.85 | 0.78 | 0.96 | 0.02 | 0.54 | 2.49 | 4.31 | 2.96 | - | 0.39 | |
| S | | 1.89 | 0.08 | 1.26 | 0.35 | 0.34 | 0.01 | 0.27 | 0.57 | 0.58 | 0.95 | - | 0.05 | |

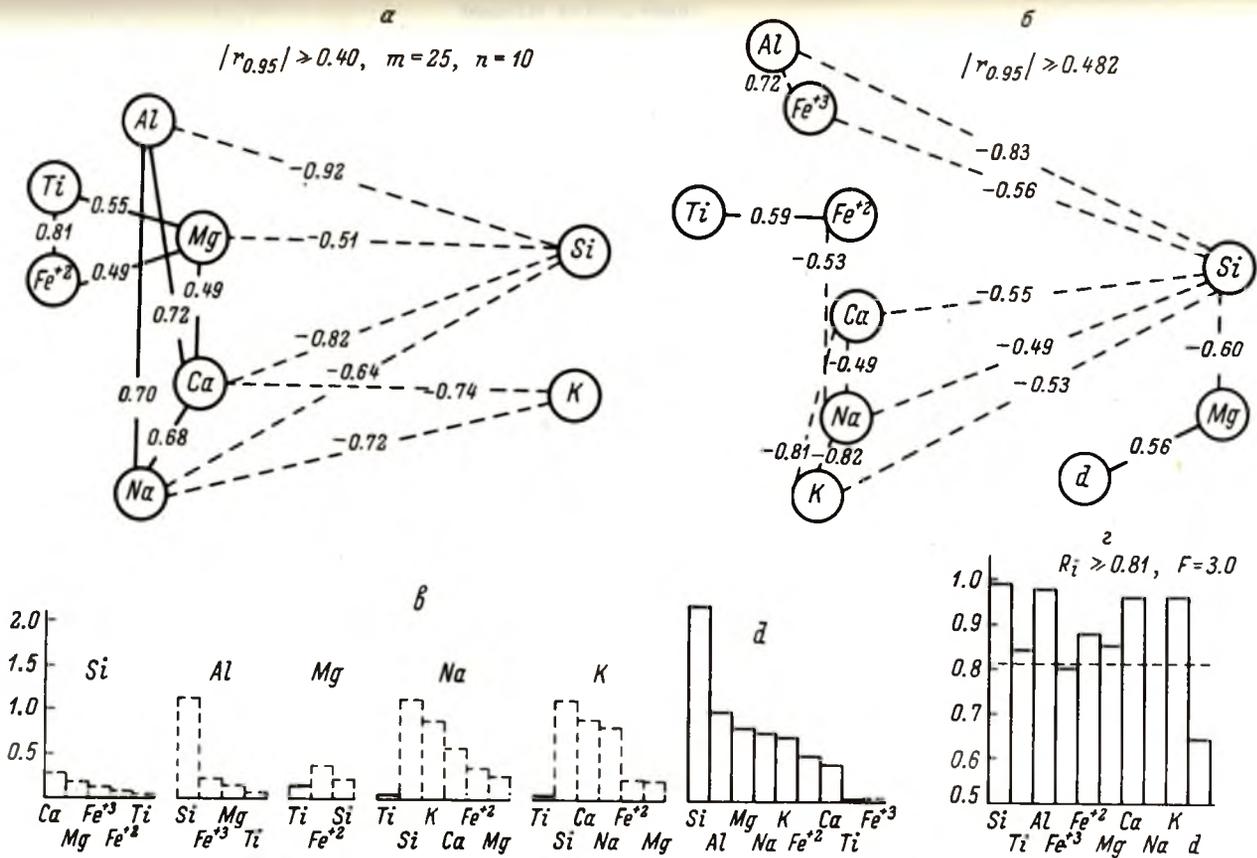


Рис. 36. Корреляция плотности d с химическим составом плагиомикроклиновых гранитов (в кислородных отношениях).
 а - парная корреляция; б - частная корреляция; в - коэффициенты уравнения множественной регрессии; г - сводные коэффициенты корреляции.

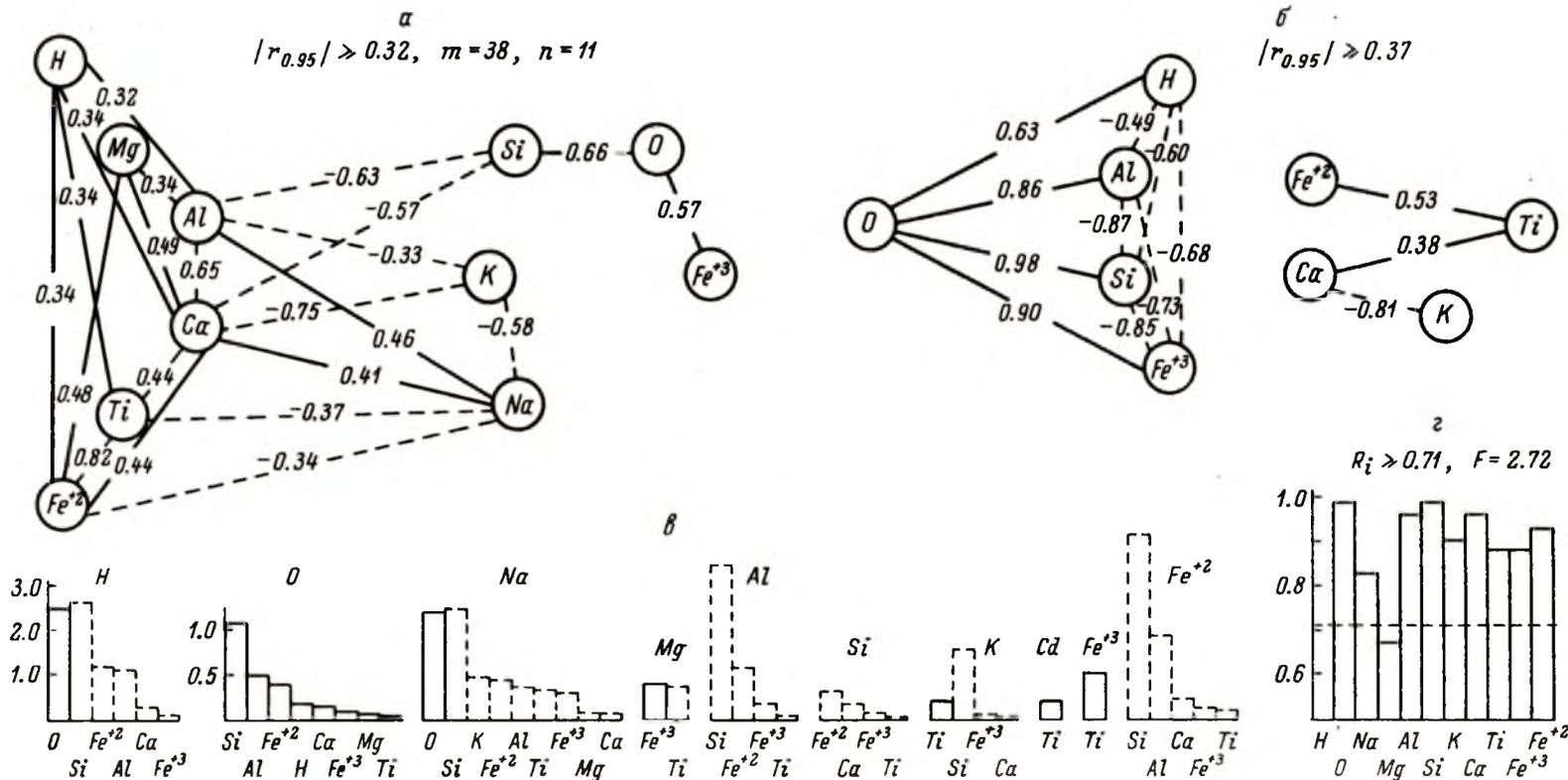


Рис. 37. Данные корреляционного анализа породообразующих элементов плагиомикроклинных гранитов.

а - парная корреляция; б - частная корреляция; в - коэффициенты уравнения множественной регрессии; г - сводные коэффициенты корреляции.

Сводные коэффициенты корреляции породообразующих элементов, за исключением магния, выше уровня значимости. Однако это не может служить достаточным основанием для того, чтобы предполагать вынос магния. Последний концентрируется главным образом в роговой обманке, которая распределяется крайне неравномерно. Поэтому слабую зависимость Mg от содержания других элементов можно объяснить неравномерностью распределения роговой обманки.

При образовании плагиомикроклиновых гранитов за счет плагиоклазовых изменений физических свойств пород и минералов не происходит (табл. 29).

Поведение элементов-примесей при образовании плагиомикроклиновых гранитов. Образование плагиомикроклиновых гранитов за счет плагиоклазовых сопровождается увеличением содержания свинца и бария, геохимия которых тесно связана с геохимией калия (рис. 32). Главными концентраторами этих элементов являются полевые шпаты, среди которых основная роль принадлежит микроклину, и поэтому увеличение их содержания естественно связывать с увеличением содержания микроклина. Бериллий и хром, инертные в период раннего гранитообразования, выносятся. Содержание Ua и Zr остается постоянным.

Среднее содержание элементов, выносимых при образовании плагиогранитов (Ni , Co , V , Y), уменьшается при втором этапе гранитообразования, что связано с уменьшением содержания их главного концентратора — биотита. Содержание стронция при втором этапе гранитообразования по сравнению с первым заметно уменьшается. Полностью исчезает скандий. Таким образом, претерпев два этапа гранитообразования, как породы, так и отдельные породообразующие минералы в значительной степени обедняются некоторыми элементами-примесями.

Жильные микроклиновые граниты

Микроклиновые граниты, инъецирующие метаморфические породы и плагиогранитоиды, наблюдаются в виде многочисленных жил северо-восточного и северо-западного простирания на всей площади исследованного района. Жилы встречаются в амфиболитах, гнейсах и плагиогранитах. Самая высокая их концентрация создает две параллельные северо-восточные субширотные зоны, которые секут структуры метаморфических пород и являются зонами повышенной проницаемости. В частности, в южной зоне, проходящей через дер. Вокнаволок—Пиртигуба, наблюдаются наиболее частые разрывы сплошности слоев со значительными перемещениями. Трещины обычно заполнены микроклиновыми гранитами.

Микроклиновые граниты, как правило, послойно мигматизируют метаморфический субстрат и выполняют все имеющиеся ослабленные зоны. Внедрение их происходило многократно и растянуто во времени. Так, например, северо-восточнее дер. Пиртигубы наблюдаются три системы жил микроклиновых гранитов:

- 1) наиболее ранние жилы согласны или почти согласны гнейсовидности вмещающих плагиогранито-гнейсов и собраны вместе с ними в пологие изгибы;
- 2) более поздняя система жил ориентирована в направлении СВ 20° , жилы прямолинейны и приурочены к трещинам, вдоль которых происходит смещение ранних жил, амплитуда смещения достигает 40 см;
- 3) наиболее поздние прямолинейные жилы, секущие ранние системы жил, ориентированы в направлении СЗ 280° .

Жилы микроклиновых гранитов обычно вертикальные или крутопадающие. Как правило, они маломощны. Наиболее распространенная мощность — первые десятки сантиметров, изредка встречаются жилы, мощность которых превышает 1 м.

Иногда наблюдаются мелкие трещинные тела гранитов неправильной формы (рис. 38). Как видно на рисунке, северо-западный контакт асимметрично-го трещинного тела угловатый, вертикальный, сечет структуры вмещающих пород. Северный контакт также секущий, прямолинейный и падает в сторону гранитов. Восточный контакт пологий и подчинен слоистости вмещающих по-

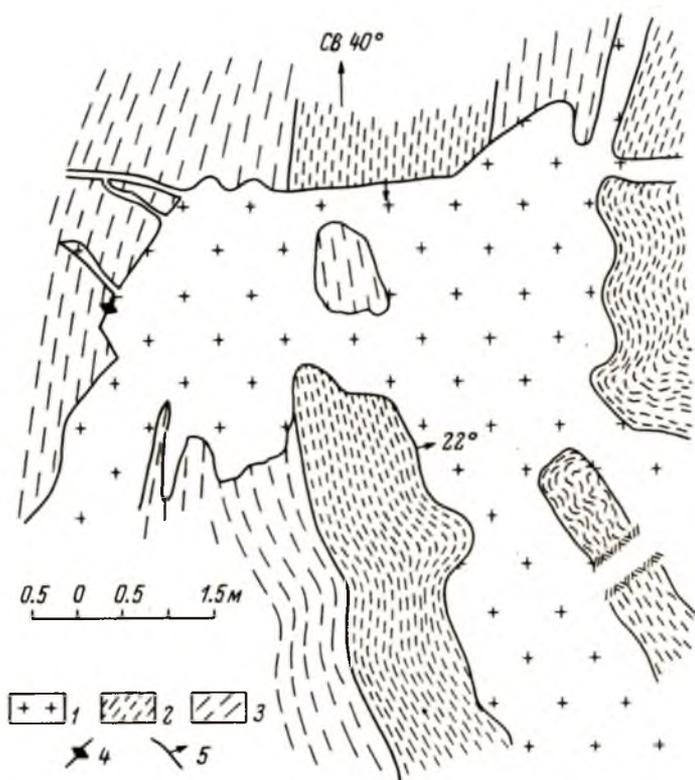


Рис. 38. Жила микроклинового гранита в толще переслаивания биотитовых и амфиболовых гнейсов.

1 - гранит; 2 - амфибол-биотитовый гнейс; 3 - амфиболовый гнейс; 4 - вертикальное падение контакта; 5 - наклонное падение контакта.

род. Таким образом, магма внедрялась по вертикальной трещине и распространялась по плоскости напластования.

Все жильные граниты имеют типичную кирпично-красную окраску микроклина и дымчатый, до черного, цвет кварца. Структурно среди них выделяют две разновидности: средне- или мелкозернистые и пегматоидные. Микроклин в последних имеет тенденцию к образованию овоидов, размер которых иногда достигает 10 см по длинной оси. Как пегматоидные, так и среднезернистые граниты сложены одинаковыми минералами (кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, иногда мусковит).

Микроклин является самым распространенным минералом в гранитах и количественно преобладает над плагиоклазом. Как правило, он пертитовый, имеет ксеноморфные или слабо идиоморфные очертания. Соотношение щелочей

Таблица 42

Оптические и физические свойства плагиоклаза

| Номер образца | Удельный вес | N_g' | N_p' | Номер плагио-клаза |
|---------------|--------------|--------|--------|--------------------|
| 19 | 2.64 | 1.551 | 1.543 | 30 |
| 25/12а | - | 1.550 | 1.542 | 27-28 |
| 33/5 | 2.83 | 1.549 | 1.540 | 25+1 |
| 47/4 | 2.62 | 1.549 | 1.542 | 27-28 |
| 48/1 | - | 1.550 | 1.543 | 29 |
| 52/2а | - | 1.548 | 1.541 | 25 |
| 52/3 | - | 1.551 | 1.543 | 30 |
| 52/5 | 2.59 | 1.549 | 1.541 | 26-27 |
| 68/2 | 2.62 | 1.551 | 1.542 | 29+1 |
| 856 | - | 1.547 | 1.541 | 24+2 |
| 120/6 | - | 1.550 | 1.543 | 29 |
| 120/7 | - | 1.549 | 1.541 | 26-27 |
| 133 | 2.62 | 1.553 | 1.544 | 35-32 |

в микроклине, по данным химического анализа (обр. 47/4), составляет (в вес.%): K_2O - 14.80 и Na_2O - 7.64, что в переводе на нормативный состав определяет состав микроклина жильных гранитов как $Or_{56}Al_{44}$. Он ассоциирует с плагиоклазом состава 27-28% Al (табл. 42). По термометру Барта (Дир и др., 1966), температура их кристаллизации превышает $1000^{\circ}C$.

Состав калиевого полевого шпата микроклиновых гранитов близок химическому составу калиевого полевого шпата гранитов рапакиви (Свириденко, 1968а). Плагиоклаз в микроклиновых гранитах распространен неравномерно, а в отдельных жилах наблюдается в виде единичных зерен. Крайне бедны плагиоклазом крупнозернистые пегматоидные граниты. Содержание плагиоклаза обычно повышается в приконтактных зонах жил. Непостоянен также и состав плагиоклаза, колеблющийся от 22 до 35% Al (табл. 42). При этом наблюдается зависимость состава плагиоклаза гранитных жил от состава вмещающих пород. Удельный вес плагиоклаза жильных гранитов колеблется в тех же пределах, что и удельный вес плагиоклаза плагио-микроклиновых метаморфогенных гранитов. Весьма часто наблюдаются значения, типичные для плагиоклаза гнейсов. Частично это обусловлено широкими зонами нечетких контактов между жильными телами и вмещающими плагиогранитоидами.

Биотит является самым ксеноморфным минералом. Содержание его обычно не превышает 5% породы, распределен неравномерно. Оптические и физические свойства биотитов жильных гранитов и метаморфогенных плагио-микроклиновых гранитов в принципе аналогичны. По химическому составу они также весьма близки (табл. 43). При сравнении средних составов биотитов этих гранитов (табл. 40) видно, что значимые различия между ними наблюдаются лишь по содержанию титана. Общая железистость и степень окисленности железа одинаковы.

Кварц микроклиновых гранитов повсеместно представлен морионом, что является их специфической чертой. Удельный вес кварца несколько выше удельного веса кварца из гнейсов и метаморфогенных гранитоидов. Кварц жильных гранитов в отличие от кварца метаморфических пород весьма беден элементами-примесями.

Акцессорными минералами жильных микроклиновых гранитов являются циркон, ортит, апатит, магнетит, ильменит.

Таблица 43

Химический состав (в вес.%) и количество ионов в пересчете катионным методом биотитов жильных микроклиновых гранитов района оз. Верхнее Куйто (аналитик В.А. Доильнищина)

| Номер образца | Оксиды | | | | | | | | | | | | | п.п.п. | сумма |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|---------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|------|--------|-------|
| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | | | |
| 19 | 34.85 | 3.55 | 16.72 | 3.47 | 18.68 | 0.19 | 9.37 | He обн. | 0.08 | 9.22 | 0.57 | 1.65 | 1.36 | 99.71 | |
| 33/5 | 35.18 | 1.74 | 18.18 | 4.43 | 18.24 | 0.22 | 8.12 | 0.38 | 0.28 | 8.78 | 0.60 | 1.05 | 3.19 | 100.39 | |
| 47/4 | 36.43 | 1.41 | 17.31 | 3.56 | 17.66 | 0.15 | 8.84 | 1.22 | 0.28 | 8.12 | 0.55 | 1.26 | 2.86 | 99.69 | |
| 48/1 | 35.38 | 1.51 | 18.03 | 3.43 | 17.00 | 0.27 | 10.75 | 0.30 | 0.32 | 7.90 | 0.57 | 1.39 | 3.06 | 99.91 | |
| 68/2 | 36.98 | 3.72 | 14.44 | 5.61 | 14.24 | 0.66 | 11.25 | He обн. | 0.16 | 8.22 | 0.50 | 1.55 | 2.24 | 99.57 | |
| 109 | 35.66 | 2.50 | 17.53 | 4.15 | 15.23 | 0.24 | 10.48 | 1.55 | 0.20 | 8.34 | 0.33 | 1.55 | 1.96 | 99.72 | |
| 120/7 | 31.96 | 6.24 | 15.18 | 8.74 | 15.01 | 0.25 | 9.54 | 0.20 | 0.28 | 8.20 | 0.55 | - | 3.67 | 99.82 | |

| Номер образца | Элементы | | | | | | | | | | | | | f | F | F ₀ | a _{Si} | K _{Al} |
|---------------|----------|------|------|------|------|------------------|------------------|------|------------------|------|------------------|----------------|-----------------|-------|------|----------------|-----------------|-----------------|
| | K | Na | Ca | Mg | Mn | Fe ⁺² | Fe ⁺³ | Ti | Al _{VI} | Si | Al _{IV} | O ⁻ | OH ⁻ | | | | | |
| 19 | 0.92 | 0.02 | - | 1.10 | 0.01 | 1.22 | 0.20 | 0.21 | 0.26 | 2.72 | 1.28 | 0.54 | 1.46 | 52.6 | 56.3 | 14.1 | 32.0 | 22.71 |
| 33/5 | 0.87 | 0.04 | 0.03 | 0.98 | 0.02 | 1.20 | 0.26 | 0.10 | 0.44 | 2.76 | 1.24 | 0.71 | 1.29 | 55.04 | 59.8 | 17.8 | 31.0 | 24.42 |
| 47/4 | 0.82 | 0.04 | 0.10 | 1.06 | 0.01 | 1.12 | 0.21 | 0.09 | 0.49 | 2.88 | 1.12 | 0.82 | 1.18 | 50.9 | 55.2 | 15.8 | 28.0 | 23.33 |
| 48/1 | 0.77 | 0.05 | 0.02 | 1.23 | 0.02 | 1.10 | 0.19 | 0.09 | 0.37 | 2.73 | 1.27 | 0.33 | 1.67 | 47.2 | 51.2 | 14.7 | 31.75 | 23.8 |
| 68/2 | 0.81 | 0.02 | - | 1.31 | 0.04 | 0.92 | 0.33 | 0.21 | 0.19 | 2.87 | 1.13 | 0.64 | 1.36 | 41.2 | 48.7 | 26.24 | 28.25 | 19.55 |
| 109 | 0.82 | 0.03 | 0.13 | 1.21 | 0.01 | 0.99 | 0.25 | 0.15 | 0.39 | 2.78 | 1.22 | 0.83 | 1.17 | 45.0 | 50.6 | 20.0 | 35.0 | 23.54 |
| 120/7 | 0.88 | 0.04 | 0.02 | 1.13 | 0.02 | 1.00 | 0.52 | 0.37 | - | 2.54 | 1.42 | 0.72 | 1.28 | 47.0 | 57.4 | 34.2 | 35.5 | 21.48 |

Химический состав (в вес.%) жильных микроклиновых гранитов (аналитики Т.М. Брагина, З.П. Помазан, А.Ф. Федосеева, В.А. Кукина, Р.Ф. Сарафанова, Г.И. Капустина)

| Номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|---------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| 19 | 66.62 | 0.55 | 17.76 | 0.08 | 1.68 | 0.04 | 1.04 | 2.52 | 3.33 | 5.46 | 0.13 | 0.70 | 99.91 |
| 25/12а | 70.64 | 0.35 | 15.19 | 1.70 | 0.94 | 0.03 | 0.30 | 1.46 | 2.67 | 5.72 | 0.17 | 1.19 | 100.36 |
| 33/5 | 68.66 | 0.60 | 15.68 | 1.27 | 2.38 | 0.04 | 0.83 | 1.76 | 2.80 | 5.11 | 0.10 | 0.72 | 99.95 |
| 47/4 | 67.53 | 0.48 | 16.59 | 0.92 | 1.93 | 0.057 | 1.13 | 2.64 | 3.05 | 5.33 | 0.15 | 0.68 | 100.48 |
| 48/1 | 70.60 | 0.31 | 15.27 | 0.58 | 1.79 | 0.044 | 1.25 | 2.22 | 2.66 | 4.83 | 0.23 | 0.54 | 100.32 |
| 52/2а | 73.67 | 0.09 | 14.51 | 0.47 | 0.52 | 0.017 | 0.22 | 1.24 | 3.02 | 5.66 | 0.16 | 0.15 | 99.72 |
| 52/2б | 72.96 | 0.10 | 15.37 | 0.30 | 0.59 | Сл. | 0.25 | 2.44 | 3.22 | 4.50 | 0.16 | 0.16 | 100.05 |
| 52/3 | 73.76 | 0.05 | 15.33 | 0.19 | 0.21 | Сл. | He обн. | 2.02 | 2.96 | 5.27 | 0.13 | 0.26 | 100.18 |
| 52/5 | 73.02 | 0.14 | 14.76 | 0.43 | 0.79 | 0.01 | 0.09 | 1.04 | 2.19 | 6.76 | 0.14 | 0.22 | 99.59 |
| 68/2 | 72.66 | 0.71 | 15.02 | 0.47 | 0.22 | 0.01 | 0.14 | 0.82 | 2.81 | 7.00 | 0.17 | 0.16 | 100.19 |
| 85б | 76.66 | 0.05 | 13.18 | 0.27 | 0.21 | 0.007 | 0.04 | 0.58 | 2.66 | 5.75 | 0.11 | 0.15 | 99.66 |
| 117/4в | 68.92 | 0.15 | 16.40 | 0.48 | 0.64 | 0.01 | 0.22 | 1.10 | 2.90 | 8.66 | 0.19 | 0.25 | 99.92 |
| 120/6 | 70.00 | 0.17 | 15.39 | 0.84 | 0.52 | 0.01 | 0.38 | 0.54 | 2.25 | 10.00 | 0.05 | 0.34 | 100.49 |
| 120/7 | 69.32 | 0.35 | 15.41 | 1.80 | 1.07 | 0.025 | 0.35 | 1.24 | 3.04 | 6.83 | 0.38 | 0.24 | 100.05 |
| 133 | 70.34 | 0.50 | 14.79 | 1.69 | 1.57 | 0.02 | 0.60 | 1.95 | 2.81 | 4.92 | 0.22 | 0.42 | 99.83 |
| 52б | 73.68 | 0.14 | 14.07 | 0.53 | 0.49 | 0.02 | 0.17 | 0.86 | 2.88 | 6.52 | 0.07 | 0.28 | 99.71 |
| 1049/2 | 73.00 | 0.08 | 15.10 | 0.39 | 0.28 | 0.01 | 0.23 | 1.74 | 3.87 | 4.65 | 0.17 | 0.23 | 99.75 |
| 1127/2 | 66.32 | 1.07 | 15.44 | 2.32 | 2.90 | 0.05 | 0.49 | 2.55 | 3.33 | 4.24 | 0.10 | 1.06 | 99.87 |
| 109 | 69.23 | 0.28 | 16.80 | 0.91 | 0.93 | 0.03 | 0.86 | 2.55 | 3.75 | 3.75 | 0.14 | 0.62 | 99.85 |
| Средний состав | | | | | | | | | | | | | |
| \bar{x} | 71.46 | 0.28 | 15.5 | 0.79 | 0.89 | 0.02 | 0.41 | 1.52 | 2.91 | 5.38 | - | 0.37 | - |
| s | 7.86 | 0.22 | 0.84 | 0.56 | 0.70 | 0.01 | 0.36 | 0.67 | 0.35 | 1.70 | - | 0.18 | - |

Химический состав жильных гранитов представлен в табл. 44. Характерной особенностью их являются высокое содержание кремнезема, достигающее 76.66%, и высокое содержание окиси калия. Содержание железа и кальция непостоянно, что объясняется процессами гибридности.

В отличие от метаморфической природы процессов, участвующих при раннем гранитообразовании, гранитообразование второго этапа носит смешанный характер. Плаггиомикроклиновые граниты образуются при реакциях, в которых взаимодействуют твердые плаггиогранитоиды и плаггиогранито-гнейсы с инъецированным гранитным расплавом. Генезис данного расплава рассматривается ниже, так как данные граниты как по составу, так и по времени образования сопоставимы с жильными гранитами нижнепротерозойских мигматитов. Отметим лишь влияние данного расплава на вмещающие породы. Разложение биотита с образованием магнетита и микроклина (рис. 35) может рассматриваться как обезвоживание твердых пород во время инъекции недосыщенного водой гранитного расплава. Кроме того, оно является следствием повышения температуры и парциального давления кислорода.

Жилы гранитов наблюдаются во всех без исключения породах, так как распространение их контролируется не литологией, а тектоникой. Несмотря на то что внедрение калиевой гранитной магмы было многократным и осуществлялось в длительный промежуток времени, главное гранитизирующее воздействие она оказывает в период складчатости.

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ ПО НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИМ ПОРОДАМ

Мигматиты по нижнепротерозойским образованиям на территории Западной Карелии слагают огромные площади. Из них ведущая роль принадлежит ребольским мигматитам и мигматит-гранитам, образование которых происходит в период инверсии нижнепротерозойской геосинклинали. Мигматит-граниты всегда синтетектоничны по отношению к складчатости. С ребольским периодом тектогенеза синтетектоническими являются ребольские мигматиты и мигматит-граниты, с селецким тектогенезом – селецкие мигматиты и мигматит-граниты.

Если в нижнем структурном ярусе региональным распространением пользуются гранитоиды плаггиогранитной серии, образовавшиеся за счет метаморфических пород, а инъекционные мигматиты приурочены к линейным зонам, то во втором структурном ярусе, представленном отложениями тикшозерской и гимольской серий, инъекционные мигматиты распространены регионально. Имеются различия и в характере перекристаллизации субстрата, заключающиеся главным образом в том, что во втором структурном ярусе широким распространением пользуется порфиробластез. Крупные порфиробласты полевого шпата здесь не подчиняются гнейсовидности пород (Кратц и др., 1969). В комплексе фундамента ранних карелид перекристаллизация всегда происходит в период складчатых деформаций.

Ребольские мигматит-граниты

Широкое развитие полимигматитов на территории Западной Карелии, сформированных посредством наложения селецких мигматитов и мигматит-гранитов на ранее сформированные ребольские мигматит-граниты, затрудняет

выяснение особенностей формирования последних. Такая возможность представляется в тех участках, где нижнепротерозойские структуры не осложнены селешкой складчатостью. Примером может служить район северо-восточнее оз. Лексозеро (рис. 4). Залегание метаморфической полосчатости здесь преимущественно субширотное, с падением в северных румбах под углом 60–80°. В подчиненном количестве наблюдаются встречные падения. Довольно широко распространена ранняя линейность, погружающаяся на север и северо-восток под углом 20–45°. В целом в ребольский период деформации образуются сжатые линейные складки, погружающиеся на северо-восток под углом 30–40°. В центральной части района они осложнены субмеридиональными складками, погружающимися на север под аналогичными углами.

Формирование ребольских мигматит-гранитов носило длительный прерывистый характер. В доскладчатый либо межскладчатый период происходило внедрение жил гранита нормального ряда и имел место полевощатовый порфиробластез, который выражается в образовании крупных (2–3 см по длинной оси) порфиробластов плагиоклаза и калиевого полевого штата. Одновременно наблюдается общее укрупнение структуры. Время образования порфиробластов определяется недостаточно четко. Можно лишь констатировать, что они сформированы до субмеридиональной сланцеватости. Порфиробластез наблюдается вдоль меридиональной зоны протяженностью около 50 км при ширине до 10 км (рис. 4). Окраска порфиробластов как плагиоклаза, так и калиштата светло-серая в породах среднего состава и розовато-серая в гранитах. Во многих обнажениях устанавливается первично-слоистое строение пород, подвергшихся порфиробластезу.

Внедрение магмы жильных гранитов осуществлялось по трещинам преимущественно северо-восточного направления. От секущих жил отходят апофизы по плоскостям напластования, образующие послойные мигматиты. Жилы подобных мигматитов не выдержаны по мощности, часто выклиниваются, контакты секущих жил носят эруптивный характер. На инъекционные мигматиты накладывается субмеридиональный кливаж. Нередко они сминаются в мелкие складки с осевыми плоскостями СВ 5–СВ 30°, погружающиеся на северо-восток под углом 30–40°. С осложняющими субмеридиональными деформациями связано внедрение небольших по мощности (первые метры) жильных тел гранитов нормального ряда. Обычно они приурочены к субмеридиональным зонам скалывания. В отличие от бластокатакlastической структуры жильных гранитов субширотного простирания структура гранитов субмеридиональных трещинных тел массивная, гипидиоморфнозернистая, местами гранофировая.

Многоэтапность в формировании жильного материала формаций мигматитов и мигматит-гранитов, по-видимому, является довольно широко распространенной (Другова и др., 1972).

Состав мигматит-гранитов весьма пестрый. В большой мере он определяется составом первоначального субстрата. В амфиболовых разновидностях гранитов, как правило, содержатся скиалиты амфиболовых гнейсов и сланцев, в биотитовых гранитоидах – соответственно скиалиты биотитовых гнейсов и сланцев. В меньшей мере состав мигматит-гранитов определяется гранитизирующим воздействием вещества мигматитовых жил.

Количественно-минералогический состав жильного гранита представлен в табл. 45. Главными породообразующими минералами являются кварц, микроклин, плагиоклаз. В подчиненном количестве встречаются биотит, мусковит, хлорит, эпидот, магнетит. Кварц и плагиоклаз распределены относительно равномерно. Менее равномерно распределен микроклин. Остальные минералы встречаются спорадически, и появление их обязано процессам гибридности либо более поздним наложенным процессам. Структуры гранита преимущественно бластокатакlastические. К микротрещинам дробления обычно приурочен мусковит, реже хлорит. Биотит и амфибол жильными гранитами усваиваются из субстрата.

Таблица 45

Количественно-минералогический состав жильных гранитов
ребольских мигматит-гранитов

| Номер образца | Кварц | Плагиоклаз | Микроклин | Биотит | Мусковит | Эпидот | Аксессуары минералы |
|----------------|-------|------------|-----------|-----------------|------------------|--------|---------------------|
| 750/3 | 27.8 | 28.2 | 32.7 | 3.2 | 1.2 | 6.0 | 0.9 |
| 774/2 | 27.3 | 35.0 | 34.5 | 1.8 | (амфибол) 1.4 | - | (хлорит) |
| 830/1 | 4.4 | 34.3 | 54.8 | 1.5 | - | 1.7 | 3.3 |
| 849/3 | 31.2 | 61.4 | 2.3 | (хлорит) 5.1 | - | - | (рудный) |
| 905/3 | 38.6 | 45.6 | 9.0 | 2.8 | 4.0 | - | - |
| 906/2 | 19.8 | 68.5 | 0.4 | 6.3 | 5.0 | - | - |
| 908/3 | 33.0 | 56.1 | 4.5 | 3.2 | 2.8 | 0.4 | - |
| 915/2 | 43.6 | 32.3 | 20.9 | 2.8 | - | - | 0.4 |
| 920/2 | 22.3 | 25.6 | 49.6 | 1.3 | - | - | 1.2 |
| 940/3 | 28.4 | 32.2 | 37.2 | 1.6 | 0.7 | - | (хлорит) |
| 949/2 | 19.0 | 15.7 | 65.3 | - | - | - | - |
| 1018/1 | 42.1 | 35.1 | 21.4 | 0.3 | 1.2 | - | - |
| 1020/1 | 46.5 | 10.1 | 41.3 | 1.7 | 0.4 | - | - |
| 1034/2 | 13.7 | 74.6 | 8.3 | - | 2.9 | 0.5 | - |
| 1041/2 | 22.6 | 38.4 | 34.1 | 0.5 | 4.4 | - | - |
| 1043/2 | 35.7 | 50.7 | 8.4 | 5.2 | - | - | - |
| 1055 | 26.7 | 46.4 | 17.5 | 3.8 | 4.6 | 1.0 | - |
| 1057/1 | 21.5 | 38.5 | 28.5 | 8.9 | 2.6 | - | - |
| 1072/2 | 30.0 | 44.9 | 23.4 | 1.7 | - | - | - |
| 1087/2 | 22.6 | 44.3 | 26.0 | - | 5.2 | 0.9 | 1.0 |
| 1098/1 | 21.1 | 31.7 | 47.2 | - | - | - | (хлорит) |
| 1106 | 29.1 | 30.8 | 31.4 | 3.3 | 5.3 | - | - |
| 1117/2 | 25.0 | 32.3 | 40.9 | - | 1.8 | - | - |
| 1127/1 | 33.8 | 48.0 | 18.2 | - | - | - | - |
| 1153/1 | 6.2 | 28.4 | 65.4 | - | - | - | - |
| 1264/1 | 32.1 | 53.5 | 5.4 | 8.1 | - | 0.5 | 0.4 |
| 1077/2 | 40.8 | 32.2 | 27.0 | - | - | - | - |
| Средний состав | | | | | | | |
| \bar{x} | 27.4 | 40.1 | 28.0 | 2.3 | - | - | - |
| s | 10.2 | 14.3 | 18.07 | 2.49 | - | - | - |
| v | 37.3 | 35.64 | 64.66 | 110.49 | - | - | - |

Плагиоклаз жильных гранитов характеризуется повышенной основностью и непостоянством состава (19–33% Al_2O_3). Четко устанавливается зависимость основности плагиоклаза жильного гранита от основности плагиоклаза субстрата (рис. 39). Обычно различие между ними лежит в пределах точности измерения. Средний состав плагиоклаза – 27% Al_2O_3 (при $s = 3.3$ и $v = 12.07$).

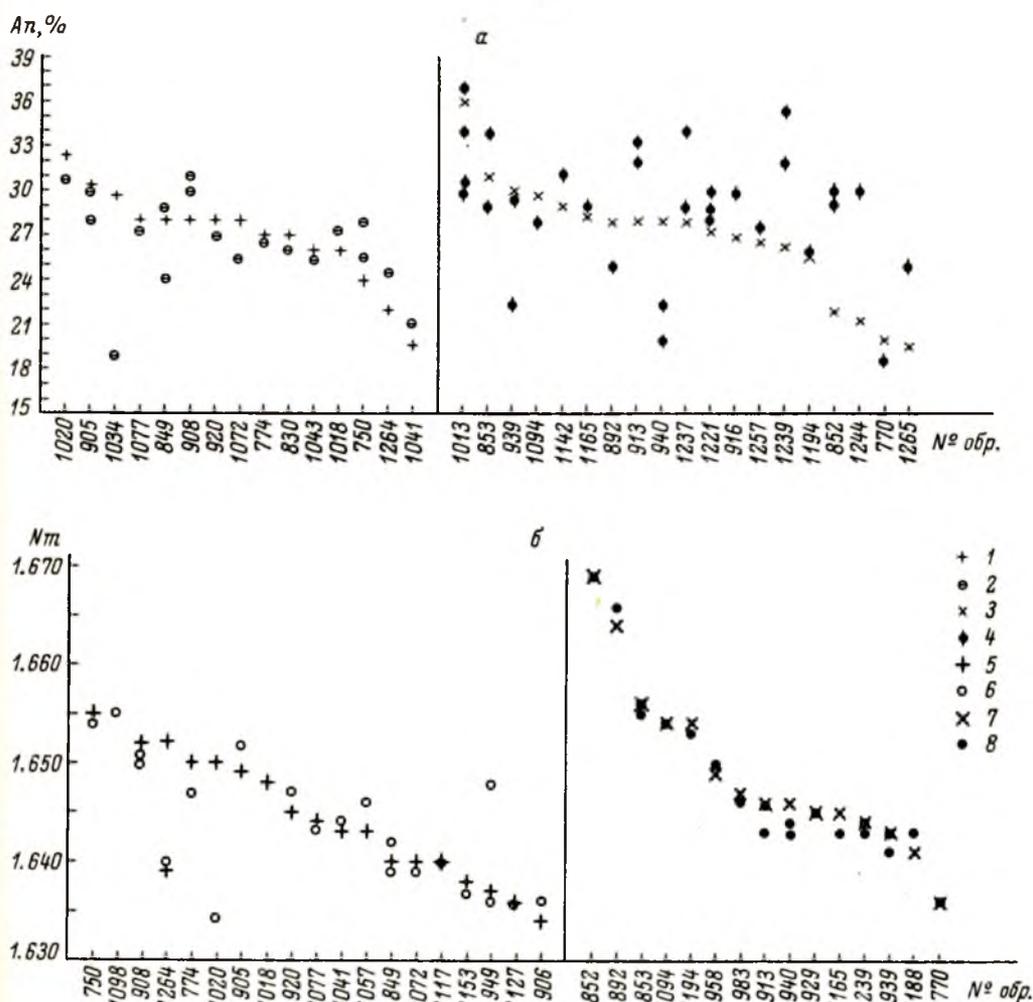


Рис. 39. Соотношение плагиоклаза (а) и биотита (б) жильных гранитов мигматитов с соответствующими минералами субстрата.

1 - плагиоклаз жильного ребольского гранита; 2 - плагиоклаз ребольского субстрата; 3 - плагиоклаз жильного селецкого гранита; 4 - плагиоклаз субстрата селецкого мигматита; 5 - биотит жильного ребольского гранита; 6 - биотит ребольского субстрата; 7 - биотит жильного селецкого гранита; 8 - биотит субстрата селецкого мигматита.

Калиевый полевой шпат, будучи главным породообразующим минералом жильных гранитов, имеет первостепенное значение. Состав и структура его дают информацию о первичном веществе жильных гранитов и об условиях их формирования. По структурному состоянию он отвечает промежуточному микроклину, иногда близок к максимальному микроклину (табл. 46). Для микроклина характерно повышенное содержание окиси калия; содержание бария и стронция (табл. 46) заметно выше, чем в микроклине жильных гранитов поздненижнепротерозойской формации мигматит-гранитов.

Таблица 46

Структурное состояние и состав калиевого полевого шпата жильного гранита нижнепротерозойских мигматит-гранитов

| Номер образца | Ортоклаз, % | K ₂ O, % | Степень три-клинности | BaO, % | SrO, % |
|--------------------|-------------|---------------------|-----------------------|--------|--------|
| Ребольские граниты | | | | | |
| 929 | 82.5 | 14.9 | 0.89 | 0.56 | 0.054 |
| 789 | 87.0 | 14.9 | 0.88 | 0.68 | 0.023 |
| 773 | 89.5 | 14.6 | 0.89 | 0.58 | 0.035 |
| 959/3 | 89.0 | - | 0.86 | 0.54 | 0.029 |
| 939б | 88.0 | 15.05 | 0.93 | 0.46 | 0.023 |
| 939а | 89.0 | 14.75 | 0.91 | 0.63 | 0.016 |
| 931 | 95 | 15.25 | 0.92 | 0.40 | 0.014 |
| 406/1а | - | - | - | 0.7 | 0.024 |
| Селецкие граниты | | | | | |
| 2/3 | 84.5 | 14.9 | 0.92 | 0.26 | 0.006 |
| 34/2 | 90.0 | 14.75 | 0.93 | 0.12 | 0.0041 |
| 41 | 85.0 | 15.15 | 0.86 | 0.21 | 0.0037 |
| 80 | 89.5 | 14.9 | 0.91 | 0.2 | 0.003 |
| 812 | 87.0 | 14.75 | 0.92 | 0.14 | 0.76 |
| 852б | 88.0 | 15.20 | 0.97 | 0.032 | 0.0084 |
| 916а | 80.5 | 14.75 | 0.83 | 0.37 | 0.048 |
| 1000/2 | 88.5 | 15.25 | 0.86 | 0.19 | 0.049 |

Химический состав жильных гранитов представлен в табл. 47. Основной особенностью химического состава является высокое содержание окиси калия, большей частью превышающее 5%. В целом химический состав гранитов, так же как и минералогический состав, неоднороден.

Жильный гранит оказывает гранитизирующее воздействие на метаморфический субстрат. Интенсивность воздействия зависит как от состава субстрата и его структуры, так и от тектонического положения. Гранитизированные породы имеют довольно пестрый состав благодаря тому, что гранитизация происходит неравномерно. В пределах отдельных обнажений наблюдаются частые взаимопереходы метаморфических пород в гранитоидные. Тем не менее общая направленность процесса гранитизации однотипна. Минералогический состав образующихся гранитоидов в определенной мере зависит от состава исходных пород. Так, гранитоиды, образующиеся при гранитизации амфиболовых разновидностей гнейсов, являются амфиболсодержащими. В результате гранитизации биотитовых гнейсов образуются биотитовые граниты. Наибольшая гранитизация устанавливается в тектонически ослабленных зонах.

Таблица 47

Химический состав (в вес.%) ребольских мигматит-гранитов (аналитики З.Я. Барменкова, Т.М. Брагина, Г.И. Капустина, З.П. Помазан, Г.К. Радионова)

| Номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|---------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| Жильные граниты | | | | | | | | | | | | | |
| 438/2 | 74.87 | Сл. | 14.79 | 0.14 | 0.31 | Сл. | Не обн. | 1.56 | 3.64 | 4.86 | 0.13 | 0.05 | 100.35 |
| 439/2 | 74.86 | 0.04 | 13.62 | 0.19 | 0.50 | 0.02 | Сл. | 0.26 | 2.50 | 8.06 | 0.13 | 0.17 | 100.35 |
| 774/2 | 70.86 | 0.13 | 15.54 | 1.06 | 0.57 | 0.03 | 0.50 | 1.22 | 3.12 | 6.57 | 0.13 | 0.50 | 100.23 |
| 830/1 | 63.24 | 0.33 | 16.62 | 3.57 | 2.23 | 0.03 | 0.41 | 1.86 | 3.37 | 7.04 | 0.19 | 0.74 | 99.63 |
| 908/3 | 76.08 | 0.13 | 14.00 | 0.72 | 0.93 | 0.02 | Сл. | 2.16 | 4.27 | 1.12 | 0.16 | 0.50 | 100.09 |
| 920/2 | 75.36 | Сл. | 13.84 | 0.25 | 0.29 | 0.01 | 0.02 | 0.72 | 2.75 | 6.24 | 0.15 | 0.22 | 99.85 |
| 929 | 73.29 | 0.01 | 15.14 | 0.09 | 0.64 | 0.02 | 0.05 | 0.56 | 3.15 | 6.55 | 0.21 | 0.09 | 99.80 |
| 940/3 | 68.06 | 0.08 | 16.98 | 0.79 | 1.00 | 0.02 | 0.07 | 0.78 | 3.31 | 8.22 | 0.20 | 0.12 | 99.63 |
| 9396 | 71.32 | 0.18 | 15.29 | 0.88 | 1.00 | 0.055 | 0.23 | 0.92 | 3.38 | 5.58 | 0.25 | 0.52 | 99.60 |
| 949/2 | 69.74 | Сл. | 15.69 | 0.19 | 1.15 | 0.02 | Сл. | 0.82 | 2.20 | 9.32 | 0.06 | 0.26 | 99.93 |
| 959/3 | 70.64 | 0.19 | 14.89 | 0.50 | 1.44 | 0.03 | 0.19 | 0.88 | 2.40 | 8.38 | 0.07 | 0.32 | 99.93 |
| 1018/1 | 73.42 | 0.05 | 16.68 | 0.27 | 0.29 | 0.01 | Сл. | 1.92 | 5.80 | 1.40 | Не обн. | 0.44 | 100.28 |
| 1020/1 | 74.54 | Сл. | 14.05 | 0.15 | 0.29 | 0.01 | " | 0.34 | 2.06 | 8.00 | | 0.27 | 99.71 |
| 1055 | 67.70 | 0.71 | 15.60 | 1.60 | 2.15 | 0.05 | 0.94 | 1.72 | 3.17 | 5.00 | 0.06 | 0.85 | 99.55 |
| 1057/1 | 68.88 | 0.63 | 15.49 | 1.40 | 1.80 | 0.04 | 0.57 | 1.32 | 3.07 | 5.69 | 0.03 | 0.78 | 99.70 |
| 1072/2 | 74.40 | 0.06 | 14.29 | 0.35 | 0.86 | 0.02 | 0.10 | 1.98 | 4.21 | 3.47 | 0.08 | 0.14 | 99.96 |
| 1098/1 | 76.16 | 0.08 | 12.89 | 0.35 | 0.43 | 0.01 | Сл. | 1.02 | 3.00 | 5.90 | 0.03 | 0.24 | 100.11 |

(BaO -0,50)

Таблица 47 (продолжение)

| Номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| Жильные граниты | | | | | | | | | | | | | |
| 1106 | 69.46 | 0.50 | 14.97 | 1.26 | 2.08 | 0.04 | 0.44 | 1.08 | 3.29 | 6.00 | 0.09 | 0.52 | 99.73 |
| 1127/1 | 75.46 | 0.05 | 13.27 | 0.83 | 0.28 | 0.02 | Сл. | 0.54 | 2.89 | 6.12 | 0.06 | 0.17 | 99.69 |
| Среднее | 72.02 | 0.17 | 14.93 | 0.77 | 0.96 | 0.029 | 0.18 | 1.14 | 3.24 | 5.97 | 0.11 | 0.36 | 99.85 |
| Порфиробластические гранодиориты-плагиограниты | | | | | | | | | | | | | |
| 45 | 71.48 | 0.25 | 15.01 | 1.82 | 1.30 | 0.04 | 0.80 | 3.22 | 3.81 | 2.28 | 0.07 | 0.29 | 100.37 |
| 66 | 70.26 | 0.20 | 15.32 | 0.55 | 2.44 | 0.04 | 0.75 | 3.14 | 3.44 | 3.44 | 0.10 | 0.63 | 100.31 |
| 939а | 69.80 | 0.40 | 15.29 | 1.18 | 1.79 | 0.04 | 1.18 | 2.02 | 4.16 | 3.15 | 0.19 | 0.68 | 99.88 |
| 1080 | 68.28 | 0.37 | 15.23 | 1.33 | 1.72 | 0.06 | 1.40 | 3.34 | 4.26 | 3.31 | 0.04 | 0.75 | 100.09 |
| 1099/2 | 67.16 | 0.39 | 16.24 | 0.80 | 2.08 | 0.06 | 1.45 | 3.10 | 4.14 | 3.64 | 0.04 | 0.87 | 99.97 |
| 318 | 66.86 | 0.32 | 15.20 | 1.67 | 2.01 | 0.04 | 1.30 | 3.05 | 5.20 | 3.00 | 0.08 | 0.60 | 99.33 |
| 711 | 68.66 | 0.45 | 14.60 | 2.40 | 2.44 | 0.06 | 0.65 | 3.52 | 4.80 | 1.20 | 0.19 | 0.64 | 99.61 |
| Среднее | 68.93 | 0.34 | 15.27 | 1.39 | 1.97 | 0.04 | 1.08 | 3.05 | 4.26 | 2.86 | - | - | - |

Таблица 48

Химический состав породообразующих минералов гранитизированных богатых кальцием пород (аналитик Т.М. Брагина)

| Окислы | Состав породы, вес. % | Плагиоклаз | | Роговая обманка | |
|--------------------------------|-----------------------|------------|-------|-----------------|--|
| | | вес. % | ф. е. | вес. % | ф. е. |
| SiO ₂ | 55.61 | 63.54 | 11.49 | 43.35 | 6.50 |
| TiO ₂ | 0.84 | Сл. | - | 0.93 | 0.10 |
| Al ₂ O ₃ | 17.60 | 23.25 | 4.96 | 9.42 | 1.50 Al ^{IV} , 0.16 Al ^{VI} |
| Fe ₂ O ₃ | 2.51 | 0.17 | 0.02 | 5.95 | 0.68 |
| FeO | 5.50 | - | - | 13.45 | 1.68 |
| MnO | 0.14 | Сл. | - | 0.34 | 0.05 |
| MgO | 4.33 | Не обн. | - | 10.25 | 2.30 |
| CaO | 5.60 | 3.88 | 0.76 | 11.87 | 1.91 |
| Na ₂ O | 5.00 | 9.16 | 3.20 | 1.44 | 0.42 |
| K ₂ O | 2.15 | Сл. | - | 1.10 | 0.20 |
| H ₂ O | 0.15 | 0.06 | - | 0.21 | 2.08 |
| П.п.п. | 1.06 | 0.08 | - | 2.09 | Fe ⁺² /(Fe ⁺² + + Mg)=0.42 |
| Сумма . . . | 100.49 | 100.14 | - | 100.40 | Fe ⁺³ /(Al ^{VI} + + Fe ⁺³)=0.81 |

Гранитизация богатых кальцием пород

Минимальное воздействие жильных мигматизирующих гранитов на амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов выражается в их биотитизации. Развитие биотита приурочено обычно к узкой зоне экзоконтакта гранитных жил (мощностью в несколько сантиметров), что указывает на генетическую связь биотитизации с жильным гранитом. Максимальная гранитизация амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов проявляется в образовании неравномернозернистых, нередко порфиробластических, гнейсовидных кварцевых диоритов-гранодиоритов с часто наблюдающимися взаимопереходами между гнейсами и гранитоидами. Последние не образуют больших массивов и, находясь в зонах гранитизации, позволяют восстановить первичную природу субстрата.

Для гранитизированных богатых кальцием пород характерны следующие минеральные ассоциации: Пл+Рог+Би±Эл+Кв и Пл+Би±Эл+Кв±Мц. Распределение породообразующих минералов крайне неравномерное. Это особенно характерно для темноцветных минералов.

Породообразующие минералы. Роговая обманка гранитизированных богатых кальцием пород образуется в результате перекристаллизации роговой обманки метаморфического субстрата. В отличие от последней, характеризующейся равномерным распределением и мелким размером зерен, она образует крупнопризматические кристаллы и характеризуется неравномерным распределением в породе. Химический состав роговой обманки представлен в табл. 48. По составу она близка роговой обманке амфиболита (обр. 408/1, табл. 21). Для них характерны одинаковая железистость и одинаковое содержание натрия в кристаллохимической формуле. Изменение состава роговой обманки при

Таблица 49

Химический состав пород различных стадий гранитообразования и содержащегося в них биотита (аналитики Т. М. Брагина, Г. К. Радионова, З. Я. Барменкова)

| Окислы | Гранитизированный субстрат, обр. 439 | Гибридный гранит, обр. 439/1 | Биотит, обр. 439/1 | |
|--------------------------------|--------------------------------------|------------------------------|--------------------|-------------------------|
| | вес. % | | вес. % | ф.е. |
| SiO ₂ | 69.91 | 71.54 | 35.28 | 2.76 |
| TiO ₂ | 0.28 | 0.18 | 1.80 | 0.11 |
| Al ₂ O ₃ | 15.42 | 15.68 | 16.24 | 1.24 Al _{IV} , |
| | | | 5.31 | 0.25 Al _{VI} |
| Fe ₂ O ₃ | 1.23 | 0.44 | 5.31 | 0.31 |
| FeO | 1.65 | 1.80 | 18.15 | 1.18 |
| MnO | 0.03 | 0.03 | 0.31 | 0.02 |
| MgO | 1.06 | 0.74 | 9.67 | 1.13 |
| CaO | 2.50 | 2.42 | 0.44 | 0.04 |
| Na ₂ O | 3.95 | 4.78 | 0.20 | 0.03 |
| K ₂ O | 3.41 | 1.95 | 9.00 | 0.89 |
| H ₂ O | 0.06 | 0.09 | 0.32 | 1.46 |
| П.п.п. | 0.59 | 0.62 | 3.69 | - |
| Сумма . . . | 100.09 | 100.27 | 100.47 | - |

гранитизации выражается главным образом в повышении содержания гастингситового компонента, что свидетельствует о повышении щелочности среды. Близкий состав роговых обманок указывает на изофациальность гранитообразования.

Плагиоклаз в гранитизированных породах, так же как и роговая обманка, образует крупные зерна либо порфиробласты. Состав его колеблется от 17 до 23% An. Химический состав плагиоклаза представлен в табл. 48. По данным химического анализа, плагиоклаз содержит 19% An, что совпадает с определением его состава иммерсионным методом. В составе рассматриваемого плагиоклаза в отличие от плагиоклаза амфиболитов (обр. 408/1, табл. 17) отсутствует калий. Кроме того, он отличается более низким содержанием анортитового компонента. Таким образом, кроме отмеченного ранее соответствия состава плагиоклаза жильных гранитов составу плагиоклаза субстрата, местами устанавливается раскисление последнего под воздействием вещества жил. Раскисление плагиоклаза при воздействии гранитизирующих флюидов указывает на повышение щелочности (Добрецов и др., 1970; Перчук, 1970), что хорошо согласуется с характером изменения роговой обманки. Температура равновесия плагиоклаза и роговой обманки в гранитизированных породах, по геотермометру Л. Л. Перчука (1970), более низкая, чем температура равновесия этих минералов в амфиболитах (400°C вместо 550°).

Гранитизация бедных кальцием пород

Гранитизация бедных кальцием пород протекает значительно интенсивнее. В гранитизированных породах в меньшем количестве встречаются реликты субстрата. При гранитизации также наблюдаются укрупнение структуры пород и неравномерное распределение минералов. Биотит, как правило, образует теньевые полосы, согласные со структурами метаморфического субстрата. В гранитизированных бедных кальцием породах наблюдаются следующие ассоциации минералов: $\text{Пл} + \text{Би} + \text{Кв} + \text{Ми}$ и $\text{Пл} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} + \text{Ми}$.

Породообразующие минералы. Наиболее распространенным минералом гранитизированных бедных кальцием пород является плагиоклаз. Состав его аналогичен составу плагиоклаза гранитизированных богатых кальцием пород (12–23% Al). В породе плагиоклаз обычно наблюдается в виде крупных табличатых зерен с неровными ограничениями. Остальные породообразующие минералы по отношению к нему ксеноморфны. В основной ткани породы встречаются также мелкие зерна основного олигоклаза (27–29% Al). Состав этих зерен аналогичен составу плагиоклаза метаморфического субстрата.

Биотит гранитизированных бедных кальцием пород плеохроирует в буровато-зеленых тонах, светопреломление колеблется от 1.648 до 1.653 и близко светопреломлению биотита метаморфического субстрата. Химический состав биотита представлен в табл. 49.

По составу биотит гранитизированных бедных кальцием пород близок биотиту безгранатовых ассоциаций бедных кальцием метаморфических пород (табл. 18, 19). Основные изменения в его составе при гранитизации заключаются в уменьшении глиноземистости и повышении степени окисленности железа, что указывает на повышение щелочности среды.

Особенности химизма гранитизации

Общая направленность изменения состава как богатых, так и бедных кальцием пород одинакова и свидетельствует о повышении щелочности среды при гранитообразовании. Главной причиной ее повышения является воздействие жильных микроклиновых гранитов. На рис. 40 показано сопоставление химического состава жильных микроклиновых гранитов, гранитизированных пород и пород метаморфического субстрата, не затронутых гранитизацией.

Анализировались средние пробы, отобранные из различных частей обнажений со стремлением уменьшить влияние на состав неравномерного распределения минералов гранитизированных пород. Тем не менее даже такой отбор не делает пробу достаточно представительной, чтобы охарактеризовать состав той или иной разновидности в рассматриваемом районе, и позволяет наметить лишь общие черты изменения состава пород при гранитизации. Химические анализы пересчитаны на изобъемные формулы (Казыцын, Рудник, 1968).

Химический состав жильного гранита аналогичен как в амфиболовых, так и в биотитовых разновидностях гранитизированных пород. Для него характерно высокое содержание калия, при значительном преобладании калия над натрием, и низкое содержание главных элементов темноцветных минералов (Mg , Fe^{+2} , Fe^{+3} , Ca).

Как видно из рис. 40, гранит оказывает более слабое метасоматическое воздействие на амфиболиты, чем на биотитовые гнейсы. Составы амфиболита (обр. 408/1) и гранитизированного амфиболита (обр. 440) весьма близки. Изменение состава выражается лишь в некотором увеличении содержания калия и уменьшении кальция и магния. Содержание железа и натрия остается неизменным. Более низкое содержание кремния в гранитизированной породе по

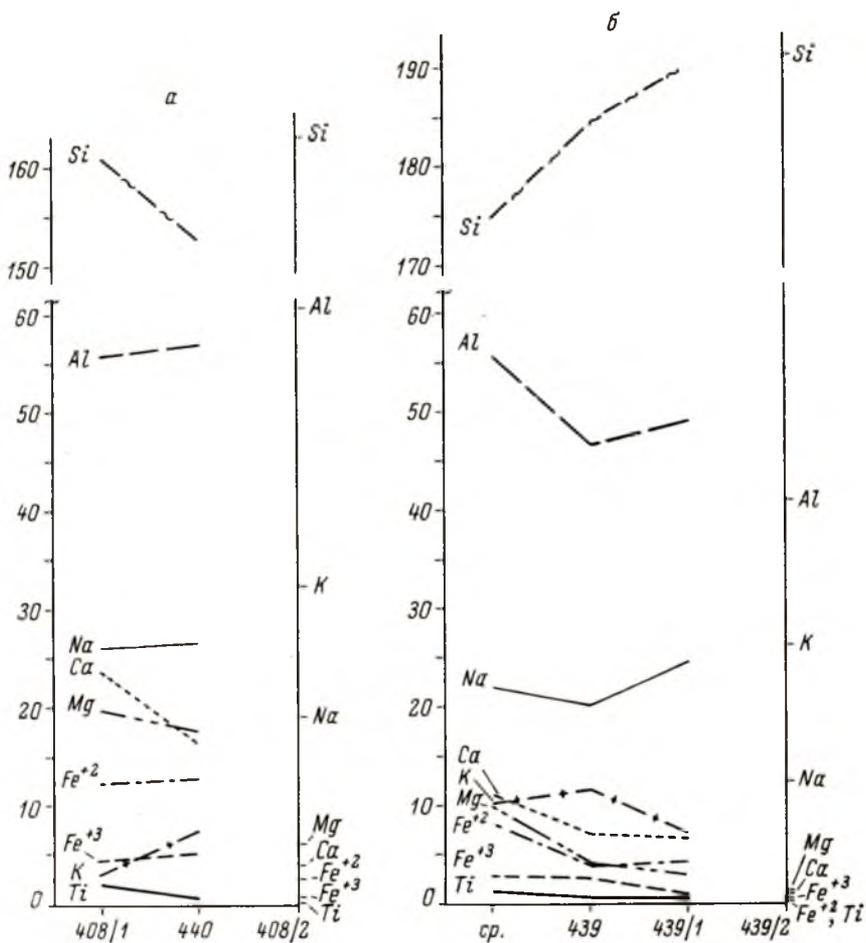


Рис. 40. Диаграммы изменения химического состава пород при гранитизации.

а - мигматит богатых кальцием пород (408/1 - неизмененный субстрат, 440 - тот же субстрат гранитизированный, 408/2 - жильный гранит); б - бедные кальцием породы (ср. - средний состав биотитовых гнейсов в районе оз. Ньюк, 439 - слабо гранитизированный биотитовый гнейс, 439/1 - гранитизированный биотитовый гнейс, 439/2 - жильный гранит).

сравнению с амфиболитом, видимо, объясняется неравномерностью его распределения.

Неравномерное распределение главных породообразующих элементов (K, Na и Al) характерно и для гранитизированных бедных кальцием пород (обр. 439, 439/1; рис. 40, б). В целом при гранитизации наблюдаются некоторое увеличение содержания кремния и калия и уменьшение кальция, магния и двухвалентного железа. Таким образом, характер изменения химического состава как богатых, так и бедных кальцием пород при гранитизации аналогичен. Привнос калия в гранитизируемые породы устанавливается как по дан-

ным химического анализа, так и по изменению минералогического состава, фиксируемому в обнажениях и под микроскопом. Вынос кальция, магния и железа в процессе гранитизации имеет место, но количественно он трудно оценить. В процессе гранитизации мы наблюдаем осветление пород и заметное уменьшение темноцветных минералов. Но, как указывалось ранее, темноцветные минералы распределены неравномерно и нередко наблюдается диффузионное обогащение ими скарлатов метаморфических пород. Большая часть породообразующих элементов расходуется при гранитизации на образование таких акцессорных минералов, как магнетит, сфен и апатит.

Изложенный фактический материал позволяет прийти к заключению, что при гранитизации метаморфического субстрата под воздействием магмы микроклиновых гранитов между ними происходит диффузионный массообмен, ведущий к сближению их составов. Однако подобные явления характерны лишь для приконтрастных частей гранитных жил и для зон обогащения жилами гранита. Они не могут объяснить формирование больших масс гранитоидных пород.

Инъекционный характер мигматитов описан Хярме (Härme, 1959), который проводит сравнение направленности изменения химического состава при гранитизации нескольких разновидностей гнейсов и кварцита, происходящих под воздействием калиевой гранитной магмы, и приходит к следующему заключению. При метасоматических процессах вмещающая порода получает элементы, которые содержатся в ней в меньшем количестве, чем в гранитизирующем расплаве, и отдает элементы, содержащиеся в большем количестве, чем в расплаве.

Жильный состав мигматитов, как показано выше, представлен гранитом нормального ряда, но он не определяет состава мигматит-гранитов в целом. Учитывая пестроту состава мигматит-гранитов, для его характеристики был избран участок площадью в несколько квадратных километров, находящийся в 1 км от дер. Емельяновки, северо-восточнее оз. Лексосзеро (рис. 4). Широким распространением здесь пользуются порфиробластические гранодиориты и плагиограниты, являющиеся продолжением гранитоидов плагиогранитной серии района Хедозеро-Большозеро-Кимасозеро (Стенарь, 1966). Для характеристики состава образца отбирались по относительно равномерной сетке через 200-300 м. Количественно-минералогический состав подсчитывался на интеграционном столике ИСА.

Петрографически на данном участке выделяются две разновидности гранитоидов: 1) порфиробластические гранодиорито-гнейсы, гранодиориты, тоналиты и плагиограниты и 2) равномернозернистые граниты и гранито-гнейсы. Последние наблюдаются в виде удлиненных тел субширотного простирания (согласных залеганию метаморфической полосчатости в данном районе) площадью в несколько сотен квадратных метров. Порфиробластические разновидности гранитоидов плагиогранитной серии являются доминирующими. Средний количественно-минералогический состав выделенных разновидностей представлен в табл. 50. Равнозернистые гранито-гнейсы и граниты характеризуются однородным распределением всех породообразующих минералов, о чем свидетельствуют низкие значения стандартных отклонений (S) и коэффициентов вариации (V). От порфиробластических разновидностей они отличаются более высоким содержанием микроклива и более низким биотита. Для порфиробластических разновидностей гранитоидов характерно неравномерное распределение микроклива и биотита.

С целью выяснения закономерностей пространственного распределения главных породообразующих минералов рассчитаны поверхности тренда на ЭВМ „Минск-22” по программе, составленной Е.М. Романовым. Принцип работы ее заключается в том, что наблюдаемые в отдельных узлах некоторой прямоугольной сетки величины считаются значениями гипотетической функции координат $Z_i = f(x_i, y_i)$, заданных на соответствующей плоскости. Если бы вид функции Z был известен, то задача заключалась бы в вычислении ее

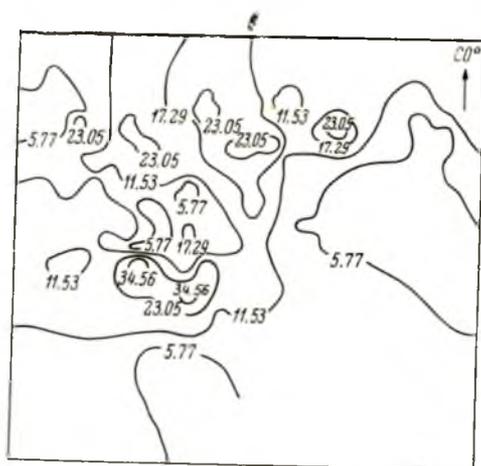
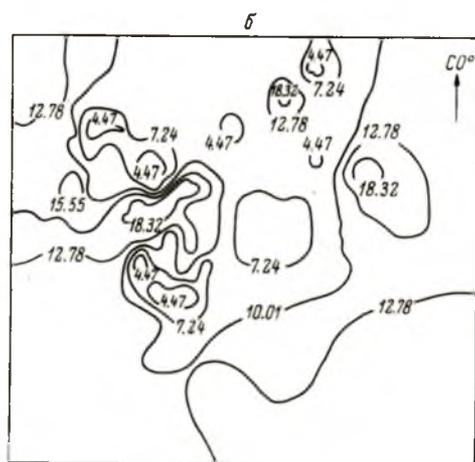
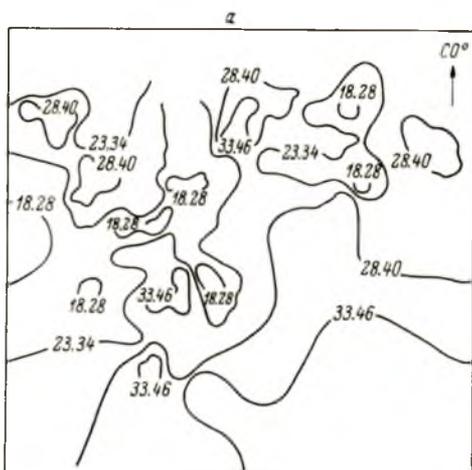
Таблица 50

Средний количественно-минералогический состав ребольских гранитоидов и бластокатаклизитов по ним

| Порода | Количество определений | Статистическая характеристика | Кварц | Плагиоклаз | Микроклин | Биотит |
|--|------------------------|-------------------------------|-------|------------|-----------|--------|
| Порфиробластические гранодиориты и гранодиорито-гнейсы, плагиограниты | 62 | \bar{X} | 24.83 | 50.11 | 14.01 | 10.87 |
| | | S | 10.80 | 11.25 | 11.67 | 6.16 |
| | | V | 43.52 | 22.79 | 83.27 | 56.63 |
| Равномернозернистые граниты и гранито-гнейсы | 16 | \bar{X} | 25.18 | 44.73 | 20.23 | 7.23 |
| | | S | 6.45 | 6.30 | 9.84 | 3.96 |
| | | V | 25.62 | 2.56 | 48.63 | 54.92 |
| Бластокатаклизиты порфиробластических гранодиоритов, гранодиорито-гнейсы | 63 | \bar{X} | 27.38 | 52.87 | 8.91 | 10.38 |
| | | S | 8.87 | 10.13 | 10.25 | 4.25 |
| | | V | 32.38 | 19.15 | 115.01 | 40.96 |
| Бластокатаклизиты гранитов, гранито-гнейсы | 35 | \bar{X} | 33.78 | 47.96 | 12.26 | 6.97 |
| | | S | 9.48 | 9.77 | 10.40 | 5.15 |
| | | V | 28.07 | 20.38 | 84.85 | 73.88 |

Рис. 41. Тренды содержания главных породообразующих минералов ребольских порфиробластических гранодиоритов-плагиогранитов (дер. Емельяновка).

а - кварца; б - биотита; в - микроклина.



значений в тех точках, где нет наблюдений. Поскольку в общем случае вид функции неизвестен, предполагается, что она удовлетворяет уравнению Лапласа. В этом случае нахождение недостающих значений достигается методом итераций, причем единственным образом. Итерационный процесс при этом обладает сходимостью и устойчивостью.

На рис. 41 показаны тренды кварца, микроклина и биотита. Распределение кварца дает представление о соотношении плагиогранитов и гранодиоритов, поскольку визуально они не разделяются. Тренды микроклина и биотита рассматриваются потому, что именно для этих минералов характерно неоднородное распределение; кроме того, они дают информацию об интенсивности гранитизации.

Общей особенностью трендов породообразующих минералов является субширотная ориентировка главных изолиний и аномалий, что согласуется с субширотным залеганием метаморфической полосчатости в данном районе (рис. 4).

В южной части участка по содержанию кварца гранитоиды отвечают граниту и характеризуются выдержанностью состава. Изолинии, соответствующие 33.46 и 28.40% с небольшим отклонением, ориентированы в субширотном направлении. В северо-западном направлении наблюдается постепенное повышение основности гранитоидов. Северо-западная часть участка отличается высокой дифференцированностью. При среднем фоновом содержании кварца, равном 23.34%, наблюдаются мелкие локальные минимумы и максимумы. На северо-востоке участка тренд имеет более однородный характер. Высокому содержанию кварца соответствует низкое содержание микроклина (рис. 41, б). По изолинии 11.53, проходящей через весь участок с юго-запада на северо-восток, вся площадь разделяется на две половины, заметно различающиеся по характеру тренда. Гранитоиды юго-восточной половины содержат микроклин в количестве, не превышающем 11.53%. Распределение его довольно однородно. Северо-западная часть площади отличается высокой дифференцированностью тренда микроклина. Как и для кварца, наблюдаются частые чередования локальных минимумов и максимумов. В крайней северной части отмечается цепочка мелких максимумов, ориентированная в субширотном направлении.

Тренд биотита в определенной мере согласуется с трендом микроклина. При этом локальным максимумам микроклина соответствуют минимумы биотита. Юго-восточная часть площади характеризуется умеренной концентрацией биотита, близкой к его среднему значению (табл. 50). Сопоставляя тренды по кварцу, биотиту и микроклину, приходим к заключению, что на юго-востоке преимущественным распространением пользуются плагиограниты с довольно однородным распределением породообразующих минералов. Северо-западная часть площади отличается неоднородностью гранитизации. По геологическим данным, здесь часто фиксируются скиалиты метаморфических пород, главным образом биотитовых гнейсов и сланцев.

О воздействии селецкой складчатости на ребольские мигматит-граниты

Складчатые движения, связанные с селецким периодом складчатости, наиболее интенсивно проявились в районах озер Нюк и Тулос (рис. 4). С ними связано формирование линейных складок северо-западного направления, погружающихся на северо-запад под средним углом.

Ранненижнепротерозойские мигматит-граниты в период селецких складчатых движений испытывают бластокатаклиз, интенсивность которого в каждом конкретном участке определяется интенсивностью складчатых деформаций. В результате плагиогранитоиды превращаются в гранодиоритогнейсы и гранито-гнейсы. Порфиробласты в порфиробластических разновидностях разлинзовы-

ваются. Поскольку породы, вовлекавшиеся в селецкую складчатость, претерпели большее число наложенных процессов, чем породы, ею не затронутые или слабо затронутые, неудивительно, что они обычно имеют более „древний“ облик и нередко их относят к архею (Синицын, Корсакова, 1971). Вместе с тем по целому ряду признаков они отличаются от архейских пород, испытавших глубинный метаморфизм. Главным наложенным процессом является региональное развитие бластокатаклаза, который четко фиксируется в шлифах, особенно при бластокатаклазе порфиробластических разновидностей. Порфиробласты часто раздроблены и смешены, по трещинам дробления обычно развивается

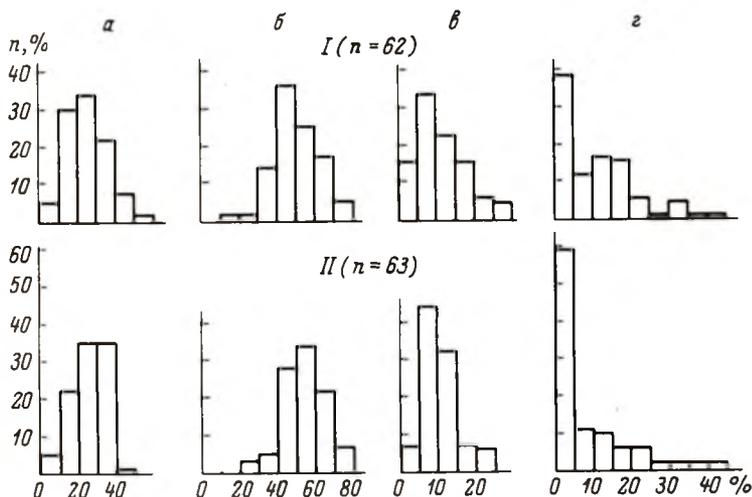


Рис. 42. Гистограммы породообразующих минералов ребольских порфиробластических гранодиоритов-плагиогранитов (I) и бластокатаклазитов по ним (II).

а - кварц; б - плагиоклаз; в - биотит; г - микроклин.

серицит, реже микроклин. В зонах наиболее интенсивного микродробления нередко наблюдается окварцевание.

Для установления количественно-минералогического состава гранитоидов, подвергшихся селецкой складчатости, был изучен хорошо обнаженный участок гранодиорито-гнейсов близ дер. Колвасозеро (северо-западнее оз. Лексозеро). Проявление селецкой складчатости здесь фиксируется по залеганию гранито-гнейсов (рис. 4) и развитию северо-западной линейности, являющейся более поздней по отношению к линейности субмеридиональной. Непосредственно на рассматриваемом участке среди гранодиорито-гнейсов наблюдается прослой мелкозернистых гранито-гнейсов, выполняющий роль маркирующего горизонта. Контуры его нанесены на соответствующие карты тренда.

Средний состав главных разновидностей пород данного участка показан в табл. 50. На рис. 42 проведено сопоставление гистограмм породообразующих минералов порфиробластических гранитоидов и бластокатаклазитов этих пород. Как видно из сравнения гистограмм, рассматриваемые породы вполне сопоставимы по составу, особенно по плагиоклазу и биотиту. Сравнение средних составов порфиробластических гранитоидов с гранодиорито-гнейсами и равномернозернистых гранитов с гранито-гнейсами позволяет установить общую направленность изменения состава пород. Среднее содержание микроклина

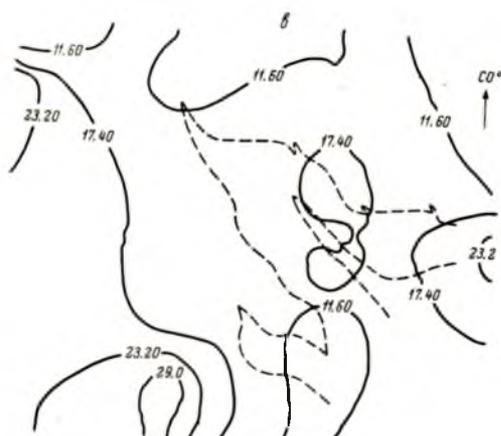
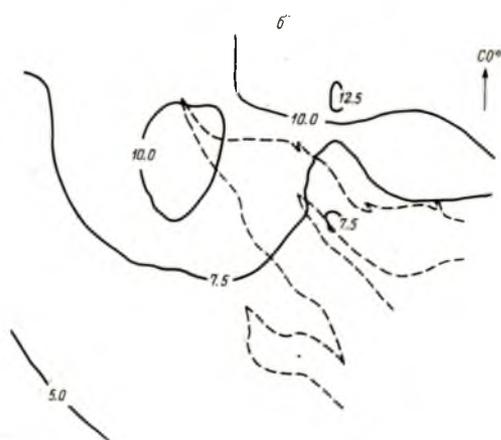
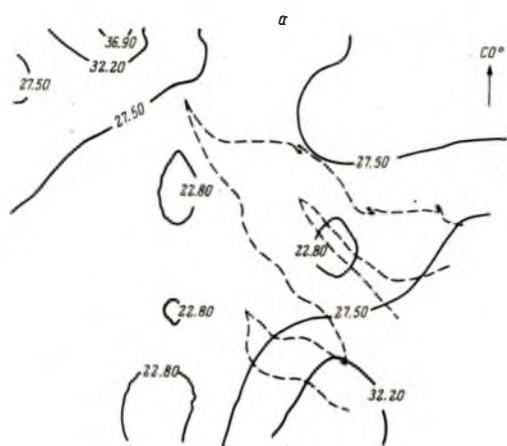


Рис. 43. Тренды содержания главных породообразующих минералов blastokataклазитов по ребольским порфиробластическим гранитоидам (дер. Колвасозеро).

а - кварц; б - биотит; в - микроклин.

в порфиробластических гранитоидах составляет 14.01%, а в образовавшихся по ним гранодиорито-гнейсах - 8.91%. В равномернозернистых гранитах среднее содержание микроклина составляет 20.23%, а в гранито-гнейсах - 12.26%, т.е. и в том и другом случае содержание микроклина уменьшается почти вдвое. В меньшей мере происходит возрастание содержания кварца. Значимого изменения состава плагиоклаза при этом процессе не наблюдается. Средний

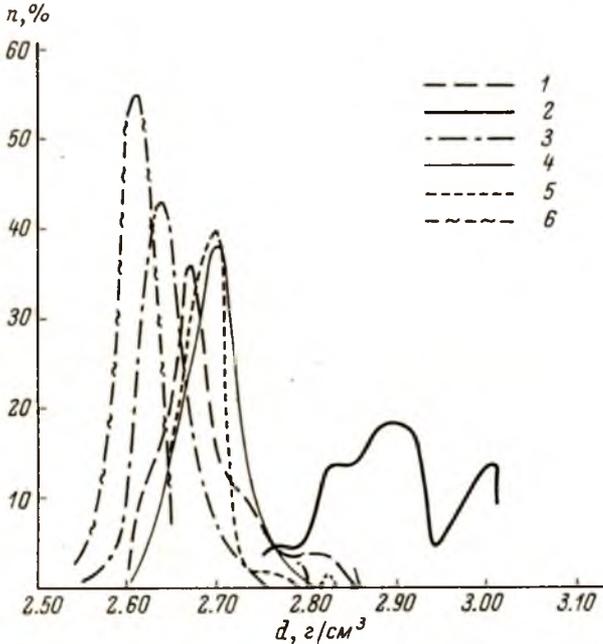


Рис. 44. Кривые распределения плотностей главных разновидностей нижнепротерозойских метаморфических пород и образующихся по ним гранитоидов.

1 - биотитовые гнейсы и сланцы; 2 - амфиболовые гнейсы и сланцы; 3 - гранито-гнейсы и кварц-полевошпатовые лептитовидные гнейсы; 4 - гранодиорито-гнейсы; 5 - порфиробластические гранодиориты-плаггиограниты; 6 - жильные граниты нормального ряда.

состав крупных, иногда раздробленных зерен плагиоклаза отвечает плагиоклазу № 29 при стандартном отклонении 1.7 и коэффициенте вариации 5.8, тогда как средний состав плагиоклаза основной ткани (перекристаллизованный продукт дробления) соответствует 27% Al_2 при стандартном отклонении 4.9 и коэффициенте вариации 18.6.

Сравним характер пространственного распределения кварца, биотита и микроклина гранодиорито-гнейсов (рис. 43) с распределением соответствующих минералов порфиробластических гранодиоритов (рис. 41). Для кварца и биотита характерно в целом поясовое распределение с ориентировкой в северо-

Таблица 51

Средние значения плотностей главных разновидностей
нижнепротерозойских пород ребольских гранитоидов

| Порода | Количество образцов | \bar{x} | s | v |
|--|---------------------|-----------|------|------|
| Амфиболовые сланцы и амфиболиты . . | 38 | 2.93 | 0.08 | 2.81 |
| Биотитовые сланцы и гнейсы | 221 | 2.70 | 0.05 | 2.00 |
| Порфиробластические гранодиорито- гнейсы и гранодиориты | 51 | 2.68 | 0.03 | 1.16 |
| Гранодиорито-гнейсы | 117 | 2.69 | 0.04 | 1.38 |
| Гранито-гнейсы и кварц-полевошпато- вые гнейсы | 111 | 2.65 | 0.04 | 1.42 |
| Нормальный гранит (теневого мигматит) | 59 | 2.63 | 0.04 | 1.40 |
| Жильный гранит мигматитов | 37 | 2.60 | 0.07 | 2.68 |

восточном и субширотном направлении, т.е. оно сохранилось таким же, как распределение кварца и биотита в порфиробластических гранодиоритах, несмотря на то что породы сминались в складки северо-западного направления. Главные изолинии микроклина ориентированы в северо-западном направлении, согласно развитой на данном участке самой поздней сланцеватости.

Таким образом, при участии ранне-нижнепротерозойских гранитоидов в поздне-нижнепротерозойских складчатых деформациях происходит изменение их структур (бластокатаклиз, гнейсификация) и перераспределение микроклина.

О разуплотнении при гранитизации нижнепротерозойских пород

Подвергшиеся гранитизации метаморфические образования гимольской серии имеют более разнообразный состав, чем породы комплекса фундамента. Плотности их также разнообразны (табл. 51); высокие значения характерны для амфиболовых сланцев, низкие — для гранито-гнейсов и кварц-полевошпатовых гнейсов. Главная специфика кривых распределения плотностей метаморфических пород состоит в том (рис. 44), что кривая наиболее плотных пород (амфиболовых сланцев) не заходит в область кривых распределения плотностей гранитоидов. Геологически это выражается в однородности структуры амфиболовых сланцев, их устойчивости к гранитизации. Среди гранитоидов они наблюдаются в виде протяженных пластов с резкими контактами. Кривая распределения плотностей порфиробластических гранитоидов расположена между соответствующими кривыми метаморфических пород. В отличие от комплекса фундамента, где плотности гранитоидов ниже плотностей метаморфических пород, для рассматриваемого комплекса такой закономерности не устанавливается. Средняя плотность кварц-полевошпатовых гнейсов ниже плотности порфиробластических гранитоидов. Следовательно, гранитизация нижнепротерозойских метаморфических пород имеет выборочный характер. Интенсивно гранитизируются толщи, близкие по составу к граниту либо наиболее проницаемые для мигматизирующих растворов. Среди них постоянно наблюдаются слои или пачки слоев, устойчивые к гранитизации. Плотность пород зависит от количественно-минералогического состава. Это наглядно иллюстрируется сопоставлением трендов плотности с трендами порообразующих минералов

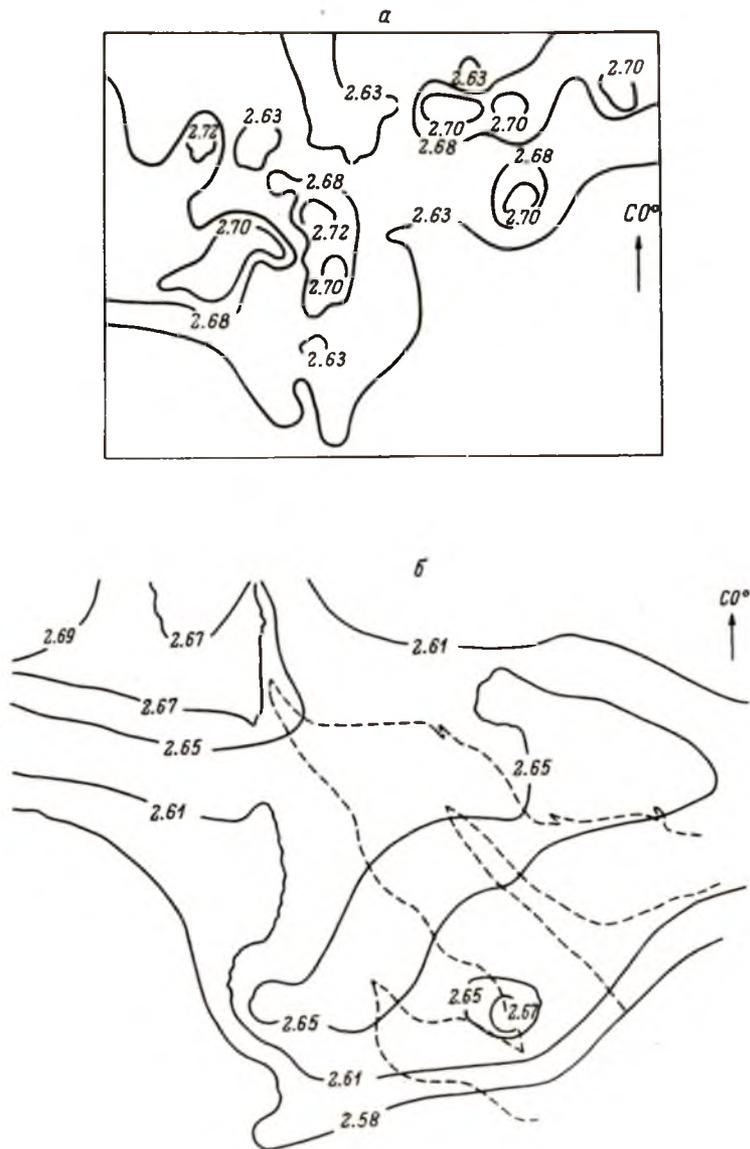


Рис. 45. Тренды плотностей ребовльских порфиробластических гранодиоритов-плагиогранитов (а) и blastokataklazитов по ним (б).

(рис. 41, 43, 45). В целом распределение плотности определяется суммарным эффектом распределения породообразующих минералов. Локальным максимумам биотита и соответственно минимумам микроклина отвечают локальные максимумы плотности. Но определяющая роль в пространственном распределении плотности, пожалуй, принадлежит кварцу. Региональное повышение основности породы сопровождается увеличением ее плотности. Это свойство плотности быть суммарным показателем состава породы может быть использовано, учитывая простоту ее определения, для характеристики однородности гранитоидных комплексов, интенсивности гранитизации и связи гранитизации с тектоническими структурами.

Селецкие мигматит-граниты

Складчатые движения, связанные с селецким периодом деформации, наиболее интенсивно проявились в районе оз. Нюк и в южной части района озер Лексозеро-Тулос (рис. 4). Формирование поздненижнепротерозойских мигматит-гранитов тесно связано с данным периодом складчатости и рассматривается на примере района озер Лексозеро-Тулос. Поздненижнепротерозойские мигматит-граниты данного района приурочены к разновозрастной антиклинальной складке, погружающейся на северо-запад под углом примерно $40-45^\circ$. На рассматриваемой территории обнажается ее северо-восточное крыло. Осложняющие мелкие складки также погружаются на северо-запад под таким же углом. Характерной особенностью их является четко выраженный кливаж, параллельный осевым плоскостям, вдоль которого нередко наблюдаются зоны милонитизации.

Формирование селецких мигматит-гранитов аналогично вышеописанному формированию ребольских мигматит-гранитов. Внедрение мигматизирующей магмы происходило в раннескладчатый период. В это же время наблюдался порфиروبластез. Порфиробласты разного возраста хорошо различаются по окраске. Если порфиробласты ребольского порфиробластеза имеют светлую окраску серых и розовато-серых тонов, то порфиробласты селецкого порфиробластеза кирпично-красные либо пятнистые (от темно-серых до кирпично-красных). Микроклин селецких мигматизирующих гранитов также имеет розовую, до кирпично-красной, окраску. После внедрения мигматизирующего расплава все породы, в том числе и жилы, участвуют в селецких складчатых движениях. В подчиненном количестве встречаются более поздние жилы северо-западного простирания, приуроченные к зонам скальвания. Малые трещинные интрузии, генетически связанные с данной формацией, встречаются значительно чаще, чем соответствующие тела ребольского периода складчатости.

Ребольские и селецкие мигматит-граниты разделяются внедрением днак долеритов. Наибольшая их концентрация наблюдается в районе озер Тулос и Коропши, где они образуют пояс северо-западного простирания, согласный простиранию селецких структур. На остальной территории встречаются единичные дайки долеритов, ориентированные, так же как и в районе оз. Тулос, в северо-западном субширотном направлении.

Дайки внедрялись после ребольской складчатости, так как контакты их секут ребольские структуры, что наиболее четко документируется севернее оз. Лексозеро. Здесь ребольские порфиробластические гранитоиды разбиты трещинами на систему блоков, и трещины выполнены магмой долеритов. В свою очередь аналогичные по составу дайки долеритов в районе оз. Тулос участвуют в селецких деформациях и секутся жилами гранита, относящегося к формации селецких мигматит-гранитов. Гранитная магма проникает в дайки по трещинам, образуя маломощные гранитные прожилки и производя заметную амфиболитизацию долеритов. В отличие от ребольских мигматит-гранитов, характеризующихся региональным распространением, селецкие мигматит-граниты приурочены к линейным зонам северо-западного простирания с повышенной интенсивностью селецких деформаций. Ширина таких зон исчисляется первыми десятками километров, протяженность - первыми сотнями километров.

Ребольские гранитоиды, участвуя в селецкой складчатости, как показано выше, гнейсифицируются. Следовательно, в селецкий период складчатости гранитообразование связано с формированием инъекционных гранитных жил и небольших трещинных интрузий, которые оказывают гранитизирующее воздействие на субстрат лишь в ограниченных приконтактных зонах. Калиевый метасоматоз вдоль небольших зон повышенной проницаемости, приводящий к образованию порфиробласт микроклина, гранитов также не создает.

Таблица 52

Количественно-минералогический состав
жильных селецких гранитов

| Номер образца | Кварц | Плагиоклаз | Микроклин | Биотит | Мусковит | Эпидот | Аксессуары минералы |
|----------------|-------|------------|-----------|--------|----------|--------|---------------------|
| 770/1 | 29.6 | 58.2 | 11.5 | - | 0.6 | - | - |
| 8526 | 18.7 | 13.5 | 67.8 | - | - | - | - |
| 853/3 | 31.9 | 35.9 | 31.0 | 1.2 | - | - | - |
| 892/2 | 41.5 | 20.6 | 37.9 | - | - | - | - |
| 913/3 | 55.4 | 41.9 | - | 2.00 | - | 0.3 | - |
| 916а | 18.7 | 43.8 | 37.1 | - | - | - | 0.4 |
| 923/2 | 2.2 | 20.8 | 71.8 | - | 3.9 | 1.4 | - |
| 929 | 36.8 | 47.7 | 15.5 | - | - | - | - |
| 9396 | 25.5 | 27.7 | 43.7 | - | 1.15 | - | 1.05 |
| 958/2 | 14.5 | 42.1 | 43.4 | - | - | - | - |
| 959/3 | 32.3 | 45.2 | 11.5 | 10.1 | - | - | - |
| 995/2 | 32.4 | 30.1 | 36.5 | - | 1.0 | - | - |
| 1007/2 | 36.3 | 47.0 | 15.8 | 0.9 | - | - | - |
| 10096 | 43.5 | 49.8 | - | 6.7 | - | - | - |
| 1013/15 | 57.5 | 38.4 | 1.9 | 0.6 | - | - | - |
| 1094/2 | 26.1 | 31.1 | 42.8 | - | - | - | - |
| 1142а | 25.3 | 17.8 | 55.1 | 1.8 | - | - | - |
| 1165/1 | 28.1 | 27.6 | 40.8 | - | - | - | - |
| 1188/1 | 21.4 | 46.8 | 12.8 | 16.8 | - | - | 2.2 |
| 1191/1 | 32.1 | 41.2 | 26.7 | - | - | - | - |
| 1194 /16 | 24.8 | 36.5 | 36.6 | 2.1 | - | - | - |
| 1206 | 21.7 | 49.2 | 28.0 | 1.1 | - | - | - |
| 1221/4 | 30.3 | 61.9 | 7.8 | - | - | - | - |
| 1237/3 | 51.6 | 31.5 | 11.8 | 4.3 | - | - | 0.4 |
| | | | | | | | (рудные) |
| 1239/3 | 20.8 | 20.9 | 49.3 | 8.1 | 0.9 | - | - |
| 1244/1 | 22.2 | 9.4 | 68.4 | - | - | - | - |
| 1257/1 | 27.5 | 30.8 | 41.0 | 0.7 | - | - | - |
| 1264/1 | 32.1 | 53.5 | 5.4 | 8.1 | - | 0.5 | 0.4 |
| 1265/1 | 31.3 | 27.0 | 40.4 | 1.4 | - | - | - |
| 2130/2 | 20.5 | 22.6 | 55.7 | - | 1.2 | - | - |
| 2131/2 | 23.4 | 59.1 | 14.5 | 3.0 | - | - | - |
| 2182/1 | 24.8 | 21.8 | 50.0 | 1.1 | 1.1 | - | - |
| 2186/1 | 1.2 | 22.8 | 76.0 | - | - | - | - |
| 2197/1 | 19.9 | 75.6 | - | - | 2.0 | 2.5 | - |
| Средний состав | | | | | | | |
| \bar{x} | 28.29 | 36.75 | 32.02 | 2.10 | - | - | - |
| s | 12.05 | 15.01 | 21.90 | 3.66 | - | - | - |
| v | 42.59 | 40.84 | 68.40 | 173.65 | - | - | - |

Селецкие гранитоиды Западной Карелии сопоставимы с наиболее поздними калиевыми гранитами зоны сочленения карепид и беломорид (Фиженко и др., 1971).

Количественно-минералогический состав жильного материала селецких мигматитов сопоставим с составом соответствующего материала ребольских мигматитов (табл. 52). Главное отличие его состоит в несколько повышенном содержании микроклина.

Плагиоклаз имеет средний состав 27% Al_2 при стандартном отклонении 3,9 и коэффициенте вариации 14,22, т.е. он аналогичен составу плагиоклаза жильных ребольских гранитов. Основность его в каждом конкретном

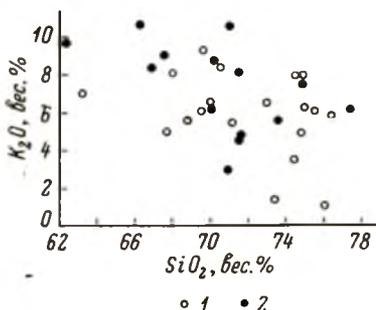


Рис. 46. Соотношение кремнезема и окиси калия в жильных гранитах магматитов.

1 - ребольские; 2 - селецкие.

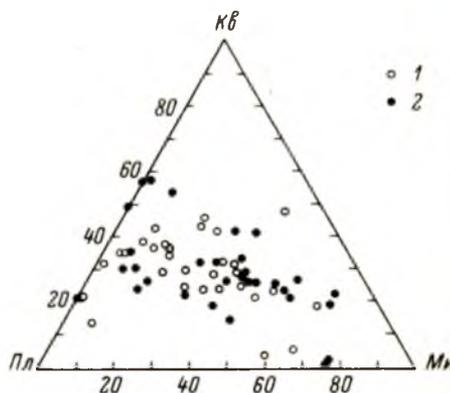


Рис. 47. Количественно-минералогический состав жильных гранитов на диаграмме Кв-Пл-Ми.

1 - ребольские; 2 - селецкие.

обнажении также сопоставима с основностью плагиоклаза субстрата (рис. 39). Показатели преломления биотита в жильном материале и субстрате также сопоставимы.

Калиевый полевой шпат имеет сопоставимые состав и степень триклинности с микроклином ребольских гранитов (табл. 46), но содержание окиси бария и окиси стронция в нем заметно ниже.

В селецких гранитах значительно разнообразнее состав аксессуарных минералов. Кроме обычных для ребольских гранитоидов апатита, циркона, сфена, магнетита и ортита здесь чаще встречаются турмалин и флюорит. Химический состав селецких гранитов (табл. 53) неоднороден. Главным отличием его является высокое содержание окиси калия, обычно преобладающее над окисью натрия, иногда значительно. Соотношение между главными породообразующими окислами ($SiO_2 - K_2O$) незакономерно (рис. 46).

Сопоставление количественно-минералогического состава жильных гранитов ребольских и селецких мигматит-гранитов показывает, что они образуют единый пояс, протягивающийся почти параллельно стороне $SiO - O\tau$ (рис. 47). Приуроченность разновозрастных гранитов к единому полю составов является указанием на близкий состав исходной магмы. Средние составы их также

Таблица 53

Химический состав (в вес.%) селецких гранитов (аналитики Т.М. Брагина, Г.И. Капустина, А.Н. Мокеева, З.П. Помазан, Г.К. Радионова, Р.Ф. Сарафанова)

| Номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| 408/2 | 62.40 | 0.19 | 19.68 | 0.39 | 1.03 | 0.014 | 0.81 | 1.70 | 3.81 | 9.70 | 0.03 | 1.06 | 100.13 |
| 406/1в | 71.00 | 0.02 | 15.26 | 0.17 | 0.14 | Сл. | 0.07 | 0.38 | 1.90 | 10.58 | 0.12 | 0.18 | 99.82 |
| 445/4 | 66.96 | Не обн. | 18.28 | 0.75 | 0.28 | 0.001 | 0.02 | 1.78 | 3.68 | 8.44 | 0.13 | 0.12 | 100.44 |
| 770/1 | 66.32 | 0.09 | 17.46 | 0.38 | 0.43 | 0.01 | 0.09 | 0.80 | 2.55 | 10.68 | 0.18 | 0.31 | 99.50 |
| 8526 | 74.88 | Сл. | 13.70 | 0.27 | 0.43 | 0.02 | Сл. | 0.88 | 2.31 | 7.58 | 0.06 | 0.20 | 100.33 |
| 892/2 | 77.41 | " | 12.30 | 0.79 | 0.64 | 0.03 | 0.07 | 0.38 | 2.12 | 6.11 | 0.17 | 0.36 | 100.38 |
| 916а | 71.00 | 0.03 | 16.49 | 0.64 | 0.57 | 0.03 | 0.31 | 2.23 | 4.80 | 3.06 | 0.16 | 0.30 | 99.62 |
| 923/2 | 67.52 | 0.03 | 18.08 | 0.35 | 0.64 | 0.03 | 0.17 | 0.72 | 2.90 | 9.00 | 0.19 | 0.58 | 100.21 |
| 1000/2 | 70.10 | 0.37 | 14.41 | 1.08 | 1.58 | 0.03 | 0.34 | 1.18 | 3.86 | 6.27 | 0.18 | 0.45 | 99.85 |
| 1191/1 | 71.52 | 0.08 | 15.35 | 0.37 | 0.50 | 0.01 | 0.21 | 0.50 | 2.62 | 8.28 | 0.03 | 0.25 | 99.72 |
| 1221/4 | 71.60 | Сл. | 16.47 | 0.18 | 0.26 | 0.01 | 0.02 | 2.16 | 4.00 | 4.75 | 0.06 | 0.11 | 99.71 |
| 1237/3 | 71.62 | 0.17 | 15.39 | 0.56 | 1.08 | 0.04 | 0.21 | 1.84 | 3.36 | 4.88 | 0.09 | 0.29 | 99.67 |
| 1239/3 | 70.30 | 0.17 | 15.56 | 0.32 | 0.93 | 0.02 | 0.11 | 0.66 | 2.46 | 8.76 | 0.06 | 0.23 | 99.83 |
| 1257/1 | 73.56 | 0.05 | 14.38 | 0.73 | 0.72 | 0.02 | 0.02 | 0.82 | 3.47 | 5.75 | 0.03 | 0.20 | 99.82 |

близки. Составы сосуществующих плагиоклаза и микроклина в жильных гранитах свидетельствуют об отсутствии равновесия между ними (Дубровский, 1971; Piwinski and Wyllie, 1970), что делает невозможным применение полевошпатового термометра для определения их температуры. В то же время показанная ранее идентичность составов плагиоклаза и биотита в жильном граните и субстрате позволяет предполагать, что эти минералы жильных гранитов наследуются из субстрата.

ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ МИГМАТИТ-ГРАНИТОВ

Общеизвестна тесная пространственная связь мигматитов с метаморфическими комплексами амфиболитовой фации. Проведенные многочисленные экспериментальные исследования по моделированию анатексиса в условиях гранитной системы в целом допускают возможность анатексиса в условиях амфиболитовой фации при высоком парциальном давлении воды в поровом флюиде. Г.Ф. Винклер (1969, стр. 216), в частности, приходит к заключению, что „в условиях высоких ступеней метаморфизма могут быть достигнуты и даже превышены температуры от 650 до 700°C, достаточные для начала анатексиса при давлении H_2O 2–4 кбар“. Такое представление в настоящее время не оспаривается. Более того, по мнению В.П. Петрова (1972, стр. 28), „магма неизбежно должна возникнуть в каждом данном осадке, или метаморфической толще, как только эта толща будет погружена в глубины, где господствует давление порядка 4–6 кбар и температура около 650°C.“ Однако применение экспериментальных исследований к природным условиям осложняется отсутствием для последних равенства $P_{общ} = P_{H_2O}$, имеющего место при экспериментах. Чем больше разница между общим давлением флюида и парциальным давлением воды, тем менее надежна оценка условий анатексиса на основании экспериментальных работ. Поэтому отсутствие достаточно обоснованной количественной модели флюидного режима для различных типов метаморфизма снижает применимость результатов экспериментов для моделирования процессов мигматитообразования и допускает широкие вариации в оценке температуры начала анатексиса.

Кроме парциального давления воды, на температуру начала анатексиса оказывает влияние основность исходной породы (Платен фон, 1967; Piwinski and Wyllie, 1968, 1970). С повышением основности повышается температура начала анатексиса. Большое значение для понимания сущности процесса мигматитообразования имеет установленное Пивинским и Вилли отсутствие зависимости состава анатектического расплава от состава исходной породы. Анатектический расплав при мигматитообразовании лейкократовый и состоит преимущественно из кремнезема и калия даже в том случае, когда порода имеет существенно основной состав с единственным калийсодержащим минералом, представленным биотитом. Фон Платен (1967) объясняет появление калишпатового компонента в анатектическом расплаве инконгруэнтным плавлением биотита.

Данный вывод согласуется с изложенными выше результатами петрографического изучения мигматитов Западной Карелии. Идентичность составов биотита и плагиоклаза из жильного материала мигматитов и субстрата в каждом конкретном обнажении свидетельствует о том, что из анатектического расплава кристаллизуются лишь кварц и калиевый полевошпат, а биотит и плагиоклаз усваиваются из субстрата. В противном случае, зная зависимость

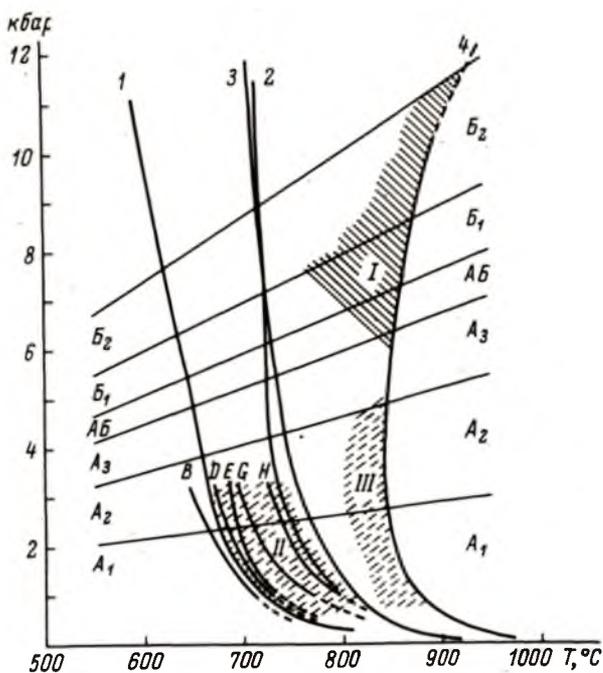


Рис. 48. Зависимость условий анатексиса при орогеническом гранитообразовании от типа метаморфизма.

1 - минимальная температура начала анатексиса; 2 - максимальная температура начала анатексиса (Винклер, 1969); 3 - плавление эвтектики Кв+Кшп (Lambert et al., 1969); 4 - плавление эвтектики Кв+Кшп по данным Ламберта (Lambert et al., 1969) для условия $P_{H_2O} \approx 0.4 P_{общ}$ (Жариков и др., 1972); В, D, E, G, H - начало плавления образцов пород от гранита до тоналита соответственно (Piwinski and Wyllie, 1970). I - область начала анатексиса для мигматитов, генетически связанных с метаморфизмом умеренного P/T; II и III - область начала анатексиса для мигматитов, генетически связанных с метаморфизмом низкого P/T; A₁, A₂, A₃, AB, B₁, B₂ - фациальные серии (Глебовицкий, 1973).

температуры начала анатексиса от основности исходной породы, мы вынуждены были бы предполагать большое непостоянство температуры при региональном метаморфизме, что маловероятно.

Таким образом, на температуру начала анатексиса оказывают определенное влияние парциальное давление воды в поровом флюиде и основность исходных пород. Известно также влияние общего давления на температуру начала анатексиса. Так, появление анатектического расплава в экспериментах Луса (Luth, 1964) и Ламберта (Lambert et al., 1969), проводившихся в условиях высоких давлений при полном водонасыщении, происходило при значительно более высоких температурах, чем в соответствующих экспериментах, проводимых при низком давлении (Tuttle and Bowen, 1958). Широ-

кий диапазон температур и давлений, в котором может происходить анатексис, фиксируется различным положением кривых анатексиса (рис. 48). Некоторую оценку влияния парциального давления воды на начало анатексиса можно получить при сравнении кривой Ламберта (рис. 48, кривая 2) с кривой, полученной при пересчете экспериментальных данных Ламберта (Жариков и др., 1972) для условия $P_{H_2O} = 0.4 P_{общ}$ (рис. 48, кривая 4). Эта кривая смещается в сторону более высоких температур и в области высоких давлений приобретает положительный наклон. Последний будет еще более ошутим для условия $P_{H_2O} = 0.2-0.3 P_{общ}$. Условия анатексиса, отвечающие кривой В. А. Жарикова с соавторами (1972), характеризуют анатексис при глубинном метаморфизме.

Поле 1 (рис. 48) в грубых чертах ограничивает условия анатексиса при метаморфизме кианит-силлиманитового типа. Главная отличительная особенность его состоит в том, что плавление происходит при высоких температурах, отвечающих гранулитовой фации.

Высокотемпературный недосыщенный водой расплав обладает способностью перемешаться до полного водонасыщения. Обычно оно наступает в условиях амфиболитовой фации, но возможно и при более низких температурах. Мигматиты при метаморфизме кианит-силлиманитового типа, следовательно, должны быть инъекционными. Обратимся к изложенному выше фактическому материалу. Средний состав субстрата ребольских мигматитов аналогичен среднему составу липарит-дацитовой формации (рис. 49) и отвечает по

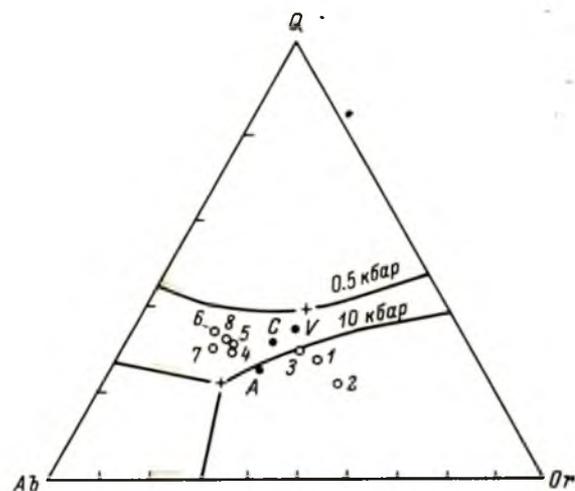


Рис. 49. Средние составы главных разновидностей гранитоидов мигматит-гранитовых формаций на диаграмме $Ab - Qt - Q$, содержащей средние составы варисийских (V), каледонских (C) и альпийских (A) гранитов, образующихся в условиях соответственно андалузит-силлиманитового, кианит-силлиманитового и жадеит-глаукофанового типов метаморфизма (Hall, 1971).

- 1 - жильные граниты ребольских мигматитов;
- 2 - жильные граниты селецких мигматитов;
- 3 - селецкие граниты Карелии; 4 - ребольские порфиробластические гранитоиды, образующиеся по нижнепротерозойскому субстрату;
- 5 - плагиигранитоиды фундамента ранних карелид Карелии; 6 - архейские плагиигранитоиды и плагиигранито-гнейсы Карелии;
- 7 - архейские граниты Кольского полуострова (Богачев и др., 1974); 8 - вулканыты липарит-дацитовой формации Западной Карелии (Богачев и др., 1974).

составу гранодиориту. Начало анатексиса аналогичных пород (рис. 48, кривая E) должно происходить при температуре не ниже $700^{\circ}C$ даже при условии, когда парциальное давление воды приближается к общему давлению. Но для нижнепротерозойских метаморфических комплексов Западной Карелии, испытавших глубинный метаморфизм кианит-силлиманитового типа при давлении порядка 7 кбар, P_{H_2O} должно быть значительно ниже $P_{общ}$, что обязано повлечь за собой повышение температуры начала анатексиса. Максимальная же

температура нижнепротерозойского прогрессивного метаморфизма не превышала 650°C , что исключает возможность образования жильного материала мигматитов путем плавления на месте. Установлено также, что интенсивность мигматизации не зависит от степени метаморфизма и фиксирует обычно тектонически ослабленные зоны и зоны интенсивной складчатости. Это дает основание предполагать, что анатектический расплав перемещается по тектоническим трещинам.

Механизм зарождения расплава и формирования мигматитов может быть представлен в следующем виде. Анатексис при метаморфизме кианит-силлиманитового типа происходит в условиях гранулитовой фации (Соболев и др., 1970). Продуктом частичного плавления независимо от состава пород, за исключением габбро, будет недосыщенный водой гранитный расплав. При этом, несмотря на то что гранитные компоненты создают гранитный расплав в очень узком температурном интервале, следует широкий интервал температуры, где гранитная жидкость только незначительно изменяет свой состав (Piwinski and Wyllie, 1970). По данным Пивинского и Вилли, требуется температура порядка 1000°C , чтобы произвести жидкие магмы промежуточного состава при избытке воды, и еще выше температура должна быть при недостатке воды. Такой вывод подтверждается тем, что жильный материал мигматитов повсеместно представлен гранитом нормального ряда. Поскольку образующийся расплав недосыщен водой, он обладает способностью перемещаться до полного водонасыщения. Преимущественная приуроченность мигматитов к амфиболитовой фации с данных позиций может быть объяснена тем, что именно в этих условиях происходит полное водонасыщение расплава, и он теряет способность к дальнейшему перемещению. Но в природе могут иметь место и отклонения от этой закономерности в том случае, когда для амфиболитовой фации характерно по каким-либо причинам низкое $P_{\text{H}_2\text{O}}$, либо при латеральной зональности. Такое отклонение, в частности для вышеописанных комплексов, может быть объяснено (Глебовицкий, 1973) тем, что метаморфизму и гидратации подвергаются сухие вулканогенные толщи. Выше было показано, что с формированием мигматитовый жил связано осветление вмещающих комплексов, обусловленное образованием магнетита за счет биотита. Этот процесс может рассматриваться как обезвоживание вмещающих пород под влиянием перегретого гранитного расплава.

Распространенность инъекционных мигматитов, по всей вероятности, является значительно более широкой, чем считается в настоящее время. Вывод о низкой температуре ($600\text{--}650^{\circ}$) образования мигматитовых жил, а следовательно, и предположение об образовании их путем плавления на месте, делается по данным полевошпатового термометра Барта без должного доказательства равновесности полевых шпатов. В то же время единичные пока определения температуры по раскристаллизованным включениям в кварце мигматитовых жил (Соболев и др., 1972; Томиленко, Чупин, 1972) дают температуру $820\text{--}950^{\circ}\text{C}$. При этом высокотемпературные включения в кварце вмещающих пород гомогенизировались при температуре $650\text{--}750^{\circ}$. Таким образом, жильный материал мигматитов является более высокотемпературным, чем субстрат, что дает основание предполагать инъекционный характер мигматитов.

Метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, характеризующийся высоким геотермическим градиентом, отличается широким распространением гранитов. Для моделирования анатексиса в этих условиях вполне применимы результаты экспериментальных работ, так как парциальное давление воды при метаморфизме данного типа достигает $0.8 P_{\text{общ}}$. Анатексис может происходить как в области низких температур при высоком водонасыщении (рис. 48, поле II), так и в области высоких температур при низком водонасыщении (рис. 48, поле III). В первом случае условия анатексиса отвечают амфиболитовой фации, и мигматиты образуются путем плавления на месте. Широким распространением здесь пользуется выборочный анатексис благодаря зависи-

мости температуры плавления от состава исходных пород. Во втором случае условия анатексиса отвечают гранулитовой фации, и жильный материал мигматитов должен иметь перемешанный характер.

Граниты, генетически связанные с различными типами метаморфизма, имеют целый ряд различий. Часть из них обусловлена различным геотермическим градиентом. При более низком геотермическом градиенте, свойственном кианит-силлиманитовому типу, не образуются крупные гранитные массивы магматического генезиса. Широким развитием пользуются площади мигматитов с различной степенью гранитизации метаморфического субстрата. Магматические тела встречаются лишь в виде мелких трещинных интрузий. Объясняется это, по всей вероятности, слабой интенсивностью теплового потока, так как для поддержания процесса плавления необходим достаточно высокий приток тепла. Количество выплавляющегося расплава в условиях, где парциальное давление воды значительно меньше общего давления флюида, зависит также от содержания воды (Zuth, 1969). Массивы магматических гранитов при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа - широко распространенное явление.

Наконец, при гранитообразовании в условиях метаморфизма кианит-силлиманитового типа не установлены постмагматические процессы, в то время как граниты, образование которых связано с метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа, нередко альбитизированы, иногда грейзенизированы. Причиной, видимо, является различный флюидный режим при анатексисе.

В заключение кратко остановимся на проблеме докембрийских плагиогранитоидов. На диаграмму $Ab - Or - Q$ (рис. 49) нанесены средние составы архейских и нижнепротерозойских плагиогранитоидов и средние составы жильных гранитов ребольских и селецких мигматитов. Показаны также средние составы магматических гранитов, образующихся в условиях высокого, умеренного и низкого давлений (Hall, 1971), и изобарические минимумы при P_{H_2O} , равном 0.5 и 10 кбар. Гранитоиды четко разделяются на два поля, разобширенные средними составами гранитов, генетически связанными с тремя главными типами метаморфизма. Средние составы жильных гранитов мигматитовых комплексов расположены в поле ортоклаза вблизи ортоклаз-кварцевой котектики для давления 10 кбар. Конечные продукты кристаллизации магмы подобного состава ограничены точкой минимума, положение которой меняется в зависимости от условий давления. Состав магмы, отвечающий положению точек средних составов плагиогранитоидов на рассматриваемой диаграмме, в процессе кристаллизации также будет стремиться к минимуму. Следовательно, исходя из положения на тройной диаграмме, рассматриваемые группы гранитоидов, разделенные минимумом, не могут считаться генетически родственными. В то же время геологически в зонах развития тневых мигматитов между ними наблюдаются частые и незакономерные взаимопереходы. Даже жильные граниты мигматитов в приконтактовых зонах нередко обеднены калиевым полевым шпатом и по составу приближаются к плагиограниту. В связи с этим следует вспомнить, что плагиогранитоиды по отношению к рассматриваемым жильным гранитам выполняют роль субстрата с постепенными переходами в плагиогнейсы. Последние представляют собой метаморфизованные вулканыты (Чернов и др., 1970). Нанесенный на эту же диаграмму средний состав липарит-дацитово-й формации (Богачев и др., 1974) попадет в поле гранитоидов плагиогранитной серии, что подтверждает их изохимический характер (Кратц и др., 1970). Таким образом, плагиогранитоиды наследуют состав нижнепротерозойских вулканытов.

Палингенный генезис плагиогранитоидов мигматит-гранитовых формаций невозможен потому, что температура образования расплава подобного состава, как уже отмечалось, даже в условиях полного водонасыщения превышает температуру метаморфизма. Аналогичного состава гранитоиды могут быть получены при частичном плавлении основных пород (Joder and Tilley, 1962)

и при частичном плавлении кварцевых эклогитов (Грин, Рингвуд, 1968). Магмы их соответственно имеют глубинное происхождение и не связаны с формированием мигматит-гранитов. Одним из этих способов могли образовываться расплавы нижнепротерозойских вулканитов и первичные магмы архейских плагиогранитов.

В формировании сложных комплексов мигматит-гранитов, таким образом, принимают участие два главных процесса: а) региональная перекристаллизация метаморфического субстрата и б) инъекционно-метасоматическое воздействие высококалийевого гранитного расплава, образующегося в результате частичного плавления пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Западная Карелия представляет собой область завершенной складчатости, которая консолидировалась в ранненижнепротерозойский (ребольский) период складчатости. В поздненижнепротерозойское время осадконакопление происходило лишь в отдельных прогибах, в то время как в Северной Карелии и Приладожье продолжался геосинклинальный режим. В конце нижнего протерозоя в селецкий период складчатости территория испытала тектоническую активизацию. Выделяются протяженные линейные зоны интенсивного складкообразования, сопровождающиеся инъекционными мигматит-гранитами. К наиболее поздним расколам, обычно параллельным осевым плоскостям складок, приурочены зоны метасоматитов (альбититы, сиениты).

Наиболее ранний метаморфизм в Западной Карелии, которому подвергались лишь породы фундамента ранних карелид, отвечает гранулитовой фации. Температура метаморфизма оценивается в $700-750^{\circ}$. Давление превышало 7-8 кбар, но не достигало 10 кбар. Условия метаморфизма были устойчивыми на всей территории.

В ребольский период складчатости отложения гимольской и тикшозерской серий подверглись зональному региональному метаморфизму кианит-силлиманитового типа. Породы комплекса фундамента были также вовлечены в складчатые движения и испытали соответствующий диафторез. Давление ранненижнепротерозойского метаморфизма оценивается в 7-8 кбар, температура достигала 650°C , но наиболее широко распространены ассоциации, температура кристаллизации которых оценивается в 600°C . Для нижнепротерозойских метаморфических образований устанавливается наложение метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. Такие признаки в диафторитах комплекса фундамента не обнаружены.

Процессы, участвующие в гранитообразовании, изофациальны региональному метаморфизму и осуществляются в заключительные этапы складчатости позднее регионального метаморфизма. Характер гранитообразования зависит от условий глубинности.

В условиях глубоких сечений нижнепротерозойской геосинклинали (фундамент ранних карелид) образование гранитоидов плагиогранитной серии связано с региональной перекристаллизацией метаморфических пород, происходящей в условиях стресса. При этом сохраняется количество минеральных фаз, но изменяются их количественные соотношения и состав. Характерно интенсивное проявление метаморфической дифференциации, которому способствует стресс.

Перекристаллизация метаморфических пород гимольской и тикшозерской серий при гранитообразовании в верхнем структурном этаже происходит в

статических условиях до образования сланцеватости и заключается в образовании крупных незакономерно ориентированных порфиробласт плагиоклаза и укрупнении зернистости основной ткани пород. Перекристаллизацию обычно сопровождает калиевый метасоматоз, приводящий к образованию крупных порфиробласт микроклина. Изменения состава плагиоклаза при перекристаллизации не наблюдается. Данная перекристаллизация сопоставима с собирательной перекристаллизацией, описанной С.Б. Лобач-Жученко и В.П. Чекулаевым (Кратц и др., 1969).

Иньекционные мигматиты и калиевый метасоматоз в нижнем структурном ярусе приурочены лишь к линейным зонам повышенной проницаемости, тогда как в более высоком структурном ярусе они пользуются региональным распространением. Это различие обусловлено прежде всего более высокой трещиноватостью нижнепротерозойских пород, так как внедрение жильного материала происходило по трещинам. Гранитизирующее воздействие вещества жил в верхнем структурном ярусе также более интенсивное. Причину неодинаковой интенсивности гранитизации, видимо, следует искать в различном содержании воды в магме на разных уровнях глубинности.

Глубинная высококалиевая гранитная магма, образующаяся при низком P_{H_2O} , проникая по линейным зонам повышенной проницаемости до уровня, отвечающего фундаменту нижнепротерозойской геосинклинали, для которого характерно невысокое P_{H_2O} порового флюида, остается достаточно сухой. Поэтому ее гранитизирующее воздействие выражается лишь в диффузионном межгранулярном проникновении в достаточно разуплотненные породы. В случае проникновения в верхние горизонты магма обогащается водой посредством трансвапоризации. Когда она достигает горизонтов, представляющих собой метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования гимольской серии, для которых P_{H_2O} порового флюида достаточно высоко, здесь реакции между магмой и метаморфическими породами должны происходить наиболее энергично (Лейси, 1963). Кроме того, благодаря обогащению магмы водой она утрачивает способность к передвижению в вертикальном направлении и, распространяясь вдоль ослабленных зон, образует обширные площади мигматитов.

Гранитообразование сопровождается разуплотнением метаморфических пород. При этом в комплексе фундамента оно начинается при диафторезе пород гранулитовой фации и продолжается при гранитообразовании. Уменьшение плотности пород происходит одновременно с уменьшением удельных весов породобразующих минералов. Разуплотнение, так же как и перекристаллизация, носит региональный характер. В более высоком структурном этаже гранитообразованию разуплотнение не предшествует. Перекристаллизация носит выборочный характер. Ей подвергаются породы, по плотности (и по составу) близкие к гранитам. В результате среди мигматит-гранитов встречаются согласные протяженные пласты пород высокой плотности (например, амфиболовые сланцы), оказавшиеся устойчивыми к процессам гранитообразования.

Классическая последовательность процессов ультраметаморфизма: метасоматоз, реаморфизм, анатексис (Судовиков, 1964), не подтверждается. Из изложенной выше модели гранитообразования на разных уровнях глубинности вполне очевидно, что магма не является пассивным продуктом ультраметаморфических процессов. Более того, внедряясь по трещинам в раннескладчатый период, она определяет характер и направленность метасоматических процессов. Состав жильного материала мигматитов относительно кварца и калиевого полевого шпата повсеместно устойчив и не зависит от состава субстрата. Данное обстоятельство наряду с единой геохимической специализацией и интрузивным характером контактов свидетельствует в пользу перемещенного характера жильного гранита. Зарождение богатой калием магмы, происходящее ниже уровня, где протекают ультраметаморфические процессы, предшествует ультраметаморфизму. Вместе с тем неверно считать, что гранитная

магма является исходным началом и единственной причиной для всех процессов гранитообразования.

Метаморфизм и гранитообразование на территории Западной Карелии являются более глубинными по отношению к аналогичным, хорошо изученным процессам Северного Приладожья. Главное отличие в соотношении метаморфизма и гранитообразования состоит в том, что на территории Северного Приладожья при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа (Судовиков и др., 1970) гранитообразование подчиняется метаморфической зональности и протекает с широким развитием анатексиса. Кристаллизация жильного материала мигматитов происходит на месте зарождения расплава. На территории Западной Карелии, где регионально развит метаморфизм кванит-силлиманитового типа, гранитообразование несколько отстает во времени от регионально-го метаморфизма и охватывает все зоны его. Мигматиты здесь носят инъекционный характер. Гранитный расплав образуется ниже уровня кристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакуменко И.Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 2. М., „Наука“, 1970.
- Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. - В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и геохимии гранитоидов Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1968.
- Бельков И.В., Богачев А.И., Белолипецкий А.П., Загородный В.Г., Зак С.И., Куликов В.С., Лазарев Ю.И., Лавров М.М., Робонен В.И., Светов А.П., Свириденко Л.П., Слюсарев В.Д., Соколов В.А., Стенарь М.М. Главные черты геологического строения и формационный анализ магматических образований докембрия восточной части Балтийского щита. - Материалы 2-го территориального петрографического совещания (г. Воронеж), Л., „Наука“, 1974.
- Берковский А.Н., Дедеев В.А., Кратц К.О. О некоторых общих аспектах основного и ультраосновного магматизма восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., „Наука“, 1971.
- Биркис А.П. Метаморфические и магматические комплексы кристаллического фундамента Латвии. - Автореф. канд. дисс. Таллин, 1971.
- Биркис А.П., Кирс Ю.Э., Коппельмаа Х.Я., Кууспалу Т.И., Нийн М.И., Пуура В.А. О гранулитовом комплексе Южной Эстонии и северной Латвии. Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. - Тезисы Второго петрографического совещания по европейской части СССР, Воронеж, 1972.
- Богачев А.И., Батиева И.Д., Бельков И.В., Зак С.И., Куликов В.С., Светов А.П., Свириденко Л.П., Слюсарев В.Д. Петролого-петрохимические особенности формаций и эволюция магматизма восточной части Балтийского щита. - Материалы выездной сессии Отделения геологии и геофизики АН СССР, 1974.
- Богданов Ю.Б. Типы разрезов нижнего протерозоя Карелии. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. - Труды ВСЕГЕИ, 1971, т. 175.
- Богданов Ю.Б., Воинов А.С. О соотношении карелид и беломорид Восточной Карелии. - Труды ВСЕГЕИ, 1968, нов. серия, т. 143.
- Большов А.А., Смирнов А.В. Таблицы математической статистики. М., „Наука“, 1965.

- Великославинский Д.А. Химический состав биотитов как показатель степени и типа регионального метаморфизма. – Труды МГК, XXIII сессия, Докл. сов. геологов. Проблема 4. Л., „Наука“, 1968.
- Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., „Наука“, 1972.
- Верба В.В. Физические свойства и физические поля зон проявления щелочного метасоматоза центральной части Кольского полуострова. – Автореф. дисс. Л., 1970.
- Винклер Г.Ф. Генезис метаморфических пород. М., „Мир“, 1969.
- Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. – Геохимия, 1956, № 1.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. – Изв. АН СССР, 1962, сер. геол., № 11.
- Гапеева Г.М. О характере связи процессов петрогенеза и тектогенеза. – В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., „Наука“, 1964.
- Глебовицкий В.А. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. – Сов. геология, 1969, № 2.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., „Наука“, 1973.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Дук В.Л., Прияткина Л.А. Геологическое положение гранулитовых комплексов. – В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л., „Наука“, 1972.
- Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов, 1961.
- Грин Т.К., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. – В кн.: Петрология верхней мантии. М., „Мир“, 1968.
- Демидов Н.Ф., Белоусов Е.Ф., Крохин А.И., Мельянецов Н.В. Стратиграфия и тектоника докембрия района озер Челмозеро–Нюкозеро в Западной Карелии. – Тезисы докладов Геологической межобластной конференции по проблеме „Геология и полезные ископаемые Карелии“, Петрозаводск, 1971.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., „Мир“, 1966.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены. М., „Наука“, 1971.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Основные закономерности распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР. – Геология и геофизика, 1965, № 4.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В. и др. Фации метаморфизма. М., „Недра“, 1970.
- Дортман Н.Б. Петрофизическая характеристика кристаллических горных пород и составление петрофизических карт. – В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., „Наука“, 1968.
- Дортман Н.Б., Жданов В.В. Петрографические изменения в процессе метаморфизма горных пород. – В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, „Наукова думка“, 1971.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Гранулитовая фация в условиях диафтореза амфиболитовой фации. – В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л., „Наука“, 1972.
- Другова Г.М., Миллер Ю.В., Московченко Н.И., Седова И.С. Эволюция процессов гранитообразования в областях развития поли-

метаморфических докембрийских комплексов. - Тезисы докладов к симпозиуму „Специфика докембрийского магматизма“, Л., 1972.

- Дубровский М.И. Гранитные эвтектики, минимумы и магмы. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Дук Г.Г. О роли деформаций при формировании контактовых роговиков. - Зап. Всесоюз. минер. общ., 1970, ч. 99, вып. 1.
- Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И. Новые данные по экспериментальному изучению системы $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ при высоких давлениях и их петрологическое приложение. - Зап. Всесоюз. минер. общ., 1972, ч. 101, вып. 3.
- Жданов В.В. О процессе гранитизации гипербазитов. - Изв. АН СССР, 1968а, № 5.
- Жданов В.В. О физической сущности плотности магматических и метаморфических пород и ее геологическом значении. - В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., „Наука“, 1968б.
- Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. - Зап. Всесоюз. минер. общ., 1968, ч. 97, вып. 1.
- Казицын Ю.В., Рудник Н.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., „Наука“, 1968.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. - Изв. АН СССР, 1952, сер. геол., № 2.
- Коржинский Д.С. Поведение воды при магматических и послемагматических процессах. - В кн.: Геология рудных месторождений, 1962, № 5.
- Коржинский Д.С. Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., „Наука“, 1967.
- Кориковский С.П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. - В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., „Наука“, 1968.
- Корсакова М.А. Комплекс гранулитов и чарнокитов Восточно-Финляндской антиклинорной зоны. - Тезисы докладов на Межобластной конференции молодых ученых по теме „Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР“, Петрозаводск, 1969.
- Корсакова М.А. Геология и магматизм центральной части Западной Карелии. - Автореф. канд. дисс. Л., 1973.
- Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., „Наука“, 1965.
- Костюк Е.А., Соболев В.С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка-актинолит в метаморфических породах. - ДАН СССР, 1965, т. 164, № 4.
- Крамер Г. Математические методы статистики. М., ИЛ, 1948.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Гранитообразование в раннем докембрии Балтийского щита (геохимический аспект). - Изв. АН СССР, 1970, № 5.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Яскевич Н.И. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., „Наука“, 1969.
- Кратц К.О., Чернов В.М. Ранний протерозой - крупнейший рубеж в развитии земной коры. - В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований, Л., „Наука“, 1970.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1. М., „Наука“, 1969.

- Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения Карельской АССР. – Автореф. канд. дисс. Петрозаводск, 1966.
- Лазарев Ю.И. Этапы и фазы складчатости ранних карелид Карелии. – Тезисы докладов Межобластной геологической конференции, Петрозаводск, 1971а.
- Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., „Наука“, 1971б.
- Лейси И.Д. Расплавы гранитного состава, их структура, свойства и изменения. – Труды XXI МГК, вып. II, М., ИЛ, 1963.
- Летников Ф.А. К вопросу об условиях выплавления гранитоидных магм. – Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 6.
- Лик Б.Э. Соотношение между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. – В кн.: Природа метаморфизма, М., „Мир“, 1967.
- Лобач-Жученко С.Б., Герлинг Э.К., Горохов И.М., Кольцова Т.В. Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита. – В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., „Наука“, 1972.
- Лутц Б.Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. – В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., „Наука“, 1966.
- Маракушев А.Н. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., „Наука“, 1965.
- Маракушев А.Н. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. – Изв. АН СССР, 1966, сер. геол., № 7.
- Маракушев А.Н. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., „Наука“, 1968.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., „Мир“, 1971.
- Московченко Н.И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма квантит-сиплиманитового типа (на примере Северной Карелии). – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., „Наука“, 1971.
- Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Проблема геологии ятулия. – Труды ВСЕГЕИ, 1968, нов. серия, т. 143.
- Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С., Дук Г.Г., Корсаков Л.П., Милькевич Р.И., Седова И.С., Турченко С.И. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., „Наука“, 1971.
- Никитина Л.П., Другова Г.М., Прияткина Л.А., Глебовицкий В.А., Байкова В.С., Климов Л.В., Косой А.Л., Литвин А.Л., Кристофоров К.К. Петрология гранулитовых комплексов. – В кн.: Гранулитозая фация. Л., „Наука“, 1972.
- Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Особенности кристаллического строения железно-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. – В кн.: Петрография изверженных пород Алданского щита. М., „Наука“, 1964.
- Остапенко Г.Т. Рекристаллизация минералов в условиях стресса. – Геохимия, 1968, № 2.
- Пап А.М. Главные черты геологического строения и формационный анализ метаморфических и магматических образований докембрия Белоруссии. Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. – Тезисы Второго петрографического совещания по европейской части СССР, Воронеж, 1972.
- Первозчикова В.А. Стратиграфия и основные дискуссионные проблемы геохронологии допалеозоя восточной части Балтийского щита. – Тезисы докладов Конференции по стратиграфии и абсолютной геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита, Л., 1967.

- Перчук Л.Л. Равновесия породобразующих минералов. М., „Наука“, 1970.
- Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М., „Недра“, 1972.
- Платен фон Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. – В кн.: Природа метаморфизма. М., „Мир“, 1967.
- Половинкина Ю.Ир. Время и место ультраметаморфического петрогенезиса в докембрийском кристаллическом массиве Украины. – В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, „Наукова думка“, 1970а.
- Половинкина Ю.Ир. Ультраметаморфизм и его роль в истории развития земной коры. – Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1970б, ч. ХСІХ, вып. 5.
- Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов. – В кн.: Природа метаморфизма. М., „Мир“, 1967.
- Робонен В.И., Коросов В.И. К геологии Костомукшского железорудного месторождения. – В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966.
- Саранчина Г.М. Раннепротерозойский магматизм Приладожья. – Автореф. докт. дисс. Л., 1969.
- Свириденко Л.П. Петрология гранитов рапакиви Салминского массива (в Карелии). – Труды Карельского филиала АН СССР, 1968а, вып. 3.
- Свириденко Л.П. Гранитообразование в фундаменте карелид и его связь с тектоникой и метаморфизмом (на примере района оз. Верхнее Куйто). – Тезисы докладов Регионального петрографического совещания по магматизму Балтийского щита, Апатиты, 1968б.
- Свириденко Л.П. К проблеме генезиса рапакиви и других калиевых гранитов. – В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., „Наука“, 1970.
- Свириденко Л.П., Кожевников В.Н. Эволюция биотита при гранитизации. – В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., „Наука“, 1971.
- Свириденко Л.П., Романов Е.М., Никольская Л.Д. Связь химизма со структурной локализацией гранитоидов Карелии. – Тезисы докладов Геологической межобластной конференции по проблеме „Геология и полезные ископаемые Карелии“, Петрозаводск, 1971.
- Свириденко Л.П., Шемякин В.М. Некоторые особенности кристаллизации глубинных гранитных магм (на примере чарнокитов и рапакиви Балтийского щита). – В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Синицын А.В., Корсакова М.А. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе). – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., „Наука“, 1971.
- Соболев В.С. Зависимость свойств силикатов от их структуры. – Геохимия, 1956, № 6.
- Соболев В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. – Геология и геофизика, 1964, № 1.
- Соболев В.С. Влияние давления на пределы изоморфных замещений. – ДАН СССР, 1965, т. 160, № 2.
- Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. – Геология и геофизика, 1970, № 4.
- Соболев В.С., Долгов Ю.А., Бакуменко И.Т., Пономарева Л.Г. Методы прямого определения температур по включениям в минералах метаморфических пород. – В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. – Труды Всесоюзного симпозиума, т. 2, Новосибирск, 1972.

- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. – В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., „Наука“, 1967.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Хлестов В.В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. ДАН СССР, 1966, т. 166, № 2.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М., „Наука“, 1964.
- Соколов В.А. Общие выводы по проблеме геологии протерозоя и задачи дальнейших исследований. – В кн.: Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, „Карелия“, 1972.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, „Карелия“, 1970.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. К стратиграфии и корреляции ятулийских отложений (на примере Центральной Карелии). – В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“, 1971.
- Стенарь М.М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозеро. – Труды Карельского филиала АН СССР, 1960, вып. 26.
- Стенарь М.М. Геология карельских образований зоны Хедозеро-Большозеро-Кимасозеро (Западная Карелия) – Автореф. дисс. Петрозаводск, 1964.
- Стенарь М.М. Гранитоиды района Хедозеро-Большозеро-Кимасозеро. – В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966.
- Стенарь М.М. О нижнепротерозойском вулканизме в Западной Карелии. – В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964.
- Судовиков А.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., „Наука“, 1970.
- Томиленко А.А., Чупин В.П. Изучение включений в кварце мигматитов и гранитов верхнеалданской свиты иенгской серии. – В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. – Труды Всесоюзного симпозиума, т. 2, Новосибирск, 1972.
- Федькин В.В. Анализ парагенезисов ставролита. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 2. М., „Наука“, 1970.
- Федькин В.В. Ставролит. Состав, свойства, парагенезисы и условия образования. – Автореф. дисс. М., 1971.
- Фиженко В.В., Шуркин К.А., Сидоренко В.В., Пушкарев Ю.Д., Шемякин В.М. Основные черты развития интрузивного магматизма зоны сочленения беломорид и карелид (Северная Карелия). – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., „Наука“, 1971.
- Флин Д. Деформация при метаморфизме. – В кн.: Природа метаморфизма. М., „Мир“, 1967.
- Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.-Л., „Недра“, 1966.
- Харитонов Л.Я., Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Суханов В.А. К стратиграфии железорудных толщ Западной Карелии. – Вестник ЛГУ, 1964, № 24, сер. геол. и геогр., вып. 4.

- Хлестов В.В. Значение неравновесных давлений при метаморфизме. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., „Наука“, 1969.
- Чайка Л.А. О взаимосвязи химизма и физических свойств горных пород. - Изв. АН СССР, 1965, № 3.
- Чернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.-Л., „Наука“, 1964.
- Чернов В.М., Горьковец В.Я., Инина К.А., Раевская М.Б. К вопросу о стратиграфическом положении конгломератов Гимольского района Западной Карелии. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966.
- Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, „Карелия“, 1970.
- Чернов В.М., Стенарь М.М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. - Материалы по геологии Карелии, Труды Карельского филиала АН СССР, 1960, вып. 26.
- Чернов В.М., Стенарь М.М. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов. - В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова, Мурманск, 1961.
- Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. М., „Недра“, 1965.
- Шемякин В.М. Петрология гиперстеновых гранитоидов (интрузивных чарнокитов) Северной Карелии. - Автореф. канд. дисс. Л., 1969.
- Шемякин В.М., Афанасьева Л.И., Терентьева Н.В. Гидроксилсодержащий ромбический пироксен из чарнокитов Северной Карелии. - ДАН СССР, 1967, т. 175, № 2.
- Bartholome P.M. Iron-magnesium ratio in pyroxenes and olivines. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1962, Buddington vol.
- Brown G.C. and Fyfe W.S. The production of granitic melts during ultrametamorphism. - Contr. Mineral. and Petrol., 1970, vol 28, pp. 310-318.
- Frost M. J. Metamorphic grade and iron magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende. - Geol. Mag., 1962, vol. 99, N 5.
- Hall A. The relationship between Geothermal Gradient and the Composition of granitic magmas in orogenic belts. - Contr. Mineral. and Petrol., 1971, vol. 32, N 3.
- Harry W.T. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. - Miner. Mag., 1950, vol. 29, N 142.
- Harme M. Examples of granitisation of plutonic rocks. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1958, N 180.
- Harme M. Examples of granitisation of gneisses. - Bull. Comm. geol. Finlande., 1959, N 184.
- Harme M. Kivilajikartan selitys B 1, Turbu. English summary General geological map of Finland, 1 : 400 000, 1960.
- Harme M. On the potassium migmatites of southern Finland. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1965, N 189.
- Kretz R. Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-garnet. - J. Geol., 1961, vol. 69.
- Kretz R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and Ca-pyroxene in natural assemblages. - J. Geol., 1963, vol. 74, N 6.

- Lambert J.B., Robertson J.K. and Wyllie P.J. Melting reactions in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ to 18.5 kilobars. - Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, N 5.
- Luth W.C. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ to 20 kbar and relationship between H_2O content, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and P_{total} in granitic magmas. - Amer. J. Sci., vol. 267, pp. 325-341.
- Luth W.G., Jahns R.H. and Tuttle O.F. The granite system at pressures of 4 to 10 kbars. - J. Geophys. Research, 1964, vol. 69, pp. 759-773.
- Marmo V. On granites. A revision study. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1967, N 227.
- Miyashiro A. Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite. - Geochem. et Cosmochem. Acta, 1964, vol. 28, pp. 717-720.
- Mueller R.F. Oxidation on regional metamorphism. - Amer. J. Sci., 1961, vol. 259.
- Mueller R.F. Mobility of the elements in metamorphism. - J. Geol., 1967, vol. 75, N 5.
- Piwinskii A.J. and Wyllie P.J. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. - J. Geol., 1968, vol. 76, N 2.
- Piwinskii A.J. and Wyllie P.J. Experimental studies of the igneous rock series: felsic body suite from the Needle point pluton Wallowa batholith, Oregon. - J. Geol., 1970, vol. 78, N 1.
- Sederholm J.J. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland, Part 1: The Pelling region. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1923, N 58.
- Sederholm J.J. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland, Part II: The region around the Barosunds-Fjard W. of Helsingfors and Helighbouring areas. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1926, N 77.
- Sederholm J.J. On the migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland, Part III: The A Land Islands. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1934, N 107.
- Shaw H.R. The four-phase curve sanidine-quartz-liquid-gas between 500 and 4000 bars. - Amer. Mineral., 1963, vol. 48, pp. 883-896.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, vol. 74.
- Wyllie P.J. and Tuttle O.F. Hydrothermal melting of shales. - Geol. Mag., 1961, vol. 98, pp. 56-66.
- Yoder H.S. and Tilley C. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. - J. Petrol., 1962, vol. 3, pp. 346-532.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|----|
| Предисловие | 3 |
| Краткая геологическая характеристика | 5 |
| Региональный метаморфизм | 14 |
| Метаморфизм фундамента ранних карелид | 14 |
| Гранулитовая фация | 14 |
| Минеральные ассоциации | 14 |
| Породообразующие минералы | 17 |
| Распределение железа и магния в сосуществующих минералах гранулитовой фации | 28 |
| Эволюция пород гранулитовой фации при диафторезе амфиболи- товой фации | 30 |
| Богатые кальцием породы | 32 |
| Минеральные ассоциации | 32 |
| Породообразующие минералы | 32 |
| Бедные кальцием породы | 33 |
| Минеральные ассоциации | 33 |
| Породообразующие минералы | 37 |
| Общие закономерности эволюции пород и минералов при диафторезе | 39 |
| Прогрессивный региональный метаморфизм нижнепротерозой- ских отложений | 43 |
| Глиноземистые породы | 44 |
| Минеральные ассоциации | 44 |
| Породообразующие минералы | 46 |
| Богатые кальцием породы | 52 |
| Минеральные ассоциации | 52 |
| Породообразующие минералы | 52 |
| Железисто-кремнистые породы | 56 |
| Распределение железа и магния между железомagneзиаль- ными минералами и условия метаморфизма ниже- протерозойских отложений | 60 |
| Выводы | 63 |

| | |
|---|-----|
| Гранитообразование | 64 |
| Гранитообразование в фундаменте ранних карелид | 65 |
| Первый этап гранитообразования | 65 |
| Плагиогранитоиды | 65 |
| Второй этап гранитообразования | 101 |
| Микроклин-плагиоклазовые и плагиомикроклиновые граниты | 101 |
| Жильные микроклиновые граниты | 109 |
| Гранитообразование по нижнепротерозойским породам | 114 |
| Ребольские мигматит-граниты | 114 |
| Гранитизация богатых кальцием пород | 121 |
| Гранитизация бедных кальцием пород | 123 |
| Особенности химизма гранитизации | 123 |
| О воздействии селецкой складчатости на реболь- ские мигматит-граниты | 128 |
| О разуплотнении при гранитизации нижнепротеро- зойских пород | 132 |
| Селецкие мигматит-граниты | 134 |
| Вопросы петрологии протерозойских мигматит-гранитов | 138 |
| Заключение | 144 |
| Литература | 147 |

Лината Петровна Свириденко

МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

Утверждено к печати Институтом геологии
Карельского филиала АН СССР

Редактор издательства Т.Н. Токарева
Художник Я.В. Таубвурцель
Технический редактор А.И. Каплунова
Корректоры Н.В. Лихарева и Т.Г. Эдельман

Сдано в производство и подписано к печати 24/У 1974 г.
Формат бумаги 70 x 108 1/16. Печ. л. 9 3/4 = 13,65 усл. печ.
Уч.-изд. л. 14,21. Изд. № 5608. Тип. зак. № 1338 М-25789. Тираж 650.
Бумага № 1. Цена 1 р. 42 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства „Наука“. 199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12