



**Л. В. МАХЛАЕВ**

**ИЗОЛИТОГЕННЫЕ  
ГРАНИТНЫЕ  
РЯДЫ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО  
КРАСНОЯРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Л. В. МАХЛАЕВ

# ИЗОЛИТОГЕННЫЕ ГРАНИТНЫЕ РЯДЫ

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук Н. Н. АМШИНСКИЙ

5197



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1987



**Махлаев Л. В. Изолитогенные гранитные ряды.**— Новосибирск: Наука, 1987.

В монографии развивается новое научное направление — литология ультраметаморфических комплексов, раскрывается сущность роли субстрата гранитообразования. На этой основе сформулировано понятие об изолитогенных гранитных рядах как о совокупности продуктов гранитизации, реоморфизма и анатексиса литологически однотипных исходных пород. Палеолитологический подход открывает новые возможности стратиграфического расчленения ультраметаморфитов, их корреляции, оценки перспектив рудоносности.

Книга рассчитана на геологов, изучающих ультраметаморфические и гранитоидные комплексы и выполняющих полевые-съемочные работы в районах их развития.

Рецензенты *С. А. Апаньев, В. Н. Смешляев*

**Лев Васильевич Махлаев**

## **ИЗОЛИТОГЕННЫЕ ГРАНИТНЫЕ РЯДЫ**

Утверждено к печати

Красноярским отделением

Всесоюзного минералогического общества

Редактор издательства **Е. И. Тимофеева**  
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**  
Художник **Е. Ф. Гришин**  
Технический редактор **Т. Н. Драгун**  
Корректоры **В. К. Жихарева, Е. В. Фетисова**

ИБ № 30205

Сдано в набор 19.09.86. Подписано к печати 18.02.87. МН-02216. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 9,5+вкл. Усл. кр.-отт. 10,1. Уч.-изд. л. 11. Тираж 1000 экз. Заказ № 371. Цена 1 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

М  $\frac{1904020000-807}{042(02)-87}$  198—87 — II

© Издательство «Наука», 1987 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Понятие об изолитогенных гранитных рядах как о совокупности последовательно сменяющих друг друга продуктов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, гранитизации, реоморфизма и полного переплавления литологически однотипных исходных пород было сформулировано нами на основании геолого-петрографического исследования гранитоидов и метаморфитов докембрийского складчатого пояса Таймыра, слагающих единую гранитную серию в том понимании, которое вкладывал в этот термин Г. Рид [Махлаев, Коробова, 1972; Махлаев, 1973, 1974]. Изучение конкретных изолитогенных рядов в составе таймырской гранитной серии показало, что их формирование обусловлено наследованием ультраметаморфитами особенностей вещественного состава исходного субстрата, что проявляется в специфике химизма пород, подобии минерального состава, наследовании особенностей химизма породообразующих и аксессуарных минералов.

Исследования последующих лет, проводившиеся как в пределах Таймырского складчатого пояса, так и в других структурах обрамления Сибирской платформы, а также анализ публикаций, характеризующих ультраметаморфогенные гранитные серии других регионов, подтвердили правильность первоначальных выводов и показали, что изолитогенные гранитные ряды не являются специфической особенностью таймырского докембрия — они могут быть выделены и охарактеризованы в составе гранитных серий других складчатых поясов, причем не только докембрийских, но и фанерозойских [Махлаев, Щербаков, 1984]. Выявление и изучение таких рядов способствуют распространению принципов и методов палеолитологических реконструкций метаморфических толщ, разрабатывавшихся, в частности, у нас в стране академиком А. В. Сидоренко и его школой, на ультраметаморфические образования, которые в этом отношении остаются до сих пор не охарактеризованными, поскольку большинству геологов какие-либо палеолитологические реконструкции ультраметаморфитов представляются не только сомнительными, но и вообще неосуществимыми. Считается само собой разумеющимся, что если особенности минерального и химического состава исходных гней-

сов и сланцев в какой-то мере и сказываются на составе и иных особенностях ультраметаморфогенных пород, то только на самых ранних стадиях процесса, пока в субстрате мигматитов сохраняется неизменный гнейсовый материал; в дальнейшем же интенсивность преобразований столь значительна, что невозможно установить первичную природу исходного субстрата.

Если такие представления справедливы, то вся предшествующая геологическая история регионов, сложенных ультраметаморфическими комплексами, никогда не может быть расшифрована. По отношению к регионам развития ультраметаморфитов теряют смысл такие геологические операции, как стратиграфическое расчленение, корреляция разрезов и даже составление геологической карты, ибо основой подобных построений при невозможности применения палеонтологических методов является литология. Однако не так давно представлялась невозможной и реконструкция первичной природы метаморфитов. Поэтому к подобным утверждениям надо подходить осторожно. Не случайно в работах геологов, ведущих исследования докембрия в разных регионах мира, все чаще приводятся факты, показывающие, что как бы ни были существенны преобразования, происходящие при ультраметаморфизме, не все особенности исходных пород стираются бесследно [Усенко и др., 1971; Менерт, 1972; Рубо, Де ла Рош, 1972; Щербаков, 1975; Макрыгина, 1981; Chappell, 1984; и др.]. О принципиальной возможности использования этих унаследованных особенностей для реконструкции первичной литологии ультраметаморфитов и о необходимости выполнения соответствующих исследований говорил Я. Н. Белевцев в своих выступлениях на X Всесоюзном совещании (1973 г.) и на Международном симпозиуме по корреляции докембрия (1975 г.). Возможность палеолитологической реконструкции ультраметаморфитов неоднократно отстаивалась нами [Махлаев, 1973, 1974; Махлаев, Коробова, 1972; Махлаев, Щербаков, 1984].

Видимо, не случайно в последнее время геологи разных стран независимо друг от друга неоднократно обращались к этой проблеме, цель которой заключается в выявлении первичной природы ультраметаморфитов. Однако подход к решению этой задачи у разных авторов различен: нет не только единой методики, но и сколько-нибудь систематизированного обобщения накопленного опыта. Каждый исследователь, посвятивший себя палеолитологическим реконструкциям ультраметаморфических комплексов, начинает, по существу, с нуля, опыт предшественников ему почти не помогает. Поскольку автор настоящей монографии занимается данной проблемой уже более двадцати лет, он взял на себя смелость поделиться с коллегами своим опытом и своими сомнениями. В основу монографии положены материалы, полученные в процессе изучения докембрийской гранитной серии Таймыра. На основании анализа опубликованных работ обоснована возможность выделения изолиитогенных рядов в составе гранитных серий других регионов мира.

Автор выражает сердечную благодарность коллегам по изучению Таймыра — сотрудникам Красноярского отделения СНИИГГиМС, и более всего Н. И. Коробовой, щедро делившейся материалами, идеями, а также оказывавшей помощь в выполнении различных работ. Искренняя благодарность приносится также сотрудникам ВНИИ «Океангеология» Ю. Е. Погребницкому, Ю. И. Захарову, Л. С. Егорову, Г. А. Ковалевой, Л. А. Чайке за творческие дискуссии, способствовавшие разрешению многих спорных вопросов и в значительной мере содействовавшие укреплению изложенных в монографии представлений.

Автор глубоко признателен своему учителю профессору Н. Г. Судовикову, академикам Ю. А. Кузнецову и А. В. Сидоренко, профессору Н. Н. Урванцеву за содержательные консультации и постоянную помощь на разных стадиях работы над данной проблемой.

## К ИСТОРИИ ПАЛЕОЛИТОЛОГИЧЕСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ В ИЗУЧЕНИИ ГРАНИТОИДОВ

Палеолитологический подход к изучению ультраметаморфитов вообще и гранитоидов корового происхождения в особенности является принципиально новым, но родился он, тем не менее, не на голом месте: были исследователи, которые своими трудами предопределили его появление, сделали возможной постановку соответствующей проблемы и даже наметили направление поиска путей ее решения. К таким «провозвестникам» литологического направления в изучении ультраметаморфитов следует отнести в первую очередь В. И. Вернадского, Г. Рида, Ю. А. Кузнецова и Н. Г. Судовикова.

В. И. Вернадский специально, казалось бы, вопросами гранитообразования не занимался, однако свое отношение к этой проблеме, личную позицию он выразил очень четко, почти в афористической форме: «Гранитная оболочка планеты по своему веществу отвечает метаморфизованному, мигматизированному и переплавленному веществу геологически былых биосфер» [Вернадский, 1965]. Несколькими измененная, эта мысль встречается и в других его работах. Можно лишь сожалеть, что ни в одной из них нет ее расшифровки. Каким путем пришел В. И. Вернадский к такому решению, из каких положений исходил, на какие доводы опирался? По-видимому, он сам отлично сознавал, что мысль эта намного опередила уровень современных представлений, и вряд ли надеялся быть понятым. Потому и оставил это решение решением «для себя». Действительно, и при жизни В. И. Вернадского, и спустя четверть века после его смерти высказывание это оставалось незамеченным: оно не комментировалось и даже не цитировалось в трудах других геологов. В 70-е годы, буквально «вдруг», как будто оно было только что опубликовано, высказывание стало цитироваться на страницах научных журналов. Но вернемся к существу вопроса. Если вещество гранитного слоя Земли отвечает веществу былых биосфер, т. е. былых осадочных оболочек, то чем именно отвечает? Химизмом? Изотопным составом? Что унаследовано гранитами от той предшествующей догранитной стадии? Если принять афоризм В. И. Вернадского в качестве научного положения, то постановка таких вопросов неизбежна. Если вещество гранита было ранее веществом чего-то

ино, то следы этого догранитного прошлого логичнее всего искать именно в особенностях вещественного состава. И если это вещество в своем догранитном прошлом было веществом осадочной оболочки Земли, то литологические аспекты в изучении гранитов закономерны и неизбежны. Подобно тому как в литологии существует понятие о «петрофонде» — совокупности источников вещества, за счет которых образуются отложения той или иной осадочной формации, в петрологии представляется рациональным понятие о «литофонде» — совокупности исходных осадков и вулканитов, за счет преобразования которых был сформирован тот или иной ультраметаморфический комплекс, включая и гранитоиды разных стадий образования — метасоматические, реоморфические и палингенно-анатектические (магматические).

Для Г. Рида, в отличие от В. И. Вернадского, проблема гранитов была главным делом жизни. На протяжении многих лет, видя в изучении гранитов ключ к выявлению основных закономерностей развития сиала в целом, он рассматривает разные аспекты этой темы: закономерности локализации различных типов гранитов в пространстве, в структурах разных уровней — от глубинных к поверхностным, последовательность, с которой эти типы гранитов сменяют друг друга во времени по мере развития геосинклинали на протяжении орогенного цикла, соотношение гранитообразования с метаморфизмом и т. д. Г. Рид наглядно показал сложность, многообразие и противоречивость этого объекта геологии. Не случайно монография, обобщающая результаты длительных исследований гранитоидов, была озаглавлена «Гранитные противоречия» [Read, 1957]. И все же именно он усмотрел элементы единства, гармоничной направленности в развитии сложных и противоречивых гранитных систем в геосинклинальных подвижных поясах. Согласно Г. Риду, каждая геосинклиналь в своем развитии порождает многообразный и полигенный набор гранитоидов, которые могут быть сгруппированы в единую последовательность (серию), исходя из степени их перемещенности, интрузивности. В типовой серии им выделяются следующие сменяющие друг друга группы:

Автохтонные граниты, мигматиты → Параавтохтонные граниты → Аллохтонные (интрузивные) граниты → Гранитные плутоны

Предпочтение именно этому критерию было отдано не случайно. В оценке степени интрузивности главная роль принадлежит полевым наблюдениям, а Г. Рид всегда подчеркивал, что вопрос о происхождении гранитов представляется ему «как проблема полевой геологии: она не может считаться проблемой минералогии, петрографии, физической химии или любой из прочих смежных дисциплин» [Рид, 1950].

Принятие концепции ридовских серий приводит исследователя, как и высказывание В. И. Вернадского, к проблеме наследования членами серии материала исходных пород. То, что автохтонные

гранитоиды и мигматиты наследуют многие особенности не только состава, но и текстуры исходных метаморфитов — очевидно и общеизвестно. Логично предположить, что и каждый последующий член серии должен наследовать особенности химизма и минерального состава от члена, непосредственно ему предшествовавшего. Но может ли быть наследование особенностей вещественного состава исходного субстрата сквозным? Если да, то до какой степени? И в чем конкретно это проявляется?

С несколько иных позиций подходил к выделению гранитных серий Н. Г. Судовиков, положивший в основу генетический принцип (табл. 1.1, см. вкладку). На многочисленных примерах он показал, что автохтонные граниты могут объединять породы всех трех генетических групп (метасоматиты, реоморфиты, магматиты), а магматические граниты, в свою очередь, могут образовывать автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные тела [Судовиков, 1964]. Работая на Алданском щите, Н. Г. Судовиков установил, что гранитизация разных исходных пород приводит к образованию разных гранитоидов, и сформулировал понятие о «гранитизационной серии», охватывающей продукты метасоматической гранитизации и начального плавления однотипных исходных гнейсов. По-видимому, лишь отсутствие в то время соответствующих фактических данных не позволило ему поставить вопрос о распространении гранитизационных серий на параавтохтонные и аллохтонные гранитоиды, но можно утверждать, что гранитизационные серии Н. Г. Судовикова — это начальные звенья соответствующих изолированных рядов.

Особо следует отметить работы в этом направлении Ю. А. Кузнецова. Еще в 30-е годы, задолго до появления схемы Г. Рида, он разделил чарнокиты Енисейского кряжа на богуниты и кузеевиты. Богуниты слагают диффузные тела, связанные постепенными переходами с вмещающими их гнейсами. Ю. А. Кузнецов показал, что они образуются в результате селективного плавления пород гранулитовой фации, а потому и не могут быть четко отделены от последних. По мере накопления расплава появляется способность к течению. Такой подвижный материал выполняет раскрывающиеся трещины, что хорошо фиксируется в будинаж-структурах. Постепенно он становится все более гомогенным и мобильным, формируя настоящие интрузии: дайки, штоки, сложенные однородными магматическими чарнокитами — кузеевитами. Хотя геологическая позиция богунитов и кузеевитов различна, различно становления массивов, первичное вещество тех и других пород едино. Богуниты и кузеевиты отображают разные стадии переработки одних и тех же исходных пород [Кузнецов, 1941].

Помимо генетического принципа, положенного в основу выделения ультраметаморфогенных гранитных серий Н. Г. Судовиковым, и различий в степени перемещенности гранитного материала, на котором основывался Г. Рид, исследователи принимали и другие принципы (см. табл. 1.1). Наиболее известны схемы, бази-

рующиеся на различиях в отношении времени формирования гранитоидов к главной фазе складчатости (П. Эскола), и схемы, базирующиеся на комбинациях генетического и геоструктурного принципов (К. Менерт, Л. В. Климов, Т. Г. Павлова), однако схема Г. Рида в практической работе более удобна, поскольку степень интрузивности конкретного гранитоидного тела установить, как правило, значительно легче, чем однозначно определить признаки, лежащие в основе других схем (генезис, отношение к складчатости и т. п.). Критерии, рекомендуемые Г. Ридом, более объективны и менее дискуссионны. К тому же его схема при всей внешней формализованности насыщена генетическим, структурно-тектоническим и историко-геологическим содержанием, а потому она, будучи более полной и информативной, чем схемы других авторов, при необходимости может быть достаточно легко сопоставлена с ними.

Широкое распространение представлений о коровой (палингено-анатектической) природе гранитной магмы привело к тому, что становление литологического (или, точнее, палеолитологического) направления в изучении гранитоидов стало вопросом времени, хотя само словосочетание «литология гранита» или даже «палеолитология гранита» до сих пор воспринимается непривычно. Действительно, если гранит — продукт коровый, то вопрос о том, чем было его вещество до того, как оно стало веществом гранита, неизбежен, и также неизбежны поиски таких критериев, которые позволили бы нам при изучении гранита воссоздать его догранитное прошлое.

На наш взгляд, поиски путей реконструкции первичной литологии гранитоидов существенно облегчаются в тех случаях, когда исследователь имеет дело с гранитными сериями типа серий Рида. Как известно, методы реконструкции первичной литологии регионально-метаморфических пород разработаны хорошо, а поэтому, как правило, первичная природа гнейсов и кристаллических сланцев устанавливается с достаточно высокой достоверностью. Что же касается начальных членов ридовской серии — автохтонных гранитов и мигматитов, то для них характерны тесная ассоциация с исходными метаморфитами, наличие взаимопереходов, а потому мы имеем полное право распространить данные о первичной литологии соответствующих метаморфитов на развивающиеся по ним автохтонные ультраметаморфиты. И далее, при наличии установленной и доказанной гранитной серии исследователю остается шаг за шагом идти от ее начальных членов к последующим вплоть до конца, сопоставляя особенности структуры, текстуры и состава новообразованных членов серии как с непосредственно им предшествующими, так и со всеми звеньями изучаемой цепочки, начиная от исходных метаморфитов, с целью выявления именно тех особенностей, которые обусловлены спецификой первичного материала, и отличия их от особенностей, приобретенных породой в процессе развития ультраметаморфизма.

Исследования такого рода были подготовлены всем ходом развития геологии, а потому одновременно и независимо друг от друга они были начаты в разных странах, о чем свидетельствует почти одновременное появление соответствующих публикаций. Обзор части этих работ будет дан в гл. 8, однако на некоторых из них необходимо остановиться сейчас. В начале 70-х годов была опубликована составленная под руководством Н. Н. Амшинского карта гранитоидных комплексов Алтая, на которой химизм гранитоидов сопоставлен с химизмом вмещающих толщ. Эта карта наглядно иллюстрирует наследование автохтонными и параавтохтонными гранитами этого региона особенностей состава исходного субстрата [Амшинский, 1973]. Существенное значение для становления палеолитологического направления в изучении ультраметаморфитов имели работы И. Б. Щербакова, изучавшего соответствующие породы Украинского щита. В одной из первых публикаций этого цикла он показал, что существуют четкие статистически значимые различия в содержании глинозема между биотитами метапелитов и metabазитов, причем различия эти стойко наследуются биотитами ультраметаморфитов, включая и продукты полного переплавления — палингенные магматические граниты, а потому «изучение состава биотитов из гранитоидов наряду с другими особенностями вещественного состава последних позволяет разделить все разнообразие гранитоидов на три литологические группы: апопелитовые, апобазитовые и граниты промежуточного состава» [Усенко и др., 1971, с. 92]. Тот же вывод, но обоснованный большим цифровым материалом (данные более 400 анализов) приводится в вышедшей несколько позже монографии «Биотиты докембрия» [Усенко и др., 1972]. Необходимо подчеркнуть, что в этих работах практически одновременно, но совершенно независимо от наших исследований предпринята попытка реконструкции первичной литологии ультраметаморфогенных гранитоидов. По существу, что такое апопелитовые граниты? Если воспользоваться нашей терминологией, их можно назвать гранитами «апопелитового изолитогенного ряда». Точно так же апобазитовые граниты — это граниты «апобазитового изолитогенного ряда». Такое сопоставление было сделано в докладе на XXVII Международном геологическом конгрессе [Махлаев, Щербаков, 1984].

Весьма интересны также начатые несколько позже работы группы австралийских геологов во главе с Б. Чапелом. В 1974 г. опубликована статья Б. Чапела и А. Уайта «О двух контрастных типах гранитов», в которой граниты Юго-Восточной Австралии были разделены на два типа — «S» и «I». Граниты первого типа образовались за счет гранитизации и селективного плавления метаосадочных гнейсов, преимущественно метапелитов, а второго — за счет такого же преобразования магматических пород и образующихся по ним ортометаморфитов. Следует обратить внимание на исключительную близость этой схемы и схемы И. Б. Щербакова. Граниты S-типа — апоосадочные, преимущественно апопелитовые, граниты I-типа — апомагматические, преимущественно апобазитовые.

товые. Тем не менее схема Б. Чаппела получила более широкую известность. Сейчас работы, в которых рассматриваются на местных материалах граниты I- и S-типов публикуются в разных странах, их рефераты имеются в каждом номере «Реферативного журнала» за последние 5 лет. Следует указать на одну распространенную ошибку. Советские геологи часто параллелизуют схему Б. Чаппела с широко распространенной схемой деления гранитоидов на мантийные и коровые: граниты I-типа трактуются как первые, а S-типа — как вторые. Это не так. В первых статьях Б. Чаппела речь шла лишь о различиях в типах исходных пород, мантия в них не упоминалась. В последней, своего рода итоговой, статье «Об исходных породах для гранитов I- и S-типов» Б. Чаппел специально рассматривает этот вопрос и подчеркивает, что оба типа гранитов являются коровыми, а различия обусловлены именно тем, что они развиваются по разным исходным породам [Chappell, 1984].

В наших работах [Махлаев, 1973, 1974, 1978; Махлаев, Коробова, 1972; Махлаев, Щербаков, 1984] было показано, что реконструкция первичной литологии исходного субстрата гранитообразования может быть гораздо более полной: в составе докембрийской гранитной серии Таймыра нами выделены четыре изолитогенных гранитных ряда — апелитовый, апограувакковый, апобазитовый (известковисто-граувакковый) и гастингситовых гранитов (апоандезитовый). Следует подчеркнуть, что первые три ряда формируются за счет пород, известных в составе практически всех складчатых поясов, а их конечные члены представляют собой самые распространенные типы гранитоидов — двуслюдяные граниты, биотитовые граниты и адамеллиты, биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты. Породы четвертого ряда, как исходные, так и (особенно!) конечные, — более редки и специфичны.

Установленные нами характерные признаки позволяют выявить аналогичные ряды в составе гранитных серий других регионов, основываясь на данных об особенностях вещественного состава метаморфитов и гранитоидов, содержащихся в опубликованных работах, даже в тех случаях, когда авторы последних и не ставили цель выявить первичную литологию исходного субстрата гранитообразования. Тем более эффективен анализ работ, авторы которых решили такую задачу. В этом плане показательны последние статьи Б. Чаппела. На основании особенностей химизма и изотопных отношений он и его коллеги смогли выделить в гранитоидах Юго-Восточной Австралии в рамках каждого из основных типов (I и S) по несколько так называемых «гранитных свит». В каждую свиту входят гранитоиды и иные ультраметаморфиты, развившиеся по специфичному исходному субстрату, отличному от субстрата других свит [Chappell, 1984]. Совершенно очевидно, что при таком понимании «гранитные свиты» Б. Чаппела — аналог наших «изолитогенных гранитных рядов».

Следует подчеркнуть, что хотя основные выводы Б. Чаппела о наследовании ультраметаморфогенными гранитоидами особен-

постей исходных пород были сформулированы позже аналогичных наших заключений, получены они независимо от наших работ, причем исследования выполнялись не только на ином объекте, но и опирались на принципиально иную методику — детальные геохимические исследования. Тот факт, что несколько геологических коллективов (группы И. Б. Щербакова, Б. Чаппела, Красноярского отделения СНИИГГиМС), работая в разных регионах, опираясь на разные исходные методики, пришли к идентичным выводам, служит, на наш взгляд, лучшим подтверждением объективного и универсального характера выявленных закономерностей. Существование изолированных гранитных рядов представляет собой объективную реальность окружающего мира. Оно отражает первичную неоднородность исходного объекта ультраметаморфизма — гранитизируемых блоков земной коры.

Поскольку основой для выделения изолированных гранитных рядов послужила в свое время именно докембрийская гранитная серия Таймыра, она будет рассмотрена более детально. К тому же таймырская серия на сегодня более комплексно охарактеризована аналитически, а ряды в ее составе подтверждены не только петрографически и петрохимически, но и прямыми геологическими наблюдениями. Именно на базе выводов по Таймыру будут проанализированы материалы по гранитным сериям других регионов и показана возможность выделения изолированных гранитных рядов в их составе.

Следует остановиться еще на одном моменте. В геологии вообще, а в учении об ультраметаморфизме в особенности, многие термины, даже те, которыми определяются ключевые понятия, не имеют единого общепринятого толкования. Представители разных школ описывают одинаковые процессы разными терминами либо наоборот — один и тот же термин используют для описания разных объектов и явлений. В сложившейся ситуации, видимо, целесообразно заранее указать, какого именно из существующих толкований тех или иных главных терминов придерживался автор при написании работы.

**Ультраметаморфизм** понимается нами (в соответствии с определениями П. Холмквиста, Г. Рида и Н. Г. Судовикова) как совокупность структурных, химических и фазовых преобразований горных пород, происходящих в земной коре глубже уровня начала выплавления гранитной эктектики. Ультраметаморфизм проявляется регионально и охватывает целый комплекс процессов, протекающих в разных сочетаниях и в разной последовательности: мигматизацию, гранитизацию, палингенез, метасоматоз и др.

**Мигматит** — порода смешанного состава, в которой представлены реликтовая твердая фаза (субстрат или палеосома) и продукт кристаллизации новообразованной жильной фазы — расплава или флюида (метатект или неосома). Происхождение мигматитов может быть различным — инъекция жильного материала извне или выплавление его на месте. Соответственно и

мигматизация может быть контактово-инъекционной и региональной. Строго говоря, к ультраметаморфизму следует относить лишь последнюю.

**Гранитизация** — направленное преобразование различных горных пород, в результате которого последние по своему составу, структуре и облику все более приближаются к граниту, сохраняя однако при этом твердое состояние, т. е. не проходя через магматическую стадию. Последнее не означает, что в них не может присутствовать расплав, но в каждый отдельно взятый момент общее содержание расплава должно быть таким, чтобы гранитизируемые массы в целом не обрели текучести.

Как правило, гранитизация сопровождается привнесом недостающих и выносом избыточных (в сравнении с гранитом) компонентов. В зависимости от состава гранитизируемых пород баланс вещества может быть принципиально различным: так, кремний при гранитизации почти всегда привносится, но из гранитизируемых кварцитов — выносятся. Продукт гранитизации далеко не всегда гранит, поскольку процесс может быть прерван на разных стадиях, да и исходные породы варьируют от базитов до кварцитов, образуются гранодиориты, диориты, граносиениты, адамеллиты и т. д. Однако это не дает оснований выделять наряду с гранитизацией «диоритизацию» или «адамеллитизацию» — процесс остается единым.

**Реоморфизм** — переход твердых горных пород в текучее состояние вследствие накопления в них межгранулярного анатектического расплава.

**Анатексис** — переплавление горных пород в результате прогрессивного повышения температуры либо привноса компонентов, снижающих температуру плавления (летучих), в предварительно нагретые породы. Последнее ближе всего к содержанию, которое вкладывал в этот термин его автор — И. Седергольм. Однако сейчас анатексис понимают более широко, подразумевая под ним плавление под воздействием любых глубинных факторов. Масштаб проявлений анатексиса очень широк — от образования межзерновых или пленочных микрообособлений эвтектичного расплава до формирования громадных объемов анатектических магм. Примерно в том же значении используется термин **палингенез** (возрождение), однако этимологически его следовало бы употреблять только для случаев переплавления ортопород.

Наиболее приемлемым определением термина **метасоматоз** является, по нашему мнению, то, которое дано в «Геологическом словаре» 1960 г.: «Процесс замещения одних минералов или горных пород другими с изменением химического состава при взаимодействии горной породы с расплавом, газовой фазой или растворами, при котором растворение старых и образование новых минералов происходит почти одновременно, так что порода сохраняет твердое состояние в течение всего процесса». Аналогичное содержание вкладывают в это понятие Н. Г. Судовиков, К. Ме-

нерт, Г. Рид. Однако большинство советских петрологов исключают из метасоматоза взаимодействие горных пород с расплавом, используя при описании термин **магматическое замещение**, предложенный Д. С. Коржинским. Следует учитывать, что это понятие является более широким и включает наряду с метасоматическими преобразованиями реоморфизм и анатексис — в тех случаях, когда реоморфные массы и анатектические магмы не покидают места своего образования.

Нуждаются в уточнении понятия **мигма** и **магма**. Под мигмой мы понимаем смесь новообразованного (анатектического) расплава с недоплавленным материалом с такой долей жидкой фазы, которая обеспечивает способность массы в целом к течению, но не достаточна для ее гомогенизации. По Рейнхарду такое состояние возможно при содержании расплава в пределах 26—60%, по Сосману — 5—20%. Судя по появлению текстур течения в мигматитах, мобильность реоморфных масс достигается в природе не при 5, но и не при 26% расплава, а примерно при 10—15%. Магма — любой природный расплав независимо от способа его возникновения, т. е. анатектический расплав — тоже магма. Магмой называется и подобная мигме смесь расплава и твердой фазы в тех случаях, когда последняя является не реликтовой, а новообразованной, т. е. представляет собой продукт кристаллизации этого расплава.

Не имеет однозначного определения и термин **гранит**. Первоначально так называли любую кристаллически-зернистую породу. Другой крайностью является строгая классификация Розенбуша, в которой это название закреплено только за лейкократовыми двуслюдяными ортоклаз-олигоклазовыми гранитами. Тенденции к безграничному расширению и чрезмерной конкретизации этого термина сохраняются и поныне. В настоящей работе слово «гранит» используется в двух значениях. Когда речь идет о разнообразиях пород в составе той или иной группы либо о деталях строения какого-то массива, оно, наряду с такими названиями, как гранодиорит, кварцевый диорит и т. д., используется нами в соответствии с современной классификацией и классическими определениями Р. Дэли, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. Н. Заварицкого с одной лишь существенной оговоркой: нами не принимается во внимание генезис, т. е. мы называем гранитом не только магматическую породу. Если же рассматривается массив в целом, крупная группа в составе серии (например, «автохтонные граниты», «позднекинematические граниты», «реоморфические граниты» и т. п.) или же речь идет о гранитной серии в целом, то слова «гранит» и «гранитный» выступают как синонимы понятий «гранитоид» и «гранитоидный». Подобное значение соответствует объему понятия «гранит» по «Петрографическому словарю» 1963 г.: «...общее название всех зернистых пород, принадлежащих к семейству гранита, состоящих из микроклина или ортоклаза, плагиоклаза, кварца и одного или нескольких минералов из группы слюды, амфибола или пироксена». Такая «двузначность» определения является нор-

мой современной петрологической литературы — она отчетливо выражена в трудах Г. Рида, П. Эскола, К. Менерта, Э. Рагена, Н. Г. Судовикова и многих других исследователей и не затрудняет чтения этих работ.

## Глава 2

### **КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ДОКЕМБРИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ТАЙМЫРА**

Едва ли можно найти хотя бы две мелкомасштабные сводные геологические карты Таймыра, на которых рисовка структур этого региона была бы если не одинаковой, то хотя бы подобной. Совершенно различна также возрастная индексация выделяемых комплексов и даже их количество. Казалось бы, это должно свидетельствовать о крайне слабой изученности региона, однако в действительности дело здесь, скорее, в недостаточной осведомленности: широкому кругу геологов, включая и авторов обзорных карт, значительно меньше известно о результатах новейших исследований Таймыра, чем об итогах работ в более освоенных и традиционно более интересующих нас районах — Урал, Кавказ, Украина, Карелия и т. д. Это объясняется недостаточным количеством публикаций по Таймыру и почти полным отсутствием среди них таких, в которых местные материалы привлекались бы в какой-то степени для разрешения общетеоретических проблем геологии, т. е. работ, выходящих за региональные рамки, а потому интересных всем.

Докембрийские образования слагают на Таймыре полосу шириной 50—150 км и протяженностью более 750 км — от Пясинского залива на западе до залива Фаддея на востоке. К северу они уходят под поверхность Карского моря, слагая его дно и многочисленные острова на расстоянии 50—100 и более километров от берега. С юга и запада докембрий перекрыт палеозойскими породами. Некоторые исследователи рассматривают эту область как фрагмент обрамления гипотетической Карской платформы [Забияка, 1974], другие относят ее к обрамлению Сибирской платформы [Муратов, 1966; Махлаев, 1978].

Различия в наборе первичных формаций, в типе и характере метаморфизма и других наложенных преобразований позволяют разделить докембрийские отложения Таймыра на интенсивно дислоцированный гнейсово-сланцевый геосинклинальный комплекс и залегающий на нем со структурным несогласием орогенный комплекс умеренно дислоцированных слабо метаморфизованных терригенных и карбонатных осадков (рис. 2.1). Последний с локально выраженным размывом перекрывается фаунистически оха-

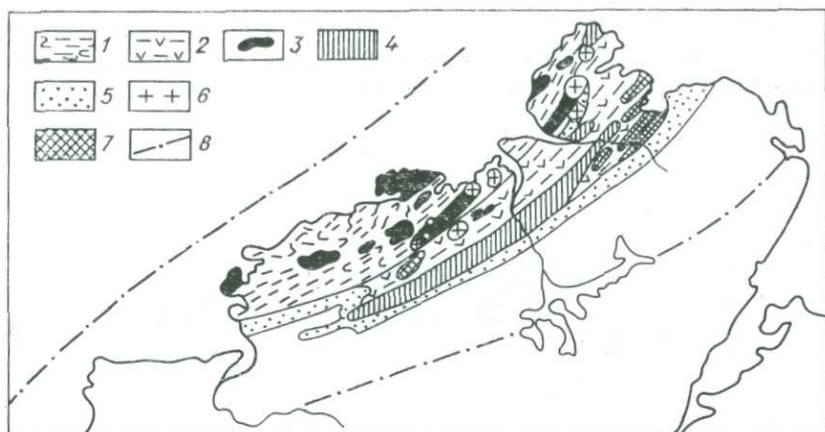


Рис. 2.1. Схема геологического строения Таймырской складчатой области. 1, 2 — структурно-формационные зоны геосинклинального комплекса: 1 — Мининско-Вальтеровская, 2 — Чукчинско-Челюскинская; 3 — докембрийские гранитоиды; 4 — орогенный комплекс; 5 — нижнепалеозойские отложения; 6 — позднегерцинские гранитоиды; 7 — надвиговые чешуи; 8 — предполагаемые границы докембрийского складчатого пояса.

рактированным нижним кембрием. По нашему мнению, его следует относить к венду и рассматривать как аналог литологически близких вендских толщ других звеньев обрамления Сибирской платформы — тасеевской серии Енисейского кряжа, карагасской свиты Восточного Саяна, ушаковской свиты Западного Прибайкалья и т. д., но не исключен и несколько более древний (рифейский) возраст.

#### 2.1. ЛИТОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

До сих пор остается дискуссионным вопрос, является ли гнейсово-сланцевый комплекс единым или же он подразделяется на два самостоятельных комплекса, принадлежащих различным тектономагматическим циклам. Первоначально такое разделение обосновывалось различиями в степени метаморфизма. Предполагалось, что гнейсы формировались в нижнем протерозое либо даже в архее, а филлиты — в верхнем протерозое [Равич, 1954; Равич, Погребницкий, 1965]. Однако еще Н. Н. Урванцев, а позже А. М. Даминова указывали на постепенные взаимопереходы между этими породами [Даминова, 1958], что подтверждено работами последних лет: изограды метаморфизма на Таймыре, как правило, не совпадают со стратиграфическими границами, и отложения единой пачки нередко представлены в одной части гнейсами, а в другой — филлитами с наличием всей гаммы переходных пород [Махлаев, Коробова, 1972]. Сторонники двучленного деления предположили, что часть гнейсов и филлитов принадлежит нижнему протерозою, а часть абсолютно таких же пород —

среднему [Захаров, Забияка, 1983]. При этом критерии распознавания тех и других не приводятся. Поскольку стратиграфия таймырского докембрия все еще находится в стадии разработки, мы приведем краткую характеристику не свит, а наиболее развитых формаций, в выделении которых, как и в оценке последовательности их размещения по разрезу, современные исследователи региона достаточно единодушны, хотя геологический возраст этих формаций оценивается ими весьма различно: от позднего архея до раннего палеозоя.

Установлено, что разрезы таймырского докембрия представлены двумя формационными типами: для первого характерно резкое преобладание терригенных пород, а в сложении второго существенную роль играют также вулканиты и карбонатные породы, присутствуют прослой кварцитов и яшмовидных кремнистых сланцев. Территориальное разграничение этих типов позволило А. И. Забияке [1974] выделить две структурно-фациальные зоны: Мининско-Вальтеровскую и Чукчинско-Челюскинскую. Поскольку проявления ультраметаморфизма свойственны только первой зоне, ограничимся в настоящей работе ее характеристикой. В основании разреза Мининско-Вальтеровской зоны залегает метабазитовая формация (тревожнинская серия), представленная амфиболсодержащими плагиогнейсами, амфиболитами, эпидот-амфиболитовыми сланцами. По химизму эти метаморфиты отвечают базальтам и андезитам. Полагают, что большинство из них образовалось в результате метаморфизма эффузивов либо пластовых интрузий соответствующего состава, но не исключено, что для части пород исходным материалом могут быть андезитобазальтовые туфы и туффиты, поскольку в разрезе присутствуют (в резко подчиненном количестве) прослой мраморов и известковистых сланцев, отвечающие прослоям известняков и мергелей в исходной толще.

Выше залегает аспидная формация (воскресенская свита). Первичная природа слагающих ее отложений определяется вполне достоверно. В зоне начального метаморфизма (хлорит-серицитовая субфация) хорошо видно, что разрез воскресенской свиты сложен ритмически чередующимися метаалевролитами, обычно с некоторой примесью псаммитового материала, и алевритистыми метапелитами. Мощность ритмов варьирует от долей метра до 10—15 м. Характерна примесь мельчайших пылеватых углистографитовых частиц, в отдельных прослоях содержание свободного углерода достигает 15—17%. Наблюдаются горизонты, обогащенные карбонатными конкрециями. Следует отметить почти постоянное присутствие в породах нижней части толщи игольчатых кристалликов аутигенного рутила, который при повышении уровня метаморфизма переходит в ильменит. Содержание  $TiO_2$  в таких породах невелико (обычно менее 2%), но титан не входит здесь ни в один из порообразующих минералов и весь реализуется в виде рутила или ильменита. Для прослоев и линз, обогащенных углистографитистым материалом, характерна суль-

фидизация: развитие пирита, пирротина, арсенопирита, галенита. Приуроченность сульфидов к определенным прослоям свидетельствует об их первично-осадочном накоплении — очевидно, в условиях сероводородного заражения бассейна. По литологическим особенностям нижняя подсвита воскресенской свиты близка бобровской свите Тимана, ильменитовым сланцам п-ова Канина и Патомского нагорья, а верхняя — черным сланцам Финляндии (Оутокумпу), Енисейского края, Северного Прибайкалья.

Выше по разрезу аспидная формация сменяется флишевой, в составе которой преобладают плохо отсортированные и плохо окатанные пелито-алевропсаммитовые осадки типа граувакк, и известковистых граувакк с четко выраженной ритмичностью нормального типа. Характер слоистости градационный, ритмы в большинстве трехчленные (псаммитовый, алевритовый и глинистый либо глинисто-карбонатный элементы). Закономерные вариации соотношения отдельных ритмов и мощностей ритмов в целом позволяют выделить ряд субформаций. В основании залегает грубый флиш, в составе которого пелитовые прослои либо отсутствуют, либо играют подчиненную роль (стерлиговская свита). Выше идет толща, литологически близкая типичному флишу, но характеризующаяся несколько повышенной карбонатностью, — конечническая свита. Главные элементы ритма здесь — известковистые граувакки и хлорит-серицитовые сланцы с буропшатовыми (сидероплезитовыми, анкеритовыми) порфиробластами. Отложения, залегающие выше, субстратом ультраметаморфитов не являются и потому в настоящей работе не рассматриваются.

Таким образом, весь гнейсово-сланцевый комплекс представляется в виде единой направленной последовательности (харитоновская серия), в которой осадочные формации сменяют друг друга постепенно, без выраженных перерывов и несогласий. Набор формаций типичен для собственно геосинклинального этапа и принципиально не отличается от соответствующих геосинклинальных формаций фанерозоя. Единство всей последовательности подчеркивается и многопорядковой ритмичностью (циклическостью) отложений, на фоне которой, тем не менее, четко выражена тенденция к возрастанию карбонатности и уменьшению доли псаммитового материала вверх по разрезу. Вышележащая шренковская серия составляет докембрийский орогенный комплекс, представленный терригенной молассоидной толщей (становская свита) и карбонатной толщей (колосовская свита).

Отложения гнейсово-сланцевого комплекса интенсивно дислоцированы. Антиклинали и синклинали первого порядка протяженностью до сотен километров (Приморская, Коломейцевская, Усть-Таймырская и др.) осложнены складками второго и третьего порядков протяженностью 20—150 км при ширине 1—20 км, располагающимися цепочечно или кулисообразно, и складками более высоких порядков, вплоть до микроплойчатости. Осевые поверхности всех складок опрокинуты к юго-востоку: северо-западные крылья антиклиналей более пологие ( $40-60^\circ$ ), тогда

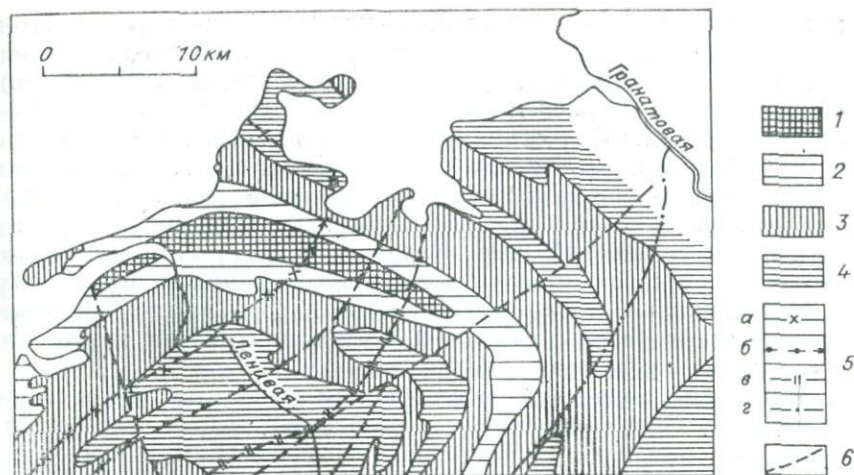


Рис. 2.2. Схема геологического строения Леннинского купола.

1—4 — свиты: 1 — мининская, 2 — бухты Конечной, 3 — стерлиговская, 4 — воскресенская; 5 — изограды (а — биотита, б — граната, в — ставролита, г — кордиерита); 6 — разрывные нарушения.

как в юго-восточных залегание близко к вертикальному либо даже опрокинутое. Местами складчатость становится изоклиальной. Складки высших порядков в филлитах и немигматизированных гнейсах подобны по отношению к главным, а в мигматитах они, напротив, дисгармоничны и являются типичными складками течения, свидетельствующими о высокой, но неоднородной пластичности.

Особо следует остановиться на купольных структурах, впервые отмеченных Ю. Е. Погребецким [1971] и А. И. Забиякой [1974]. Наиболее крупный купол расположен в низовьях р. Ленивой. Он слегка вытянут в северо-восточном направлении согласно общему простиранию складчатого пояса (70×35 км). В ядре его выходят тревожнинские metabазиты и сланцы воскресенской свиты. Купол окружен волнообразно чередующимися синклиналиями и антиклинальными валами (рис. 2.2). Несколько более мелких куполов известно к северо-востоку от Ленивинского, описаны они и на Восточном Таймыре. А. И. Забияка и Ю. Е. Погребницкий относят эти структуры к окаймленным гнейсовым куполам и считают, что в их ядрах вскрыты гнейсы основания, ремобилизованные при складчатости и метаморфизме перекрывающего их геосинклинального комплекса. Однако таймырские купола во многом отличны от классических. Во-первых, в их ядрах наряду с породами, которые и можно бы считать древнейшими, вскрыты отложения, широко представленные в межкупольных структурах (воскренская свита), во-вторых, ядро классического «окаймленного купола» слагается более метаморфизованными породами — обычно даже мигматитами или гнейсо-гранитами. К межкупольным пространствам метаморфизм падает,

и изограды окаймляют купола. Ленивенский же купол сечется изоградами, которые подчинены контурам линейного пликативного нарушения первого порядка (Приметнинская антиклиналь). Но это значит, что гнейсы в его ядре стали гнейсами лишь тогда, когда купол уже был сформирован, а в начале его образования метаморфизм этих отложений не должен был превышать уровня хлорит-серицитовой субфации (иначе купол не секла бы изограда биотита). Подобные структуры известны в докембрии других регионов — Алданский щит, Карелия [Дук, 1967]. Возможно, что они и обусловлены какими-то наиболее ранними поднятиями ложа геосинклинали, но слагающие их породы не несут признаков принадлежности к «комплексу основания» — они те же, что и породы за пределами куполов.

Разрывные нарушения более обильны в филлитах, но нередки в гнейсах и даже в мигматитах. Преобладают взбросы северо-восточного простирания, приуроченные к сочленениям смежных антиклиналей и синклиналей и, видимо, одновозрастные со складчатостью. Перпендикулярно ориентированы нормальные сбросы. Они также докембрийские, поскольку к ним приурочены жилы пегматитов и позднекинематических гранитов, но формировались они на завершающих этапах складчатости, так как секут складчатые структуры. В поле филлитов нередки и субширотные разломы, продолжающиеся в породы верхнего докембрийского яруса и даже в палеозойские отложения. Формирование их, видимо, связано с развитием палеозойского прогиба в зоне Бырранга. Крупнейшим нарушением является Большой Таймырский разлом, прослеженный более чем на 500 км. На всем протяжении он служит своеобразным «петрографическим барьером», вдоль которого резко меняется характер магматизма: к югу от него отсутствуют граниты. В обнажениях это нарушение выражено серией зеркал скольжения, падающих к северо-северо-западу под углом 30—50° и фиксирующих зону, вдоль которой интенсивно дислоцированный и метаморфизованный северный блок надвинут на менее преобразованный южный. Разлом сопровождается серией оперяющих трещин, среди них есть крупные крутопадающие сбросы и надвиги протяженностью десятки и сотни километров.

## **2.2. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ**

Древнейшие интрузии региона сложены метаморфизованными габброидами. Впервые описавший их Н. П. Анчикеев [Виттенбург и др., 1941] выделил эти породы в друзитовую формацию. Однако типичные друзитовые структуры им не свойственны, поэтому в работах последних лет чаще используется более нейтральное название — «формация метаморфизованных базитов»

или «метагаббровая формация». Эти породы слагают дайки, единичные sillы и небольшие факолиты. Площадь самого крупного массива (мыс Тилло) чуть более 10 км<sup>2</sup>. Возрастное положение метагабброидов определяется тем, что они прорывают отложения гнейсово-сланцевого комплекса, но в то же время претерпевают складчатость и метаморфизм вместе с последними.

**Гранитоиды докембрийского пояса Таймыра** по характеру их взаимоотношений с вмещающими породами отчетливо подразделяются на автохтонные, параавтохтонные и интрузивные. Породы первой группы являются синкинематическими по отношению к главной геосинклинальной складчатости, а породы последних двух — поздние- и посткинематическими [Махлаев, 1965, 1969]. Они составляют единую серию, все члены которой, сменяя друг друга в определенной последовательности, формируются без сколько-нибудь значительных перерывов на протяжении одного тектономагматического цикла. Поскольку интрузивные граниты прорывают весь верхнепротерозойский комплекс, а галька их встречается в базальных конгломератах венда, возраст их определяется как предвендский. Но даже ранние члены серии (автохтонные гранитоиды) должны были образоваться в конце верхнего протерозоя, так как к началу гранитизации субстрат, за счет преобразования которого они формировались, должен был быть перекрыт мощной толщей; в ее пределах мог уложиться весь «спектр» метаморфической зональности — от неизменных осадков до пород амфиболитовой фации. Рассмотрение условий и путей формирования различных членов гранитной серии и анализ их взаимоотношений друг с другом и с метаморфическими породами составляют основное содержание настоящей работы.

В восточной части докембрийского пояса известны выходы **серпентинитов и серпентинизированных габброидов**, приуроченные к наиболее крупным дизъюнктивным нарушениям и простирающиеся, как и последние, в восточно-северо-восточном направлении. Их возрастное положение не вполне ясно. Обычно гипербазиты рассматривают как продукт инициального магматизма и относят к самым ранним этапам развития геосинклинали. Поэтому и на Таймыре их считают самыми древними магматическими породами. Однако в таком случае трудно объяснить, почему таймырские гипербазиты по уровню метаморфизма отвечают зеленосланцевой фации, лишь местами приближаясь к эпидот-амфиболитовой. При этом зачастую вмещающие породы метаморфизованы сильнее, чем гипербазиты, и испытывают в контакте с последними диафторез, что возможно лишь в том случае, если гипербазиты внедрились в уже метаморфизованную толщу. Поскольку метаморфизм происходил на стадии завершения собственно геосинклинального этапа, внедрение гипербазитов должно было происходить либо перед самой орогенной стадией, либо даже во время орогенеза. Косвенным подтверждением такого их положения можно считать и приуроченность к разломам, разделяющим оба структурных яруса.

Докембрийские отложения прорваны также дайками долеритов ( $P - T_1$ ), дайками и штоками раннемезозойских сиенитов ( $T$ ) и штокообразными интрузиями гранитов и граносиенитов, особенно многочисленными и крупными (до 30 км в поперечнике) на Восточном Таймыре. Возраст последних не вполне ясен: они рвут силур, но сами секутся раниетриасовыми долеритами. Одни исследователи считают их девонскими [Равич, 1954], другие — карбоновыми [Погребницкий, 1971]. Однако достоверно установлено, что на массиве Тулай-Кирыка подобные граниты прорывают пермь и внедряются непосредственно перед габброидами траппового комплекса. Не исключено, что возраст и остальных таймырских посткембрийских гранитов отвечает рубежу перми и триаса.

### 2.3. МЕТАМОРФИЗМ

Отложения геосинклинального комплекса подверглись региональному метаморфизму с отчетливо выраженной метаморфической зональностью, существование которой было подмечено еще в 1914 г. О. Баклундом, описывавшим коллекцию Э. В. Толля. О. Баклунд подчеркивал широкое развитие пород промежуточных уровней метаморфизма, связывающих филлиты и зеленые сланцы с кристаллическими сланцами и далее с гнейсами. Он писал, что все изученные им образцы можно разложить в единый ряд, в котором любые соседние члены будут практически неразличимы по уровню метаморфизма, тогда как породы начала ряда (филлиты) и его конца (гнейсы) резко различны. Впоследствии такие переходы наблюдались и были описаны непосредственно в поле Н. Н. Урванцевым [1949] и А. М. Даминовой [1958]. Однако эти факты не были в должной мере оценены, укрепилось представление о наличии на Таймыре двух разновозрастных метаморфических комплексов — архейского (либо нижнепротерозойского) гнейсового и верхнепротерозойского филлитового [Равич, 1954; Равич, Погребницкий, 1965]. Поскольку обе точки зрения сосуществуют до настоящего времени, были специально изучены закономерности пространственного распространения пород разной степени метаморфизма, составлены карты метаморфических фаций и проанализированы взаимопереходы между ними [Махлаев, Коробова, 1972].

Породы амфиболитовой фации слагают ядра антиклиналей первого порядка. Они окаймлены зонами сланцев эпидот-амфиболитовой фации, далее следуют зеленые сланцы и филлиты, т. е. существует полная и непрерывная метаморфическая зональность с концентрическим распределением полей. По мнению Н. Г. Судовикова [1964], такой тип зональности свидетельствует об однократности метаморфизма, ибо наличие двух и более циклов приводит обычно к нарушению правильной последовательности. Карта фаций (рис. 2.3) выявляет еще одну особенность строения Таймыра. Ю. Е. Погребницкий, Г. А. Ковалева и некоторые дру-

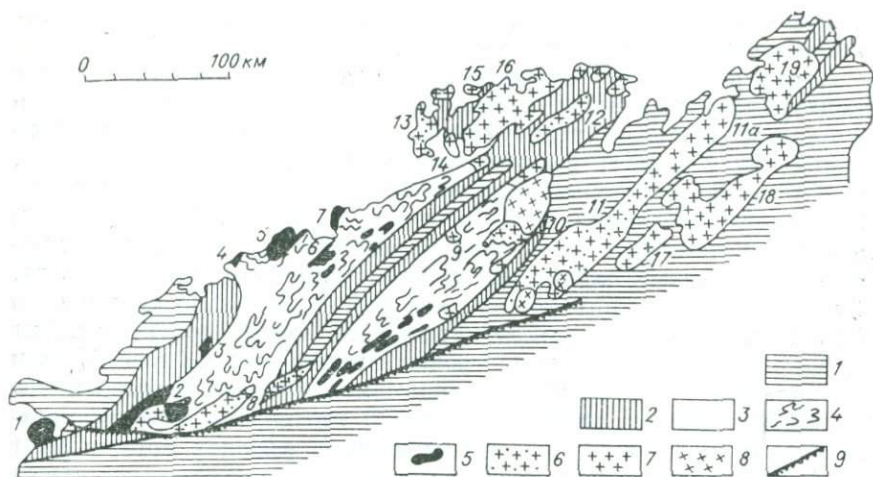


Рис. 2.3. Схема метаморфических фаций и главнейших гранитоидных массивов Таймыра.

1—3 — фации: 1 — зеленых сланцев, 2 — эпидот-амфиболитовая, 3 — амфиболитовая; 4 — мигматиты; 5—7 — докембрийские гранитоиды: 5 — автохтонные, 6 — параавтохтонные, 7 — аллохтонные; 8 — позднегерцинские гранитоиды; 9 — Большой Таймырский разлом. Цифрами на схеме обозначены массивы: 1 — Вороновский, 2 — Тревожнинский, 3 — Медвежинский, 4 — Каминского, 5 — Дубинского — Тило, 6 — Предгорье, 7 — Штеллинга, 8 — Ленивский, 9 — Толевский, 10 — Малотелевский, 11 — Мамонто-Коломейцевский (параавтохтонная часть), 11а — Мамонто-Коломейцевский (аллохтонная часть, п-ов Гнейсо-Гранитный), 12 — Вальтеровский, 13 — п-ова Заря (Зуевский), 14 — п-ова Центральный, 15 — мыса Фуса, 16 — Бирулинский, 17 — р. Волчьей, 18 — Чукчинский, 19 — Малиновского — Кишиовича.

где исследователи полагают, что таймырские гнейсы (или, по крайней мере, часть их) образовались за счет филлитов в результате контактового воздействия интрузий двуслюдяных гранитов, которые они к тому же считают герцинскими. Однако в полях амфиболитовой фации крупные гранитные тела отсутствуют. Суммарный объем их в этой зоне несоизмеримо меньше объема окружающих мигматитов и гнейсов, поэтому приписывать гранитоидам сколько-нибудь активную роль в образовании последних нельзя. Крупнейший массив двуслюдяных гранитов (Бирулинский) контактирует на п-ове Заря с гнейсами амфиболитовой фации, но не воздействует на них. Этот же массив прорывает и породы эпидот-амфиболитовой фации (кстати, также не изменяя их), т. е. он несет уже сформированную метаморфическую зональность и, следовательно, не может быть причиной ее возникновения.

Наиболее крупные гранитные массивы располагаются в поле фации зеленых сланцев. Как правило, они сопровождаются ореолами роговиков, иногда относительно мощными и даже зональными. Однако зональность эта концентрична по отношению к массивам, не относится к общему структурно-тектоническому плану и не согласуется с региональной зональностью. Несоизмеримы и мощности зон: мощность роговиков, содержащих диопсид, кордиерит, силлиманит, измеряется метрами, тогда как поля гней-

сов амфиболитовой фации, содержащих такие же минералы, — километрами и десятками километров.

Хотя контуры метаморфических зон в общем согласуются с контурами главнейших пликативных структур, что говорит о синкинематичности метаморфизма, в зоне периклиналильных окончаний складок изограды замыкаются круче, чем границы слоев, и в таких участках метаморфическая зональность сечет первичную слоистость толщи под значительным углом. Такие участки очень показательны, ибо смену метаморфизма здесь можно проследить по простирацию одной пачки или даже одного пласта. Наиболее ярким примером служит район бухты Воскресенского (см. рис. 2.2). Нарастание степени метаморфизма происходит здесь с запада на восток от уровня серицит-хлоритовой субфации до амфиболитовой фации. Наименее метаморфизованные породы залегают в районе устья р. Ленивой, где переслаиваются метапелиты и метаалевролиты. Почти во всех породах присутствует графитизированное органическое вещество, но основная масса его концентрируется в прослоях черных филлитов, в которых содержание графита может достигать 10%. В юго-восточном направлении (по простирацию толщи) уровень метаморфизма постепенно нарастает: укрупняется размер зерен, реликтовые структуры сменяются бластическими, появляются пластинки биотита, далее развивается гранат (а в известковых породах — амфибол). Филлиты сменяются кристаллическими сланцами, а затем гнейсами и мигматитами. Переход этот осуществляется на протяжении 40 км, но настолько постепенно, что образцы, отобранные с интервалом сотни метров по направлению перехода, практически не отличимы друг от друга. При наблюдениях вкрест простираения толщи устанавливается в общем та же последовательность преобразования, которая происходит столь же плавно, но более быстро. К примеру, в каньоне р. Ленивой она осуществляется на протяжении 20 км. В складках с большей амплитудой и с более крутым падением смена фаций вкрест происходит значительно быстрее: в южном крыле толевской грабен-синклинали переход филлитов в гнейсы занимает всего 1,5 км. Аналогичные изменения наблюдаются в приустьевой части р. Оленьей и в других разрезах (например, побережье залива Вальтера, западное побережье Таймырской губы).

### Глава 3

## ИЗОЛИТОГЕННЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РЯДЫ

В литолого-стратиграфической характеристике разреза таймырского геосинклинального комплекса мы отмечали, что все многообразие исходных (дометаморфических) пород в его со-

ставе можно свести, несмотря на существенные вариации соотношений тех или иных компонентов, к ограниченному количеству главных типов. Преимущественно развиты алевропелитовые осадки (илы), граувакки и известковистые граувакки, подчиненную роль играют аспидные сланцы (метаморфизованные черные илы) и породы, а также существенно карбонатные (известковистые сланцы и мраморы). Помимо осадочных пород в составе таймырского протерозоя представлены метавулканисты, которые могут быть разделены на подгруппы метаандезитов и метабазитов, включающие наряду с эффузивами и туфы соответствующего состава.

Развитие непрерывной метаморфической зональности позволяет проследить все стадии преобразования этих пород от начальных проявлений метаморфизма до начала мигматизации и гранитизации, благодаря чему можно изучить продукты последовательного преобразования каждой из перечисленных выше групп, т. е. выявить в докембрийском комплексе направленные ряды, включающие в себя породы разных метаморфических фаций, но сгруппированные по принципу литологического родства. Чтобы подчеркнуть эту особенность, мы предложили называть такие ряды *«изолитогенными метаморфическими рядами»* (табл. 3.1).

Детальная характеристика метаморфических пород и процессов метаморфизма не входит в задачи настоящей работы, однако, поскольку метаморфические породы служат субстратом, на котором проявились ультраметаморфизм и гранитообразование, на отдельных особенностях строения метаморфической толщи и развития процессов метаморфизма следует остановиться особо. В первых, необходимо подчеркнуть, что не все изолитогенные метаморфические ряды, представленные в табл. 3.1, играют равноценную роль. Около 90% мощности разреза глубоко метаморфизованного таймырского докембрия приходится на долю грауваккового, известковисто-грауваккового и метапелитового. Породы, отнесенные к ряду «аспидных сланцев», отличаются от метапелитов лишь присутствием графита, содержание которого обычно составляет 3—5% и только в отдельных прослоях до 10—15%. Следовательно, по соотношениям петрогенных элементов эти породы и метапелиты почти идентичны. Что касается других рядов, то метагабброиды формируют небольшие интрузии в поле развития четырех перечисленных свит, а метаандезиты наряду с метабазами являются породами тревожнинской серии. Породы же известково-силикатного ряда образуют в нижней половине разреза докембрия лишь конкреции и маломощные прослои — от 1—2 до 50 см. Поэтому они не могут существенно влиять на ход процессов ультраметаморфизма и на состав его продуктов. Приведем краткое описание трех главных рядов таймырского докембрия.

## Изолиитогенные метаморфические ряды

Тип исходных пород	Фашии метаморфизма	
	зеленых сланцев	
	серицит-хлоритовая субфашии	хлорит-биотитовая субфашии
Плохо отсортированные песчаные и песчанистые алевролиты с глинистым цементом («граувакки»)	Метаморфизованные песчаные и песчанистые алевролиты с серицит-хлоритовым цементом	Метаморфизованные песчанистые алевролиты с стильпномеланом, биотитом, иногда с гранатом
Песчаные и песчанистые алевролиты с глинисто-карбонатным цементом (известковистые «граувакки»)	Метаморфизованные псаммит-алевролитовые породы с карбонат-хлорит-серицитовым цементом, анкеритовые сланцы	Метаморфизованные псаммито-алевролитовые породы с лойкилобластиами карбоната в хлорит-биотитовой связующей массе, анкеритовые сланцы с биотитом
Глинистые алевролиты, алевролитистые глины, глины (илы)	Хлорит-серицитовые филлиты (нередко с аугитенным рутилом)	Хлорит-биотит-мусковитовые сланцы (нередко с пластинчатыми порфиробластами ильменита)
Аспидные сланцы (черные илы)	Хлорит-серицитовые сланцы с тонкодисперсным графитом (черные филлиты)	Графитистые хлорит-биотитовые сланцы (иногда с марганцовистым гранатом), хлоритоидные сланцы
Существенно карбонатные породы (мергели, алевролитистые мергели, доломиты, известняки)	Метамергели, алевролитистые метамергели, известняки, доломиты	Известковые сланцы с биотитом, мраморизованные алевролитистые известняки и доломиты
Долериты, габбро-долериты (силлы, дайки, штоки)	Уралитизированные и хлоритизированные метагабброиды с альбитизированным плагиоклазом	
Андезитовые порфириты, андезитобазальты	Актинолитовые сланцы с реликтовыми лавовыми и пирокластическими текстурами и структурами	

## (по Н. И. Коробовой [Махлаев, Коробова, 1972])

эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	Тип изолиитогенного метаморфического ряда
Биотитовые и гранат-биотитовые кристаллические сланцы	Биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы	Граувакковый
Актинолит-куммингтонитовые сланцы, иногда с гранатом и биотитом	Роговообманковые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы	Известковисто-граувакковый
Ставролит-гранат-биотитовые кристаллические сланцы (нередко с пластинчатыми порфиробластами ильменита)	Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовые кристаллические сланцы, плагиогнейсы и гнейсы	Пелитовый
Графитовые и графитистые ставролит-гранат-биотитовые, андалузитовые и кианитовые сланцы	Графитовые и графитистые биотит-кордиеритовые сланцы и гнейсы	Аспидный
Куммингтонит-андезитовые и амфибол-лабрадоритовые сланцы, силикатные мраморы	Куммингтонит-битовитовые и эденит-анортитовые сланцы, силикатные мраморы	Известково-силикатный
Эпидотизированные метагабброиды	Друзиты, ортоамфиболиты, амфибол-плагиоклазовые сланцы с обыкновенной роговой обманкой	Метагабброидный (базитовый)
Кристаллические сланцы с лепидомеланом, железистой роговой обманкой и серицитом	Феррогастингсит-лепидомелановые двуполовошпатовые гнейсы	Метавулканитовый (андезитовый)

### 3.1. ГРАУВАККОВЫЙ РЯД

В зоне зеленосланцевой фации метаграувакки характеризуются значительными вариациями гранулометрического и минерального состава. Обычно на долю крупных обломков (0,5—2,0 мм) приходится от 1 до 25% объема, фракция 0,1—0,5 слагает от 5 до 35%, а около 50% приходится на долю пелито-алевритового материала, причем высокое содержание кварца и плагиоклаза в основной массе (50—80%) свидетельствует о преобладании алевритовой фракции над пелитовой. Реже встречаются породы, в состав которых входят гравийные частицы диаметром 3—5 мм (1—5%). В таких породах возрастает и содержание псаммитового материала (до 30—35%). Мелкопсаммитовая фракция на 60% состоит из кварца, остальное приходится на долю плагиоклаза. Встречаются единичные обломки калишпата. Гравийные частицы представлены обломками эффузивов (фельзиты, альбитофиры, порфириды) и кремнистых сланцев. Присутствие обломков пород, плохая сортированность зерен по размеру, плохая окатанность — все это типично для классических граувакк. В зоне хлорит-биотитовой субфации основные черты породы сохраняются. Главным отличием является развитие порфириобласт биотита и граната. В основной ткани сохраняются бластопсаммитовая и бластоалевритовая структуры с микролепидогранобластовой структурой цемента. Текстура грубосланцевая, плитчатая. Содержание и форма псаммитовых и алевритовых частиц, их состав такие же, как в соответствующих породах серицит-хлоритовой субфации.

При дальнейшем усилении метаморфизма породы преобразуются в гранат-биотитовые кристаллические сланцы (эпидот-амфиболитовая фация). В этой зоне укрупняются не только порфириобласты, но и зерна основной ткани. Возрастает содержание плагиоклаза, который становится одним из главнейших компонентов породы. В крупных зернах плагиоклаз зонален: центр сложен олигоклазом, а краевые зоны (как и мелкие зерна) — олигоклаз-андезином. Гранат образует относительно крупные (до 5 мм) идиобласты. Биотит слагает чешуйчатые порфириобласты и замещает хлорит в основной ткани. В метаалевролитах с повышенной долей глинистого цемента помимо биотита и граната образуется также ставролит, содержание которого может достигать 5—7%.

В зоне амфиболитовой фации главным типом пород грауваккового ряда являются биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы. Они отличаются от аналогичных гнейсов предыдущей фации более крупнозернистым сложением. Иногда в интерстициях развивается микроклин. В тех случаях, когда на предшествующей стадии метаморфизма породы были представлены ставролитсодержащими гнейсами или сланцами, вместо ставролита развивается силлиманит (1—3%).

### 3.2. ИЗВЕСТКОВИСТО-ГРАУВАККОВЫЙ РЯД

В зоне зеленых сланцев (хлорит-серицитовая субфация) известковистые граувакки не отличаются по характеру и содержанию псаммитовой составляющей от аналогичных пород грауваккового ряда. Специфично высокое содержание в цементе карбонатного материала — на его долю приходится 5—25% общего объема породы. Иногда в составе обломков в цементе фиксируется также туфогенный материал. Переслаивающиеся с граувакками известковистые алевролиты преобразуются в бурошпатовые сланцы. В этих породах отсутствует псаммитовый материал. Структура их порфиробластовая, структура основной ткани микрولهпидогранобластовая, текстура сланцеватая. Макроскопически они легко узнаются по обилию на выветрелой поверхности мелких ромбовидных углублений, выполненных рыхлым охристым материалом, придающим породе ноздреватый облик. На свежем сколе этим углублениям соответствуют серые кристаллы полупрозрачного карбоната. В зоне хлорит-биотитовой субфации за счет глинистой составляющей цемента известковистых граувакк образуются биотит и (иногда) гранат. Соответственно в остатке цемента возрастает доля карбоната, который иногда даже остается в нем единственным минералом. Помимо мелких ксенобласт в основной ткани карбонат образует субидiomорфные ромбовидные порфиробласты длиной 3—5 мм.

Известковистые алевролиты без псаммитового материала и в этой зоне представлены бурошпатовыми сланцами, отличающимися присутствием граната и стильпномелана, а также более интенсивной перекристаллизацией — укрупнением зерен основной массы до 0,1—0,3 мм и полным исчезновением первичных структур.

Переход к эпидот-амфиболитовой фации знаменуется развитием реакций между карбонатом цемента и ранее сформировавшимися силикатными минералами. В результате образуются амфибол, эпидот, плагиоклаз. Известковистые метаалевролиты и бурошпатовые филлиты превращаются в амфиболовые кристаллические сланцы, содержащие иногда также гранат и биотит. Плагиоклаз изредка дает порфиробласты, но чаще развивается в основной ткани, содержит 30—35% анортитового компонента. Присутствуют минералы группы эпидота. В зоне амфиболитовой фации наблюдаются снижение содержания эпидота и повышение основности плагиоклаза, а также замена актинолита обыкновенной роговой обманкой. Актинолитовые сланцы преобразуются в роговообманковые плагиогнейсы. Биотит присутствует не всегда, но порой его содержание достигает 30%. Плеохроирует, как правило, в зелено-бурых тонах, но в прослоях, содержащих менее 0,5% амфибола, биотит иногда имеет коричневую окраску.

### 3.3. МЕТАПЕЛИТОВЫЙ РЯД

Как уже было отмечено, метапелиты обычно слагают верхние члены ритмов и играют подчиненную роль в составе терригенной толщи. Однако в отдельных частях разреза (воскресенская свита) они преобладают. В серицит-хлоритовой субфации метапелиты представлены хлорит-серицитовыми филлитами. На ранних стадиях метаморфизма в них можно заметить алевритовые частицы (угловатые обломочки кварца и плагиоклаза), которые по мере раскристаллизации связующей массы становятся все менее различимыми. Структура обычно бластопелитовая с переходами в микролепидогранобластовую. Хлорит и серицит слагают вместе 30—70% объема породы и образуют, как правило, настолько мелкие чешуйки, что определить их содержание раздельно невозможно. Встречаются также эпидот и тонкодисперсный графит. Увеличение степени метаморфизма приводит к образованию в филлитах порфиробласт стильпномелана, биотита, а в некоторых прослоях и ильменита. Перекристаллизовывается и основная масса. Бластопелитовая структура уступает место микролепидогранобластовой.

В зоне эпидот-амфиболитовой фации метапелитовый ряд представлен ставролит-гранат-биотитовыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами — неравномерно-зернистыми породами с широкими вариациями состава. Макроскопически выделяются три главных разновидности: а) среднезернистые розовато-серые гнейсы с редкими небольшими (5—7 мм) плохо ограненными порфиробластами ставролита и мелкими зернами граната; б) темно-серые (чуть розоватые от присутствия граната) породы, изобилующие средними (около 1 см) хорошо ограненными кристаллами ставролита; в) меланократовые слюдистые сланцы с крупными (2—5 см) кристаллами ставролита. Здесь же макроскопически диагностируется пластинчатый ильменит, часто в белой кварц-полевошпатовой «рубашке». Чередование этих разновидностей ритмичное. Породы разновидности а слагают основание ритма и отвечают алевритовым метапелитам, б — середину (алевритистые метапелиты), в — верхнюю часть (чистые метапелиты).

При переходе к амфиболитовой фации в метапелитах снижается содержание слюды, исчезает ставролит, зато появляются кордиерит и силлиманит. В зависимости от соотношений этих минералов выделяются: а) кордиерит-биотитовые гнейсы, б) сланцы, в) силлиманитовые сланцы. Эти породы также обычно ритмически переслаиваются друг с другом и соответствуют типам а — в ставролитовых пород, однако макроскопически здесь четко выделяется лишь третий член ритма (по обилию волокнистых либо игольчатых кристаллов силлиманита), тогда как основание и середина ритма не различимы по облику.

В метапелитах всегда содержится в той или иной пропорции алевритовый материал, представленный преимущественно квар-

цем. При высоком содержании последнего пересыщенность породы глиноземом заметно уменьшается и соответственно меняется минеральный состав: высокоглиноземистые минералы не образуются, а их место занимает мусковит. В зеленосланцевой фации это кварц-хлорит-серицитовые филлиты, в эпидот-амфиболитовой — кварц-хлорит-мусковитовые сланцы, а в амфиболитовой — гранат-биотит-мусковитовые, биотит-мусковитовые и мусковитовые плагиогнейсы и гнейсы. Такие породы занимают промежуточное положение между собственно метапелитовым и граувакковым рядами.

#### 3.4. ПЕТРОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД (К ВОПРОСУ О СОХРАННОСТИ И ИЗМЕНЧИВОСТИ СОСТАВА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ)

Весьма важным для характеристики метаморфизма и метаморфического комплекса в целом является вопрос об изменчивости (или сохранности) химического состава. Для этой цели были использованы результаты 153 силикатных анализов (табл. 3.2). Граувакки представлены 46 образцами. Из них 15 отвечают фации зеленых сланцев, 15 — эпидот-амфиболитовой и 16 — амфиболитовой. Как видно из таблицы, средние содержания большинства элементов по мере возрастания метаморфизма практически не меняются, но составы пород выравниваются: почти для всех элементов пределы вариаций сближаются от фаций к фации. Известковистые граувакки охарактеризованы всего 35 анализами: 18 для зеленосланцевой фации и 17 для амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой. Однако и здесь сохраняются средние содержания большинства элементов и сближаются пределы их колебаний по мере возрастания метаморфизма. **Метапелиты** (включая аспидные сланцы) охарактеризованы наиболее полно: 26 анализов пород зеленосланцевой фации, 21 — эпидот-амфиболитовой, 24 — амфиболитовой. В них еще более наглядна выдержанность составов при повышении степени метаморфизма. Вариаций здесь меньше, что несомненно свидетельствует о выдержанном составе исходного материала.

Таким образом, во всех рядах намечается явная тенденция к сближению пределов вариаций содержаний петрогенных компонентов по мере возрастания степени метаморфизма. Очевидно, при метаморфизме идут обменные реакции между смежными прослоями, отличными по составу. Однако выдержанность средних содержаний говорит о том, что дистанция миграции элементов при этих реакциях едва ли превышала доли метров — от прослоя к прослою. В общем же, рассматривая состав толщ, пачек и даже крупных слоев, метаморфизм можно считать изохимическим. Исключение составляют летучие компоненты ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , S, F), содержание которых при прогрессивном метаморфизме неуклонно падает в породах всех рядов.

Химический состав первично-осадочных метаморфических пород Таймыра, %

Компонент	Метаморфические ряды							
	граувакковый			известковисто-граувакковый		пелитовый		
	Фашии							
	зеленых сланцев	эпидот-амфи- болитовая	амфиболито- вая	зеленых слан- цев	амфиболито- вая	зеленых слан- цев	эпидот-амфи- болитовая	амфиболито- вая
SiO <sub>2</sub>	<u>51,81—80,72</u> 64,67	<u>48,50—70,41</u> 63,5	<u>57,25—68,34</u> 65,0	<u>47,40—66,40</u> 59,5	<u>58,70—66,40</u> 62,1	<u>47,40—66,66</u> 54,67	<u>44,97—63,09</u> 55,1	<u>50,04—61,28</u> 56,3
TiO <sub>2</sub>	<u>0,18—1,35</u> 0,75	<u>0,75—1,03</u> 0,92	<u>0,65—1,66</u> 1,0	<u>0,30—1,12</u> 0,7	<u>0,6—1,12</u> 0,8	<u>0,54—1,62</u> 0,99	<u>0,30—1,28</u> 1,10	<u>0,48—1,30</u> 0,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>8,73—21,93</u> 15,29	<u>12,22—22,90</u> 16,2	<u>13,21—17,69</u> 15,6	<u>7,84—25,05</u> 14,2	<u>12,72—17,26</u> 15,2	<u>11,98—24,25</u> 18,63	<u>13,28—25,90</u> 19,9	<u>16,34—22,49</u> 19,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0,40—1,91</u> 0,97	<u>0,48—1,62</u> 1,0	<u>0,42—1,34</u> 0,9	<u>0,18—2,66</u> 1,1	<u>0,53—3,32</u> 1,5	<u>0,40—4,15</u> 1,75	<u>0,62—4,06</u> 1,8	<u>сл.—2,17</u> 1,2
FeO	<u>0,54—8,54</u> 5,90	<u>5,52—9,20</u> 6,1	<u>4,15—7,43</u> 6,0	<u>1,50—9,04</u> 5,7	<u>4,50—7,04</u> 6,2	<u>4,95—9,81</u> 7,47	<u>3,26—10,35</u> 7,3	<u>5,58—9,06</u> 7,7
MnO	<u>0,04—0,13</u> 0,08	<u>0,08—0,24</u> 0,15	<u>0,07—0,14</u> 0,1	<u>0,07—0,33</u> 0,15	<u>0,07—0,20</u> 0,1	<u>0,02—0,24</u> 0,12	<u>0,02—0,21</u> 0,10	<u>0,03—0,17</u> 0,1
MgO	<u>0,23—3,35</u> 2,51	<u>1,90—6,90</u> 2,9	<u>2,15—3,60</u> 2,8	<u>0,22—5,60</u> 3,5	<u>2,45—4,51</u> 3,5	<u>2,55—7,82</u> 4,01	<u>1,31—5,46</u> 4,03	<u>1,87—5,02</u> 4,1
CaO	<u>0,46—2,38</u> 1,50	<u>0,99—5,89</u> 2,30	<u>1,20—4,90</u> 2,4	<u>0,40—9,92</u> 4,6	<u>3,85—8,58</u> 5,4	<u>0,26—3,74</u> 1,45	<u>0,70—3,64</u> 1,8	<u>0,62—3,71</u> 1,90
Na <sub>2</sub> O	<u>0,74—5,00</u> 2,74	<u>1,17—4,30</u> 2,60	<u>1,86—4,44</u> 2,7	<u>1,28—4,55</u> 2,2	<u>1,32—3,37</u> 2,3	<u>0,65—3,84</u> 2,36	<u>0,70—4,42</u> 2,4	<u>1,89—3,73</u> 2,60

K <sub>2</sub> O	$\frac{1,31-3,90}{2,37}$	$\frac{0,28-4,30}{2,2}$	$\frac{1,44-3,60}{2,3}$	$\frac{0,66-4,09}{1,4}$	$\frac{0,32-1,87}{1,2}$	$\frac{0,51-5,93}{2,86}$	$\frac{1,52-4,59}{3,0}$	$\frac{2,10-4,25}{3,0}$	24
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{0,00-0,19}{0,10}$	$\frac{0,07-0,20}{0,14}$	$\frac{0,00-0,36}{0,16}$	$\frac{0,03-0,39}{0,2}$	$\frac{0,05-0,18}{0,15}$	$\frac{0,07-0,28}{0,16}$	$\frac{0,06-0,20}{0,13}$	
П. п. п.		$\frac{1,67-6,08}{3,05}$	$\frac{0,92-4,00}{2,07}$	$\frac{0,52-1,56}{1,01}$	$\frac{1,28-15,92}{6,7}$	$\frac{0,71-2,65}{1,6}$	$\frac{0,55-12,06}{5,12}$	$\frac{1,38-8,8}{3,4}$	$\frac{0,96-3,9}{2,0}$
Сод-во анализов	15	15	16	18	17	26	22		24

Примечание. В числителе — предел колебаний состава; в знаменателе — среднее содержание компонента.

При рассмотрении химизма метаморфитов нельзя не отметить еще одного обстоятельства — вариации в содержании отдельных элементов столь значительны, что пределы колебаний составов пород разных групп на первый взгляд полностью перекрываются. Причиной этого является ритмичность изученных толщ с постепенными взаимопереходами между отдельными элементами ритмов. Каждая конкретная толща принадлежит «граувакковому», «пелитовому» или иному ряду не потому, что сложена целиком метаграувакками или метапелитами, а потому, что в ее составе соответствующие элементы ритмов преобладают, а другие играют подчиненную роль. При возрастании метаморфизма за счет обменных реакций составы пород в каждом ряду выравниваются и пределы вариаций сужаются, приближаясь к средним значениям. Если же мы сопоставим средние значения, характеризующие породы каждого ряда на всех уровнях метаморфизма (табл. 3.3, 3.4), то увидим, что породы пелитового ряда значительно отличаются от других рядов по содержанию кремния и алюминия и в несколько меньшей степени — по содержанию магния, калия и титана. Что касается грауваккового и известковисто-грауваккового рядов, то несмотря на значительное сходство по содержанию большинства петрогенных элементов они очень четко различаются по количеству кальция и калия.

Изохимический характер метаморфизма делает целесообразным сопоставление метаморфических пород Таймыра с неизменными осадками и парапородами других регионов. В табл. 3.5 приведены данные химических анализов глин каолинитового, гидрослюдистого и монтмориллонитового состава и метапелитов Таймыра, а также некоторые наиболее информативные отношения главных компонентов, вычисленные по методике В. К. Головенка [1977]. Как видно, метапелиты Таймыра по своему химизму почти идеально отвечают существенно гидрослюдистым

Таблица 3.3

Среднее содержание (%) петрогенных компонентов в породах главных изотипогенных метаморфических рядов докембрия Таймыра

Тип ряда	Кол-во проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Граувакковый	46	64,6	0,9	15,7	7,0	2,7	2,1	2,7	2,3
Известковисто-граувакковый	35	60,8	0,7	14,7	7,3	3,5	5,0	2,3	1,3
Пелитовый	72	55,4	1,0	19,4	9,1	4,0	1,7	2,5	3,0

Таблица 3.4

Сопоставление метаморфитов Таймыра по критерию Стьюдента

Компонент	Метаморфические ряды		
	пелитовый (n=72) и граувакковый (n=46)	пелитовый (n=72) и известковисто-граувакковый (n=34)	граувакковый (n=46) и известковисто-граувакковый (n=34)
SiO <sub>2</sub>	10,3	12,1	3,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,8	8,8	1,7
MgO	5,7	2,0	3,6
CaO	4,7	12,3	11,7
Na <sub>2</sub> O	3,1	0,0	2,9
K <sub>2</sub> O	5,5	11,3	6,2

Таблица 3.5

Сопоставление составов метапелитов Таймыра и неметаморфизованных глин

Компонент	Метапелиты Таймыра		Ленточные глины	Гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины	Вариации средних содержаний в 17 выборках гидрослюдистых глин	Пределы содержаний компонентов в типичных глинах (по Швецову)
	$\bar{X}$	$X_{\min}-X_{\max}$				
SiO <sub>2</sub>	55,1	45,0—66,7	52,3	52,4	48,1—64,0	40—70
TiO <sub>2</sub>	1,0	0,3—1,6	0,9	0,6	—	00,5—1,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,6	12,0—26,4	19,3	16,6	13,5—27,6	10—35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,6	0,4—4,2	6,1	7,6	3,0—8,0	0—7
FeO	7,5	3,3—10,4	2,5	0,9	0,1—3,0	0—8
MgO	3,9	1,3—7,8	4,1	3,9	1,6—4,1	0,6
CaO	1,6	0,3—3,7	1,8	2,0	0,1—5,0	0,5—8,0
Na <sub>2</sub> O	2,3	0,7—4,4	2,0	1,0	0,4—2,0	0,1—8,0
K <sub>2</sub> O	3,0	0,5—5,9	3,5	3,2	2,4—5,0	
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,04—0,07	0,05	0,03	0,03—0,05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
$\frac{\Sigma \text{Щ.} + \text{Щ.}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	0,53	0,40—0,67	0,62	0,31	0,28—0,79	
$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	0,17	0,10—0,21	0,19	0,11	0,14—0,29	

Сопоставление химизма классических граувакк и таймырских метаморфитов грауваккового ряда

Компонент	Швенцов	Тернер	Тиррел	Розенбуш		Петтиджон		Метаморфиты грауваккового ряда (Таймыр)	
	$\bar{X}$	$\bar{X}$	$\bar{X}$	$\bar{X}$	$X_{\min}-X_{\max}$	$\bar{X}$	$X_{\min}-X_{\max}$	$\bar{X}$	$X_{\min}-X_{\max}$
SiO <sub>2</sub>	66,1	71,1	68,1	74,1	63,2—84,1	68,9	60,1—76,8	64,4	48,5—80,7
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,5	0,7	—	—	0,5	0,0—1,0	0,9	0,2—1,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,4	13,9	15,4	11,5	5,6—22,5	13,1	10,2—17,0	15,7	8,8—22,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	Сл.	3,4	0,2	Сл.—0,5	0,9	0,5—2,7	1,0	0,4—1,9
FeO	6,8	2,7	3,4	2,0	Сл.—3,0	3,8	2,0—7,6	6,0	0,5—9,2
MgO	1,8	1,3	1,8	2,1	0,3—4,0	2,1	1,2—3,9	2,7	0,2—6,9
CaO	2,3	1,8	2,3	2,6	1,0—6,0	2,0	0,5—5,6	2,3	0,5—5,9
Na <sub>2</sub> O	2,6	3,7	2,6	0,8	0,3—1,9	3,2	1,6—4,9	2,7	0,7—5,0
K <sub>2</sub> O	2,2	2,3	2,2	1,2	0,5—2,0	1,8	1,2—2,7	2,2	0,3—4,3
П.п.п.	2,5	2,5	—	5,5		3,5		2,0	
Кол-во анализов	1	20	30		3		10		46

ленточным глинам Европейского Севера СССР и монтмориллонит-гидрослюдистым глинам Ферганы, т. е. реальным неизмененным метapelлитам.

Представляет интерес сопоставление таймырских метаграувакк и типичных слабо измененных граувакк, составы которых взяты из работ Ф. Петтиджона и др. [1976], а также из монографии «Граувакки» под редакцией А. В. Пейве [1972]. Как видно из табл. 3.6, таймырские метаграувакки отвечают по составу типичным грауваккам различных регионов мира, в том числе и классическим грауваккам Гарца. Последнее для нас особенно важно, так как именно эти породы использовали Х. Винклер и Х. Платен [1968] в своих экспериментах по плавлению, результаты которых мы используем в настоящей работе.

#### Глава 4

### УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННАЯ ГРАНИТНАЯ СЕРИЯ ДОКЕМБРИЯ ТАЙМЫРА

Как уже было сказано, докембрийские ультраметаморфиты и гранитоиды Таймырской складчатой области образуют единую гранитную серию в том понимании, которое вкладывал в этот термин Г. Рид. На Таймыре достаточно полно представле-

ны ее три первых члена: мигматиты регионального развития и автохтонные гнейсо-граниты, параавтохтонные гранитоиды, аллохтонные (интрузивные) граниты.

#### 4.1. МИГМАТИТЫ

Мигматиты регионального развития слагают на Таймыре поля, приуроченные к центральным частям зон распространения пород амфиболитовой фации (см. рис. 2.3). Крупнейшее из них протягивается более чем на 150 км от низовьев р. Ленивой к устью р. Толевой, ширина его достигает 40 км. В пределах этих полей граниты слагают маломощные тела, суммарный объем которых гораздо меньше объема жильного материала мигматитов. Содержание последнего не зависит от близости к гранитным телам, но зато обнаруживает прямую зависимость от состава мигматизируемых гнейсов: в лейкократовых гнейсах содержание метатекта достигает 70 и даже 90%, в мигматизированных плагиогнейсах оно колеблется от 20 до 50%, а в мигматитах, развивающихся по меланократовым породам (амфиболиты и амфиболовые сланцы кордиеритовые сланцы), редко превышает 5%.

Мигматиты представлены несколькими морфологическими типами. Наиболее распространены **послойные**, субстратом которых служат разнообразные гнейсы (биотитовые, гранат-биотитовые, кордиеритовые, силлиманитовые, двуслюдяные и т. д.). Метатект, представленный чаще всего аплитом, обособляется в виде светлых полос, разделенных прослоями гнейса. Границы между ними не резкие, со следами метасоматической переработки субстрата и частичного пропитывания его метатектом. Встречаются равномерно- и гетерополосчатые мигматиты, в последних мощность отдельных обособлений жильного материала возрастает до 30—50 см. Для обеих разновидностей характерна выдержанность прослоев по простиранию.

Очень близко к послойным стоят **линзовидно-жильные мигматиты**. Их субстратом служат обычно относительно меланократовые разновидности гнейсов: кордиерит- и амфибол-биотитовые, амфиболовые. Содержание метатекта колеблется от 10 до 20%. Он имеет пегматоидный, реже аплитовый облик и образует линзовидные обособления мощностью 1—2 см при длине до 10—30 см, которые со всех сторон окружены субстратом. При мигматизации массивных пород (амфиболиты, полевошпатовые амфиболиты) образуются глыбовые мигматиты — **агматиты**. Их жильный материал представлен пегматоидным гранитом, реже аплитом. Поперечник глыб варьирует от 10—15 см до 2 м, форма грубоизометрическая, угловатая, контуры резкие. Иногда по периферии глыб развивается осветленная кайма шириной до 5 см. Осветление вызвано фельдшпатизацией.

Особой разновидностью мигматитов следует считать будинаж-структуры, образование которых связано с мигматизацией. Бу-

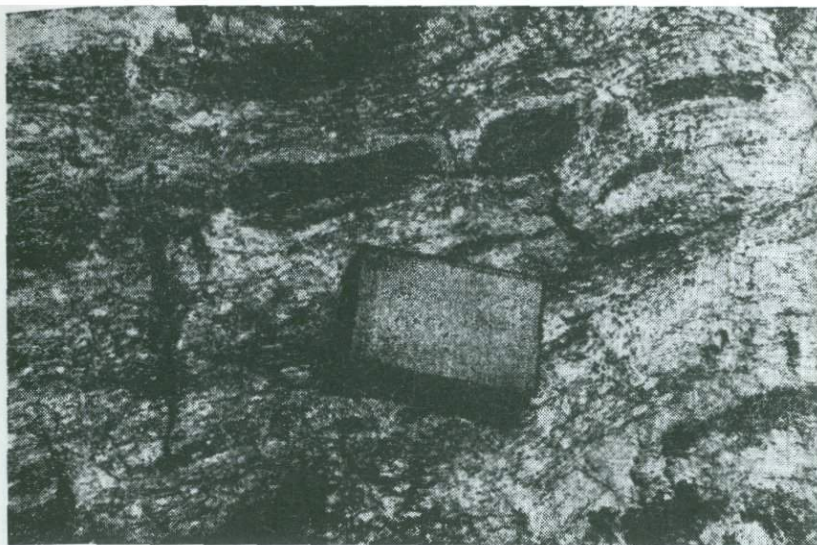
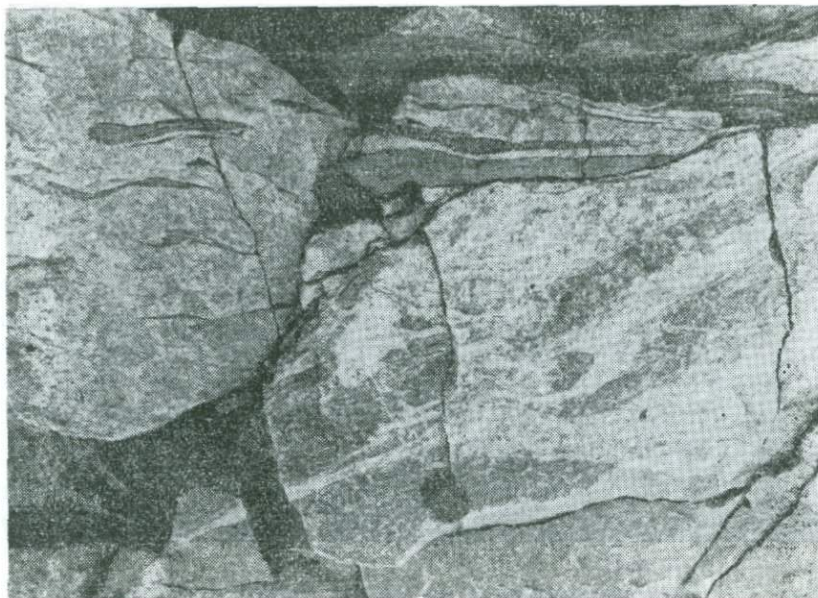


Рис. 4.1. Будинаж-структура в мигматизированных двуслюдяных гнейсах. Будины сложены биотит-силлиманит-кордиеритовым сланцем. Деталь обн. 2045, мыс Черный.

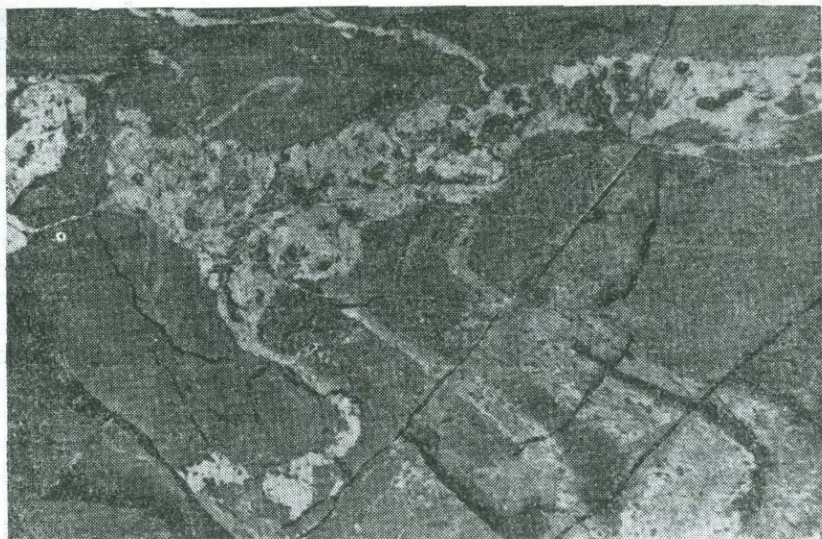
дины, как и блоки в магматитах, сложены массивными амфиболитами или меланократовыми биотит-амфиболовыми сланцами. Вмещающими породами являются порфиробластические гнейсограниты, межбудинное пространство выполнено пегматоидным материалом (рис. 4.1). Подобные будинаж-структуры доказывают синкинематический характер мигматизации, что проявляется и в широком развитии итигматитовых мигматитов.

При интенсивной мигматизации нередко развиваются **теневые мигматиты**, в которых границы между субстратом и жильным материалом становятся очень нечеткими: происходит как бы пропитывание субстрата метатектом, первоначальные структуры затушевываются (рис. 4.2). Выше отмечалось, что даже в сравнительно бедных жильным материалом агматитах зачастую имеет место фельдшпатизация субстрата. В субстрате темновых мигматитов метасоматические изменения весьма значительны. Как правило, это лейкократовый биотитовый или амфиболовый гнейс с сильно корродированными реликтами зерен цветных минералов (до 10%); на долю олигоклаза приходится 40—50%, кварца — 20—25%, микроклина — 15—30%. Для микроклина характерно как образование порфиробластов, так и интерстиционное развитие. Метатект представлен пегматоидным гранитом с приблизительно такими же соотношениями кварца и полевых шпатов, но почти без темноцветов. Теневые мигматиты развиты в центральных частях мигматитовых полей.



*Рис. 4.2.* Теневой мигматит. Субстрат — гранитизированный силлиманит-кордиеритовый гнейс, жильный материал — двуслюдяной гранит. Из интенсивно гранитизированных блоков субстрата взята проба 2045-2. Деталь обн. 2045, мыс. Черный.

Минералогический состав метатекта мигматитов регионально-го развития прямо зависит от состава субстрата. Метатект мигматизированных амфибол-биотитовых сланцев и амфиболитов всегда содержит амфибол. В мигматизированных гранат-биотитовых гнейсах в метатекте обычен гранат. В жильном материале мигматизированных гранат-амфиболовых гнейсов присутствуют одновременно гранат и амфибол. Конечно, зерна этих минералов можно рассматривать и как захваченные при инъекции своего рода «ксенокристаллы», тем более, что их здесь много меньше, чем в субстрате. Однако размер зерен определяется структурой метатекта, а не субстрата. В аплитовых прожилках гранат и амфибол заметны лишь под микроскопом, в прожилках более крупнозернистых они крупнее, а в местах пересечения жил, в раздувах, где структура метатекта пегматоидная, зерна этих минералов нередко превышают в поперечнике 2 см (рис. 4.3). Такая зависимость позволяет считать цветные минералы органичной составной частью метатекта. В то же время количественные отношения минералов в жильном материале и в субстрате обычно не зависят друг от друга: в подавляющем большинстве шлифов (каков бы ни был субстрат мигматита) около 95% метатекта сложено полевыми шпатами (74—72%) и кварцем (21—23%), а остальные 5% приходятся на долю цветных и акцессорных минералов. Такие отношения близки к эвтектическим.



*Рис. 4.3.* Крупные кристаллы роговой обманки в жильном материале мигматита. Субстрат — амфиболовый гнейс, метатект — пегматоидный роговообманковый плагиогранит. Левый берег Енисея, район Предивинска.

Геологические и структурно-петрографические особенности таймырских мигматитов регионального развития свидетельствуют о том, что их жильный материал является продуктом кристаллизации эвтектоидного расплава, образовавшегося при селективном плавлении гнейсов.

Как уже отмечалось, в мигматитах нередко проявления метасоматической переработки субстрата. Наиболее обычны биотитизация кордиерита и амфибола, мусковитизация силлиманита, фельдшпатизация, корродирование темноцветных минералов кварцем и плагиоклазом. Характерно также развитие метасоматической зональности в плагиоклазах с плавным снижением основности к краям на 6—12 номеров по сравнению с центром зерна. Подобные изменения по своей направленности отвечают гранитизации и наиболее интенсивны в темных мигматитах. Мигматизация и гранитизация развиваются сопряженно, составляя две стороны единого процесса — ультраметаморфизма гнейсов. При этом в ходе гранитизации в гнейсах могут образоваться разной формы (в том числе и послойные) обособления существенно кварц-полевошпатового состава, макроскопически не отличимые от жильного материала мигматитов. В толще, где чередуются тонкие прослои гнейсов с различным содержанием цветных минералов, это различие может быть усилено посредством метаморфической дифференциации и при последующей гранитизации более лейкократовые прослои могут стать не отличимыми от гранита.

Подобные породы описаны и в нашей, и в зарубежной литературе. Н. Г. Судовиков [1964] и Б. Кинг [1967] называют их метасоматическими мигматитами. Выделение этой генетической группы весьма затруднительно, а в полевых условиях практически невозможно. Изучение шлифов показывает, что иногда соотношения кварца и полевого шпата в метатекте далеки от эвтектических. Например, в мигматизированных амфиболовых сланцах на правобережье р. Толевой ниже устья р. Оленьей содержание кварца в жильном материале колеблется от 30 до 70%. Не исключено, что такие мигматиты могут быть метасоматическими. Однако, мигматиты, образовавшиеся чисто метасоматически, по-видимому, редки. Мы полагаем, что в большинстве случаев решающая роль в их формировании принадлежит селективному плавлению.

#### 4.2. АВТОХТОННЫЕ ГНЕЙСО-ГРАНИТЫ

В эту группу включены гранитоиды, залегающие среди мигматитов и гнейсов амфиболитовой фации и связанные с ними постепенными переходами. Они образуются в результате гранитизации вмещающих пород, иногда в сочетании с частичным переплавлением. Вообще разграничение процессов гранитизации и мигматизации в большинстве случаев условно. В предыдущем разделе отмечалось, что хотя в формировании мигматитов ведущим процессом является селективное плавление, в них в той или иной степени проявлена гранитизация субстрата, достигающая максимума в тeneвых мигматитах. Вместе с тем гранитизации подвергаются и немигматизированные породы. Процесс этот протекает в разных породах неодинаково и конечным результатом его является формирование гранитоидов различной структуры и состава. Одна из форм гранитизации — развитие полевошпатовых порфиробластов, ее конечный продукт — порфиробластические гнейсо-граниты. В других случаях гнейсы постепенно осветляются, как бы равномерно «пропитываясь» полевошпатовым материалом. При этом не происходит значительных изменений в степени зернистости породы, сохраняются гнейсовая текстура и нередко чередование слоев разного состава. Гнейсы и сланцы преобразуются в тeneвые граниты. Вариации в составе субстрата и разная степень его преобразования приводят к появлению многочисленных переходных разновидностей пород, которые среди автохтонных гранитоидов играют даже большую роль, чем конечные продукты гранитизации.

Порфиробластовая фельдшпатизация характерна для метаморфизованных базитов и известковистых граувакк, представленных роговообманковыми и биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами, а также для пачек переслаивающихся биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов грауваккового ряда, слагающих большую часть разреза тер-

ригенной флишевой формации. Наблюдается она и в прослоях гранат-биотитовых плагиогнейсов, переслаивающихся с биотит-амфиболовыми плагиогнейсами и сланцами (терригенные прослои в составе карбонатно-терригенной формации). В то же время в прослоях биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, входящих в состав толщи силлиманитовых и силлиманит-кордиеритовых гнейсов и сланцев (метаморфизованная аспидная формация), полевошпатовый порфиробластез обычно не проявлен. Для них более характерна послонная мигматизация с последующим переходом в теньевые граниты. Иногда развитию крупных порфиробластов микроклина предшествует послонная мигматизация гнейсов с частичной гранитизацией субстрата. Порфиробласты начинают расти в породах, близких к теньевым мигматитам. Как правило, такие гнейсы несколько более глиноземистые, содержат больше граната, в них встречается силлиманит. Распределение порфиробластов полевого шпата в гнейсо-гранитах неравномерное: выделяются линзовидные и пластообразные участки мощностью до 1 м, где на долю полевошпатовых порфиробластов приходится более 75% объема, тогда как в большинстве случаев — 40—60%. Содержание граната также варьирует, распределение его «неяснополосчатое»: чередуются «пласты» гранита, не содержащие граната, и «пласты» с гранатом, причем в последних гранат также распределен неравномерно, образуя слоистость более высокого порядка. Таково же распределение граната в исходных гнейсах.

В целом, во всех наблюдавшихся и изученных примерах преобразования различных метаморфических пород в порфиробластические гнейсо-граниты устанавливается типичная для гранитизации последовательность изменений минералогического состава. Наиболее характерными новообразованиями являются микроклин и кварц. Микроклин развивается интерстиционно, в виде небольших кристаллобластов, но главным образом в виде крупных (3—5 см) пойкилопорфиробластов. Химические анализы показывают, что при гранитизации из гнейсов выносятся магний, железо, кальций и привносятся кремний. Что же касается щелочей, то при гранитизации пород, бедных калием, отмечается привнос последнего, но в целом при фельдшпатизации гнейсов щелочной метасоматоз отнюдь не является определяющим процессом (как это можно было бы ожидать), зачастую содержание щелочей остается неизменным.

Порфиробластические гнейсо-граниты широко развиты в средней части берега Харитона Лаптева (от мыса Пацынко до мыса Штеллинга), в районе шхер Минина, а также в верховьях р. Толевой и бассейнах ее правых притоков, где они слагают множество пластовых тел и вытянутых линз мощностью от долей метра до сотен метров при протяженности от нескольких метров до нескольких километров, которые не имеют четких границ и постепенно переходят по простиранию и вкрест простирания во вмещающие породы. Наряду с малыми телами порфиробластические гней-

со-граниты слагают и несколько относительно крупных массивов площадью от 10 до 100 км<sup>2</sup> (мысы Дубинского, Штеллинга, Каминского, Пацынко, гора Предгорье). Все они относятся к типичным автохтонным образованиям, контакты их с вмещающими породами имеют диффузный характер, слагающие их породы отчетливо гнейсовидны, структуры вмещающей толщи продолжаютя внутрь массивов, отдельные пласты более меланократовых кристаллических сланцев прослеживаются внутри гнейсо-гранитных тел либо в виде полос меланократовых гранитоидов, либо в виде зон, насыщенных скиалитами. Переходы между гнейсами и «гранитами» во всех случаях постепенные, границы диффузные.

Порфиробластические гнейсо-граниты отличаются резко выраженным неравномерно-зернистым сложением: на фоне серой крупнозернистой основной ткани выделяются большие (до 10 см в длину) таблитчатые порфиробласты полевого шпата, закономерная субпараллельная ориентировка которых (наряду с ориентировкой биотита) придает породе гнейсовидный облик. При среднем содержании порфиробластов 60—65% выделяются прослойки, содержащие их всего 15, 10 и даже 5%, и участки пегматоидного облика, сложенные почти нацело такими порфиробластами. При содержании порфиробластов около 50% и более закономерность их ориентировки нарушается, развиваются текстуры течения. Особенно показательны примеры, когда в гнейсо-гранитах залегает прослой меланократовых пород (амфиболитов). Амфиболитовый пласт будинируется, а межбудинные промежутки выполняются порфиробластическим гнейсо-гранитом, причем ориентировка порфиробластов в межбудинных участках уже не совпадает с общей сланцеватостью, а определяется формой выполняемого пространства, что свидетельствует о способности лейкократовых порфиробластических гранитов к пластическому течению. В единичных случаях, при общем диффузном характере контактов массива, на отдельных отрезках наблюдаются резкие границы гнейсо-гранитов с гнейсами и контакт выглядит интрузивным.

Особенности состава, структуры и, прежде всего, взаимоотношения с вмещающими породами свидетельствуют об ультраметаморфогенной природе порфиробластических гнейсо-гранитов. Первым исследователем, высказавшим такую точку зрения, был Н. И. Урванцев, который еще в 1947 г. пришел к выводу, что это не порфиоровидные граниты, а «порфиробластические парапороды». Однако в основных сводках по гранитоидам Таймыра, опубликованных позднее [Равич, 1954; Даминова, 1958], магматическая природа этих пород не подвергалась сомнению. В 1959 г. вопрос об их метасоматическом генезисе был вновь поднят нами. В дальнейшем было показано, что они могут образовываться не только за счет парагнейсов, но и при гранитизации метагабброидов [Махлаев, Коробова, 1972].

Параллельно с метасоматическими преобразованиями в этих породах, как правило, развивались и процессы селективного

плавления, приводившие к формированию кварцево-полевошпатового эвтектоидного расплава. На первых стадиях гранитизации средой для метасоматоза является сильно насыщенный силикатными компонентами водный флюид, а с момента появления селективных выплавов средой для метасоматического обмена может служить и эвтектоидный расплав, выполняющий межгранулярные промежутки (ихор, поровая магма). По мере того, как порода в результате гранитизации становится более кислой, она в состоянии при тех же температурах давать больше эвтектоидного расплава. Лейкократовые гнейсо-граниты содержат наибольшее количество жидкой фазы (расплава), чем и объясняется их способность к пластическому течению, способность выполнять межбужинные промежутки и даже местами формировать секущие контакты. Начинаясь переобразование метасоматических гранитов знаменует переход к иной, более глубокой стадии ультраметаморфизма — к реоморфизму. Метасоматические граниты переходят в граниты реоморфические.

К третьему типу автохтонных ультраметаморфитов относятся **теневые гнейсо-граниты**, которые в изобилии встречаются в районах интенсивного проявления мигматизации, причем там, где в субстрате мигматитов преобладают гнейсы с повышенным содержанием глинозема (воскресенская свита). Мигматизированные глиноземистые гнейсы содержат множество небольших согласных пластообразных тел и линз гнейсовидных лейкократовых двуслюдяных гранитов мощностью от 1 до 100 м при протяженности от первых десятков метров до 2 км. Степень насыщенности гнейсов такими гранитами местами столь велика, что интервалы между соседними телами составляют 75—150 м, а порой всего 25—50 м по мощности. Переходы между вмещающими мигматизированными гнейсами и двуслюдяными гнейсо-гранитами очень плавные, постепенные. Сами тела двуслюдяных гранитов неоднородны. В них прослеживаются реликты гнейсовых структур (полосчатость, сланцеватость), в крупных телах нередко участки почти неизмененных плагиогнейсов, но встречаются и полностью перекристаллизованные участки с массивной текстурой.

Наряду с двуслюдяными гнейсо-гранитами на Таймыре известны и амфиболовые (лепидомелан-гастингситовые) темные граниты, развитые в западной части берега Харитона Лаптева — мысы Каминского, Пацынко, бассейны рек Ленивой, Тревожной, Гусиной, шхеры Минина и т. д. Впервые они были описаны в 1946—1949 гг. Н. Н. Урванцевым под названием «амфиболовые темные граниты», однако до сего дня остаются наименее изученными из таймырских пород. Нами установлено, что амфибол в них представлен гастингситовой роговой обманкой, и это необходимо отразить в названии группы. Гастингситовые темные граниты слагают мелкие и средние тела протяженностью до 10 км при ширине до 1 км, залегающие согласно с гнейсовой толщей. Они всегда связаны постепенными переходами с породами тревожнинской серии.

Характер взаимоотношений (прослеживание структур гнейсов и сланцев внутри тел темных гранитов, широкое развитие бластических и коррозионных структур), а также определенная направленность изменений минералогического и химического состава свидетельствуют о том, что в их формировании значительная роль принадлежала процессам метасоматической гранитизации. В то же время тесная ассоциация с мигматитами (особенно с небулитами), стремление к анхизвектическим отношениям между полевыми шпатами и кварцем, высокая пластичность и даже текучесть, фиксируемые в наиболее лейкократовых разностях темных гранитов, говорят о проявлениях частичного плавления (о реоморфизме). По-видимому, принципиальной разницы между флюидом и силикатным расплавом (поровой магмой, ихором) нет. И тот и другой представляют собой подвижную фазу, способную растворять и отлагать минералы, реагировать с этими минералами, выщелачивать из них отдельные компоненты и т. д. Более того, важнейшим фактором, обуславливающим особую роль воды при метасоматозе, является переход большинства растворяемых в ней веществ в ионную форму. Однако и в силикатном расплаве подавляющее большинство растворенных компонентов находится в ионной форме. Можно ли относить процессы, протекающие с участием расплава, к метасоматическим? В определении понятия «метасоматоз», данном В. Линдгреном, подчеркнуто, что метасоматоз — это процесс, при котором «фронт растворения и фронт отложения предельно сближены», но ничего не говорится о природе растворителя. О возможности развития метасоматоза при участии межзернового расплава неоднократно писал Н. Г. Судовиков [1964, 1967]. Аналогичные идеи развивает К. Менерт, который выделяет метасоматоз при участии водных растворов, при участии газовой фазы (пневматолитовый) и при участии содержащих  $H_2O$  пегматитовых или гранитных расплавов. Он подчеркивает, что «только третий из указанных типов метасоматоза попадает под определение „гранитизация“ в его истинном значении» [Менерт, 1972, с. 249].

Все это отчасти справедливо и для рассмотренных выше порфиробластических гнейсо-гранитов, где также сочетаются проявления метасоматоза и реоморфизма. Однако структурные различия между порфиробластическими и темными гнейсо-гранитами весьма существенны — в первых новообразованные кристаллы полевых шпатов достигают значительных размеров (порой до 10 см в длину), тогда как темные граниты — породы преимущественно мелко- и среднезернистые. Почему? Вероятно, главная причина — разная скорость и разная интенсивность фельдшпатизации. Рост крупных порфиробластов — процесс очень медленный, измеряемый, возможно, тысячелетиями [Браун, 1967]. Структура же темных гранитов свидетельствует о быстром росте новообразуемых минералов из многих центров кристаллизации одновременно. Замедление процесса привело бы к растворению

мелких кристаллов и росту за их счет более крупных индивидов (собирательная перекристаллизация).

Предположение о разной скорости гранитизации при образовании теневого и порфиробластических гранитов подтверждается и тем, что в общей метаморфической зональности (включая зоны ультраметаморфизма) теневые граниты приурочены к уровню большей глубинности. Когда же формирование тех и других происходит на одном уровне, порфиробластовые гранитоиды развиваются по более меланократовым и массивным породам, т. е. опять же когда относительно слабая проницаемость и малое содержание собственной жидкой фазы (межгранулярных выплавов) снижают интенсивность и темпы гранитизации. Но в общем случае порфиробластические граниты являются все же менее глубинными породами, чем равномерно-зернистые теневые граниты.

Как видно, группа автохтонных гранитоидов гетерогенна. Большинство слагающих ее пород можно отнести к метасоматическим, однако развивающиеся параллельно с гранитизацией процессы селективного плавления приводят к накоплению в отдельных участках заметных количеств эвтектоидного межзернового расплава. Такие гранитоидные массы приобретают способность к течению, и их можно отнести к реоморфитам, хотя они не покинули зоны своего образования и тела их по отношению к геологической структуре остаются автохтонными. Наконец, в составе комплекса известны и секреторные жилы эвтектоидных лейкократовых гранитов, которые, не будучи интрузиями, являются продуктом кристаллизации расплава [Махлаев, Коробова, 1972]. И все же на долю метасоматитов приходится более 90% общего объема автохтонных гранитов, реоморфиты слагают менее 10%, а магматические жильные гранитоиды не составляют и 0,1%.

#### 4.3. ПАРААВТОХТОННЫЕ ГРАНИТЫ

К данной группе мы относим граниты, расположенные в непосредственной близости от зоны ультраметаморфизма и гранитообразования, втесненные в перекрывающие эту зону метаморфические породы. Для параавтохтонных гранитов типичен двойственный характер контактов, особенно четко проявляющийся в массивах, приуроченных к периклинальным замыканиям антиклиналей. «Внутренний» контакт (т. е. контакт, обращенный к ядру антиклинали, сложенному более глубоко метаморфизованными породами — гнейсами амфиболитовой фации) обычно диффузный, тогда как «внешний» — несомненно интрузивный (рис. 4.4). В горизонтальных сечениях периклинальные замыкания антиклиналей отображают в общих чертах ту же последовательность смены пород, которая наблюдается в вертикальных поперечных сечениях антиклинальных сводов. Поэтому мы можем

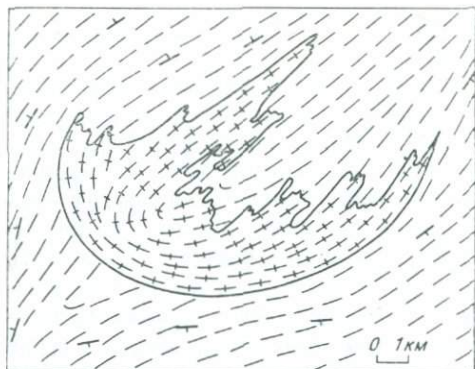


Рис. 4.4. Типичный массив параавтохтонных гранитов — биотитовые граниты правобережья р. Толевой. Вмещающие породы представлены биотитовыми гнейсами и сланцами (граувакковый ряд).

предполагать, что такой же характер контактов свойствен и сводовым антиклиналь-плутонам параавтохтонных гранитов.

В составе рассматриваемой группы пород преобладают параавтохтонные порфиридные амфибол-биотитовые и биотитовые граниты. Они слагают ряд тел, крупнейшими из которых являются массивы, расположенные на п-ове Зуева, в среднем течении р. Ленивой и на водоразделе рек Мамонта и Коломейцева (см. рис. 2.3). Массив Зуева залегает между гнейсами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Первые слагают подошву, вторые — кровлю. Интрузия вытянута в северо-восточном направлении согласно простиранию складчатых структур региона, протяженность ее более 16 км, ширина выхода 6—8 км. На южном берегу залива Миддендорфа породы массива постепенно переходят в подстилающие гнейсы и магматиты через зону метасоматической фельдшпатизации, а к северо-западу массив погружается и полого уходит под мелкозернистые гнейсы и кристаллические сланцы, контакт с породами кровли резкий, интрузивный. В гранитах нередки ксенолиты вмещающих пород. Крупнейший массив расположен на водоразделе рек Коломейцева и Мамонта. Его протяженность около 100 км при ширине 20—25 км. Он приурочен к своду антиклинали и сам имеет сводообразную форму. Обнажен лишь контакт с породами кровли (филлитами). Контакт явно интрузивный, филлиты ороговикованы, в гранитах часты их ксенолиты.

Все массивы приурочены к осевым зонам антиклиналей и на большем протяжении их контакта конформны по отношению к структурам вмещающих пород. И все же интрузивный характер массивов не вызывает сомнений. Во-первых, местами наблюдаются и секущие контакты, во-вторых, в гранитах часты ксенолиты вмещающих пород, граниты вызывают ороговикование пород кровли. Ореолы роговиков имеют зональное строение. Так, карбонатно-хлоритовые филлиты превращаются в хлорит-биотит-актинолитовые роговики, которые ближе к контакту сменяются роговообманковыми, а затем диопсид-роговообманковыми. В серицитовых филлитах развиваются зоны биотитовых, гранат-биотитовых, андалузит-ставролитовых и ставролит-фибrolитовых роговиков. При этом мощность зон с фибролитом или с диопсидом

обычно не более 1 м, мощность зон с роговой обманкой, андалузитом, ставролитом не превышает 15—20 м. Самыми мощными являются зоны биотитовых и актинолитовых роговиков, но и они редко превышают 100 м, что очень немного для таких крупных массивов.

Наблюдались также интрузивные контакты порфировидных гранитов с гнейсами эпидот-амфиболитовой фации (мыс Фуса, п-ов Зуева). В отличие от филлитов гнейсы не орговиковываются. Граниты и вмещающие породы секутся жилами аплита, гранофира и кварцевыми гидротермальными жилами с убогой минерализацией (редкая вкрапленность сульфидов, барита, сидерита). Пегматиты редки и маломощны, минералогия их крайне однообразна (кварц, микроклин, олигоклаз, немного биотита, иногда встречаются черный турмалин, сфен, ортит). Макроскопически эти гранитоиды не отличаются от автохтонных порфиробластических гнейсо-гранитов. На сером фоне крупнозернистой основной массы выделяются большие (до 5 см в длину) кристаллы полевых шпатов, на долю которых приходится около 50% объема. Их субпараллельная ориентировка придает породе трахитоидный облик. Трахитоидность, как правило, ориентирована параллельно простиранию главных тектонических структур. Выделяются две разновидности: в одной из них цветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой, в другой — только биотитом.

Особый интерес вызывают крупные полевошпатовые зерна, которые большинством исследователей трактуются как фенокристаллы. Однако с настоящими вкрапленниками их сближает, пожалуй, лишь некоторый идиоморфизм. В подавляющем большинстве таких «фенокристаллов» можно встретить округленные включения минералов основной массы — кварца, амфибола, биотита, плагиоклаза. Они нередко окружены реакционными каймами: вокруг включений плагиоклаза в микроклин развивается узкая альбитовая кайма, вокруг амфибола — биотитовая, вокруг биотита — мусковитовая. Плагиоклаз «вкрапленников» всегда кислее, чем плагиоклаз основной массы. Обычно он содержит 7—17% An, тогда как последний — 25—30% An. Все эти особенности не свойственны фенокристаллам, но характерны для порфиробластов. Наличие полевошпатовых порфиробластов в магматических интрузивных гранитах описывалось неоднократно. Они формируются в постмагматическую стадию в результате автотоматической перекристаллизации. Однако в данном случае такое объяснение неприемлемо: хотя крупные полевошпатовые кристаллы в этих породах действительно являются порфиробластами, а не вкрапленниками, *сформировались они не после, а до внедрения гранитов*, в интрузирующей массе они уже существовали.

К такому выводу приводит изучение структурных особенностей этих пород. Все исследователи отмечают, что для гранитов данной группы характерны проявления катаклаза. М. Г. Равич

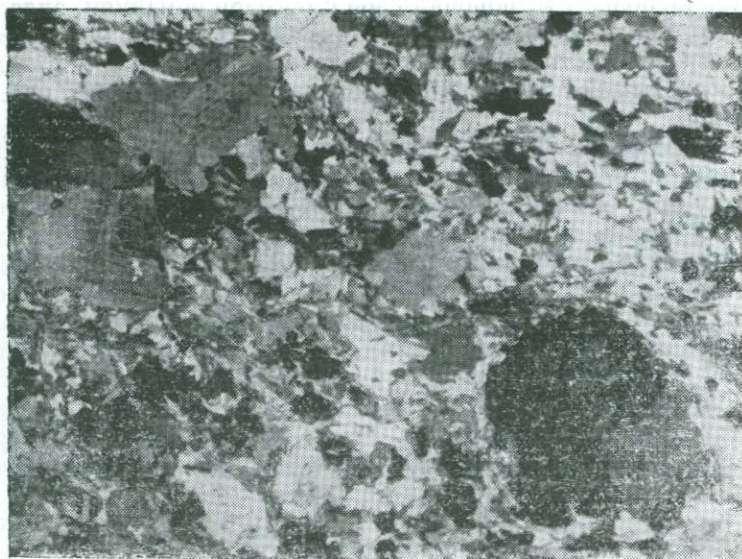


Рис. 4.5. Интенсивный катаклиз эндоконтактной зоны параавтохтонного гранита. В углу снимка — округлый реликт полевошпатового порфиробласта. Ув. 40, николи скрещены.

[1954] даже выделил их в особую формацию «катакластических гранитондов». Но катаклиз охватывает преимущественно эндоконтактные зоны массивов. В их центральных частях проявления катаклаза обычно не наблюдаются. Здесь лишь изредка встречаются порфиробласты плагиоклаза с изогнутыми двойниковыми швами и еще реже порфиробласты, пересеченные трещинами, выполненными тонко гранулированным материалом. На расстоянии 1,5—3,0 км от контакта такие явления отмечаются довольно часто. В некоторых шлифах удастся видеть, как крупные микроклиновые порфиробласты дробятся, обломки их растаскиваются. Параллельно с катаклизом идут процессы перекристаллизации, бластеза. Это обстоятельство говорит о том, что деформации происходили в то время, когда материал, слагающий интрузию, был «живым», еще не остывшим. В 150—200 м от контакта катаклизуются не только порфиробласты, но и большинство зерен основной массы. Непосредственно прилегающая к контакту зона шириной около 5—10 м катаклизирована наиболее интенсивно (рис. 4.5). У самого контакта развивается почти полная милонитизация. Но и здесь различимы отдельные обломки крупных зерен полевых шпатов и роговой обманки. При переходе к вмещающим породам явления катаклаза исчезают. По-видимому, дробление не было наложенным, а было связано с самим процессом внедрения, т. е. это протеклаз, и значительная часть гранитных зерен уже существовала во внедряющейся массе. Если это так, то не менее половины объема интрузирующего материала (таково со-

держание порфиробластов в граните) приходилось на долю твердого вещества. Но и остальная его часть не могла быть представлена только жидкостью (расплавом). Во-первых, процесс «протоклаза» захватывает и значительное количество зерен «основной массы». Во-вторых, биотит тоже существовал уже во время течения, поскольку для него (особенно в приконтактных частях массивов) характерно «струйчатое» расположение; его чешуйки обтекают полевошпатовые порфиробласты и их обломки. Наконец, при микроскопическом изучении контакта порфировидных гранитов с гнейсами установлено, что кварцевые и полевошпатовые зерна основной массы гранита (не порфиробласты!) вдавливаются в гнейс, резко нарушая в нем ориентировку биотитовых чешуек. Эти зерна как бы внедряются в гнейс и обтекаются гнейсовым материалом. Все это приводит к заключению, что во время внедрения интрузирующая масса не была полностью расплавленной. Более того, доля жидкой фазы в ней была невелика.

Итак, какими же фактами располагаем мы для суждения о генезисе рассматриваемых гранитов?

1) Эти граниты несомненно интрузивны; 2) крупные полевошпатовые кристаллы в них являются типичными порфиробластами, а не фенокристаллами; 3) эти порфиробласты сформировались до внедрения гранитов; 4) большая часть минеральных зерен, слагающих основную массу, также уже существовала в момент внедрения. По-видимому, происходившее параллельно с гранитизацией селективное плавление (о признаках этого мы писали выше) приводило к накоплению в порфиробластических гнейсо-гранитах межзернового эвтектоидного расплава либо обогащенного летучими раствора-расплава (флюида). Флюидизированные массы могли выжиматься в вышележащие метаморфические породы. При этом внедрялся существенно твердый материал с невысоким содержанием жидкой фазы. Развивался «протоклаз», особенно интенсивный у контактов, где наиболее ошутимо сопротивление жесткой рамы. Интрузирующая масса, нагретая до температуры плавления кварц-полевошпатовой эвтектики, приносит с собой достаточное количество тепла, чтобы вызвать ороговикование филлитов, но мощность контактового ореола невелика. Химическая активность таких гранитов ничтожна, поэтому контактово-метасоматические явления с ними не сопряжены.

Группа параавтохтонных гранитов, как и предыдущая, охватывает породы преимущественно одного генезиса, но здесь главенствующая роль принадлежит уже реоморфическим гранитам, тогда как чистые метасоматиты в ее составе отсутствуют. К магматическим образованиям следует относить лишь гранофировые, лейкогранитные и гранит-порфировые жилы, секущие крупные массивы параавтохтонных гранитов, а иногда и вмещающие породы. По механизму формирования жилы, залегающие внутри гранитов, являются секреторными, а выходящие за их пределы — секреторно-инъекционными.

Содержание жидкой фазы в параавтохтонных интрузиях варьировало в очень широких пределах. Особенно велико оно было в массивах, приуроченных к зонам растяжения («внешние» зоны периклинальных замыканий, своды антиклиналей), реоморфные массы содержали здесь больше расплава, поскольку падение давления понижало температуру плавления. Кроме того, в эти зоны отсасывался и отжимался расплав из крыльев и ядра антиклинали, которые в это же время подвергались сжатию. В результате в соответствующих участках гранитных плутонов развивались элементы магматических структур, а слагающий их материал по своему агрегатному состоянию в момент становления массива приближался к магме.

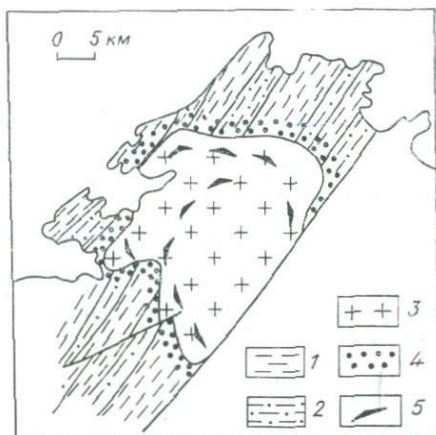
#### 4.4. АЛЛОХТОННЫЕ ГРАНИТЫ

Массивы аллохтонных гранитов отчетливо дискордантны. Контакты их всегда интрузивны, а внутренняя структура автономна по отношению к структуре вмещающих пород. Они нередко прорывают филлиты хлорит-серицитово-субфаци, наименее метаморфизованные из докембрийских пород Таймыра, что свидетельствует о значительном перемещении интрузирующего материала, ибо область зарождения гранитных расплавов располагается гораздо ниже — в пределах зоны амфиболитовой фации. О том же говорит и присутствие ксенолитов не только вмещающих пород, но и пород, залегающих на глубине несколько километров. И все же идентификация конкретных тел иногда затруднительна, поскольку крупные интрузии могут сочетать в себе признаки аллохтонных и параавтохтонных образований. Например, юго-западная часть аллохтонного Бирулинского массива несет признаки параавтохтонности, частично параавтохтонны и массивы левобережья Нижней Таймыры.

Наиболее типичные массивы аллохтонных гранитов по форме близки к крупным штокам (до 30 км в поперечнике). Они грубо изометричны в плане, кровля их куполообразна, контакты круто падают под вмещающие филлиты. В гранитах нередко ксенолиты последних, но встречаются и полуассимилированные ксенолиты глубинных гнейсов. Текстурные элементы конформны по отношению к контурам массива. Породы экзоконтакта превращены в андалузитовые и кордиеритовые роговики, мощность которых нередко превышает 100 м, т. е. в десятки раз больше, чем у параавтохтонных гранитов, хотя сами массивы меньше (рис. 4.6). Следовательно, они были гораздо более горячими, что подтверждается и развитием в них интенсивно пертитизированных неупорядоченных калишшатов. О существенном различии температур становления говорят и результаты термобарометрических исследований включений в минералах соответствующих пород (табл. 4.1). Для амфибол-биотитовых и биотитовых аллохтонных

Рис. 4.6. Типичный массив аллохтонных гранитов (гора Гейдина — бухта Книповича).

1 — метанелиты (воскресенская свита); 2 — метаграувакки (стерлиговская свита); 3 — порфирированные биотитовые граниты; 4 — контактовые роговики; 5 — ориентировка трахитоидности в граните.



гранитов получены температуры около  $800^{\circ}$ , а для параавтохтонных — около  $650^{\circ}$ .

Второй важной особенностью аллохтонных гранитов является их гомогенность. Если у параавтохтонных гранитов два соседних образца могут резко отличаться по составу и структуре, то здесь различия фиксируются лишь между породами разных массивов либо разных фаций (контактовой, апикальной, жильной, шлировой и т. п.). Более того, породы одинаковых фаций разных массивов порой не отличаются друг от друга. Наконец, наиболее распространенные разновидности аллохтонных гранитов характеризуются анхизвтектическими соотношениями кварца и полевых шпатов.

Все это свидетельствует о магматическом происхождении рассматриваемых гранитов.

Несколько особое положение в смысле геологической позиции и условий становления занимают аллохтонные альбит-микроклиновые мусковитизированные граниты. Они также представлены интрузивными телами с резко секущими контактами, характеризуются исключительно выдержанным анхизвтектическим составом, что указывает на магматическое происхождение. В то же время в этих породах широко развиты бластические структуры и структуры замещения. Не характерны для магматических пород и присущие им особенности минерального состава: значительное содержание мусковита, ассоциация альбита с высокоупорядоченным микроклином, метасоматическая мусковитизация плагиоклаза. Эти противоречия объясняются интенсивной аутометасоматической переработкой. Магматический этап становления определил химический состав и интрузивный характер залегания, а этап аутометасоматической перекристаллизации — современный минеральный состав породы, упорядоченность калишпата, мусковитизацию плагиоклаза и главные элементы структуры. Возможно, единственным сохранившимся магматическим минералом в этих гранитах является биотит.

Завершая характеристику аллохтонных гранитоидов, следует отметить, что представлены они породами магматического происхождения. В относительно крупных телах амфибол-биотитовых гранитов проявлена магматическая дифференциация (обособление гранитоидиоритовых шлиров и поздней жильной фации

Таблица 4.1

Температура гомогенизации газово-жидких, газово-твёрдо-жидких и твёрдорасплавных включений в минералах метаморфических пород, мигматитов и гранитоидов

Породы	Место ваятия образца	Номер образца	Минерал	T <sub>гом.</sub> °С
1	2	3	4	5
<i>Эпидот-амфиболитовая фация</i>				
Ставролитовые сланцы воскресенской свиты	р. Ленивая	3039	Ставролит	410
		3039	Мусковит	420
		3041	Ставролит	430
		3041	Апатит	410
		3039а	»	420
Актинолитовые сланцы стерлиговской свиты	р. Ниж. Таймыра	3039а	Циркон	440
		503	Актинолит	450
		511	»	440
		511	Апатит	450
Биотитовые сланцы свиты бухты Конечной	р. Ленивая	4064	Апатит	430
		4056	»	420
<i>Амфиболитовая фация</i>				
Силлиманитовые гнейсы воскресенской свиты	мыс Черный	2044	Силлиманит	520
		2044	Циркон	520
		2044	Апатит	500
Биотитовые гнейсы стерлиговской свиты	мыс Тилло	2002	Апатит	560
		2002	Кварц	570
Гранат-биотитовые гнейсы стерлиговской свиты	р. Гранатовая	356	Кварц	580
		356	Апатит	590
Эденитовые плагиогнейсы свиты бухты Конечной	р. Толевая	32	Эденит	610
		32	Плагиоклаз	580
		32	Апатит	590
<i>Мигматиты</i>				
Метатекты послыйного мигматита по силлиманитовым гнейсам	мыс Черный	2045-2	Циркон	650
		2045-2	Кварц	630
Метатекты послыйного мигматита по амфиболовым гнейсам	р. Гусиная	4120	Циркон	670
		4120	Апатит	650
Теневой биотитовый гранит	мыс Дубинского	3022	Циркон	630
Теневой двуслюдяной гранит	р. Каменная	3025	»	650
		106	Циркон	660
		106	Апатит	640
<i>Двуслюдяные граниты (пелитовый ряд)</i>				
Параавтохтонные	р. Толевая	841	Циркон	680
		841	Кварц	640
	залив Миддендорфа	56/59	Циркон	650
		56/59	Кварц	640
Аллохтонные	залив Бирули	2771	Циркон	680
		2171б	»	690
	»	2171в	»	720

1	2	3	4	5
	о. Нансена	2170	Циркон	760
	»	2170a	»	770
	»	2170б	»	800
<i>Биотитовые граниты (граувакковый ряд)</i>				
Параавтохтонные	п-ов Заря	471	Циркон	740
	»	471	Кварц	720
	»	478	Циркон	720
	»	478	Кварц	730
<i>Биотит-амфиболовые гранитоиды (известковисто-граувакковый ряд)</i>				
Параавтохтонные	р. Коломейцева	404	Циркон	800
	»	401	»	760
	»	34	»	780
	»	34	Апатит	770
Аллохтонные	п-ов Гнейсо-Гранитный	2090	Циркон	820
	»	2091	»	860
	»	2091a	»	780
	»	2090	Апатит	780
	»	2090	Кварц	820

лейкогранитов), а в телах двуслюдяных гранитов — автометасоматическая переработка.

Весьма существенно, что аллохтонные граниты достаточно четко подразделяются по петрографическим признакам на четыре подгруппы: 1) порфировидные амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты; 2) тесно ассоциирующие с ними порфировидные биотитовые граниты; 3) альбит-микроклиновые мусковитизированные граниты; 4) гастингситовые граниты. Для каждой из них могут быть найдены аналоги среди автохтонных и параавтохтонных гранитов. Более того, иногда встречаются массивы, в сложении которых участвуют как аллохтонные граниты какого-либо из этих четырех типов, так и их параавтохтонные аналоги. Все это хорошо увязывается с представлениями о палингенной природе гранитной магмы и подтверждает реальность самого понятия «гранитная серия». В зависимости от того, какие породы подвергались ультраметаморфизму, в составе таймырской гранитной серии сформировались четыре параллельные линии — четыре изолиогенных гранитных ряда.

## Глава 5

### ИЗОЛИТОГЕННЫЕ ГРАНИТНЫЕ РЯДЫ ТАЙМЫРА

Как видно из содержания предыдущих глав, непосредственным субстратом для образования ультраметаморфитов (включая и ультраметаморфогенные гранитоиды) служат гнейсы и кри-

сталлические сланцы амфиболитовой фации. В этой зоне наиболее распространенными породами являются метаморфиты четырех главных для региона изолитогенных метаморфических рядов (см. табл. 3.1). В то же время каждая из этих групп открывает и соответствующий изолитогенный гранитный ряд, являясь связующим звеном между метаморфическим и гранитным рядами.

Как уже говорилось, не все эти группы, а соответственно и не все строящиеся на них ряды однородны. Метапелитовый ряд включает собственно метапелиты и графитистые метапелиты. Однако эти породы различаются лишь содержанием свободного углерода и некоторыми редкими и рудными элементами, к тому же они, как правило, тонко переслаиваются и составляют геологически единую толщу. Поэтому, хотя мы имеем здесь два достаточно четко различающихся изолитогенных метаморфических ряда, граниты, развивающиеся по породам этих метаморфических рядов, мы считаем целесообразным рассматривать как породы единого гранитного ряда, во всяком случае на данной стадии их изученности.

Совершенно иначе обстоит дело с роговообманковыми гнейсами и сланцами. Здесь метаморфиты одинакового минералогического и химического состава образуются при метаморфизме весьма разных исходных пород: часть из них образуется за счет известковистых граувакк, т. е. пород осадочных, а часть — за счет базитов и их туфов, т. е. пород изверженных. Причем те и другие породы не только принципиально различны по своей первичной природе — они и пространственно разобщены. Таким образом, геологически эти группы явно обособлены, с каких бы позиций мы их ни рассматривали, а потому, несмотря на глубокое сходство по соотношениям главных компонентов, эти изолитогенные гранитные ряды различать необходимо, хотя сделать это в большинстве случаев нелегко.

## **5.1. ИЗВЕСТКОВИСТО-ГРАУВАККОВЫЙ РЯД**

### **5.1.1. Автохтонные гранитоиды**

Известковисто-граувакковый изолитогенный гранитный ряд открывают порфиробластические гнейсо-граниты, образующиеся за счет фельдшпатизации биотит-роговообманковых плагиогнейсов и кристаллических сланцев, примеры которой можно наблюдать в многочисленных хорошо отпрепарированных береговых обнажениях. Одним из них является обнажение 110/57, расположенное к западу от мыса Штеллинга. В восточной части оно сложено биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, в которых в 10 м к западу начинают появляться единичные порфиробласты плагиоклаза. Размеры и содержание их постепенно увеличиваются, а еще через 2 м в гнейсах встречаются уже и порфиробласты микроклина. В 15 м от начала обнажения порода при-

нимает облик и состав порфировидного гранодиорита с отчетливой гнейсовидной текстурой. Далее содержание и размеры порфиробластов вновь уменьшаются вплоть до полного их исчезновения. Но даже в зоне максимальной фельдшпатизации порода неоднородна. В ней выделяются согласные со сланцеватостью линзовидные скопления полевошпатовых порфиробластов, образующие бескорневые тела лейкократовых гранитсидов пегматоидного облика, и относительно меланократовые прослои очковых гнейсов с редкими порфиробластами.

Интенсивная фельдшпатизация гнейсов наблюдается к западу от мыса Тилло (обнажения 2001—2005). В обнажении 2005 вскрыта пацка послойно мигматизированных биотит-роговообманковых гнейсов с низким содержанием метатекта (3—5%). В субстрате этих мигматитов растут порфиробласты полевого шпата, неравномерно насыщающие породу. Некоторые участки по составу и облику приближаются к граниту, но эти «гранитные» тела — бескорневые. По мере того как степень фельдшпатизации возрастает, отдельные линзы сливаются друг с другом, образуя как бы пласты гранита мощностью 0,3—0,5 м, разделенные пластинами гнейсов мощностью 1,0—2,5 м. Далее по простирающую мощность гранитных пластов возрастает, а гнейсовых — падает, в итоге граниты преобладают над гнейсами, и гнейсы выглядят как расплывчатые реликтовые включения (скиалиты) либо как отдельные относительно более меланократовые неясные полосы в массе гранита.

Структурные, минералогические и химические изменения биотит-роговообманковых плагиогнейсов при переходе их в порфиробластические граниты выявляются при изучении серий шлифов, отображающих разную степень гранитизации. Одним из примеров может служить серия 110/57, взятая в уже описанном обнажении. В обр. 110а/57 порода представлена меланократовым крупнозернистым биотит-роговообманковым плагиогнейсом. Преобладающий минерал — андезин, слагающий около 40%, далее следует обыкновенная роговая обманка (17—25%), плеохроирующая в желтовато-зеленых тонах ( $-2V = 68^\circ$ ;  $cNg = 17^\circ$ ;  $Nm = 1,666 \pm 0,003$ ), биотит (20—30%), также плеохроирующий в зеленоватых тонах, и кварц (3—7%). Биотит иногда замещает амфибол, но чаще образует самостоятельные обособленные чешуйки. Всегда присутствуют сфен, магнетит, апатит, циркон.

Порода в обр. 110б/57 отличается более светлой окраской. Отмечается увеличение содержания и размеров кварцевых вrostков в темноцветных минералах и в плагиоклазе. Хорошо выражено также замещение амфибола биотитом. Развиваются порфиробласты олигоклаза длиной до 5 мм, внутри которых часты округлые включения биотита, амфибола, более основного плагиоклаза, кварца. Плагиоклаз в порфиробластах представлен олигоклазом, плагиоклаз основной ткани и включений — андезином. Изредка встречается решетчатый микроклин, замещающий с краев и по трещинам плагиоклазовые порфиробласты. Обр. 110в/57 представ-

лен амфибол-биотитовым гнейсом с порфиробластовой структурой (очковым гнейсом). На долю порфиробластов полевого шпата приходится 10—15% объема. Содержание темноцветов резко снижается: амфибол слагает не более 5%, биотит — 10—15%. Плагноклаз в порфиробластах содержит 14—16% An в центральных частях и до 7% An в краевых зонах. Плагноклаз основной ткани более кальциевый (25—40% An). Отдельные плагноклазовые порфиробласты замещаются микроклином, который формирует антипертиты замещения с варьирующими количественными отношениями. Кроме антипертитовых вростков микроклин развивается в интерстициях, но подавляющая масса его сосредоточена в крупных порфиробластах (2—3 см длиной).

Обр. 110г/57 представлен порфиробластическим гнейсо-гранитом. Порфиробласты слагают 30—40% объема, остальное приходится на долю основной ткани, сложенной биотитом (5—10%), кварцем (20—30%), плагноклазом (5—15%), микроклином (5—10%). Роговая обманка присутствует в единичных зернах. Из аксессуаров обычны сфен, апатит, циркон. Большая часть порфиробластов (25—30% из 40%) сложена микроклином, остальные — зональным плагноклазом (от 15% An в центре до 5—7% An в краевых зонах). Плагноклаз основной ткани содержит более 20% An. В порфиробластах микроклина часты включения минералов основной ткани. Форма их в большинстве случаев округлая, эллипсоидная. Нередко включения окружены реакционными каймами: на амфиболе развиваются каймы биотита, на биотите — мусковита, на олигоклазе — альбита.

Таким образом, в данной серии от образца к образцу возрастает содержание кварца (от 3—7% в обр. 110а/57 до 20—30% в обр. 110 г/57), микроклина (соответственно от 0 до 30—40%), мирмекиита (от 0 до 3—5%); снижается основность плагноклаза и падает его содержание, резко уменьшается содержание роговой обманки (с 17—25 до 1—2%), биотита (с 20—30 до 7%). Однако железистость последнего возрастает: увеличивается показатель преломления от 1,646 до 1,662 и становится более густой окраска. Железистость роговой обманки практически не меняется.

Аналогичный характер изменений минералогического состава и такие же взаимоотношения между старыми и новообразованными минералами установлены и при изучении других примеров переходов меланократовых биотит-роговообманковых плагногнейсов через очковые роговообманково-биотитовые гнейсы в порфиробластические гнейсо-граниты. Здесь также снижается содержание темноцветных минералов, падает основность плагноклаза, порода обогащается кварцем и микроклином.

Для химической характеристики происходящих изменений были выполнены анализы образцов серии 110/57 (табл. 5.1). Поскольку текстурные особенности (сохранение слоистости, ненарушенность границ слоев, сохранение мощности отдельных прослоев в гранитизированных толщах) свидетельствуют о том, что сколько-нибудь существенных изменений объема гнейсов при их

Химический состав образцов серии 110\*, %

Компонент	110а/57	110б/57	110в/57	110г/57
SiO <sub>2</sub>	49,27	58,85	59,52	62,83
TiO <sub>2</sub>	2,00	1,00	1,08	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,89	16,95	17,10	16,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,56	2,03	2,00	2,00
FeO	7,06	4,50	4,50	3,65
MnO	0,05	0,13	0,09	0,04
MgO	3,46	3,08	2,53	1,95
CaO	7,16	5,02	4,52	3,98
Na <sub>2</sub> O	3,30	3,50	4,00	3,50
K <sub>2</sub> O	3,60	3,60	3,60	3,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,20	0,40	0,52	0,48

\* Гранитизация биотит-амфиболовых сланцев, мыс Штеллинг

гранитизации не происходило, для количественной оценки миграции элементов при метасоматозе можно применить метод Барта, хотя мы понимаем, что этот метод позволяет выявить лишь общую направленность изменения состава преобразуемых пород и грубо оценить масштабы преобразования.

В результате пересчетов данных химанализов получены следующие формулы:

Обр. 110а/57	K <sub>4,4</sub>	Na <sub>6,3</sub>	Ca <sub>7,5</sub>	Mg <sub>5,1</sub>	Fe <sub>9,6</sub>	Al <sub>20,9</sub>	Si <sub>48,7</sub>	Ti <sub>0,8</sub>
Обр. 110б/57	K <sub>4,2</sub>	Na <sub>6,3</sub>	Ca <sub>4,9</sub>	Mg <sub>4,2</sub>	Fe <sub>5,3</sub>	Al <sub>18,8</sub>	Si <sub>50,0</sub>	Ti <sub>0,4</sub>
Обр. 110в/57	K <sub>4,2</sub>	Na <sub>7,2</sub>	Ca <sub>4,5</sub>	Mg <sub>3,5</sub>	Fe <sub>4,8</sub>	Al <sub>18,2</sub>	Si <sub>55,8</sub>	Ti <sub>0,4</sub>
Обр. 110г/57	K <sub>4,6</sub>	Na <sub>6,2</sub>	Ca <sub>3,9</sub>	Mg <sub>2,7</sub>	Fe <sub>3,9</sub>	Al <sub>17,2</sub>	Si <sub>58,1</sub>	Ti <sub>0,4</sub>

Сопоставление этих формул показывает, что на всех этапах фиксируются вынос кальция, магния, железа, алюминия и принос кремния. Содержание щелочей остается практически неизменным. Видимо, в подобных случаях калий для формирования микроклина заимствуется из слюд, а плагиоклаз становится более натровым в результате выноса кальция. Более того, ряд авторов отмечает, что натрий может даже выноситься при гранитизации [Фролова, 1962; Шуркин, 1957]. К такому же выводу приводит сравнение биотит-амфиболового гнейса с мыса Тилло (обр. 2002) и образовавшегося по этому гнейсу порфиробластического гнейсогранита (обр. 2001) (табл. 5.2). Расчет состава на стандартную ячейку по методу Барта дал следующие результаты:

Обр. 2001	K <sub>4,5</sub>	Na <sub>5,9</sub>	Ca <sub>2,0</sub>	Mg <sub>1,4</sub>	Fe <sub>2,2</sub>	Al <sub>14,6</sub>	Si <sub>63,1</sub>	Ti <sub>0,3</sub>
Обр. 2002	K <sub>4,3</sub>	Na <sub>6,9</sub>	Ca <sub>4,9</sub>	Mg <sub>3,9</sub>	Fe <sub>6,3</sub>	Al <sub>18,2</sub>	Si <sub>54,2</sub>	Ti <sub>1,2</sub>

Химический состав образцов серий 2001/2002 и 2024/2025 \*, %

Компонент	2002	2001	2024	2025а	2025б	2025в
SiO <sub>2</sub>	57,51	70,84	49,53	58,55	66,21	64,81
TiO <sub>2</sub>	1,66	0,47	1,05	1,30	0,72	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,38	13,96	17,54	16,29	15,72	16,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	0,27	0,95	1,93	0,48	0,22
FeO	6,75	2,83	7,98	6,36	4,17	2,86
MnO	0,41	0,03	0,13	0,13	0,07	0,05
MgO	2,80	1,10	9,50	2,40	1,75	1,00
CaO	4,90	2,06	8,61	4,41	2,80	1,54
Na <sub>2</sub> O	3,80	3,47	3,22	4,84	3,44	3,22
K <sub>2</sub> O	3,60	4,00	0,92	2,12	4,20	8,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,13	0,13	0,47	0,19	0,13

\* Гранитизация биотит-амфиболовых гнейсов и метагабброидов, мыс Тилло.

Как видно, и в этом случае содержание калия практически не меняется. Привносится, по существу, только кремний, а выносятся магний, кальций, железо, алюминий, титан и натрий.

Конечными продуктами фельдшпатизации роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев являются биотит-роговообманковые порфиробластические гнейсо-граниты. Эти породы широко развиты в средней части берега Харитона Лаптева (от мыса Пацынко до мыса Штеллинга), а также в верховьях р. Толевой и в бассейнах ее правых притоков, где слагают множество тел и вытянутых линз мощностью от долей метра до сотен метров при протяженности от нескольких метров до нескольких километров, а также несколько небольших согласных массивов площадью менее 100 км<sup>2</sup> (мыс Штеллинга, гора Предгорье). Геология этих тел и характер их взаимоотношений с вмещающими породами описаны в гл. 4, в разделе об автохтонных гранитоидах.

Порфиробластические гнейсо-граниты характеризуются четко выраженным порфировидным обликом: на фоне крупнозернистой лепидогранобластовой основной ткани выделяются крупные таблитчатые порфиробласты белого плагиоклаза и кремового либо розового микроклина. Субпараллельная ориентировка порфиробластов придает породе гнейсовидный облик. Для наиболее типичных гнейсо-гранитов характерен следующий состав: порфиробласты — 30—60% (плагиоклаз — 5—20%, микроклин — 5—50, кварц — 0—10%), основная ткань — 70—40% (плагиоклаз — 5—20%, микроклин — 0—15, кварц — 10—25, мirmekит — 1—3, биотит — 5—15, амфибол — 1—12, мусковит — 0—3, хлорит — 1—5, эпидот — 0—2, сфен 0—5, прочие акцессории — до 2%).

Биотит является постоянным темноцветным минералом этих гранитоидов. Частично он развивается по амфиболу, но чаще дает

самостоятельные чешуйки, плеохроирует в зеленоватых тонах, наиболее типичен плеохроизм от светлого желтовато-зеленого тона ( $Np$ ) до буро-зеленого, табачного ( $Ng$ ). Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей в желтовато-зеленых тонах, очень близких к оттенкам биотита в том же образце. Хорошо ограненные зерна редки — обычно амфибол интенсивно корродирован новообразованным кварцем, плагиоклазом. Иногда крупное зерно роговой обманки в процессе такого замещения распадается на отдельные части, сохраняющие, однако, общую ориентировку, что проявляется в их одновременном угасании. Плагиоклаз образует порфиробласты и присутствует в основной ткани, где он представлен округлыми или полигональными ксенобластами (20—35%  $An$ ). Плагиоклаз в порфиробластах заметно более натровый (12—25%  $An$ ). Иногда в порфиробластах он замещается по трещинам либо «пятнисто прорастает» решетчатым микроклином. Микроклин образует порфиробласты, а также развивается интерстиционно или формирует антипертиты замещения в плагиоклазе. В последних двух случаях ему свойственны большой угол оптических осей, отчетливая двойниковая решетка и высокая рентгенографическая триклинность ( $\Delta\rho = 0,9-1,0$ ). В порфиробластах решетка часто отсутствует, но и здесь калишнат близок к максимальному микроклину ( $\Delta\rho = 0,8$ ;  $-2V = 84-88^\circ$ ). Крупные порфиробласты нередко зональны, что видно невооруженным глазом благодаря различиям в интенсивности окраски и вариациям в распределении минеральных включений. Пертитовые вроски мелки и малочисленны, их суммарное содержание не превышает 5% (обычно 1—2%).

В полевошпатовых порфиробластах нередко включения минералов основной ткани. Они имеют округлую форму и часто окружены узкими реакционными каймами (кайма биотита на включениях амфибола, мусковита — на биотите, альбита — на олигоклазе). Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон, ортит, рудный — магнетит.

### 5.1.2. Параавтохтонные гранитоиды

Параавтохтонные гранитоиды известковисто-грауваккового ряда представлены небольшими массивами в верховьях правых притоков р. Толевой, сравнительно большим телом на северном берегу р. Непонятной, отчетливо переходящим в диффузные тела автохтонных порфиробластических гнейсо-гранитов. Наиболее крупным массивом этих пород является согласный антиклиналь-плутон, приуроченный к своду антиклинали на водоразделе рек Мамонта и Коломейцева. Макроскопически, как и при изучении в шлифах, параавтохтонные биотит-роговообманковые гранитоиды практически не отличимы от порфиробластических гнейсо-гранитов, описанных выше. Структура их также отчетливо порфиroidная: в основную ткань гранодиоритового ли-

бо кварцево-диоритового состава погружены крупные (до 5 см в длину) порфиробласты кислого плагиоклаза и микроклина, слагающие около 50% объема породы. Структура основной массы гранобластовая либо лепидогранобластовая. Плагиоклаз в ее составе, представленный олигоклаз-андезином (25—30% An), образует округлые ксенобласты (1—3 мм). Микроклин развивается межгранулярно, имеет четкую решетку и практически не содержит пертитовых вростков. Кварц слагает неправильные зерна (0,3—3,0 мм), а также входит в состав микропегматита. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, образующей грубопризматические зерна длиной до 5 мм ( $cNg = 18^\circ$ ;  $Ng-Np = 0,017$ ;  $-2V = 64^\circ$ ); отмечается слабая дисперсия ( $\rho > \nu$ ), плеохроирует от сочного изумрудно-зеленого цвета ( $Ng$ ) до бледного зеленовато-желтого ( $Np$ ). Биотит плеохроирует в буро-зеленых тонах, как и биотит в амфиболсодержащих гнейсах и порфиробластических гнейсо-гранитах. Акцессории представлены сфеном, апатитом, цирконом, ортитом. Рудный минерал — магнетит. Приведем количественный минералогический состав (в%) порфиробластических биотит-роговообманковых гнейсо-гранитов:

Порфиробласты		Основная ткань		Второстепенные минералы	
Плагиоклаз	5—20	Плагиоклаз	5—20	Хлорит	1—5
Микроклин	5—50	Микроклин	0—15	Серпидит	1—3
Кварц	0—10	Кварц	10—25	Эпидот	до 2
		Мирмекит	1—3	Сфен	до 2
		Биотит	5—15	Прочие акцессории	до 2
		Роговая обманка	1—12		

Как уже отмечалось, крупные выделения полевых шпатов в этих породах нередко трактуются как фенокристаллы. Однако они, как правило, содержат округлые включения кварца, плагиоклаза, биотита, роговой обманки, т. е. минералов, слагающих основную массу. Включения эти, как и аналогичные включения в порфиробластах автохтонных гнейсо-гранитов, окружены реакционными каймами; вокруг включений плагиоклаза в микроклине развивается альбит, вокруг амфибола — биотит, вокруг биотита — мусковит. Плагиоклаз крупных зерен всегда более кислый, чем плагиоклаз основной массы. Все это свидетельствует о том, что крупные полевошпатовые зерна являются и в этих породах не фенокристаллами, а порфиробластами.

Минералогическое и петрографическое сходство биотит-роговообманковых порфириовидных параавтохтонных гранитов и биотит-роговообманковых порфиробластических автохтонных гнейсо-гранитов настолько велико, что различия их обычными петрографическими методами во многих случаях не представляется возможным. Но это и не удивительно, поскольку и те и другие породы сложены, по существу, единым материалом, и их образование представляет смежные ступени одного и того же процесса — прогрессивно развивающегося ультраметаморфизма. Различия здесь чисто геологические. Автохтонные гнейсо-граниты залегают на месте своего образования и связаны с вмещающими породами

постепенными взаимопереходами, тогда как параавтохтонные граниты претерпели частичное перемещение и наряду с согласными имеют отчетливо интрузивные контакты.

### 5.1.3. Аллохтонные гранитоиды

Гранитоиды этой группы характеризуются явно интрузивными соотношениями. Наибольший интерес для характеристики ряда представляет крупный массив, расположенный на водоразделе рек Мамонта и Коломейцева. Большая часть массива сложена типично параавтохтонными гранитоидами, тогда как северо-восточная его оконечность (п-ов Гнейсо-Гранитный) несомненно аллохтонная. Аллохтонность устанавливается здесь по значительной амплитуде перемещения: граниты прорывают породы хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации — следовательно, они пересекли на своем пути из области гранитообразования верхи амфиболитовой фации, эпидот-амфиболитовую фацию, зону хлорит-биотитовой субфации, что составляет в совокупности не менее 5 км. Значительная амплитуда перемещения подтверждается и мощной зоной высокотемпературных (андалузитовых) роговиков, окружающих массив в этой части. Структуры гранитоидов здесь типично магматические. В то же время переход от этих аллохтонных магматических гранитов к параавтохтонным реоморфическим — постепенный, провести четкую границу не представляется возможным. В направлении к юго-востоку появляются признаки присутствия в интрузирующей массе недоплавленных реликтов, доля их постепенно возрастает, породы переходят в типичные реоморфические граниты, в которых содержание жидкой фазы (расплава) не превышает 30%. Параллельно уменьшается и амплитуда перемещения интрузированного материала, и в юго-восточной оконечности массива (верхья р. Коломейцева) вмещающие породы отвечают по уровню метаморфизма границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Таким образом, массив един, но уровень переработки слагающего его материала разный.

Помимо п-ова Гнейсо-Гранитного породы такого же минерального и химического состава встречены в массивах, расположенных на левобережье Ниж. Таймыры в бассейнах рек Чукча, Малиновского, Зееберга. Вариации состава и структуры позволяют выделить биотит-роговообманковые порфировидные граниты, порфировидные гранодиориты и протокластические биотит-роговообманковые граниты.

**Биотит-роговообманковые порфировидные граниты** слагают 80—90% Чукчинского массива, северо-восточную часть Коломейцевского, преобладают в массиве р. Малиновского. Это грубозернистые порфировидные породы кремового, розового либо серого цвета, что определяется окраской калишпата. Порфировидная структура выражена неотчетливо, поскольку размеры вкрапленников незначительно превышают размеры зерен основной массы

(их длина обычно 2—3 см, а ширина до 1 см, тогда как средний поперечник последних — 3—5 мм). Как правило, вкрапленники ориентируются субпараллельно, что придает породе трахитоидный облик. Трахитоидность параллельна контактам, поэтому массивы амфибол-биотитовых гранитов, будучи дисгармоничными по отношению к вмещающим породам, относятся к типу конформных плутонов.

Порфировые вкрапленники слагают 25—40, а изредка 50% объема. Они представлены калишпатом и олигоклазом. Калишпат преобладает, кристаллы его хорошо диагностируются в шлифах благодаря широкому развитию простых двойников. В основной массе хорошо различимы фарфорово-белые кристаллы плагиоклаза, серые (изредка дымчатые) неправильные зерна кварца, черные чешуйки биотита и субидиоморфные призматические кристаллы роговой обманки. В большинстве образцов видны крупные (до 5 мм) хорошо ограненные кристаллы сфена. Структура основной массы гипидиоморфная. Наибольшим идиоморфизмом обладает роговая обманка, наименьшим — кварц. Минеральный состав породы: калиевый полевой шпат (33—45%), плагиоклаз (30—45%), кварц (23—28%), амфибол (3—7%), биотит (7—12%), эпидот и хлорит (2—3%), акцессории — сфен, апатит, циркон, изредка ортит (до 1,5%).

Плагиоклаз образует четко ограниченные лейстовидные кристаллы ( $0,2-0,3 \times 3-5$  мм) в составе основной массы и небольшие субидиоморфные вкрапленники длиной до 15 мм. Мелкие зерна обычно однородны, вкрапленники зональны. Зональность прямая, со снижением основности от 28—33% An в центре до 18—22% An на периферии фенокристалла. Калиевый полевой шпат, образующий крупные (до 5 см) фенокристаллы, в большинстве случаев представлен высоким ортоклазом ( $\Delta p = 0,0$ ;  $-2V = 40-60^\circ$ ), значительно реже встречается высокий триклинный ортоклаз ( $\Delta p = 0,2-0,5$ ;  $-2V = 50-60^\circ$ ), всего в 5 пробах из 60 определена триклинность около 0,6 и лишь в одной 0,75 [Махлаев, Короткевич, 1970]. Характерна интенсивная пертитизация. Пертиты сетчатые, жильные, волокнистые, на их долю приходится от 10 до 30% видимой в шлифе площади зерен ортоклаза. Внешние зоны крупных вкрапленников нередко содержат включения минералов основной массы, им же свойственно значительно меньшее содержание пертитовых вростков. Внутреннее пертитизированное ядро обычно имеет четкие контуры, соответствующие характерным формам ортоклазовых кристаллов, тогда как границы внешней зоны нередко извилистые, отростки калишпата проникают между зернами окружающих минералов. По-видимому, такие внешние зоны формировались в постмагматическую стадию, уже после консолидации гранита, а пертитизированные ортоклазовые ядра представляли собой первично-магматические вкрапленники, послужившие центрами обрастания при аутометасоматической перекристаллизации.

Кварц образует изометричные зерна с извилистыми контурами, амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой ( $-2V = 64-72^\circ$ ;  $cNg = 16-19^\circ$ ;  $Ng-Np = 0,016-0,018$ ), плеохроирует от бледного зелено-желтого цвета ( $Np$ ) до темного буровато-зеленого ( $Ng$ ), образует призматические кристаллы длиной 3—5 мм при ширине 0,2—0,5 мм, а изредка и более крупные (до  $10 \times 3$  мм). Биотит плеохроирует в зелено-бурых тонах,  $Nm = 1,655-1,660$ , что отвечает железистости 58—62%. Из акцессориев помимо сфена присутствуют апатит, циркон, ортит. Рудный минерал представлен магнетитом.

**Порфировидные гранодиориты** обычно образуют шпирь либо слагают относительно крупные (несколько десятков метров в поперечнике) участки неясной формы в биотит-роговообманковых гранитах. Они отличаются от последних меньшим содержанием (20—30%) и меньшими размерами (10—15 мм) полевошпатовых вкрапленников, более сочной (темно-розовой, красной) окраской калишпата, большей основностью плагиоклаза (до 40%  $Ap$  в центре фенокристаллов, 25—30%  $Ap$  в зернах основной массы). Минералогический состав: ортоклаз (15—16%), плагиоклаз (45—55%), кварц (15—22%), амфибол (10—15%), биотит (7—16%), эпидот (до 2%), хлорит (2—5%), акцессории (до 1,5%). В остальном порода близка амфибол-биотитовым гранитам.

**Протокластические биотит-роговообманковые граниты** встречаются в южном контакте Чукчинского массива. Макроскопически они представляют собой резко рассланцованную гнейсовидную розовую породу, в которой крупные (0,5—1,5 см) слегка удлиненные «миндалевидные» порфирокласты розового калишпата, чешуйки биотита и обломки зерен амфибола погружены в тонкозернистый, струйчато обтекающий их кварц-полевошпатовый агрегат. Калишпат представлен решетчатым микроклином, почти не содержащим пертитовых вростков. Исключительно широко развиты мирмекиты. По текстуре, структуре, составу эти породы точно такие же, как эндоконтактные разности параавтохтонных амфибол-биотитовых гранитов.

Анхизвтектические количественные отношения кварца и полевых шпатов, типично магматические структуры, высокая температура в момент внедрения (что следует из наличия мощных зон высокотемпературных роговиков и из результатов определения температур гомогенизации включений в минералах (см. табл. 4.1)) свидетельствуют о магматической природе аллохтонных биотит-роговообманковых гранитов. Дополнительным подтверждением магматического генезиса является интенсивная пертитизация калишпата: из магнезита кристаллизуется не чистый ортоклаз, а смешанный калинатровый полевой шпат, последующее охлаждение которого приводит к обособлению альбитовой составляющей в виде самостоятельной фазы (пертитовые вростки).

Сопоставляя автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные гранитоиды одного ряда, мы видим, как по мере прогрессивного развития ультраметаморфизма в гранитоидах возрастает количест-

ворасплава, метасоматиты сменяются реоморфитами, которые, в свою очередь, переходят в палингенные магматические граниты. В соответствии с этим меняются степени мобильности ультраметакристаллических масс, их агрегатное состояние в момент внедрения, что проявляется в геологической позиции массивов и в особенностях их петрографической структуры. Однако при всех этих изменениях гранитоиды рассматриваемого ряда характеризуются общими особенностями, из которых прежде всего следует подчеркнуть подобие минерального состава: всем гранитоидам свойственны присутствие обыкновенной роговой обманки, зеленые тона в плеохроизме биотита, относительно высокая основность плагиоклаза. Одинаков и набор акцессорных минералов: характерными акцессориями являются сфен и ортит. Из рудных минералов типичен магнетит. Далее будет показано, что эта общность пород в пределах одного ряда распространяется и на их химизм (как в отношении главных петрогенных элементов, так и в отношении элементов редких и рудных), на типоморфные особенности минералов, особенно темноцветных, и на другие признаки.

## 5.2. АПОБАЗИТОВЫЙ РЯД

Процессы порфиробластеза охватывают не только амфиболсодержащие параметаморфиты известковисто-грауваккового ряда. Нередко метасоматической фельдшпатизации подвергаются и метаморфизованные габброиды интрузий. В качестве примера можно привести обнажения 2004, 2024, 2025 (мыс Тилло) и 3034 (мыс Каминского). В обнажении 3034 гнейсы секутся дайками метагабброидов мощностью от 0,3 до 1,5 м. Нередко дайки разорваны, будинированы. Межбуждинные промежутки выполняются жильным материалом мигматитов и мигматизированными гнейсами. Местами дайки пересечены зонами рассланцевания мощностью от 10 см до 1,5—2,0 м. Иногда от даек отходят послонные апофизы во вмещающие гнейсы. Эти апофизы всегда рассланцованы, и в них, как и во вмещающих их гнейсах, образуются полевошпатовые порфиробласты. При слабом рассланцевании формируются единичные порфиробласты. Более интенсивно рассланцованные породы подвергаются и более интенсивной фельдшпатизации. Мощные зоны рассланцевания (более 0,5 м) неоднородны — края их содержат редкие и мелкие порфиробласты полевых шпатов, а по направлению к центру зоны размеры и содержание порфиробластов возрастают, и в центральной части породы имеет состав и облик гранита (обнажения 2004, 2024).

Вне зон рассланцевания фельдшпатизация метагабброидов наблюдается значительно реже, но и в этом случае порфиробласты приурочены к трещинам, пересекающим дайки. Образуются цепочки порфиробласт при одиночных трещинах, параллельные ряды или же ветвистая сеть, когда трещины секут гранитизируемую дайку в разных направлениях. Иногда в зонах интенсивной тре-

щиватости метагабброиды переходят в порфиробластические гранитоиды, образующие изолированные бескорневые тела «амебообразной» формы. Для петрографического и петрохимического изучения изменений габброидов при гранитизации были отобраны серии образцов 2004 и 2025. В обнажении 2004 гранат-биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы и порфиробластические гнейсо-граниты секутся дайкой рассланцованных метагабброидов. В теле дайки разбросаны единичные порфиробласты микроклина длиной до 5 см и развиваются отдельные зоны фельдшпатизации мощностью 5—15 см, в которых порода имеет состав и облик гранита. В серию входят следующие образцы: 2004 — метабазит, 2004а — рассланцованный и слабо окварцованный метабазит (меланократовый биотит-роговообманковый плагиогнейс), 2004б — очковый ортогнейс, 2004в — порфиробластический гранодиоритогнейс. В рассланцованных разностях (обр. 2004а) пироксен нацело замещается биотитом и амфиболом. Исчезают реликты офитовой структуры, порода становится похожей на гнейсы в обр. 410а/57, в дальнейшем преобразование идет так же, как в образцах 410б/57—410г/57.

В серию 2024/2025 входят следующие образцы: 2024 — метабазит (амфиболизированный габбро-норит), 2025 — меланократовый биотит-амфиболовый сланец, 2025а — фельдшпатизированный биотит-амфиболовый плагиогнейс, 2025б — очковый гнейс, переходный к порфиробластическим гранодиоритогнейсам. В шлифе 2024 из цветных минералов присутствуют пироксен, амфибол и биотит. Амфибол близок к уралиту, он развивается по пироксену. Структура породы бластоофитовая. В рассланцованных разностях (обр. 2025) уралит интенсивно биотитизируется, в то же время часть его переходит в массивную роговую обманку. Появляется сфен. В шлифах 2025а отмечаются проявления интенсивного кремнистого метасоматоза. Амфибол «изрешечен» мелкими, но многочисленными вростками кварца. В шлифах 2025б биотит резко преобладает над прочими темноцветными минералами. Окраска его становится более сочной, но на всех стадиях преобразования породы в плеохроизме биотита отчетливо выражены зеленые тона. В обр. 2025б присутствуют порфиробласты микроклина (до 20%) и кислого плагиоклаза (до 10%). Кроме порфиробластов микроклин развивается в интерстициях. Образец 2025в взят из интенсивно фельдшпатизированного участка, имеющего форму уплощенной линзы длиной около 1 м при мощности 10—12 см. Микроклин здесь встречен в порфиробластах, интерстициях и в мелких (1—2 мм) изометричных ксенобластах.

Пересчеты химических анализов образцов серии 2024/2025 (см. табл. 5.2) по Барту дали следующие результаты:

Обр. 2024	K <sub>1,1</sub>	Na <sub>6,0</sub>	Ca <sub>8,8</sub>	Mg <sub>13,6</sub>	Fe <sub>7,1</sub>	Al <sub>19,8</sub>	Si <sub>47,4</sub>	Ti <sub>0,7</sub>
Обр. 2025а	K <sub>2,5</sub>	Na <sub>6,8</sub>	Ca <sub>4,4</sub>	Mg <sub>3,3</sub>	Fe <sub>6,3</sub>	Al <sub>17,9</sub>	Si <sub>54,8</sub>	Ti <sub>0,9</sub>
Обр. 2025б	K <sub>4,9</sub>	Na <sub>6,0</sub>	Ca <sub>2,7</sub>	Mg <sub>2,3</sub>	Fe <sub>3,5</sub>	Al <sub>16,7</sub>	Si <sub>59,8</sub>	Ti <sub>0,5</sub>
Обр. 2025в	K <sub>9,5</sub>	Na <sub>5,7</sub>	Ca <sub>1,4</sub>	Mg <sub>1,4</sub>	Fe <sub>2,3</sub>	Al <sub>18,2</sub>	Si <sub>59,5</sub>	Ti <sub>0,3</sub>

Таким образом, на всех этапах преобразования фиксируется заметный привнос калия и кремния при выносе кальция, магния, железа и (в меньшей степени) титана и алюминия. Содержание натрия практически не меняется.

Как видно, преобразование метабазитов развивается тем же путем, что и преобразование метаморфизованных известковистых граувакк. В итоге формируются весьма похожие породы, но все же есть некоторые отличия. В фельдшпатизированных габброидах меньше циркона, а реликтовый окатанный (детритовый) циркон не встречался вообще. Рудный минерал в них представлен не магнетитом, а титаномагнетитом. Однако эти различия незначительны, тем более что по содержанию петрогенных элементов, как и по главным породообразующим минералам, породы очень близки друг другу. В результате уже при переходе к параавтохтонным гранитам апобазитовый ряд теряется. Его представители совпадают по минералого-петрохимическим характеристикам с соответствующими породами известковисто-грауваккового изолиогенного ряда. И все же детальные исследования дают достаточно надежные различия. Главный признак здесь — содержание редких и рудных элементов и прежде всего содержание стронция, которое в апобазитовых гранитоидах заметно выше.

### 5.3. АПОГРАУВАККОВЫЙ РЯД

Проявления фельдшпатизации биотитовых плагногнейсов наблюдались нами на восточной стороне мыса Дубинского. Здесь в обнажениях 3017, 3018 вскрыты немигматизированные и мигматизированные биотитовые плагногнейсы с послойными участками фельдшпатизации, где гнейсы становятся очковыми (очки сложены микроклином). В обнажении 3019 фельдшпатизация интенсивная: в отдельных прослоях и линзах мощностью несколько метров и более гнейсы превращены в грубозернистые порфиробластические граниты. В обнажении 3022 фельдшпатизированные биотитовые гнейсы сменяются порфиробластическими гранитами, в которых далее по маршруту в сторону мыса Дубинского встречаются отдельные прослои и линзы слабо фельдшпатизированных гнейсов, а также участки тонкого переслаивания порфиробластических гнейсо-гранитов с биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами (обнажение 3024). В целом картина перехода гнейсов в порфиробластические гнейсо-граниты подобна вышеописанной, но вследствие того, что к началу формирования порфиробластов гнейсы уже были частично гранитизированы, все породы, включая и исходные, содержат меньше цветных минералов, промежуточные зоны (зоны очковых гнейсов) менее мощны, содержание порфиробластов быстро увеличивается, преобладают лейкократовые грубозернистые порфиробластические гранитоиды, приближающиеся по облику к пегматоидным гранитам. Изменения минерального состава биотитовых и гранат-биотитовых плагногнейсов грауваккового изолиогенного ряда происходят по

той же схеме (в той же последовательности), что и при порфиروبластовой фельдшпатизации амфиболсодержащих пород. Специфична, пожалуй, лишь частичная мусковитизация биотита, наблюдаемая в отдельных образцах. В конечном итоге и здесь образуются биотитовые порфиробластические гнейсо-граниты, структурно подобные тем породам, которые образуются при фельдшпатизации роговообманковых гнейсов. Такие чисто биотитовые (безамфиболовые) порфиробластические гнейсо-граниты представлены как раз там, где развиты биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы грауваккового метаморфического ряда. Биотитовые гнейсо-граниты, как правило, оказываются более лейкократовыми, чем их биотит-роговообманковые аналоги. Содержание полевошатовых порфиробластов в них обычно не ниже 40%, кроме того значительное количество микроклина (до 20% общего объема породы) развивается в основной ткани. Содержание анортитового компонента в плагиоклазе этих пород несколько ниже: до 25% в зернах основной ткани и не более 20% в порфиробластах. Наряду с субидiomорфными порфиробластами в породе нередко развиваются крупные (до 1,5 см в поперечнике) изометричные зерна микроклина причудливой формы с извилистыми контурами. В отдельных участках они контактируют друг с другом, а остальные минералы играют роль пойкилитовых включений.

Единственным темноцветным минералом является биотит. В гнейсо-гранитах грауваккового ряда он всегда коричневого, зеленые тона в окраске отсутствуют. Обычное содержание биотита 10—14%. Нередко он замещается мусковитом. Второстепенный, но часто встречающийся минерал — гранат (0—2%). Вариации в содержании граната и биотита нередко создают отчетливо слоистую текстуру, которая наследует аналогичную слоистость гнейсов. Помимо акцессориев, свойственных роговообманковым гранитоидам, здесь постоянно присутствует монацит, нередко встречается турмалин, иногда ксенотим. Содержание циркона в них в 2—3 раза выше, чем в гранитоидах других рядов, и является, пожалуй, максимальным среди всех разновидностей таймырских гранитов: в отдельных микропрослоях оно превышает 2,5%, а в целом по породе достигает 1%; содержание сфена и ортита здесь ниже, чем в роговообманковых гранитоидах.

Для суждения о химических изменениях гранат-биотитовых гнейсов при фельдшпатизации рассмотрим следующие пары анализов (табл. 5.3): 280В — гранат-биотитовый гнейс и 86В — порфиробластический гнейсо-гранит; 3022 — гранат-биотитовый гнейс и 3022а — порфиробластический гнейсо-гранит. Сопоставление этих пар, пересчитанных по методу Барта, дает следующие результаты:

Обр. 280В	K <sub>2,2</sub>	Na <sub>4,5</sub>	Ca <sub>4,3</sub>	Mg <sub>4,0</sub>	Fe <sub>4,8</sub>	Al <sub>13,9</sub>	Si <sub>61,0</sub>	Ti <sub>0,5</sub>
Обр. 86В	K <sub>4,8</sub>	Na <sub>4,2</sub>	Ca <sub>1,6</sub>	Mg <sub>1,3</sub>	Fe <sub>1,5</sub>	Al <sub>13,5</sub>	Si <sub>65,4</sub>	Ti <sub>0,2</sub>
Обр. 3022	K <sub>3,2</sub>	Na <sub>7,3</sub>	Ca <sub>2,4</sub>	Mg <sub>2,7</sub>	Fe <sub>2,8</sub>	Al <sub>13,3</sub>	Si <sub>61,0</sub>	Ti <sub>0,4</sub>
Обр. 3022а	K <sub>3,6</sub>	Na <sub>6,5</sub>	Ca <sub>1,6</sub>	Mg <sub>1,6</sub>	Fe <sub>1,3</sub>	Al <sub>14,0</sub>	Si <sub>64,4</sub>	Ti <sub>0,2</sub>

Таблица 5.3

Химический состав гранат-биотитовых гнейсов (обр. 280В, 3022) и продуктов их гранитизации — биотитовых порфиробластических гнейсогранитов (обр. 86В, 3022а, мыс Дубинского), %

Компонент	280В	86В	3022	3022а	Компонент	280В	86В	3022	3022а
SiO <sub>2</sub>	67,93	74,11	68,04	72,90	MgO	3,04	1,00	2,00	1,20
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,31	0,60	0,31	CaO	2,74	1,72	2,52	1,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,21	13,08	15,54	13,54	Na <sub>2</sub> O	2,53	2,45	4,22	3,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	—	0,06	0,29	K <sub>2</sub> O	1,93	4,30	2,81	3,23
FeO	5,87	2,09	3,73	2,53	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	—	0,13	0,08
MnO	0,10	—	0,05	0,03					

Фиксируется привнос калия и кремния при выносе магния, кальция, железа, титана.

**Параавтохтонные порфиридные биотитовые граниты.** Слабают преимущественно массивы, располагающиеся, как и аналогичные тела параавтохтонных биотит-роговообманковых гранитов, в сводах антиклинальных структур второго и третьего порядка и в зонах их периклинальных замыканий в пределах полей амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, причем чаще всего именно вблизи границы между этими фациями. Наиболее крупными телами этой группы являются Ленивенский массив (площадь около 500 км<sup>2</sup>), массив п-ова Зуева и массив мыса Фуса. Все они приурочены к полям развития гнейсов грауваккового изолитогенного ряда.

По структурно-текстурным особенностям и вещественному составу породы этих массивов очень близки наиболее фельдшпатизированным разностям соответствующих автохтонных порфиробластических гнейсо-гранитов. В них также единственным темнокветным минералом является биотит, плеохроирующий в желто-коричневых тонах, без зеленых оттенков. Кислый олигоклаз и калишпат дают субидiomорфные крупные кристаллы (до 5 см в длину), но присутствуют и в составе основной ткани. Калишпат слабо пертитизирован — содержание пертитовых вростков менее 5%, степень упорядоченности высока: Др более 0,8. Из второстепенных минералов обычен гранат. Рудный минерал — титаномагнетит, акцессории — апатит, циркон, монацит, обычен турмалин, нередок ортит, встречаются сфен, ксенотим. В целом минеральный состав может существенно варьировать даже в пределах одного штуфа. Наиболее обычные пределы вариаций:

Порфиробласты и кор- фирокласты	Основная ткань	Второстепенные минералы
Микроклин 25—40	Микроклин 5—15	Гранат 0—1,5
Плагиоклаз 5—20	Плагиоклаз 5—25	Мусковит до 1
	Кварц 20—35	Акцессории до 1
	Биотит 3—12	Рудные до 1

Мусковит развивается по биотиту, тогда как в плагиоклазе встречается лишь микрочешуйчатый серицит. Акцессорные минералы в основном те же, что и в автохтонных биотитовых гранитоидах, однако есть и некоторые отличия: содержания полизонального неокатанного циркона здесь значительно выше, чем детритового.

В крупных масштабах (особенно в сводовых частях) имеются признаки высокого содержания жидкой фазы (расплава), здесь нередко реликтовые гнейсовая или полосчатая текстуры исчезают, но зато именно в таких участках появляются текстуры течения. Как и в гранитах предыдущих рядов, здесь широко проявлены протокластические структуры, свидетельствующие о внедрении полуплавленных реоморфных масс.

**Аллохтонные биотитовые порфириовидные граниты** встречаются на левобережье Ниж. Таймыры. Крупнейшим из них является изометричный в плане шток горы Гейдина — около 20 км в поперечнике (см. рис. 4.6). В зависимости от вариаций минерального состава выделяются три разновидности гранитов: собственно биотитовые порфириовидные, мусковитизированные порфириовидные и лейкократовые. Биотитовые граниты представляют собой светлые породы, испещренные редкими блестящими биотита. Порфириовидная структура выражена в них неотчетливо, поскольку при размерах зерен основной массы 3—5 мм длина вкрапленников обычно не более 15 мм. Вкрапленники представлены ортоклазом и олигоклазом. Основная масса имеет гипидиоморфную структуру и сложена преимущественно белыми лейстовидными кристаллами олигоклаза, промежутки между которыми выполнены неправильными зернами бесцветного кварца. Минеральный состав следующий: калиевый полевой шпат (35—45%), плагиоклаз (30—40%), кварц (23—33%), биотит (5—7%), хлорит (1—3%), мусковит (0,5—1,0%), акцессории (до 1,5%). Мусковит развивается по биотиту. Плагиоклаз зонален: 25—28% An в центре вкрапленников и 15—20% An в краевых зонах и в зернах основной массы. В остальном особенности слагающих породу минералов такие же, как у биотит-роговообманковых порфириовидных гранитов. Ортоклаз содержит до 35% пертитовых вростков, упорядоченность низкая ( $\Delta r = 0,4-0,0$ ;  $-2V = 60^\circ$ ). Биотит плеохроирует в коричневых тонах. В протолочках встречается гранат. Акцессории представлены цирконом, апатитом, монацитом, встречаются турмалин и ортит.

**Мусковитизированные порфириовидные граниты** развиты в северной части массива горы Гейдина. По облику и структуре они очень близки вышеописанным биотитовым гранитам. Состав их почти тот же: калишпат (30—45%), плагиоклаз (25—40%), кварц (25—35%), биотит (3—10%), хлорит (1—3%), мусковит (2—5%), акцессории (до 1%); отличия сводятся, по существу, лишь к присутствию мусковита, развивающегося по плагиоклазу. Калишпат образует вкрапленники, представлен высоким и промежуточным ортоклаз-пертитом ( $\Delta r =$

= 0,0—0,5;  $-2V = 40-60^\circ$ ) с отдельными более упорядоченными участками; в последних  $-2V$  повышается до  $70-80^\circ$  и развивается микроклиноватая решетка. Пертитовые вроски слагают 15—30% объема вкрапленников. Плагноклаз, содержащий 15—20%  $Ap$ , встречается как в фенокристаллах, так и в основной массе, где образует субидiomорфные короткопризматические зерна. По ортоклаз-пертиту иногда развивается шахматный альбит. Биотит плеохроирует от бледного коричневатого-желтого ( $Np$ ) через сочный красно-коричневый до темно-коричневого, зеленые тона отсутствуют,  $Nm = 1,658 \pm 0,002$ , что отвечает железистости 60%. Акцессории представлены апатитом и цирконом, сфен редок. В протекторах обнаружен гранат (альмадин).

На первый взгляд, нет необходимости эти породы, очень похожие на вышеописанные биотитовые граниты, выделять в самостоятельную группу. Мы сделали это, чтобы подчеркнуть такие особенности, как иная окраска биотита, мусковитизация плагноклаза, присутствие граната, что сближает их с гранитоидами аполелитового ряда.

#### 5.4. АПОПЕЛИТОВЫЙ РЯД

Взаимоотношения двуслюдяных гнейсо-гранитов с вмещающими породами хорошо иллюстрируется на примере обнажения 2045, расположенного в 1,5 км восточнее основания мыса Каминского. Здесь в толще мигматизированных гранат-силлиманит-кордиеритовых и гранат-биотитовых плагногнейсов (сочетание послонных мигматитов и агматитов) развиты ориентированные согласно со сланцеватостью гнейсов зоны теневой мигматизации мощностью 5—10 м, в которых блоки резко осветленных гнейсов с расплывчатыми, неяснолиновидными контурами разделены нечеткими жилами пегматоидного гранита (см. рис. 4.2).

Наименее измененные гнейсы из субстрата агматитов представлены шлифами 2045-1а. Это гранат-кордиерит-биотитовые мелкозернистые плагногнейсы с гранобластовой структурой. Плагноклаз (30%), кордиерит (20%), кварц (35%) образуют примерно одинаковые изометричные ксенобласты диаметром 0,2—0,5 мм, составляющие основу породы, в которой разбросаны мелкие (0,1—0,2 мм) чешуйки биотита (12%), редкие корродированные зерна граната (1%), а также апатит, циркон и ильменит. Биотит развивается преимущественно по кордиериту, плеохроирует в коричневатого-желтых тонах,  $Nm = 1,635-1,640$ . Плагноклаз зачастую не сдвойникован, содержит до 35—40%  $Ap$ . В шлифах 2045-1б отмечается укрупнение полевошпатовых зерен, в которых наблюдается нечеткая прямая зональность с плавным снижением основности к краям на 10—15 номеров. В кордиерите появляются каплевидные вроски кварца. Содержание биотита возрастает до 25%. Биотит помимо мелких чешуек образует пойкилобласты диаметром 2—3 мм. В его плеохроизме появляются сочные красноватые тона,

возрастает показатель преломления ( $N_m = 1,644-1,650$ ). В пойкилобластих биотита наряду с многочисленными включениями кварца, кордиерита, плагиоклаза часты мелкие (до 0,05 мм) кристаллики новообразованного циркона, апатита и др. Встречаются неправильные, изъеденные мелкие реликты зерен граната. Шлифы 2045-2а показывают дальнейшую стадию преобразования породы. Размер зерен плагиоклаза достигает 2—3 мм. Форма их становится субидиобластичной. По составу это олигоклаз с 22—25% Ап. Кордиерит встречается лишь в изъеденных реликтовых зернах, замещенных биотитом и мусковитом. Мусковит развивается также по плагиоклазу. Появляется интерстиционный микроклин, слагающий от 3 до 10% породы. Зерна микроклина чистые, решетчатые ( $\Delta\rho = 0,9-1,0$ ). Гранат исчезает. Окраска биотита становится еще более густой (до полной абсорбции по  $N_g$ ),  $N_m = 1,653-1,660$ , содержание биотита несколько снижается (до 20%). В шлифах 2045-2б микроклин слагает уже 15—20% породы. Помимо интерстиций он встречается и в ксенобластих (1—2 мм). Отдельные чешуйки мусковита, развивающиеся по плагиоклазу, сливаются в крупные пачки. Содержание биотита падает до 10—15%, мусковита 5—7, плагиоклаза 20—25, кварца около 35%. Кордиерит не встречен.

Наибольшая степень преобразования наблюдается в шлифах 2045-3. Здесь содержание микроклина достигает 30%. Он образует пойкилобласти длиной 3—5 мм при ширине 2—3 мм. Вокруг включений плагиоклаза в микроклин и по внешнему контуру микроклиновых пойкилобластов нередки кружевные мирмекитовые каемки (с содержанием кварца 17—22%). Большинство зерен обладает хорошо выраженной микроклиновой решеткой, но встречаются и нерешетчатые. Степень упорядоченности во всех случаях высокая ( $\Delta\rho = 0,8-1,0$ ;  $-2V = 82-88^\circ$ ). Содержание плагиоклаза около 20%, мусковита 10, кварца около 30, биотита 5—7%.

Таким образом, сначала устанавливается развитие биотита по кордиериту, что свидетельствует о привносе калия, затем содержание биотита неуклонно уменьшается, кордиерит исчезает. Других магнезиально-железистых минералов в породе нет, следовательно, железо и магний выносятся, причем магний выносится более интенсивно, поскольку железистость биотита возрастает ( $N_m$  увеличивается от 1,644 до 1,660). Снижается основность плагиоклаза, появляются и развиваются в значительном количестве мусковит и микроклин. Содержание кварца практически не меняется, но привнос кремнезема, видимо, происходит, поскольку новообразованные минералы (мусковит, олигоклаз, микроклин) содержат его больше, чем ранее существовавшие кордиерит, биотит, андезин.

Более полное представление о миграции элементов можно получить из сопоставления анализов образцов серии 2045 (табл. 5.4). Пересчеты по методу Барта показывают, что в процессе преобразования кордиеритовых гнейсов в двуслюдяные теневые граниты происходил привнос калия, кремния, незначительный привнос натрия и вынос магния, кальция, железа:

Химический состав образцов серии 2045 \*, %

Компонент	2045-1	2045-2	2045-3	Компонент	2045-1	2045-2	2045-3
SiO <sub>2</sub>	66,38	70,06	70,80	MgO	2,90	1,22	0,85
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,52	0,40	CaO	2,45	1,68	1,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,35	14,17	14,00	Na <sub>2</sub> O	2,85	3,32	3,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,91	0,45	K <sub>2</sub> O	3,04	4,00	5,86
FeO	6,00	3,54	2,30	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,11	0,11
MnO	0,10	0,04	0,05				

\* Гранитизация гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов.

Обр. 2045-1	K <sub>3,6</sub>	Na <sub>5,0</sub>	Ca <sub>2,4</sub>	Mg <sub>3,9</sub>	Fe <sub>4,9</sub>	Al <sub>14,3</sub>	Si <sub>60,6</sub>	Ti <sub>0,6</sub>
Обр. 2045-2	K <sub>4,5</sub>	Na <sub>5,7</sub>	Ca <sub>1,6</sub>	Mg <sub>1,6</sub>	Fe <sub>3,3</sub>	Al <sub>14,8</sub>	Si <sub>62,5</sub>	Ti <sub>0,3</sub>
Обр. 2045-3	K <sub>6,7</sub>	Na <sub>5,9</sub>	Ca <sub>1,1</sub>	Mg <sub>1,1</sub>	Fe <sub>2,0</sub>	Al <sub>14,7</sub>	Si <sub>63,3</sub>	Ti <sub>0,3</sub>

Наиболее типичные представители группы двуслюдяных гнейсо-гранитов по облику близки к породе, представленной обр. 2045-3, тогда как переходные зоны (и отдельные менее переработанные участки внутри крупных тел) ближе к обр. 2045-2. Для двуслюдяных гнейсо-гранитов характерны светлая окраска (светло-серая, кремовая, розоватая), слабосланцеватая (гнейсовидная) текстура, обусловленная не только субпараллельной ориентировкой биотита, но и некоторой «полосчатостью» в распределении кварца, концентрация которого в отдельных тонких (1—2 мм) линзах и прослойках достигает 60—65% при среднем содержании 15—35%. Зернистость варьирует в широких пределах: известны мелкозернистые (0,3—1,0 мм), среднезернистые (3—5 мм), крупнозернистые (до 1—2 см) и даже пегматоидные разности, но все они обычно равномерно-зернистые — порфиробластические разности редки, причем порфиробласты превышают по размеру зерна основной ткани всего в 3—5 раз и слагают не более 20% объема породы. Структура гранобластовая с разной степенью идиобластичности минералов. Кварц и часть плагиоклаза дают изометричные ксенобласты, но в некоторых разностях присутствует и идиобластичный плагиоклаз. Микроклину свойственны сложные формы развития — интерстиционное выполнение, антипертиты замещения, ксенобласты, пойкилопорфиробласты.

Плагиоклаз содержит 10—30% An; при одновременном присутствии в породе ксенобластичных и идиобластичных зерен последние выглядят как более молодые образования, однако мусковитизации подвержены те и другие. Микроклин в интерстициях и небольших ксенобластах всегда отчетливо решетчатый, в крупных же зернах решетка иногда может отсутствовать, но большая величина угла оптических осей (82—86°) свидетельствует о том, что и нерешетчатый калишпат обладает высокой упорядоченностью.

Микроклин развивается по плагиоклазу, замещая его. Биотит плеохроирует в сочных красно-бурых тонах,  $Nm = 1,653—1,660$ , что отвечает железистости 55—60%. Кордиерит и силлиманит в некоторых образцах (например, в обр. М-106/58) встречаются в значительном количестве. Мусковит развивается по плагиоклазу и глиноземистым минералам. Из аксессуаров обычны гранат, турмалин, циркон, апатит, монацит. Характерный рудный минерал — пльменит.

**Параавтохтонные двуслюдяные граниты и плагиограниты** развиты преимущественно в пределах полосы, протягивающейся от восточной части п-ова Таймыр через плато Вальтера к истокам р. Толевой. Отдельные массивы встречены в северо-восточном крыле Толевской грабен-синклинали и некоторых других пунктах. Общим в расположении тел параавтохтонных двуслюдяных гранитоидов является то, что они находятся либо в непосредственной близости от полей интенсивной мигматизации, либо приурочены к самой кромке «мигматитового фронта», как, например, большинство массивов бассейна р. Толевой. Ни одно тело параавтохтонных двуслюдяных гранитоидов не встречено в поле развития пород зеленосланцевой фации. Размеры массивов варьируют в широких пределах — от долей километра до десятков километров в поперечнике, форма — линзовая, пластинообразная. Обычно более резко вытянуты мелкие тела, располагающиеся у крыльев антиклиналей. Крупные массивы приурочены, как правило, к периклинальным замыканиям и имеют в плане форму полумесяца. Как и у интрузий параавтохтонных биотит-амфиболовых гранитов, их «внешний» (обращенный от ядра антиклиналей) контакт резкий, с хорошо выраженными признаками интрузивности, тогда как «внутренний» имеет диффузный характер: граниты постепенно переходят в мигматиты. У «внешнего» контакта в гранитах развиваются автономные текстуры течения, а со стороны «внутреннего» на значительное расстояние прослеживаются реликты слоистости и складчатых структур вмещающих толщ (см. рис. 4.5). Единственное проявление воздействия параавтохтонных двуслюдяных гранитов на вмещающие породы — незначительная мусковитизация гнейсов, наблюдаемая иногда на расстоянии до 1—2 м от контакта.

Петрографически описываемые породы исключительно близки к тeneвым двуслюдяным гранитам, описанным в предыдущей главе. Это слабогнейсовидные, изредка массивные, светлые (серые, кремовые, розоватые), мелко- и среднезернистые граниты. Пегматитовые разновидности отмечаются лишь в пределах небольших неправильных участков внутри отдельных крупных массивов. Характерна равномерная зернистость. Наряду с собственно гранитами, содержащими 15—25% микроклина, встречаются плагиограниты и промежуточные породы. Однако они не слагают самостоятельных тел, а образуют отдельные, в большинстве своем пластообразные участки внутри массивов и связаны друг с другом взаимопереходами. Структура гранобластовая, причем плагиоклаз

более идиобластичен, чем микроклин. Для периферических частей массивов характерны проявления протоклаза и протобластеза подобные описанным в разделе 4.3. Минеральный состав варьирует в широких пределах, но несколько менее, чем в теневых двуслюдяных гранитах: кварц (15—35%), плагиоклаз (45—75%), микроклин (0—25%), биотит и хлорит (0,5—10%), мусковит (1—5%), эпидот (0,1—2,0%), акцессории — циркон, апатит, гранат, ильменит, изредка сфен (до 1%). В протолочках отмечены силлиманит, андалузит, ставролит.

Биотит является единственным темноцветным минералом, он плеохроирует в сочных красно-бурых тонах,  $Nm = 1,660—1,666$ , что отвечает железистости 60—66%. Плагиоклаз (7—30% An) ксенобластичен, характерна прямая зональность с плавным снижением основности к краям зерна. Микроклин выполняет интерстиции, а также образует ксенобласты и пойкилопорфириобласты, содержащие включения кварца, плагиоклаза, биотита. Иногда он образует антипертиты замещения. Мусковит развивается по плагиоклазу и биотиту, как и в теневых гранитах, но встречаются и самостоятельные чешуйки.

Широкое развитие протоклаза и протобластеза, захватывающих зерна всех минералов, включая и явные новообразования, свидетельствует о том, что параавтохтонные двуслюдяные граниты, подобно порфириновым амфибол-биотитовым гранитам, внедрились в виде кашеобразной массы с высоким содержанием твердой фазы.

Аллохтонные граниты апопелитового ряда известны в литературе по Таймыру под названием двуслюдяные или мусковитизированные граниты. Они слагают ряд массивов, крупнейшим из которых является Бирулинский (50×35 км), а также множество жильных и пластообразных тел мощностью от долей метра до десятков метров. Вмещающими породами служат гнейсы верхней, немigmatитовой, подзоны амфиболитовой фации. Контакты с вмещающими породами резкие, четкие. Постепенные переходы не наблюдаются. Массивы нередко сопровождаются апофизами. В эндоконтактной зоне обильны угловатые ксенолиты гнейсов, причем ориентировка сланцеватости в соседних ксенолитах часто различная. Все это свидетельствует об интрузивной природе массивов. В то же время следует отметить отсутствие зон закалки даже у маломощных жил и отсутствие следов термального воздействия гранитов на вмещающие породы.

Большинство аллохтонных мусковитизированных гранитов равномерно-зернистые, но встречаются разности, в которых хорошо заметны кристаллы микроклина, в несколько раз превышающие по размеру зерна основной массы и достигающие в длину 2 см, а иногда и больше. В обнажениях и крупных штуфах часто заметна субпараллельная ориентировка таких полевошпатовых образований, что обуславливает трахитоидный облик гранитов. Равномерно-зернистые граниты слагают все крупные массивы, а неравномерно-зернистые формируют в них неправильные бескор-

невые гнезда, линзы, жилы, мощность которых измеряется метрами, реже десятками метров, в исключительных случаях они слагают небольшие массивы размером до 5 км<sup>2</sup>. Детальное изучение тех и других показало, что они различаются лишь структурой. Неравномерно-зернистые граниты представляют более грубозернистую пегматоидную фацию, и их образование связано с постмагматической (автометасоматической) перекристаллизацией, а не порождено самостоятельной фазой внедрения магмы. Именно поэтому оценки возрастных отношений равномерно- и неравномерно-зернистых двуслюдяных гранитов неопределенны и противоречивы.

Структура аллохтонных мусковитизированных гранитов подобна гипидиоморфно-зернистой. Плагноклаз огранен более совершенно, чем микроклин и кварц, а слюды более «идиоморфны», чем плагноклаз. Однако этот относительный идиоморфизм не отражает последовательности кристаллизации минералов из магмы, а определяется лишь кристаллизационной способностью минерала. Это хорошо видно на примере плагноклаза, зерна которого в общем субидиоморфны, но нередко содержат включения не только биотита, но и кварца. В неравномерно-зернистых гранитах структура порфириблостовая, порфирибласти представлены микроклином. Во всех разновидностях нередки мирмекиты.

В табл. 5.5 приводятся средний минеральный состав двуслюдяных гранитов и нормативный, вычисленный методом Ниггли по усредненным данным химических анализов. Обращает на себя внимание выдержанность состава. Наиболее значительны вариации в содержании плагноклаза и мусковита, что вполне естественно, так как мусковит в этих породах развивается по плагноклазу. В целом, количественные отношения главных минералов анхизотектические. Плагноклаз образует изометричные либо слегка вытянутые зерна, нередко содержащие включения других минералов — биотита и кварца. Многочисленные определения на столике Федорова и в иммерсии показали, что он представлен альбитом (6—10% An). Нормативный состав плагноклаза укладывается почти в те же пределы (6—12% An). Калиевый полевой шпат пред-

Таблица 5.5

Минеральный состав аллохтонных альбит-микроклиновых мусковитизированных гранитов, %

Минерал	Состав		Минерал	Состав	
	реальный	нормативный		реальный	нормативный
Плагноклаз	38(25—40)	40,3	Биотит	5(3—7)	4,7
Микроклин	18(16—21)	21,8	Акцессории (рутил, ильменит, апатит)	1(0,3—0,5)	0,8
Кварц	27(25—33)	24,8			
Мусковит	11(9—15)	7,5			



*Рис. 5.1.* Порфиробласт микроклина в крупнозернистом двуслю-  
дяном граните, переполненный включениями минералов основ-  
ной ткани. Ув. 20, николи скрещены.

ставлен максимальным микроклином ( $\Delta\rho = 0,8-1,0$ ;  $-2V = 84-88^\circ$ ). Для него характерны различные формы развития, наряду с интерстиционными выделениями в тех же шлифах присутствуют изометричные бластические зерна (0,5—1,0 мм) и пойкилопорфиробласты диаметром до 6 мм, а в бирулинских гранитах — и до 25 мм. Эти крупные кристаллы микроклина обычно трактуются как вкрапленники, но резкого различия между «вкрапленниками» и зернами «основной массы» не наблюдается. Можно найти зерна любых промежуточных размеров, при этом чем крупнее зерно, тем оно «идиоморфнее». Типично также постоянное присутствие в них пойкилитических включений других минералов — плагиоклаза, биотита, кварца (рис. 5.1). Поэтому такие выделения не могут быть фенокристаллами. Это порфиробласты, образовавшиеся, скорее всего, в результате собирательной перекристаллизации при автотематоморфизме либо последующем наложенном региональном метаморфизме. В таком случае вполне понятны и сонахождение зерен разных размеров, и больший идиоморфизм крупных кристаллов. С позиций регионально-метаморфической перекристаллизации трудно объяснить отсутствие таких порфиробласт во вмещающих породах и ксенолитах, по-видимому, этот процесс автотематоматический.

Биотит является, вероятно, самым ранним минералом, поскольку содержится в виде реликтовых включений и в микроклине, и в плагиоклазе. Иногда он замещается мусковитом. Преломление

биотита отличается исключительным постоянством: результаты более 100 определений по разным массивам укладываются в пределы  $Nm=1,650-1,653$ , что отвечает железистости 55—57%. Плекхохроирует в сочных красно-бурых тонах. Мусковит развивается преимущественно по плагиоклазу и в значительно меньшей степени — по биотиту. Можно видеть разные стадии этого процесса. Вначале образуются мелкие чешуйки с многочисленными реликтовыми включениями плагиоклаза, затем формируются сплошные пачки мусковита, контуры которых, особенно со стороны граней призмы, часто остаются очень извилистыми, даже «кружевными». По микроклину мусковит почти не развивается. Аксессуары представлены апатитом, турмалином, цирконом, обычен ильменит. Кроме того, часто обнаруживаются в протолочках, а иногда встречаются и в шлифах гранат, кордиерит, силлиманит, ставролит, реже — молибденит, касситерит и др. Иногда апатит, гранат, молибденит, турмалин наблюдаются в образцах этих гранитов невооруженным глазом.

Заканчивая петрографическую характеристику аллохтонных мусковитизированных гранитов, следует подчеркнуть их наиболее характерные особенности: низкое содержание темноцветных минералов вообще, отсутствие амфибола, крайне низкую основность плагиоклаза (обычно около 7% An), ассоциацию кислого плагиоклаза с микроклином высшей триклинности и, наконец, интенсивную мусковитизацию плагиоклаза. Нельзя не отметить также, что рассматриваемые граниты имеют немало общего с двуслюдянными теньевыми и двуслюдянными параавтохтонными гранитами. Во всех этих породах единственным темноцветным минералом является густо окрашенный биотит, калишпат обладает высшей упорядоченностью, наблюдается отчетливая тенденция к снижению основности плагиоклаза, который в наиболее гранитизированных разностях близок к альбиту. Нередко в них встречаются глиноземистые минералы — гранат, кордиерит, силлиманит, ставролит. Особенно значительно сходство аллохтонных мусковитизированных гранитов с пегматоидными обособлениями в массивах реоморфических параавтохтонных двуслюдяных гранитов.

Жильные породы, связанные с мусковитизированными гранитами, представлены аплитами, пегматитами, мелкозернистыми гранитами. Последние по составу такие же, как и граниты, описанные выше. Для них характерна аллотриоморфно-зернистая структура. Отмечается несколько большее содержание апатита и меньшее биотита по сравнению с обычными двуслюдянными гранитами. Жилы мелкозернистых гранитов секут гнейсы вблизи контактов с массивами аллохтонных мусковитизированных гранитов. Аплиты образуют жилы мощностью от 2—5 см до 1,0 м. Мелкие жилки встречаются в каждом обнажении, жилы мощностью более 30 см очень редки. Они секут двуслюдяные граниты, а в ряде случаев и пегматиты, но чаще сами секутся пегматитами и у контакта с последними заметно перекристаллизованы: зерна полевого шпата в них увеличены до макроскопических размеров (до 1 см), порода

становится похожей на «пегматит в миниатюре». Однородная структура наблюдается лишь в маломощных жилах, в которых аплит имеет сахаровидный облик. Порода состоит из кварца (20—25%), альбита (30—40%), микроклина (30—40%), мусковита (5—10%). Всегда присутствуют биотит (0,5—1,0%), апатит (0,5%). В аплитовых жилах, секущих гнейсы, присутствует гранат.

Граниты и вмещающие их гнейсы секутся многочисленными пегматитовыми жилами, сложенными альбитом, микроклином, кварцем, биотитом, мусковитом. Из аксессуаров обычны апатит и гранат, реже встречаются берилл, турмалин, касситерит. Мощность жил варьирует от сантиметров до десятков метров, а длина — от 3—5 до 500 м.

На первый взгляд, магматический генезис аллохтонных двуслюдяных гранитов не вызывает сомнений. Это доказывается обычно интрузивным характером тел, отсутствием постепенных переходов к вмещающим породам и реликтовых (теневого) структур, а также исключительной выдержанностью химического и минералогического составов при анхизвектических соотношениях главных составляющих (плагиоклаз — микроклин — кварц). Не все эти доводы равноценны. Интрузивные массивы могут быть и реоморфическими. Важнейшим аргументом в пользу магматического происхождения является выдержанность состава. При этом существенно, что близки друг другу не только породы одного массива, но и граниты разных тел, в том числе и отстоящих далеко друг от друга, и залегающих среди гнейсов и сланцев разного состава и разного уровня метаморфизма. Такое сходство едва ли можно объяснить иначе, как с позиций магматизма. В то же время ряд петрографических особенностей аллохтонных мусковитизированных гранитов как будто бы противоречит представлениям о магматической кристаллизации. Так, некоторые исследователи указывают на совместное присутствие в них альбита и микроклина, а также высокую упорядоченность последнего. Известно, что из магмы должен кристаллизоваться единый калинатровый полевой шпат, который впоследствии может разделиться на две фазы с образованием пертитов распада. Мы же наблюдаем ассоциацию альбита с практически чистым микроклином, содержащим лишь ничтожное количество тончайших пертитовых вростков. Нет никаких более грубых форм пертита, которые могли бы рассматриваться как промежуточные стадии на пути к формированию самостоятельных изолированных альбитовых и микроклиновых зерен. По мнению О. Таттла [Tuttle, Bowen, 1958], это является хорошим критерием иного происхождения породы, чем магматическое. Далее, из магмы должен кристаллизоваться не микроклин, а ортоклаз. Если в наших гранитах калишпат был первоначально ортоклазом, то почему в них не сохранилось никаких реликтов последнего или хотя бы промежуточных стадий упорядочения, а во всех зернах фиксируется только максимальный микроклин? Напомним, что в других магматических гранитах Таймыра развиты промежуточные калишпаты несовершенной триклинности,

а максимальный микроклин не встречен [Махлаев, Короткевич, 1970]. Наконец, магматической кристаллизации аллохтонных мусковитизированных гранитов противоречит широкое развитие в них бластических структур и структур замещения.

Одно из возможных объяснений этих фактов — предположение о том, что эти граниты, будучи первоначально магматическими, после становления подверглись наложенному метаморфизму и были полностью перекристаллизованы [Равич, Чайка, 1962]. В таком случае и граниты, и вмещающие их породы должны быть метаморфизованы в одинаковых условиях и будут принадлежать к одной метаморфической фации. Однако это не так. Минеральный состав позднекинематических гранитов всегда отвечает эпидот-амфиболитовой фации (ассоциации альбит — эпидот — мусковит), тогда как вмещающие породы в большинстве случаев относятся к амфиболитовой фации и лишь иногда — к эпидот-амфиболитовой. Таким образом, «степень метаморфизма» гранитов не зависит от степени метаморфизма вмещающих пород. Такая картина может наблюдаться только при автometаморфизме. С учетом соответствующей поправки (с заменой наложенного метаморфизма на автometаморфизм) гипотеза о двухэтапном формировании мусковитизированных альбит-микроклиновых гранитов достаточно полно объясняет все их особенности. Магматический этап предопределил химический состав и условия залегания (интрузивность тел), а следующий непосредственно за ним этап автometаморфизма и автometаморфической перекристаллизации определил минералогический состав породы, свойства полевых шпатов (в том числе и степень их упорядоченности) и главнейшие элементы структуры. Таким образом, хотя данные граниты являются магматическими, большинство слагающих их минералов кристаллизовалось не из магмы — они выростали в твердой среде при автometасоматозе. Возможно, единственный первично-магматический минерал, сохранившийся в этих гранитах, — биотит.

Чем объяснить такое интенсивное проявление автometаморфизма? Отчасти, вероятно, относительно большой глубиной формирования массивов и поэтому медленным их остыванием, главным же образом — высоким содержанием летучих в исходной магме. Как установлено экспериментально, к началу плавления в метаморфизируемых глинистых породах высвобождается большое количество воды (до 8,5% от общего веса породы) вследствие перехода гидрослюдов в более высокотемпературные минералы [Винклер, Платен, 1968]. Эта вода формирует межгранулярный поровый раствор, присутствие которого интенсифицирует метасоматические процессы и понижает температуру выплавления кварц-полевошпатовой эвтектики до 640—600°C [Менерт, 1972]. Образующийся расплав растворяет воду, поэтому ее содержание в начальной палингенной магме может быть очень значительным — более 10%. Практически здесь трудно провести грань между гидротермально-метасоматическими и магматическими процессами, а образующую подвижную фазу вполне можно назвать «раствор-расплав». Эффективность

плавления усиливается параллельно с метасоматической гранитизацией недоплавленного остатка, на что было обращено внимание при описании тневых гранитов и мигматитов. По мере того как в результате гранитизации субстрат мигматитов становится более лейкократовым, он в состоянии при той же температуре дать большее количество эвтектоидного расплава, вплоть до полного переплавления. Прогрессивное развитие этих тесно переплетающихся процессов привело к формированию следующего ряда пород, последовательно сменяющих друг друга: мигматизированные кордиерит-силлиманитовые гнейсы → тневые мигматиты с силлиманитом и гранатом → двуслюдяные тневые граниты → двуслюдяные параавтохтонные реоморфические граниты → двуслюдяные (мусковитизированные) аллохтонные магматические граниты. При переходе к каждому последующему члену ряда возрастают мобильность материала и степень гомогенизации пород, а состав их все более приближается к эвтектическому. Экспериментами установлено, что при высоком содержании воды калиевый и натровый полевой шпат могут кристаллизоваться из магмы раздельно [Менерт, 1972]. Поскольку вода не входит в состав кристаллизующихся из магмы минералов (исключение составляет биотит, но его содержание очень мало), она накапливается в остаточной жидкой фазе, которая в итоге из раствора-расплава постепенно вновь переходит в раствор. Этот остаточный раствор насыщает поровое и межзерновое пространство, вступает в реакции с новообразованной твердой фазой и вызывает ее автometасоматическую переработку. По нашему мнению, результатом этой переработки являются мусковитизация плагиоклаза, общая перекристаллизация полевых шпатов (в том числе и переход высокотемпературных форм в низкотемпературные, упорядоченные), а также собирательная перекристаллизация, приводящая к образованию грубозернистых пегматоидных разновидностей типа бирулинских гранитов. Важную роль автometасоматических процессов в становлении альбит-микроклиновых гранитов с мусковитом подчеркивал В. А. Серебряков [1972].

Обобщая вышеизложенное, автор предлагает следующую схему формирования альбит-микроклиновых мусковитизированных гранитов.

- 1) Региональный метаморфизм алевропелитовой толщи, преобразование осадков в гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы и сланцы.

- 2) Обособление водного пленочного флюида (флюидизация гнейсов).

- 3) Селективное плавление гнейсов (мигматизация), гранитизация субстрата, взаиморастворение водного флюида и эвтектоидного расплава (образование раствора-расплава, единой жидкой фазы).

- 4) Интродуцирование раствора-расплава (палингенной эвтектоидной магмы) в вышележащие толщи.

- 5) Кристаллизация палингенной магмы и отщепление остаточного водного флюида, обогащенного щелочами.

б) Реакция между твердой фазой и остаточным флюидом (автометасоматоз, собирательная перекристаллизация, образование пегматоидных гранитов и пегматитов).

Очаг формирования палингенной магмы существует сравнительно долго, и внедрение ее могло происходить неоднократно. Поэтому мы нередко видим, как тела мусковитизированных гранитов секутся телами точно таких же пород. Подобные пересечения отнюдь не свидетельствуют о существовании различных циклов, так как те и другие граниты интродировали с незначительными промежутками времени из одного и того же магматического очага, сложены, по существу, одним и тем же материалом и в геологических масштабах времени одновозрастны.

### **5.5. ИЗОЛИТОГЕННЫЙ РЯД ГАСТИНГСИТОВЫХ ГРАНИТОВ**

Изолитогенный ряд гастингситовых гранитов охарактеризован значительно хуже. Во-первых, слагающие его породы, несмотря на достаточно широкое распространение, долгое время оставались вне поля зрения исследователей Таймыра. Впервые они были описаны в 1972 г. [Махлаев, Коробова, 1972]. Во-вторых, хотя мы и знаем, по каким гнейсам такие граниты развиваются, литологическая природа этих гнейсов реконструируется неоднозначно, поскольку, с одной стороны, не выявлены их переходы к соответствующим породам низкого уровня метаморфизма, а с другой — они достаточно специфичны и по химизму, и по минеральному составу. По химизму и некоторым структурно-текстурным особенностям можно утверждать, что значительная часть этих гнейсов сформировалась за счет метаморфизма андезитов, но наряду с эффузивами в исходной толще были туфы, туффиты и осадочные породы. По-видимому, не были одинаковы по составу и эффузивы. Поскольку нет однозначности в определении дометаморфической природы субстрата, мы не решаемся называть данный изолитогенный ряд «апоандезитовым». Назвав его рядом гастингситовых гранитов, мы подчеркнули наиболее специфичную особенность минерального состава, присущего как автохтонным, так и аллохтонным членам ряда.

#### **5.5.1. Автохтонные гастингситовые граниты**

Автохтонные гранитоиды представлены гастингситовыми теньевыми гнейсо-гранитами, которые развиты преимущественно в западной части берега Харитона Лаптева — от мыса Пацынко до шхер Минина. Наиболее крупным из известных тел является массив горы Медвежьей, имеющий форму уплощенной линзы длиной около 10 км и шириной 1 км. Вмещающие породы тревожинской серии представлены в основном гнейсами и сланцами повы-

шенной железистости, что проявляется, в частности, в присутствии железистой роговой обманки — гастингсита. Химически гнейсы и сланцы с гастингситом близки андезитам, но отличаются необычно высоким содержанием железа (8—11%  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) за счет уменьшения доли магния и кальция при «стандартно-андезитовом» содержании остальных петрогенных элементов. Не исключено, что в данном случае метаморфизм не был изохимическим и состав гнейсов был изменен (обогащен железом) еще на стадии, предшествующей гранитизации. Так или иначе, но гнейсы и сланцы, послужившие субстратом для гастингситовых гранитоидов, существенно отличаются по химизму, структуре и облику от роговообманковых плагиогнейсов и амфиболитов, гранитизация которых рассмотрена выше.

Гастингситовые теньевые граниты слагают мелкие и средние тела протяженностью до 10 км при ширине выхода до 1 км, залегающие согласно с гнейсовой толщей. Характер контактов — диффузный. Как и двуслюдяные гнейсо-граниты, они постепенно переходят во вмещающие породы, обладая одинаковой с последними ориентировкой гнейсоватости. Амфибол в них представлен зеленой роговой обманкой варьирующих тонов окраски, с кристаллами разной величины и формы, но основные константы ( $cNg$ ,  $2V$ ,  $Ng$  —  $Np$ ) отвечают амфиболу, переходному от обыкновенной роговой обманки к гастингситу. Плагиоклаз характеризуется весьма умеренной для амфиболовых пород основностью (40—45%  $An$ ). В парагнейсовых прослоях в значительном количестве (до 20%) содержится биотит, плеохроирующий в буро-зеленых тонах.

В переходных зонах вмещающие породы претерпевают значительные изменения. В интерстициях развиваются мелкие извилистые выделения тонкорешетчатого микроклина. Иногда микроклин замещает плагиоклаз, образуя антипертиты. Окраска роговой обманки становится более сочной, в некоторых образцах (например, в обр. 1054) угол оптических осей снижается до  $40^\circ$ , что связано, видимо, с большим содержанием железа и щелочей. Несколько снижается основность плагиоклаза (с 40—45 до 35—40%  $An$ ). Нередко плагиоклаз переходных пород зонален, зональность прямая, границы зон нечеткие. Основность плавно снижается от 35—40%  $An$  в центре зерна до 25—30%  $An$  в его краевых частях. При содержании микроклина более 5% он развивается не только интерстиционно, но и формирует уплощенные ксенобласты, тяготеющие к лейкократовым, существенно кварц-полевошпатовым прослоям. Иногда встречаются и порфиробласты микроклина диаметром до 1 см. Микроклинизация обычно более интенсивна в тонкополосчатых гнейсах.

В качестве иллюстрации можно привести описание двуполевошпатовых гнейсов из района п-ова Воронцова (шлифы У-84/90, У-85/90, У-162/90, У-161/90). Это тонкополосчатые породы, в которых чередуются прослои шириной 0,5—1,0 мм, сложенные почти нацело кварцевыми зернами, и существенно кварц-полевошпатовые мощностью 0,5—5,0 мм. К последним приурочены тонкие вы-

тянутые линзы мощностью 0,1—1,0 мм, в которых содержатся и темноцветные минералы — амфибол, биотит. Структура гранобластовая. Плагноклаз дает изометричные субидиобластичные кристаллы (0,1—0,5 мм), кварц и микроклин ксенобластичны.

Плагноклаз содержит 30—37% *An*, микроклин чистый, решетчатый, почти без пертитов ( $\Delta r = 0,9-1,0$ ;  $-2V = 84-90^\circ$ ). Роговая обманка плеохроирует от зеленовато-желтого цвета (*Np*) через изумрудно-зеленый (*Nm*) до темно-зеленого (*Ng*). Угол оптических осей обычно около  $60^\circ$ , но у густо окрашенных разности снижается до  $30^\circ$  и даже до  $20^\circ$ . Наблюдается отчетливая дисперсия оптических осей ( $\rho > \nu$ );  $cNg = 15-17^\circ$ ;  $Ng = 1,698$ ;  $Np = 1,684$ ;  $Ng - Np = 0,014$ . По константам эта роговая обманка приближается к гастингситу, описанному И. В. Гинзбург на Кольском полуострове [Гинзбург, Белова, 1960]. Биотит интенсивно плеохроирует от бледно-золотистого цвета (*Np*) через оливково-зеленый до почти черного (*Ng*);  $Nm = 1,680-1,690$  (железистость 83—91%). Обычные акцессории — сфен и ортит, встречаются циркон, монацит, рутил. В некоторых образцах (например, обр. У-162/90) присутствует зеленовато-желтый гранат, интенсивно замещающийся сфеном (титанистый андрадит). Из вторичных минералов обычен карбонат, иногда по микроклину развивается шахматный альбит.

В ряде пунктов темневые гастингситовые граниты развиваются по рассланцованным полевошпатовым амфиболитам. В этом случае исходные породы отличаются довольно однородным сложением и составом, однако гранитизация их приводит к перераспределению материала. Вначале в осветленных (калишпатизированных) амфиболитах появляется слабовыраженная полосчатость: микроклинизация и окварцевание, как и замещение роговой обманки биотитом, происходят более интенсивно вдоль плоскостей рассланцевания. Это приводит к образованию цепочек уплощенных кварц-полевошпатовых линзочек. Мощность и протяженность их растут, линзочки сливаются в тонкие (0,5 мм, редко больше) кварц-полевошпатовые прослои. Разделяющие их участки гнейса тоже постепенно осветляются. В результате участки, содержащие темноцветные минералы, становятся все более тонкими, превращаются в тончайшие прослои мощностью 1—2 мм. В конечном счете мезократовый гнейс превращается в лейкократовую кварц-полевошпатовую породу с редкими тонкими амфибол-биотит-кварц-полевошпатовыми прослоями и линзами, такую, как в случае, когда гранитизации подверглись полосчатые гнейсы.

В качестве примера рассмотрим обнажение 5010, где сланцы (обр. 5001-1) переходят в осветленные двуполевошпатовые гнейсы (обр. 5010-2), которые, в свою очередь, постепенно сменяются лейкократовыми гнейсо-гранитами (обр. 5010-3). Исходные породы состоят из роговой обманки (35—40%), биотита (10—12%), плагноклаза (40—45%), кварца (5—7%), сфена (3—5%). Присутствуют также титаномагнетит, апатит, циркон, хлорит, эпидот.

Текстура породы сланцеватая, распределение минералов равномерное. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой ( $-2V=70-74^\circ$ ;  $cNg = 15^\circ$ ;  $Ng = 1,688$ ;  $Ng - Np = 0,014$ ). Биотит частично развивается по роговой обманке, частично дает самостоятельные чешуйки, плеохроирует в желто-зеленых тонах. Плагноклаз составляет до 45 % объема породы. Из них 5—7 % приходится на долю идиоморфных лейстовидных зерен, более 30 % представлено небольшими изометричными ксенобластами, около 5 % — порфиробластами. Лейстовидные кристаллы тонко сдвойникованы и содержат 40—45 % An. Плагноклаз в ксенобластах более кислый (30 % An) и сдвойникован грубее. Порфиробласты сложены олигоклазом (20—30 % An). Кварц образует мелкие ксенобласты и каплевидные вроски в амфиболе и биотите. Сфен тяготеет к роговой обманке, местами явно развиваясь по ней, дает тонкие каймы вокруг титаномагнетита.

В переходных породах (двуполюсовчатых гнейсах) распределение минералов уже не столь однородно: плагноклаз распределен равномерно, а кварц и темноцветы тяготеют к разным прослоям. Возрастает интенсивность окраски роговой обманки по  $Nm$  и особенно по  $Ng$ , где кристалл становится почти черным, угол оптических осей снижается до  $40^\circ$ , а плоскость оптических осей уклоняется от второго пинакоида и приближается к третьему:  $cNm = 14-16^\circ$ . Основность плагноклаза снижается, в породе развивается высокоупорядоченный решетчатый микроклин ( $\Delta p > 0,85$ ;  $-2V = 82-85^\circ$ ), образующий мелкие ксенобласты и интерстиционные выделения. Наибольшая степень преобразования свойственна тeneвым гранитоидам, представленным обр. 5010-3. Это лейкократовые тонкополосчатые гнейсо-граниты; кварц-полевошпатовые прослои в них чередуются с прослоями, содержащими биотит и амфибол, который по оптическим константам представлен гастингситом ( $Ng = 1,722$ ;  $Ng - Np = 0,016$ ;  $-2V = 0-20^\circ$ ); схема плеохроизма:  $Np$  — зеленовато-желтый,  $Nm$  — зеленый,  $Ng$  — черный, просвечивающий зеленым в тонких сколах. Он подобен гастингситу щелочных гнейсо-гранитов Кольского полуострова [Гинзбург, Белова, 1960]. Биотит (3—7%) плеохроирует от светлого золотисто-желтого ( $Np$ ) через темный оливково-зеленый до почти черного ( $Ng$ ). Плагноклаз (30—40%) представлен тонко сдвойникованным олигоклазом. Микроклин (25—30%) образует полигональные уплощенные ксенобласты и развивается интерстиционно.

Таким образом, направленность изменений минерального состава метаморфитов при переходе их в гастингситовые гнейсо-граниты вполне отвечает таковому при гранитизации. Для химической характеристики этих изменений были проанализированы три серии образцов из коллекции Н. Н. Урванцева (табл. 5.6). Серия 84-85 (п-ов Воронцова) представляет ряд гранитизации от тонкополосчатых биотит-амфиболовых гнейсов андезитового состава (обр. У-84/90) через гранитизированные гастингсит-биотитовые гнейсы (У-84а/90, У-84б/90) до гастингситовых тeneвых гра-

Изменение химического состава пород и нормативной основности плагиоклаза (%) при преобразовании амфиболовых гнейсов в гастингситовые темные граниты (п-ов Воронцова, шхеры Минина; коллекция Н. Н. Урванцева).

Компонент	Серия 148			Серия 84-85				Серия 103-104	
	148в	148в-1	148в-2	84	84 а	84б	85а	104	103
SiO <sub>2</sub>	58,95	61,76	65,68	62,26	68,23	68,94	71,40	65,90	72,38
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,20	0,65	0,80	0,33	0,30	0,35	0,40	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,36	14,25	14,14	15,98	15,84	14,20	14,01	14,83	12,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,10	0,22	0,10	0,39	0,52	0,10	0,94	0,68
FeO	11,81	8,60	5,74	6,25	3,58	3,68	2,85	6,31	5,70
MnO	0,16	0,09	0,05	0,10	0,03	0,05	0,08	0,14	0,06
MgO	4,80	2,56	1,72	2,54	0,78	0,90	0,34	0,10	Сл.
CaO	3,34	2,84	2,36	3,90	2,93	2,10	1,50	1,26	0,41
Na <sub>2</sub> O	2,83	3,44	3,40	4,14	5,40	5,04	4,96	5,34	4,01
K <sub>2</sub> O	2,27	2,72	3,15	1,33	1,61	2,35	3,56	3,66	3,96
N <sub>PI</sub>	39	31	28	34	24	18	11	11	6

нитов (У-85а/90). Пересчеты анализов по методу Барта дают следующие формулы стандартных ячеек этих пород:

Обр. У-84/90	K <sub>1,6</sub>	Na <sub>7,5</sub>	Ca <sub>3,9</sub>	Mg <sub>3,5</sub>	Fe <sub>5,0</sub>	Al <sub>17,5</sub>	Si <sub>57,7</sub>	Ti <sub>0,6</sub>
Обр. У-84а/90	K <sub>1,8</sub>	Na <sub>9,3</sub>	Ca <sub>2,8</sub>	Mg <sub>1,0</sub>	Fe <sub>3,2</sub>	Al <sub>16,8</sub>	Si <sub>60,0</sub>	Ti <sub>0,6</sub>
Обр. У-84б/90	K <sub>2,7</sub>	Na <sub>8,9</sub>	Ca <sub>2,1</sub>	Mg <sub>1,2</sub>	Fe <sub>3,1</sub>	Al <sub>15,1</sub>	Si <sub>62,0</sub>	Ti <sub>0,6</sub>
Обр. У-85а/90	K <sub>4,1</sub>	Na <sub>8,5</sub>	Ca <sub>1,4</sub>	Mg <sub>0,2</sub>	Fe <sub>2,1</sub>	Al <sub>14,7</sub>	Si <sub>64,1</sub>	Ti <sub>0,6</sub>

На всех стадиях процесса фиксируются привнос калия и кремния, вынос кальция, железа, магния, алюминия. Содержание натрия вначале резко возрастает, значительно опережая прирост калия, а затем начинает плавно снижаться. Однако и при выносе натрия нормативная и модальная основность плагиоклаза продолжает снижаться за счет более интенсивного выноса кальция. Эта серия может быть продолжена образцами У-104/90 и У-103/90, взятыми на западном берегу п-ова Воронцова на продолжении того же тела гастингситовых гнейсо-гранитов. Они взяты из одного «прослоя» в 500 м друг от друга и характеризуют изменчивость гнейсо-гранитов по простиранию:

Обр. У-140/90	K <sub>4,0</sub>	Na <sub>8,9</sub>	Ca <sub>1,1</sub>	Mg <sub>0,2</sub>	Fe <sub>5,0</sub>	Al <sub>15,2</sub>	Si <sub>62,1</sub>	Ti <sub>0,3</sub>
Обр. У-103/90	K <sub>4,5</sub>	Na <sub>7,0</sub>	Ca <sub>0,4</sub>	Mg <sub>0,1</sub>	Fe <sub>4,8</sub>	Al <sub>12,8</sub>	Si <sub>64,8</sub>	Ti <sub>0,2</sub>

Здесь первый член серии представлен уже интенсивно гранитизированной породой, близкой обр. У-85а/90, но более железистой, и при дальнейшей гранитизации на фоне продолжающегося привноса калия и кремния вполне отчетливо выражен вынос натрия. Тем не менее, основность плагиоклаза продолжает снижаться.

Гранитизация более массивных диоритоподобных амфиболовых сланцев типа описанных выше образцов серии 5010 иллюстрируется серией 143 (шхеры Минина, о. Длинный):

Обр. У-148/50	K <sub>1,6</sub>	Na <sub>5,3</sub>	Ca <sub>3,4</sub>	Mg <sub>6,8</sub>	Fe <sub>9,7</sub>	Al <sub>14,9</sub>	Si <sub>55,4</sub>	Ti <sub>0,7</sub>
Обр. У-148в-1/50	K <sub>3,3</sub>	Na <sub>6,3</sub>	Ca <sub>2,9</sub>	Mg <sub>3,6</sub>	Fe <sub>6,3</sub>	Al <sub>15,9</sub>	Si <sub>58,5</sub>	Ti <sub>0,9</sub>
Обр. У-148в-2/50	K <sub>3,6</sub>	Na <sub>5,9</sub>	Ca <sub>2,3</sub>	Mg <sub>2,3</sub>	Fe <sub>4,5</sub>	Al <sub>14,9</sub>	Si <sub>59,0</sub>	Ti <sub>0,5</sub>

И в этом случае после возрастания содержания натрия на первом этапе гранитизации в дальнейшем отмечается его вынос. Привнос калия и кремния, так же как вынос магния, кальция и железа, фиксируется на всех стадиях. В рассмотренных примерах обращает на себя внимание большое содержание железа даже в конечных продуктах гранитизации. Именно этим объясняется высокая железистость биотита (лещидомелан) и амфибола (ферригастингсит). Возрастание щелочности роговой обманки при гранитизации, вероятно, объясняется не столько привносом натрия, сколько выносом алюминия — в результате не все щелочи могут быть связаны в полевых шпатах и некоторый их избыток входит в состав амфибола.

Собственно гастингситовые теньевые граниты (конечная стадия гранитизации амфиболовых гнейсов) представляют собой светло-розовые среднезернистые отчетливо гнейсовидные породы, бедные темноцветными минералами (1—3%, редко до 5%). Розовая окраска обусловлена высоким содержанием микроклина. Минералогический состав большинства образцов следующий: кварц (30—34%), плагиоклаз (30—35%), микроклин (30—35%), биотит (0,5—3,0%), ферригастингсит (0,2—1,5%), акцессории — циркон, апатит, сфен, ортит (до 0,5%). Наряду с относительно однородными встречаются тонкополосчатые разности, в которых отдельные прослойки резко обогащены кварцем (до 75%), тогда как в других его содержание уменьшается (до 40%), но зато возрастает содержание микроклина (до 60%). Вследствие высокой лейкократовости структура породы определяется главным образом соотношениями кварца с полевым шпатом. Во многих образцах она мозаичная граблостовая, поскольку микроклин, кварц и плагиоклаз формируют одинаковые полигональные ксенобласты, слегка уплощенные в направлении рассланцевания.

Плагиоклаз в ксенобластах содержит 30—35% An, иногда он корродируется, замещаясь новообразованными кварцем, микроклином и альбит-олигоклазом (обр. У-148/50). В участках с пойкилитовой и монцитовой структурой плагиоклаз представлен идиоморфными зернами длиной до 1—2 мм при ширине 0,2—0,5 мм и по составу отвечает олигоклазу (15—25% An). В некоторых породах одновременно присутствуют корродированные ксенобласты и идиоморфные кристаллы, причем в самых разных количественных отношениях. Наряду с олигоклазом и андезином в породе нередок шахматный альбит, развивающийся по микроклину, а также отдельные жилковатые метасоматически пертитовые вросстки.

Содержание шахматного альбита достигает 20%. Микроклин обычно формирует сравнительно крупные (до 1 см в длину) пойкилитовые кристаллы, изобилующие включениями идиоморфного плагиоклаза и округлого кварца, либо более мелкие (3—5 мм) чистые уплощенные ксенобласты. Лишь небольшая доля (1—2%) приходится на интерстиции. Микроклин всегда свежий, стекляннопрозрачный, с хорошо выраженной решеткой. Как и в тневых двуслюдяных гранитах, крупные зерна микроклина в рассматриваемых породах иногда содержат зону, обогащенную включениями каплевидного кварца. Она приблизительно параллельна контурам огранки кристалла, но сглажена, округлена. Интересно, что часть зерна, расположенная к центру от нее, сложена обычно более тонкорешетчатым микроклином с несовершенной триклинностью ( $\Delta\rho = 0,6-0,75$ ) и пониженным углом оптических осей ( $-2V=70-78^\circ$ ), т. е. обладает меньшей степенью упорядоченности, чем внешняя зона, где решетка обычно грубее ( $\Delta\rho = 0,8$ ;  $-2V=84-88^\circ$ ). Кварц образует либо полигональные, слегка уплощенные ксенобласты длиной 2—3 мм при поперечнике 1—2 мм, либо округлые, почти идеально сферические зерна диаметром 1—3 мм, производящие впечатление оплавленных или растворенных. Биотит представлен лепидомеланом ( $Nm = 1,690$ ), образующим небольшие чешуйки длиной до 0,5 мм, плеохроирующие от светлого золотисто-желтого цвета ( $Np$ ) через различные оттенки оливково-зеленого до черного, чуть просвечивающего при введенной линзе Лазо ( $Ng$ ). Гастингсит встречается в единичных, неправильных мелких зернах — реликтовых остатках полностью корродированных кристаллов.

В гастингситовых гранитах п-ова Воронцова (обр. 5029-1) обнаружен также щелочной пироксен, близкий к эгирину. Он образует игольчатые кристаллы длиной 5—10 мм при толщине около 0,1 мм, плеохроирующие от сочного травяно-зеленого цвета ( $Np$ ) до темно-зеленого, почти черного ( $Ng$ ). Угол оптических осей — большой отрицательный, удлинение — отрицательное;  $Ng = 1,766$ ;  $Ng - Np = 0,038$ , что соответствует, по Винчеллу, пироксену, содержащему 60—70% эгиринового компонента. Присутствие эгирина еще более сближает гастингситовые гнейсо-граниты Таймыра со щелочными гнейсо-гранитами Кольского полуострова.

### 5.5.2. Параавтохтонные и аллохтонные гастингситовые граниты

Достоверные тела параавтохтонных гастингситовых реоморфических гранитов нами не были выявлены, однако в принципе они могли формироваться в составе серии, поскольку в автохтонных телах соответствующих пород имеются участки со следами расплавленного течения. Что же касается аллохтонных гранитов, то в настоящее время известны два таких тела. Одно из них находится на о. Длинном (шхеры Минина). Форма его неизвестна, поскольку большинство границ уходят под воду. Другое тело —

небольшой (менее 500 м в поперечнике) шток на горе Медвежьей, приуроченный к северной оконечности расположенного тут же линзовидного тела автохтонных гастингситовых гнейсо-гранитов.

Макроскопически аллохтонные гастингситовые граниты представляют собой светло-розовую среднезернистую породу с массивной изотропной текстурой и порфиroidной структурой, что обусловлено присутствием относительно крупных зерен калишпата. Однако не все эти зерна являются вкрапленниками, некоторые из них представляют собой порфиробласты, принадлежащие к тому же двум генерациям — домагматической и постагматической. Структура основной массы гетерогенна: чаще она гранобластовая, местами гипидиоморфно-зернистая. Минеральный состав довольно постояен: вкрапленники и порфиробласты калишпата (12—15%), калишпат основной массы (20—23%), плагиоклаз (17—22%), кварц (35—40%), биотит (2—3%), амфибол (3—5%), акцессории (0,5—1,0%).

Калиевый полевой шпат представлен генетически разными образованиями. Нередко встречаются относительно крупные (5—7 мм) округлые зерна грубoreшетчатого микроклина ( $\Delta p = 0,75—0,9$ ;  $-2V = 76—88^\circ$ ), содержащие включения плагиоклаза, биотита, кварца. Нередко они катаклазированы и окружены гранулированным поясом, состоящим из их же собственных обломков. Зерна этого типа очень похожи на реликтовые порфиробласты параавтохтонных реоморфических гранитов и, по-видимому, тоже являются недоплавленными реликтами ранее существовавших порфиробластов микроклина, унаследованных от темных гнейсо-гранитов. Наряду с ними присутствуют более крупные (до 1,5 см) субидиоморфные зерна типа порфировых вкрапленников, сложенные интенсивно пертитизированным нерешетчатым промежуточным ортоклазом ( $\Delta p = 0,2—0,5$ ;  $-2V = 64—58^\circ$ ) либо решетчатым пертитизированным промежуточным микроклином ( $-2V = 70—74^\circ$ ). Пертитовые вроски образуют густую сеть и составляют 20—30% объема вкрапленников. В основной массе калишпат чаще образует изометричные ксенобласты (0,2—2,0 мм), сложенные чистым непертитизированным решетчатым максимальным микроклином ( $-2V = 88^\circ$ ). Эти ксенобласты равновесны с кварцем и плагиоклазом. Наряду с ними наблюдаются и такие формы развития, где микроклин моложе этих минералов, — интерстиционные выделения, антипертиты замещения (вплоть до полных псевдоморфоз по плагиоклазу) и, наконец, ажурные пойкилопорфиробласты, избилующие включениями всех других минералов. Во всех этих образованиях микроклин всегда обладает высокой упорядоченностью ( $-2V = 86—88^\circ$ ), отличной решеткой, не катаклазирован и содержит лишь тончайшие пертитовые волокна длиной до 0,05 мм, слагающие менее 1% объема калишпата.

Плагиоклаз встречен в двух формах. Несколько менее половины его приходится на долю полигональных ксенобластов (0,3—

0,5 мм), сложенных чистым неизменным олигоклазом (16—20%  $Ap$ ). Ксенобласты иногда включены в микроклиновые порфиробласты и, видимо, являются одной из древнейших составляющих породы. Более молодые — идиоморфные лейсты плагиоклаза. Они ассоциируют с ортоклазом и вкрапленниками и иногда оказываются пойкилитически включенными в них. Плагиоклаз в лейстах слегка пелитизирован и серицитизирован, основность его несколько ниже (12—14%  $Ap$ ). Кварц представлен многочисленными неправильными зернами, образующими местами линзовидные скопления, выполняет наряду с микроклином интерстиции, залечивает трещины. Биотит плеохроирует от золотисто-желтого ( $Np$ ) через густой оливково-зеленый до черного ( $Ng$ ). Судя по высокому преломлению ( $Nm = 1,690—1,694$ ), представлен лепидомеланом, железистость более 90%. Гастингсит образует гломеропорфиновые скопления и идиоморфные призматические кристаллы длиной до 5—7 мм, плеохроирует от бледного желтовато-зеленого ( $Np$ ) через сине-зеленый к почти черному. Плоскость оптических осей близка к 001, а  $Nm$  располагается близко к оси  $c$  ( $cNm = 12—14^\circ$ ;  $Np = 1,704—1,706$ ;  $Ng = 1,724$ ;  $Ng - Np = 0,018—0,020$ ). Коноскопически минерал одноосен. Из аксессуарных минералов в шлифах обнаружены циркон и ортит. Последний встречается в зернистых массах, приуроченных к скоплениям биотита и амфибола, либо образует идиоморфные призмочки длиной до 0,3 мм, характеризующиеся цепочечным развитием (они приурочены к волосным трещинам в граните).

Ограниченность материала, которым мы располагаем, крайне затрудняет решение вопроса о путях образования аллохтонных гастингситовых гранитов. С одной стороны, дисгармоничность массивов свидетельствует об их интрузивности, а выдержанность состава, массивное изотропное сложение, присутствие вкрапленников высокотемпературного пертитизированного неупорядоченного калиевого полевого шпата лучше всего увязываются с представлениями о магматическом генезисе. С другой стороны, бластические структуры и структуры замещения указывают на значительную роль процессов перекристаллизации и метасоматоза. Более того, в породе присутствуют реликты порфиробластов микроклина и бластических кристаллов плагиоклаза, существовавших до внедрения и подвергшихся в процессе интрузии дроблению и частичной перекристаллизации с развитием протобластических структур, подобных тем, которые были детально описаны у параавтохтонных гранитов (см. раздел 4.3). При обобщении этих фактов следует учесть, что аллохтонные гастингситовые граниты встречены только в поле развития гастингситовых тневых гранитов и что многие специфические особенности состава и структуры роднят их с последними: в тех и других в качестве темноцветных минералов присутствуют такая редкая разновидность роговой обманки, как одноосный гастингсит, и биотит с цветами плеохроизма, не наблюдающимися у биотитов каких-либо других гранитоидов Таймыра. Уже этого достаточно, чтобы высказать предполо-

жение о родственных связях между этими породами. Но аллохтонные и автохтонные гастингситовые граниты характеризуются также повышенным содержанием кварца, постоянным присутствием ортита, аномально высоким содержанием железа и т. д. Исходные гастингситовые тневые граниты — породы лейкократовые, поэтому они могли дать много эвтектоидного расплава даже на самых начальных стадиях селективного плавления, сразу же после достижения температуры образования гранитной эвтектики (640—650°). Последующая кристаллизация лейкогранитного материала привела к образованию вкрапленников калинатрового полевого шпата и лейст кислого олигоклаза. При дальнейшем охлаждении происходили частичное упорядочение калишпата, преобразование его в промежуточный ортоклаз, а местами даже в промежуточный микроклин, а также обособление натрового компонента в отдельную фазу (пертитовые вроски).

В процессе кристаллизации лейкогранитного расплава, возможно, отщеплялся водно-щелочной флюид, который мог вызвать постмагматическую перекристаллизацию. На этой же стадии отмечался рост интерстиционного микроклина, формировались антитериты замещения и развивались микроклиновые порфирообласты.

## Глава 6

### ПЕТРОХИМИЯ ГРАНИТОИДНЫХ РЯДОВ ТАЙМЫРА

Для петрохимической характеристики таймырских изолитогенных гранитных рядов было проанализировано 184 образца из наших коллекций, 110 образцов из коллекции Н. Н. Урванцева (главным образом гастингситовые граниты), а также использованы 78 анализов из работ других авторов. В итоге мы располагаем 372 анализами, которые распределены по типам пород следующим образом:

1. Бiotит-роговообманковые гранитоиды апобазитового и известковисто-грауваккового рядов — 88 анализов (автохтонные — 28, параавтохтонные — 26, аллохтонные — 34).
2. Бiotитовые гранитоиды апограуваккового ряда — 92 анализа (автохтонные — 26, параавтохтонные — 32, аллохтонные — 34).
3. Двуслюдяные граниты апопелитового ряда — 110 анализов (автохтонные — 40, параавтохтонные — 34, аллохтонные — 36).
4. Лепидомелан-гастингситовые граниты апоандезитового (?) ряда — 83 анализа (автохтонные — 36, параавтохтонные — 18, аллохтонные — 28).

#### 6.1. БИОТИТ-РОГОВООБМАНКОВЫЕ ГРАНИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ (АПОБАЗИТОВЫЙ И ИЗВЕСТКОВИСТО-ГРАУВАККОВЫЙ РЯДЫ)

Биотит-роговообманковые гранитоиды включают, как уже отмечалось, породы двух изолитогенных гранитных рядов — апобазитового и известковисто-грауваккового. Петрографически представители этих рядов удовлетворительно различаются лишь в автохтонной части серии, где нередко включения слабо переработанного гнейсосланцевого субстрата, а кроме того, наблюдаются прямые взаимопереходы между гранитоидами и породами, послужившими объектом гранитизации и мигматизации. В параавтохтонной части ряда (и тем более в аллохтонной) никаких геологических, петрографических, минералогических различий между породами этих рядов не улавливается. Это хорошо известно всем геологам, имевшим дело с амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Проблеме различия пара- и ортоамфиболитов посвящено немало исследований. Установлено, что различимы эти породы в основном статистически, по совокупности признаков, при этом наиболее информативны геологические признаки и данные о содержании малых элементов, а стандартные петрографические методы, как и данные о петрогенных элементах, практически ничего не дают [Пара- и ортоамфиболиты..., 1972]. Естественно ожидать, что если нет надежных различий между исходными метаморфитами, то тем более не будет таких различий между развивающимися по этим метаморфитам гранитоидами. Общие петрохимические исследования четко показывают, что по вариациям содержаний петрогенных элементов породы апобазитового и известковисто-грауваккового рядов не различимы, но в то же время от гранитоидов других рядов они отличаются весьма четко и надежно.

Из табл. 6.1 видно, что автохтонные биотит-роговообманковые гранитоиды наиболее близки к стандартному гранодиориту (по Р. Дэли), однако вариации составов очень значительны, о чем говорят высокие значения дисперсии и среднего квадратичного отклонения. Обращение к первичным данным анализов показывает, что отдельные образцы имеют состав гранита (см. табл. 5.2, обр. 2001), нередко образцы, по характеристике *c* и *b* отвечающие гранодиориту, по характеристике *a* — нормальному граниту, а по содержанию свободного кремнезема — диориту (см. табл. 5.1, обр. 110-г). Неоднородность является непременной особенностью их строения. При этом все перечисленные породы от гранита до габбро-диорита не слагают обособленных тел, которые можно было бы картировать. Порой все они могут уместиться в пределах одного штуфа. Поэтому, если придерживаться строгих рамок петрохимической классификации, названия разновидностям автохтонных гранитоидов можно давать только по результатам средних данных большого количества анализов либо по анализам усредненных проб, характеризующих достаточно крупные объемы. В широких пределах варьирует отношение  $K/Na$  (0,3—1,5), но

Таблица 6.1

Средние составы и статистические параметры биотит-роговообманковых гранитоидов (апобазитовый и известково-граувакковый изолитогенные ряды)

Компонент	Автохтонные (28)			Параавтохтонные (26)			Аллохтонные (34)		
	$\bar{X}$	$\Delta X$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\Delta X$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\Delta X$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	64,5	10,61	3,26	64,8	5,67	2,38	66,5	0,82	0,90
TiO <sub>2</sub>	0,9	0,17	0,42	0,7	0,18	0,42	0,5	0,01	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3	1,90	1,38	16,3	2,46	1,57	15,8	0,41	0,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,2	1,04	1,02	1,6	2,37	1,54	1,3	0,09	0,30
FeO	3,7	0,55	0,74	3,1	0,57	0,76	2,5	0,13	0,36
MgO	1,8	0,52	0,72	1,9	0,32	0,56	1,5	0,03	0,19
CaO	3,6	1,80	1,34	3,8	0,54	0,74	2,4	0,09	0,31
Na <sub>2</sub> O	3,8	0,43	0,65	3,6	0,26	0,51	3,7	0,16	0,41
K <sub>2</sub> O	3,2	1,75	1,32	3,3	0,55	0,74	4,6	0,55	0,74

Примечание. Здесь и далее  $\bar{X}$  — среднее содержание, %;  $\Delta X$  — дисперсия;  $\sigma$  — средние квадратичные отклонения. В скобках указано количество анализов.

в большинстве эти породы все же несколько уклоняются к натровым. Лишь в одном случае из 25 отношение K/Na больше 1, в двух — приближается к 1, а в остальных оно меньше 0,7. Нормативная основность плагиоклаза варьирует от 14 до 46% An. Особенности химизма хорошо увязываются с представлениями о метасоматическом генезисе этих пород, а вариации состава, вероятно, обусловлены различиями в составе исходного материала.

В среднем параавтохтонные биотит-роговообманковые граниты весьма близки по составу соответствующим автохтонным породам. Отклонения, по существу, не значимы. Однако, дисперсия содержаний большинства компонентов здесь значительно меньше. Таким образом, петрохимические материалы хорошо согласуются с принятой нами генетической моделью: параавтохтонные массивы сформированы тем же материалом, что и тела автохтонных гранитоидов, поэтому средние составы их практически одинаковы, но частичное плавление, реоморфизм и частичное перемешивание материала при внедрении полуплавленных масс приводили к некоторой гомогенизации последних, поэтому автохтонные граниты характеризуются меньшими вариациями содержаний главных компонентов.

Аллохтонные биотит-роговообманковые граниты представляют собой относительно меланократовые породы, занимающие промежуточное положение между средним гранитом и гранодиоритом. Они заметно богаче кремнием и калием по сравнению с их автохтонными и параавтохтонными аналогами, содержат меньше железа, кальция, магния. Отношение K/Na у них равно 1 и ни в одной пробе не опускается ниже 0,9. Нормативная основность плагио-

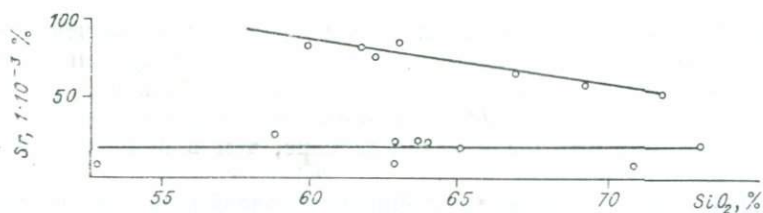


Рис. 6.2. Вариационная диаграмма Sr/SiO<sub>2</sub> для биотит-роговообманковых гранитоидов.

клаза 15—30% An, в среднем — 20% An. Бросается в глаза исключительная выдержанность составов: значения дисперсии SiO<sub>2</sub>, MgO, FeO, CaO на порядок ниже даже в сравнении с параавтохтонными гранитоидами, дисперсия остальных компонентов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O) тоже значительно ниже, хотя и не настолько. Такая выдержанность химического состава согласуется с магматической природой аллохтонных гранитов. Ничто не может способствовать гомогенизации в такой степени, как полное переплавление.

Для целей петрохимического расчленения и корреляции петрографических комплексов наглядны и информативны диаграммы Харкера, отображающие вариации в содержаниях того или иного элемента в зависимости от вариации содержания кремнезема, а также подобные им диаграммы, отображающие вариации отношений любых пар компонентов, характеризующих сравниваемые гранитоиды. На диаграммах CaO/SiO<sub>2</sub> и MgO/SiO<sub>2</sub> (рис. 6.1, см. вкладку) хорошо видно, что автохтонные и аллохтонные биотит-роговообманковые гранитоиды, а также соответствующие метаморфиты дают одну четко выраженную вариационную линию, подтверждающую принадлежность этих пород к одному ряду. Б. Чапел [Chappell, 1984] рекомендует использовать отношение Sr/SiO<sub>2</sub>. Мы имели в своем распоряжении 16 количественных определений стронция в биотит-роговообманковых гранитоидах, в том числе 3 в автохтонных гранитах апобазитового ряда и 4 в автохтонных гнейсо-гранитах известковисто-грауваккового ряда. Кроме того есть 4 определения в ортоамфиболитах — метабазах друзитовой формации и 5 определений в роговообманковых парасланцах — продуктах метаморфизма известковистых граувакк. Все они вынесены на вариационную диаграмму Sr/SiO<sub>2</sub> (рис. 6.2). Как видно на графике, точки анализируемых пород образуют две отчетливые разобщенные полосы, две обособленные вариационные линии. У верхней линии группируются все точки ортоамфиболитов и все явные апобазитовые автохтонные гранитоиды, тогда как у нижней — все точки биотит-роговообманковых метаосадочных сланцев и автохтонных порфиробластических гнейсо-гранитов известковисто-грауваккового ряда. Видимо, и остальные точки (параавтохтонные и аллохтонные гранитоиды) верхней вариационной линии принадлежат апобазитовому ряду, а все точки нижней линии — известковисто-граувакковому. Б. Чапел для гранито-

идов Австралии отмечает, что всем гранитам «апоосадочного» происхождения (S-тип) свойственно пониженное содержание стронция, поскольку в процессе химического выветривания полевых шпатов этот элемент теряется и в терригенных (а особенно в пелитовых) осадках его значительно меньше, чем в полевошпатовых магматических породах.

Завершая характеристику биотит-роговообманковых гранитоидов следует подчеркнуть, что несмотря на направленные изменения средних составов по мере перехода от автохтонных гранитов к аллохтонным с тенденцией приближения к нормальному граниту, для всех пород этого ряда характерны высокое содержание магния и кальция при пониженном содержании кремния (даже аллохтонные члены ряда в среднем ближе к гранодиориту, чем к граниту), отсутствие пересыщенности глиноземом, преобладание натрия над калием. По содержанию стронция биотит-роговообманковые гранитоиды отчетливо подразделяются на два ряда — апобазитовый, с содержанием стронция выше  $50 \cdot 10^{-3}\%$ , и известковисто-граувакковый, с содержанием стронция ниже  $35 \cdot 10^{-3}\%$ .

## 6.2. БИОТИТОВЫЕ ГРАНИТЫ (АПОГРАУВАККОВЫЙ ИЗОЛИТОГЕННЫЙ РЯД)

Апограувакковый изолитогенный ряд составляют порфиробластические биотитовые гнейсо-граниты, порфировидные биотитовые параавтохтонные гранитоиды и порфировидные биотитовые аллохтонные граниты. Как видно из табл. 6.2, где представлены обобщенные данные о химическом составе этих пород, средние составы автохтонных и параавтохтонных гранитоидов очень близки, но в то же время составы отдельных образцов весьма отличаются друг от друга, о чем свидетельствуют большие значения дисперсии и среднего квадратичного отклонения. Авто-

Таблица 6.2

Средние составы и статистические параметры биотитовых гранитоидов (апограувакковый изолитогенный гранитный ряд)

Компонент	Автохтонные (32)			Параавтохтонные (26)			Аллохтонные (34)		
	$\bar{x}$	$\Delta X$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\Delta X$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\Delta X$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	67,9	6,60	2,57	68,7	10,02	3,17	71,5	3,28	1,81
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,11	0,33	0,8	0,08	0,28	0,3	0,01	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	0,98	0,98	14,7	1,13	1,06	14,3	0,51	0,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,9	0,29	0,53	1,0	0,09	1,06	1,4	0,05	0,23
FeO	3,2	0,86	0,69	3,0	1,17	1,08	1,4	0,16	0,41
MgO	1,5	0,38	0,64	1,3	0,26	0,51	1,0	0,07	0,27
CaO	2,7	0,78	0,86	2,2	0,72	0,85	1,8	0,27	0,52
Na <sub>2</sub> O	3,4	0,23	0,48	3,3	0,28	0,53	3,3	0,08	0,29
K <sub>2</sub> O	3,7	0,39	0,62	3,9	0,80	0,89	4,3	0,13	0,36

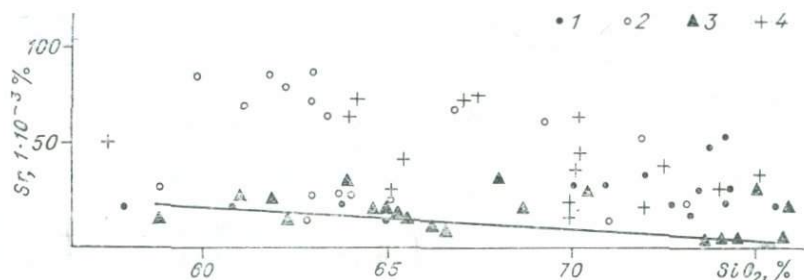


Рис. 6.3. Вариационная диаграмма Sr/SiO<sub>2</sub> для докембрийской гранитной серии Таймыра.

1—4 — ряды: 1 — аподелитовый, 2 — апобазитовый (известковисто-граувакковый), 3 — гастингситовый (апоандезитовый?), 4 — апограувакковый.

хтонные граниты богаты кремнием, калием, но бедны магнием, кальцием, железом. Отличия от пород, рассмотренных в предыдущем разделе, заключаются в том, что для всех членов данного ряда характерно меньшее, чем в аналогичных группах биотит-роговообманковых гранитоидов, содержание кальция, магния, железа, алюминия при большем содержании кремния и калия. Еще нагляднее эти различия выявляются при сопоставлении характеристик Заварицкого. Нормативная основность плагиоклаза у автохтонных и параавтохтонных биотитовых гранитоидов ниже, чем у биотит-роговообманковых, а у аллохтонных гранитов обоих рядов она одинакова.

На вариационных диаграммах CaO/SiO<sub>2</sub> и MgO/SiO<sub>2</sub> (см. рис. 6.1) гранитоиды и метаморфиты апограуваккового ряда дают хорошо выраженные вариационные линии, причем на диаграмме CaO/SiO<sub>2</sub> эта линия достаточно четко отделена от соответствующей линии биотит-роговообманковых (известковисто-граувакковых и апобазитовых) гранитов. Обращает на себя внимание более высокое (в сравнении с гранитоидами) расположение точек метаморфитов (см. рис. 6.1, б). Анализируя особенности состава и строения мигматитов, Б. Кинг писал, что, по его мнению, «...не плавление ведет к образованию пород гранитного состава, а плавятся породы, уже достигшие состава гранитов» [Кинг, 1967, с. 241]. График отношения MgO/SiO<sub>2</sub> заставляет вспомнить это высказывание — весьма вероятно, что для успешного развития селективного плавления в граувакках, известковистых граувакках и метабазитах необходим предшествующий вынос части магния. Что же касается метапелитов, то в них такой предварительной подготовки не требуется — здесь составы метаморфитов и образующихся по ним гранитоидов лежат практически на одной прямой на вариационной диаграмме Sr/SiO<sub>2</sub> (рис. 6.3). Гранитоиды апограуваккового ряда не дают четких линий, а характеризуются разбросом точек в пределах обширного поля, что объясняется широкими вариациями в содержании обломочной фракции — обломков зерен полевых шпатов и эффузивов базитового состава. Чем выше доля этих компо-

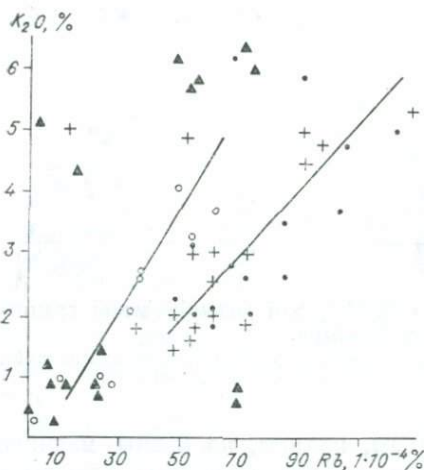


Рис. 6.4. Вариационная диаграмма  $K_2O/Rb$  для докембрийской гранитной серии Таймыра. Усл. обозн. см. на рис. 6.3.

нентов в сложении породы, тем выше содержание стронция. В граувакках с высокой долей цемента оно ниже. В то же время на диаграмме  $K_2O/Rb$  биотитовые гранитоиды апограуваккового ряда достаточно наглядно обособляются от биотит-роговообманковых гранитоидов: хотя имеются единичные незакономерно расположенные точки, вариационные линии биотит-роговообманковых и апограувакковых биотитовых гранитоидов выражены достаточно наглядно (рис. 6.4). Поля рассеяния точек апограувакковых и апопелитовых гранитоидов на этой же диаграмме перекрываются, но тем не менее в целом для апопелитовых гранитов характерна несколько большая относительная обогащенность рубидием.

### 6.3. БИОТИТ-МУСКОВИТОВЫЕ ГРАНИТЫ (АПОПЕЛИТОВЫЙ ИЗОЛИТОГЕННЫЙ РЯД)

Гранитоиды апопелитового изолитогенного гранитного ряда (табл. 6.3) в сравнении с гранитоидами рассмотренных выше рядов содержат больше кремнезема, но заметно беднее железом,

Таблица 6.3

Средние составы и статистические параметры биотит-мусковитовых гранитов (апопелитовый изолитогенный гранитный ряд)

Компонент	Автохтонные (40)			Параавтохтонные (34)			Аллохтонные (36)		
	$\bar{X}$	$\Delta X$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\Delta X$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\Delta X$	$\sigma$
$SiO_2$	70,3	2,89	1,70	70,7	2,54	1,59	72,6	2,47	1,57
$TiO_2$	0,5	0,05	0,23	0,4	0,06	0,24	0,2	0,01	0,09
$Al_2O_3$	15,0	0,56	0,75	15,1	0,79	0,89	14,7	0,69	0,83
$Fe_2O_3$	0,7	0,08	0,28	0,9	0,27	0,52	0,6	0,27	0,52
$FeO$	2,6	1,19	1,00	1,7	0,80	0,89	1,3	0,48	0,69
$MgO$	1,1	0,54	0,73	0,7	0,07	0,27	0,5	0,05	0,22
$CaO$	2,2	0,37	0,61	1,4	0,50	0,71	0,8	0,05	0,23
$Na_2O$	3,5	0,54	0,74	3,4	0,18	0,42	3,5	0,26	0,51
$K_2O$	3,2	1,08	1,04	4,6	0,22	0,47	4,8	0,22	0,47

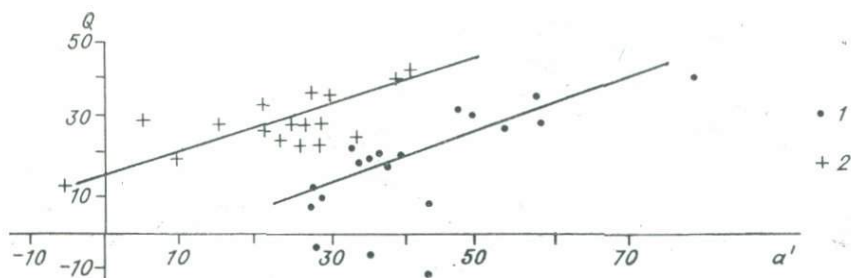


Рис. 6.5. Вариационная диаграмма  $Q/a'$  для гранитоидов апопелитового (1) и апограуваккового (2) рядов.

магнием, кальцием. В них отчетливо выражена пересыщенность глиноземом, хотя его абсолютное содержание, как правило, меньше, чем в биотит-роговообманковых гранитоидах. Средний состав автохтонных и параавтохтонных двуслюдяных гранитов близок среднему докембрийскому граниту (по Р. Дэли), а для аллохтонных гранитов этого ряда ближайшим табличным аналогом являются эвтектоидные позднекинематические граниты (по П. Эскола). Как и в предыдущих рядах, наблюдается сильная дисперсия содержаний в группе автохтонных гранитов; при переходе к группе параавтохтонных гранитов дисперсия уменьшается, но здесь заметно уменьшается и среднее содержание главных мафических компонентов ( $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ) при резком возрастании содержания калия. Аллохтонные граниты характеризуются еще большей однородностью.

В целом для пород данного ряда характерно малое содержание кальция, магния, железа. Резко выражена пересыщенность глиноземом: даже у автохтонных членов значение  $a'$  обычно около 30, тогда как у аллохтонных нередко более 50. Специфично также очень низкое нормативное содержание анортитового компонента в плагиоклазе у аллохтонных гранитов: лишь в 2 пробах из 36 оно выше 12%, в 6 варьирует от 10 до 12%, а в остальных менее 10%. На различных вариационных диаграммах гранитоиды апопелитового ряда обычно тесно ассоциируют с апограувакковыми. Поскольку исходный материал тех и других содержит глинистый цемент и существенно кварцевую алевропсаммитовую фракцию, дело лишь в вариациях этих компонентов (см. рис. 6.1, II; 6.2). Наиболее наглядно апопелитовый и апограувакковый ряды разделяются на вариационной диаграмме, отображающей зависимость между характеристиками  $Q$  и  $a'$  пересчетов по Заварицкому (рис. 6.5).

#### 6.4. ЛЕПИДОМЕЛАН-ГАСТИНГСИТОВЫЕ ГРАНИТЫ АПОАНДЕЗИТОВОГО (!) ИЗОЛИТОГЕННОГО РЯДА

Лепидомелан-гастингситовые граниты составляют весьма специфичный по химизму изолитогенный ряд (табл. 6.4). От наиболее близких к ним биотит-роговообманковых гранитов они отличаются значительно более высоким содержанием железа (6% вместо 3,7%) при одновременном более высоком содержании кремнезема. В то же время они содержат меньше магния, кальция, алюминия. Следствием этого являются высокая относительная железистость —  $j'$  всегда более 50 (у аллохтонных гранитов более 70 при  $m'$  менее 30) и отсутствие характеристики  $c'$ . Вместе с тем это и более натриевые граниты: у автохтонных среднее содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  составляет 4,3%, и хотя при переходе к параавтохтонным и аллохтонным гранитам доля натрия уменьшается, его содержание все равно остается большим, чем у соответствующих гранитов других рядов.

Из малых элементов для этих гранитов характерно повышенное содержание иттрия, наглядно проявляющееся на вариационной диаграмме  $\text{Y}/\text{SiO}_2$ : несмотря на единичные отклонения точки гастингситовых гранитов и гнейсо-гранитов располагаются в верхней части диаграммы (рис. 6.6, а). Та же тенденция выражена на диаграмме  $\text{Y}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  (см. рис. 6.6, б). На обеих диаграммах поля рассеяния точек других изолитогенных рядов полностью перекрываются. Следует подчеркнуть, что гастингситовые граниты не только обособлены на графике пространственно — они отличаются и иным характером связи этих компонентов. Если в среднем содержание иттрия с возрастанием суммарного содержания железа уменьшается, то в гранитоидах и метаморфитах других изолитогенных рядов намечается, хотя и не столь явно, противоположная тенденция. На диаграмме  $\text{Y}/\text{SiO}_2$  картина обратная:

Таблица 6.4

Средние составы и статистические параметры гастингситовых гранитов (апоандезитовый(?) изолитогенный ряд)

Компонент	Автохтонные (36)			Параавтохтонные (18)			Аллохтонные (28)		
	$\bar{X}$	$\Delta X$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\Delta X$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\Delta X$	$\sigma$
$\text{SiO}_2$	65,7	18,38	4,29	67,5	5,09	2,24	71,0	1,68	1,29
$\text{TiO}_2$	0,6	0,19	0,43	0,4	0,02	0,15	0,3	0,01	0,09
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14,7	2,76	1,66	15,2	0,51	0,71	13,6	0,31	0,56
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,4	0,27	0,52	0,4	0,02	0,13	0,4	0,07	0,27
$\text{FeO}$	6,0	7,90	2,81	5,4	2,31	1,52	4,3	0,98	0,99
$\text{MgO}$	1,5	2,24	1,50	1,1	0,30	0,55	0,3	0,22	0,14
$\text{CaO}$	2,3	1,22	1,10	2,1	0,39	0,62	1,1	0,13	0,37
$\text{Na}_2\text{O}$	4,3	0,78	0,88	4,0	0,48	0,70	3,9	0,19	0,44
$\text{K}_2\text{O}$	3,0	2,32	1,52	2,9	0,81	0,90	4,4	0,26	0,51

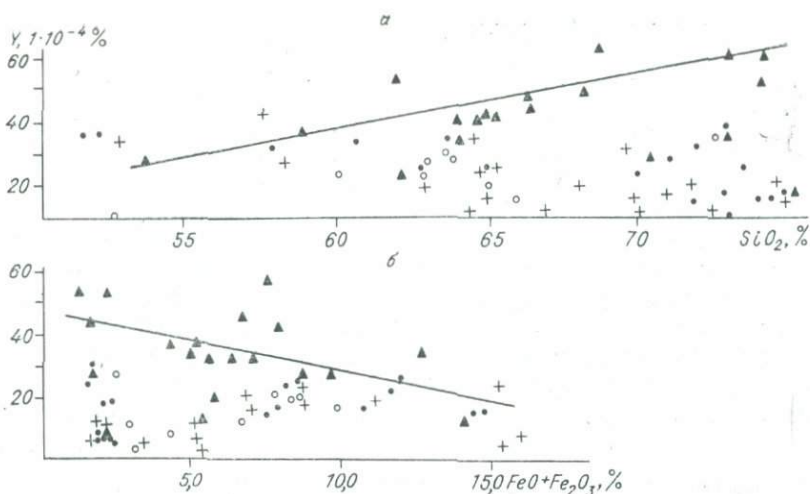


Рис. 6.6. Вариационные диаграммы  $Y/SiO_2$  (а) и  $Y/(FeO + Fe_2O_3)$  (б) для докембрийской гранитной серии Таймыра.  
Усл. обозн. см. на рис. 6.3.

у гастингситовых гранитов связь иттрия и кремния прямая, а у гранитоидов остальных рядов — слабо выраженная обратная.

Довольно неожиданной (и пока необъяснимой) оказалась вариационная диаграмма  $K_2O/Ga$  для гастингситовых гранитоидов (рис. 6.7). На ней четко выражены две обособленные вариационные линии с содержаниями калия менее 2% и более 4%. Видимо, исходный материал здесь неоднороден, и не исключено, что в дальнейшем более детальное исследование выявит среди гастингситовых гранитов два обособленных изолитогенных ряда. Отчасти эта же двойственность наблюдается и на вариационной диаграмме  $Zr/SiO_2$ , где намечаются две пересекающиеся линии точек гастингситовых гранитов (рис. 6.8).

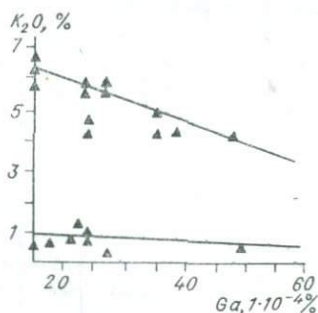


Рис. 6.7. Вариационная диаграмма  $K_2O/Ga$  для гастингситовых гранитов.

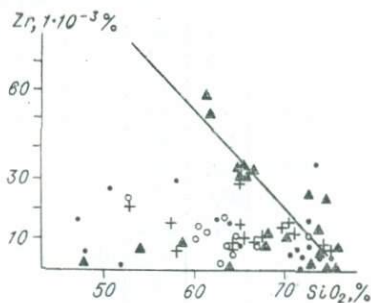


Рис. 6.8. Вариационная диаграмма  $Zr/SiO_2$  для докембрийских гранитоидов Таймыра.  
Усл. обозн. см. на рис. 6.3.

**6.5. О НАСЛЕДОВАНИИ  
ОСОБЕННОСТЕЙ ХИМИЗМА СУБСТРАТА**

Сопоставление вариаций содержания петрогенных элементов по всем рядам (табл. 6.5) показывает, что по мере перехода от автохтонных гранитоидов через параавтохтонные к аллохтонным составы пород выравниваются, все более приближаясь к гранитной эвтектике. Такая гомогенизация подтверждает представление о палингенно-анатектическом происхождении конечных членов гранитной серии. Однако происходит не только выравнивание составов, в этой же последовательности преобразований во всех изолированных рядах наблюдается обогащение новообразованных членов ряда кремнием и калием при уменьшении содержания железа, магния, кальция. Если средние составы автохтонных и параавто-

Таблица 6.5

Сопоставление средних составов различных гранитоидов Таймыра и их числовых характеристик по Заварицкому

Компонент	Амфибол-биотитовые гранитоиды (I)			Биотитовые гранитоиды (II)			Двуслюдяные гранитоиды (III)			Гастингситовые гранитоиды (IV)		
	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В
SiO <sub>2</sub>	64,5	64,8	66,5	67,9	68,7	71,5	70,3	70,7	72,6	65,7	67,5	71,0
TiO <sub>2</sub>	1,0	0,7	0,5	0,7	0,8	0,3	0,5	0,4	0,2	0,5	0,4	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3	16,3	15,8	14,9	14,7	14,3	15,0	15,1	14,7	14,7	15,2	13,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,2	1,6	1,3	0,9	1,0	1,4	0,7	0,9	0,6	0,4	0,4	0,4
FeO	3,7	3,1	2,5	3,2	3,0	1,4	2,6	1,7	1,3	6,0	5,4	4,3
MnO	0,05	0,07	0,1	0,06	0,06	0,05	0,05	0,03	0,03	0,1	0,1	0,1
MgO	1,8	1,9	1,5	1,5	1,3	1,0	1,1	0,7	0,5	1,5	1,1	0,3
CaO	3,6	3,8	2,4	2,7	2,2	1,8	2,2	1,4	0,8	2,3	2,1	1,1
Na <sub>2</sub> O	3,8	3,6	3,7	3,4	3,3	3,3	3,5	3,4	3,5	4,3	4,0	3,9
K <sub>2</sub> O	3,2	3,3	4,6	3,7	3,9	4,3	3,2	4,6	4,8	3,0	2,9	4,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,1	0,1	0,05
<i>s</i>	74,0	75,2	76,1	77,1	77,6	79,1	77,7	78,3	79,3	74,7	75,8	78,8
<i>a</i>	13,1	13,1	14,8	12,7	13,6	13,1	11,9	14,2	14,0	13,8	12,9	14,6
<i>b</i>	8,4	7,2	6,0	6,9	6,3	5,8	7,8	6,0	5,8	8,7	8,7	5,3
<i>c</i>	4,5	4,5	3,1	3,2	2,5	2,0	2,6	1,5	0,9	2,8	2,6	1,3
<i>a'</i>	—	—	—	7,8	20,2	27,6	30,5	40,0	52,2	1,6	15,5	7,5
<i>c'</i>	0,0	2,9	0,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	61,0	57,1	57,4	55,9	50,4	43,7	46,6	41,1	34,1	69,7	63,6	83,7
<i>m'</i>	39,0	40,0	41,6	36,3	29,4	28,7	22,9	18,9	13,6	28,7	20,9	8,8
<i>Q</i>	17,3	19,7	25,7	25,8	27,2	30,0	29,0	26,7	29,7	21,8	23,2	26,4
K/Na	0,6	0,6	0,8	0,7	0,8	0,9	0,6	1,0	1,0	0,4	0,5	0,7
<i>N</i> <sub>PI</sub>	32	30	20	24	20	20	25	18	8	22	27	13
Кол-во анализов	28	26	34	26	32	34	40	34	36	36	18	28

Примечание. А — автохтонные, Б — параавтохтонные, В — аллохтонные гранитоиды.

хтонных гранитов почти одинаковы, то средние содержания кремния и калия в аллохтонных гранитоидах соответствуют их максимальным содержаниям в автохтонных и параавтохтонных гранитоидах, а средние содержания железа, магния, кальция ниже минимальных в автохтонных. Объяснить такие изменения без привлечения механизма привноса и выноса невозможно. По нашему мнению, представленные аналитические данные свидетельствуют о том, что при ультраметаморфизме параллельно с переплавлением продолжается гранитизация недоплавленных реликтов субстрата.

Наши материалы не позволяют определить источник привносимого кремния и калия. Им могут быть глубинные гранитообразующие флюиды [Коржинский, 1972; Изох, 1965], могут быть и флюиды, формирующиеся в основании земной коры, в зоне дегранитизации [Белоусов, 1966, 1978; Судовиков, 1964]. Но все же мы считаем нужным обратить внимание читателя на еще один физико-химический фактор, не привлекавшийся до сих пор петрологами и геохимиками для объяснения миграции вещества в зоне гранитообразования. Речь идет о принципе Соре, в соответствии с которым в расплавах, существующих в условиях градиента температур, проявляется термодиффузия, при которой легкоплавкие компоненты движутся в зону низких температур (к холодному контакту), а тугоплавкие — в зону высоких. Область мигматизации охватывает глубокую часть амфиболитовой фации (от 600—650°) и верхнюю часть гранулитовой (примерно до 900—950°). Градиент температур мигматитовой зоны близок, таким образом, к 300°. Холодный контакт этой зоны — верхний, горячий — нижний. Согласно принципу Соре, к верхнему контакту должны перемещаться легкоплавкие (гранитофильные) компоненты, а к нижнему — элементы, относимые Н. Н. Амшиным [1973] к нисходящему ряду миграции: Mg, Fe, Ca, при гранитизации обычно выносимые.

Казалось бы, одинаково направленные преобразования должны стирать различия между гранитоидами разных изолиогенных рядов, аллохтонные члены разных рядов должны быть более сходны, чем автохтонные. Однако это не так. Статистическая обработка анализов таймырских гранитоидов показала, что в действительности различия в химизме не только не исчезают, но напротив — становятся более четкими. Это хорошо иллюстрирует табл. 6.6. Сравнение по четырем параметрам (содержание  $\text{SiO}_2$ , FeO, MgO, CaO) показало, что в каждом ряду нет значимых различий между автохтонными и параавтохтонными гранитоидами, но однотипные группы разных рядов значимо различимы, как правило, по всем четырем параметрам, реже по трем или двум, причем величина различия между соответствующими группами параавтохтонных гранитоидов больше, чем у автохтонных, а у аллохтонных — еще больше. Показательны результаты вычисления «интегральной меры отличия», рассчитанной по методике Ю. Г. Шестакова [1982] на ЭВМ «Наири» по суммарному эффекту значений характеристик Заварицкого. Каждой характеристике придавалась равная «условная цена», но даже при таком подходе видно, что различия в



Вариации «меры отличия» различных гранитоидов по суммарному эффекту характеристик Заварицкого

Ряд	Автохтонные	Параавтохтонные	Аллохтонные
Объединенный апобазитовый и известковисто-граувакковый	$\frac{0,0}{28(IA)}$	$\frac{6,6}{26(IB)}$	$\frac{9,2}{34(IV)}$
Апограувакковый	$\frac{8,9}{32(IIA)}$	$\frac{10,1}{26(PIB)}$	$\frac{15,3}{34(PIV)}$
Апопелитовый	$\frac{12,9}{40(IIIA)}$	$\frac{18,8}{34(PIIB)}$	$\frac{26,9}{36(PIIV)}$

Примечание. Всего использовано 290 анализов. В качестве исходной модели для сопоставления принята группа автохтонных гранитов апобазитового ряда (методика Ю. Г. Шестакова [1982]). В числителе — «мера отличия», в знаменателе — количество анализов, использованное для вычисления «меры отличия» гранитоидов данной группы, в скобках — номер группы гранитоидов в соответствии с табл. 6.6.

пределах ряда оказываются много меньшими, чем различия между однотипными гранитоидами разных рядов (табл. 6.7). При этом наиболее резко отличия именно между аллохтонными членами.

Сохранение (и даже усиление) различий в химизме, несмотря на единую направленность эволюции состава по мере развития серии, объясняется тем, что параллельно с привнесением одних элементов и выносом других идет процесс гомогенизации преобразуемых пород, а потому снижаются вариации содержания отдельных элементов, уменьшается дисперсия и исчезают области перекрытия содержаний, что хорошо видно на рис. 6.9. Хотя содержание магния в продуктах ультраметаморфизма метапелитов и метаграувакк меняется в одном и том же направлении (снижается), уменьшение дисперсии приводит к исчезновению областей перекрытия. В итоге различия в содержании магния между аллохтонными гранитами апопелитового и апограуваккового рядов более значимы, чем между автохтонными гранитоидами тех же рядов. Аналогичную картину дают графики содержания железа и кальция.

Такое сохранение в пределах ряда относительной обогащенности отдельными петрогенными и малыми элементами, присущей их исходным породам, позволяет использовать данные о хи-

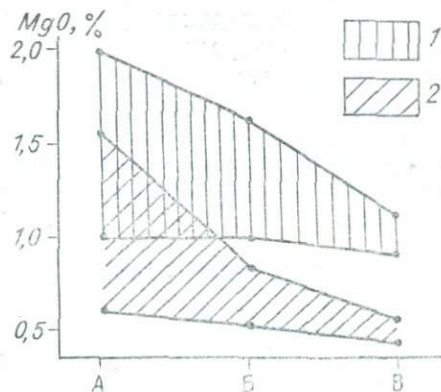


Рис. 6.9. График вариаций содержания магния в гранитоидах Таймыра.

А — автохтонные, Б — параавтохтонные, В — аллохтонные; 1, 2 — области вариаций содержания магния в гранитоидах апограуваккового (1) и апопелитового (2) рядов.

мизме в качестве одного из главных признаков для определения типа изолитогенного ряда. При этом наиболее информативны те элементы, которые при гранитообразовании выносятся из исходных пород (магний, железо, кальций, титан, стронций, рудные элементы, редкие земли), либо те, которые содержатся в исходном субстрате в количестве, многократно превышающем масштабы привноса (кремний). В то же время вариации в содержаниях таких элементов, как калий, рубидий, цезий, свидетельствуют главным образом не об особенностях исходного материала, а о достигнутом уровне его преобразования. Особое положение занимает натрий. В таймырской серии его содержание по мере эволюции ряда обычно существенно не меняется, а иногда (гастингситовые граниты) у аллохтонных членов ряда оно даже падает. Но в литературе описывается множество примеров, когда натрий при гранитизации привносится. Во всяком случае при палеолитологических реконструкциях этот элемент следует использовать с большой осторожностью и только с учетом содержаний в породе других компонентов.

## Глава 7

### **О НАСЛЕДОВАНИИ ОСОБЕННОСТЕЙ МИНЕРАЛОВ СУБСТРАТА ПРИ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМЕ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИИ**

Основные сведения о минералах, слагающих таймырские гранитоиды, приведены в петрографическом описании соответствующих пород. Здесь мы остановимся лишь на некоторых моментах их сравнительной характеристики, позволяющих в первую очередь выявить особенности, предопределенные составом и природой исходных пород, а потому в той или иной степени сохраняющиеся на всех стадиях гранитообразования. Однако в большинстве случаев эти первичные (унаследованные) особенности состава и структуры минералов невозможно выявить, если не принимать во внимание направленные изменения, которые происходят в них при переходе от автохтонных метасоматитов к аллохтонным анатектитам. Поэтому параллельно мы будем рассматривать и закономерности изменения типоморфных минералов, свойственных тем или иным изолитогенным гранитным рядам, по мере их формирования.

#### **7.1. ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ**

Важнейшей составной частью гранитоидов является калиевый полевой шпат. Зачастую именно его развитие и предопределяет преобразование метаморфитов в гранит. Подавляющее

большинство метаморфических пород Таймыра содержит только плагиоклаз, а калиевый полевой шпат развивается в них лишь в процессе ультраметаморфизма.

Интересные результаты были получены при изучении вариаций степени упорядоченности калиевых полевых шпатов в различных гранитоидах Таймыра, для чего выполнено 180 определений рентгенографической триклинности, сопровождавшихся определениями угла оптических осей [Махлаев, Короткевич, 1970]. Оказалось, что для автохтонных метасоматитов характерен максимальный микроклин ( $\Delta\rho = 0,8-1,0$ ;  $-2V = 80-88^\circ$ ). Весьма существенно, что он практически не содержит альбитового компонента и, как правило, не пертитизирован. В параавтохтонных гранитах упорядоченность калиевого полевого шпата варьирует в очень широких пределах: наиболее характерны промежуточные триклинные ортоклазы и промежуточные микроклины ( $\Delta\rho = 0,2-0,7$ ;  $-2V = 60-76^\circ$ ), реже встречаются в них высокие ортоклазы и высокие триклинные ортоклазы ( $\Delta\rho = 0-0,6$ ;  $-2V = 44-60^\circ$ ), очень редки низкие триклинные ортоклазы и крипто-решетчатые микроклины ( $\Delta\rho = 0,75-0,85$ ;  $-2V = 74-86^\circ$ ), не встречены максимальные микроклины. Следует подчеркнуть, что все эти вариации упорядочения могут наблюдаться не только в одном шлифе, но даже в пределах одного крупного зерна. Степень пертитизации во всех параавтохтонных гранитах, как правило, невелика, но все же в отличие от автохтонных метасоматитов эти породы иногда содержат пертитизированный микроклин.

В аллохтонных магматических гранитоидах калишпат различен в породах разных групп. В биотитовых и биотит-амфиболовых порфирированных гранитах и гранодиоритах он присутствует почти исключительно во вкрапленниках и принадлежит к высокому ортоклазу ( $\Delta\rho = 0,0$ ;  $-2V = 40-60^\circ$ ) либо (реже) к высокому триклинному ортоклазу ( $\Delta\rho = 0,2-0,5$ ;  $-2V = 50-60^\circ$ ). Пертитизация, в отличие от гранитов предыдущих групп, очень интенсивная — пертитовые вроски слагают до 30% площади зерен в шлифе. В двуслюдяных гранитах, напротив, содержится только пертитизированный максимальный микроклин ( $\Delta\rho = 0,9-1,0$ ;  $-2V = 84-88^\circ$ ). В гастингситовых гранитах наряду с интенсивно пертитизированным промежуточным ортоклазом ( $\Delta\rho = 0,2-0,5$ ;  $-2V = 64-68^\circ$ ) и грубопертитовым промежуточным микроклином ( $-2V = 70-74^\circ$ ), слагающим вкрапленники, обилён лишенный пертитовых вросток максимальный микроклин ( $-2V = 86-88^\circ$ ), развивающийся на стадии аутометасоматической переработки.

Очевидно, высокая упорядоченность калишпатов автохтонных гранитоидов и отсутствие в них пертитов обусловлены сравнительно низкой температурой образования (менее  $600-650^\circ$ ) и очень медленным ростом, что характерно для метасоматоза. Кристаллографически установлено, что решетчатый микроклин может обра-

зоваться лишь вследствие упорядочения моноклинного калишпата. Видимо, при метасоматической гранитизации скорость роста порфиробласт меньше скорости их упорядочения. В результате во всем объеме достигается максимальная триклинность и не остается никаких реликтов моноклинной стадии. Повышение температуры приводит к разупорядочению микроклина. Поэтому для параавтохтонных реоморфитов характерны промежуточные микроклины и ортоклазы. Пертитизация и здесь в большинстве зерен слабая, поскольку на состав минерала повышение температуры не влияло. Однако реоморфные массы были частично расплавленными, и тот калиевый полевой шпат, который кристаллизовался из расплава, был уже натрово-калиевым. При медленном охлаждении такие зерна пертитизировались.

Значительное содержание пертитовых вростков и низкая триклинность калишпатов магматических аллохтонных гранитов не нуждаются в объяснении. В сравнительно «сухих» и высокотемпературных биотитовых и биотит-амфиболовых гранитах калиевый полевой шпат претерпел впоследствии лишь незначительное упорядочение. В двуслюдяных гранитах вследствие высокого содержания летучих компонентов в исходной магме интенсивно проявились процессы автометасоматоза и постмагматической перекристаллизации. Те зерна полевых шпатов, которые мы видим в этих гранитах сейчас, сформированы именно в эту, постмагматическую, стадию. Поэтому для магматических двуслюдяных гранитов, как и для автохтонных метасоматитов, характерен непертитизированный максимальный микроклин. Магма гастингситовых гранитов была беднее летучими, и автометасоматическая перекристаллизация в них проявилась не столь полно. Поэтому мы наблюдаем в них как частично упорядоченные ортоклаз-пертиты магматической стадии, так и чистые микроклины высшей триклинности, сформировавшиеся при автометасоматозе.

Плаггиоклаз в гранитоидах всех рассмотренных рядов обладает отчетливо выраженной тенденцией к снижению основности по мере перехода от метасоматических гранитов к магматическим. Уже при метасоматической гранитизации гнейсов наблюдается как постепенное «раскисление» плаггиоклаза основной ткани, так и формирование более кислых плаггиоклазовых порфиробласт. В параавтохтонных гранитах реальная и нормативная основность плаггиоклаза ниже, чем в автохтонных, а в аллохтонных — еще ниже. Однако, несмотря на общую направленность таких изменений, различия в основности плаггиоклазов пород разных рядов лишь сглаживаются к конечным членам ряда, но так и не ликвидируются. Если в биотит-амфиболовых и биотитовых аллохтонных гранитах обычен олигоклаз ( $>20\%$  An), то в двуслюдяных аллохтонных гранитах плаггиоклаз представлен альбитом (5—9% An), а в гастингситовых — кислым олигоклазом (18—20% An).

## 7.2. БИОТИТЫ

Весьма интересны результаты изучения вариаций свойств и состава биотитов. В работах последних лет неоднократно обсуждался вопрос о поведении биотита при региональном прогрессивном метаморфизме и ультраметаморфизме. Большинство исследователей подчеркивают зависимость химизма биотитов метаморфических пород от термодинамических условий, т. е. от достигнутого уровня метаморфизма. В подтверждение этого приводятся убедительный фактический материал и анализ диаграмм равновесия, показывающий, что распределение компонентов между сосуществующими минералами, а следовательно и их состав, меняется с изменением  $PT$ -условий. Справедливости ради следует подчеркнуть, что, как правило, речь идет преимущественно о вариациях в содержании железа и магния.

Изучение биотитов из таймырских пород показало, что по мере увеличения степени гранитизации с переходом от гнейсов к тeneвым автохтонным гранитоидам показатель преломления биотита и густота его окраски возрастают, что свидетельствует о возрастании железистости. Это подтверждается и химическими анализами. Особенно показательно сопоставление составов биотитов из единой серии образцов, взятых из участков единого, в разной степени гранитизированного пласта. Так, биотит из силлиманит-кордиеритового гнейса (обр. 2045-1) содержит 17,5% FeO и 9,3% MgO, тогда как биотит из развивающегося по этому гнейсу теневого гранита (обр. 2045-3) — 21,5% FeO и всего 6,5% MgO. В серии 110 содержание FeO в биотите в обр. 110а составляет 17,21%, а в обр. 110г — 19,75%; содержание MgO равно 12,58 и 10,42% соответственно. В серии У/84—У/85 (гастингситовые гнейсы — гастингситовые тeneвые граниты) картина такая же: в обр. У/84 содержание FeO в биотите равно 17,50%, MgO — 7,76%, а в обр. У/85 — соответственно 22,2 и 5,16%.

Если железистость биотита, а вместе с ней показатель преломления и густота окраски зависят от степени гранитизации и в каждом ряду достигают максимума в аллохтонных магматических гранитах, то тип окраски, ее оттенки устойчиво сохраняются в пределах рядов от начальных до конечных членов, причем в породах разных рядов они оказываются различными. Ряд апопелитовых высокоглиноземистых субщелочных двуслюдяных гранитов характеризуется присутствием биотита, плеохроирующего в сочных красно-коричневых тонах; биотит в породах апограуваккового ряда умеренно глиноземистых щелочно-земельных биотитовых гранитов плеохроирует в коричневых и желто-коричневых тонах без красных оттенков; у биотита апобазитовых и известковисто-граувакковых щелочно-земельных биотит-роговообманковых гранитов отчетливо выражены зеленые оттенки — он плеохроирует от зеленовато-желтого через желто-зеленый до зеленовато-бурого; наконец, биотит в субщелочных железистых гастингситовых гранитах представлен лепидомеладом, плеохроирующим в оливково-

зеленых тонах без бурых оттенков. Наиболее обычная схема плеохроизма: *Np* — бледный зеленовато-желтый, *Nm* — оливково-зеленый, *Ng* — очень темный оливково-зеленый до черного. Сопоставление химических составов совершенно неожиданно показало, что биотиты разного цвета содержат различное количество глинозема, тогда как вариации в содержании других компонентов, в том числе и таких явных хроматофоров, как титан, закисное и окисное железо, марганец, не закономерны и не обнаруживают корреляции с изменениями окраски. Сочный красно-коричневый биотит содержит 17,5—18,5%  $Al_2O_3$ , незначительно отличающийся от него по цвету коричневый биотит — около 17%, буро-зеленые биотиты — 14—16,5% и, наконец, интенсивно плеохроирующие оливково-зеленые лепидомеланы — 11—12% (табл. 7.1). В связи с этим интересно отметить, что, по данным Э. П. Изоха [1965], биотит в высокоглиноземистых гранитах самых разных регионов мира всегда плеохроирует в сочных красно-коричневых либо красно-бурых тонах. Хотя в его работе нет сведений о химическом составе минералов, естественно предположить, что в высокоглиноземистых гранитах и биотит должен содержать много глинозема. Г. М. Другова приводит результаты химических анализов биотитов из различных метаморфических пород Алданского щита [Геология..., 1965]. И здесь зеленые биотиты содержат 12—16%  $Al_2O_3$ , а красно-бурые — больше 17%.

Помимо 46 полных химических анализов биотитов из различных метаморфитов и гранитоидов Таймыра в нашем распоряжении было 104 количественных рентгеноспектральных определения содержания глинозема в биотитах этих пород. Таким образом, всего имеется 150 количественных определений содержания глинозема. Обработка их выявила интересные закономерности: если сгруппировать анализы биотитов из гранитов по принадлежности последних к одному из изолитогенных рядов, дополнив их анализами биотитов из метаморфических пород, являющихся субстратом для данного ряда, получим четыре отчетливо обособленных группы. Средние содержания  $Al_2O_3$  в смежных группах разнятся на величину, существенно превышающую среднее квадратичное отклонение, а пределы вариаций каждой группы не перекрывают значений других групп (см. табл. 7.1).

Зависимость содержания глинозема в биотитах магматических пород от химизма была выявлена Ноккольдсом. Для метаморфических пород она показана Е. Н. Ушаковой [Фации..., 1970], установившей, что биотиты глиноземистых гнейсов содержат значительно больше  $Al_2O_3$ , чем биотиты из магнезиально-кальциевых гнейсов. Наши материалы позволяют высказать предположение, что эта закономерность универсальна и что биотиты ультраметаморфитов перекидывают мостик от биотитов разных «парагенетических» типов, выделенных Е. Н. Ушаковой при изучении метаморфитов, к разнообразным биотитам магматических гранитоидов. Если же сгруппировать биотиты по степени преобразования пород, т. е. объединить в группы анализы биотитов из пород амфи-

Таблица 7.1

Содержание глинозема (%) в биотитах из гранитоидов и метаморфитов Таймыра, принадлежащих одинаковым изолиогенным рядам

Породы	Ряд	Кол-во проб	$\bar{X}$	$X_{\min}-X_{\max}$
Субщелочные глиноземистые (двуслюдяные) граниты и гнейсо-граниты, силлиманитовые и кордпериновые гнейсы, ставролитовые сланцы	Анопелитовый	38	19,5	17,7—22,8
Умеренно глиноземистые (биотитовые) граниты, гнейсо-граниты, биотитовые гнейсы и сланцы	Апограувакковый	39	16,8	16,0—17,5
Щелочно-земельные (биотит-амфиболовые) граниты и гнейсо-граниты, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы	Апобазитовый	37	15,6	14,6—16,3
Субщелочные железистые (гастингситовые) гранитоиды и гнейсы	Апоандезитовый	36	11,2	10,6—13,2

болитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, а также крайних членов гранитной серии (автохтонных и аллохтонных гранитов), то по содержанию глинозема все полученные таким образом группы фактически полностью перекрываются (табл. 7.2). Видимо, содержание  $Al_2O_3$  в биотите определяется только химизмом породы в целом (а следовательно, и первичной литологией исходного материала), но совершенно не зависит от степени метаморфизма и достигнутого уровня ультраметагенных преобразований [Махлаев, Коробова, 1972]. Количественные рентгеноспектральные анализы показали, что в биотите из пород пелитового ряда (высокоглиноземистые сланцы, гнейсы и анопелитовые двуслюдяные гранитоиды) присутствует олово (0,01—0,02%), тогда как биотит других рядов олова не содержит, но зато в биотитах гнейсов и грани-

Таблица 7.2

Содержание  $Al_2O_3$  (%) в биотитах из аллохтонных и автохтонных гранитоидов и пород разных фаций метаморфизма

Породы	Кол-во проб	$\bar{X}$	$X_{\min}-X_{\max}$
Сланцы эпидот-амфиболитовой фации	27	18,9	14,8—21,9
Гнейсы и сланцы амфиболитовой фации	39	17,8	12,3—22,8
Автохтонные гнейсо-граниты	43	17,0	10,8—21,3
Аллохтонные гранитоиды	41	17,6	10,6—21,5

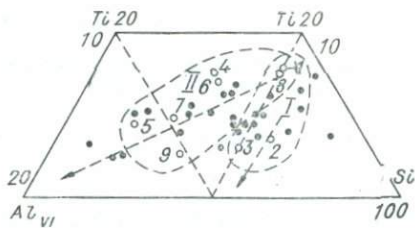


Рис. 7.1. Усредненные составы биотитов гранитоидов и метаморфических пород докембрия Украины [по Усенко и др., 1971].

Залитые кружки — биотиты гранитоидов, незалитые — биотиты метаморфитов. I — поле средних составов биотитов из пород, богатых СаО («апобазитовые» гранитоиды и метаморфиты); II — поле средних составов биотитов из метапелитов и «апопелитовых» гранитоидов. 1—3 — основные гнейсы гранулитовой (1), амфиболитовой (2) и эпидот-амфиболитовой (3) фаций; 4, 5 — высокоглиноземистые гнейсы гранулитовой (4) и амфиболитовой (5) фаций; 6, 7 — умеренно глиноземистые гнейсы гранулитовой (6) и амфиболитовой (7) фаций; 8, 9 — глиноземистые гнейсы гранулитовой (8) и амфиболитовой (9) фаций.

тасоматической гранитизации, так и при последующем палингенезе и кристаллизации биотита из палингенной магмы. Поэтому не только при метаморфизме, но и «в процессе гранитизации изме-

тоидов известковисто-грауваккового ряда иногда обнаруживается вольфрам (0,01—0,03%).

Данные о специфичности химизма биотитов из пород разных изолитогенных рядов были получены сотрудниками Института геохимии и физики минералов АН УССР при изучении метаморфитов и гранитоидов Украинского щита [Усенко и др., 1971, 1972]. Материалы более 400 полных химических анализов показали, что, хотя содержание в биотите ряда элементов, например магния и железа, в процессе гранитизации существенно меняется, содержание других (и прежде всего титана, кремния и алюминия) остается практически постоянным, как на протяжении мета-

Таблица 7.3

Содержание глинозема (%) в биотитах метаморфических пород Алданского щита и продуктов их гранитизации [по Петрову, Макрыгиной, 1975]

Номер образца	Порода	Субстрат	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1б	Биотитовый гнейс	Граувакковый	16,40
2б	Мигматит по биотитовому гнейсу		16,56
3б	Биотитовый гнейсо-гранит		17,48
1кр	Гиперстеновый гранат	Аркозовый	17,45
2кр	Мигматит по гиперстеновому граниту		17,93
3кр	Гиперстеновый гнейсо-гранит		17,84
1бг	Силлиманит-кордиерит-биотит-гранитовый гнейс	Пелитовый	18,92
2бг	Мигматит по силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовому гнейсу		19,22
3бг	Гнейсо-гранит		18,75
3а	Диопсид-амфиболовый гнейс	Базитовый	15,85
4а	Мигматит по диопсид-амфиболовому гнейсу		15,32
7а	Гнейсо-гранит диопсид-амфиболовый		14,52

нения, происходящие в составе биотитов, не настолько велики, чтобы полностью стереть те их особенности, которые заложены благодаря специфике состава исходных для гранитов пород. Главная особенность биотита — содержание алюминия... — сохраняется вплоть до типичных магматогенных гранитов» [Усенко и др., 1972, с. 113]. На диаграмме Si—Ti—Al<sub>VI</sub> (рис. 7.1) точки составов апопелитовых и апобазитовых гранитоидов ассоциируют с точками соответствующих метаморфитов, образуя обособленные «шелитовые» и «базитовые» поля рассеяния. Точки промежуточного состава, по-видимому, отвечают гранитоидам и метаморфитам грауваккового изолиитогенного ряда.

Интересные материалы приведены в монографии Б. В. Петрова и В. А. Макрыгиной «Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма» [1975]. Сопоставление составов биотитов из серий образцов, отображающих последовательные стадии преобразования пелитов, псаммитов и базитов от соответствующих гнейсов через мигматиты до ультраметагенных гранитоидов, показывает, что и в этих сериях содержание глинозема в биотите определяется химизмом исходных пород и никак не зависит от достигнутого уровня преобразования (табл. 7.3).

### 7.3. АМФИБОЛЫ

Амфиболы в таймырских гранитоидах представлены обыкновенной роговой обманкой (объединенный апобазитовый и известковисто-граувакковый ряды) и гастингситом (ряд субщелочных железистых гранитов). В породах других рядов они отсутствуют. Вариации свойств амфиболов по мере эволюции гранитного ряда не столь закономерны, как у биотитов. Можно отметить, что по мере возрастания степени гранитизации и плеохроизма роговой обманки на смену буровато-зеленым тонам приходят чистые изумрудно-зеленые и даже сине-зеленые тона. Гастингсит и в более гранитизированных породах обладает более густой окраской. Одновременно уменьшается величина угла оптических осей с 40—50° до 10—20° и даже до 0°, что, по-видимому, обусловлено возрастанием щелочности. Весьма показательны изменения форм развития амфибола. Для автохтонных гранитов (как роговообманковых, так и гастингситовых) характерны неправильные интенсивно корродированные зерна. Однако уже в метатекте мигматитов роговая обманка нередко образует хорошо сформированные призмы. Отдельные идиоморфные зерна ее, кристаллизовавшиеся, видимо, из расплава, встречаются и в параавтохтонных гранитах. Наконец, в магматических гранитах амфибол представлен, как правило, субидиоморфными призматическими кристаллами. Константы «магматогенного» амфибола практически идентичны константам амфиболов гранитизированных гнейсов соответствующих рядов. Достаточно сравнить гастингсит тневых гнейсо-гранитов и магматических гранитов. Имеющиеся немногочисленные хими-

ческие анализы также показывают близость составов роговых обманок метаморфитов и гранитоидов одного изолитогенного ряда при существенном отличии их от составов амфиболов другого ряда.

Амфиболы разных изолитогенных гранитных рядов различаются также и по свойственным им малым элементам. Роговая обманка гранитоидов известковисто-грауваккового ряда содержит вольфрам (0,1—0,2%), который в роговой обманке апобазитовых гранитов отсутствует, зато роговая обманка апобазитовых гранитов характеризуется присутствием хрома, никеля, кобальта.

#### 7.4. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Нами были изучены особенности некоторых акцессорных и рудных минералов. Объем этих исследований явно недостаточен, и пока можно говорить лишь о предварительных результатах. Однако они представляют интерес, поскольку подтверждают в общих чертах те же закономерности, что выявляются при изучении породообразующих минералов: на фоне направленных изменений, обусловленных прогрессивным развитием ультраметаморфизма, некоторые особенности химизма и облика этих минералов свойственны всем породам одного ряда и не характерны для гранитоидов других рядов. Наиболее универсальным акцессорным минералом, присутствующим в метаморфитах и гранитоидах всех изолитогенных рядов, является циркон. По мере перехода от метаморфитов через автохтонные и реоморфические гранитоиды к аллохтонным магматическим наблюдается рост общего содержания циркона на фоне резкого уменьшения доли детритового окатанного циркона, унаследованного от исходных осадочных пород (табл. 7.4, 7.5). То и другое вполне обосновано: первичный детритовый циркон резорбируется, растворяется в расплаве, а новообразованный циркон формируется за счет циркония, который высвобождается из разрушающихся при гранитизации темноцветов — биотита и роговой обманки. Возрастает отношение циркония к гафнию, что хорошо видно на рис. 7.2. Этот же график иллюстрирует общую

Таблица 7.4

Оценка параметров распределения окатанного циркона (процент от общего содержания) в различных породах Таймыра [по Василенко, Забияка, 1976]

Параметр	Песчаники	Гнейсы и сланцы	Граниты		
			автохтонные	параавтохтонные	аллохтонные
Число наблюдений	15	45	49	20	30
Среднее содержание	89,93	72,69	15,41	10,7	8,7
Максимальное значение	96,0	93,0	41,0	26,0	25,0
Минимальное значение	84,0	54,0	3,0	0,1	0,1
Стандартное отклонение	3,65	9,77	9,68	6,6	6,0
Коэффициент вариации	4	13	62	62	74

Таблица 7.5

Содержание циркона (г/т) в таймырских гранитоидах различных типов и коэффициент вариации (%) [по Василенко, Забияка, 1976]

Граниты	Изолитогенный ряд					
	апограувакковый			апопелитовый		
	<i>n</i>	$\bar{X}$	<i>Y</i>	<i>n</i>	$\bar{X}$	<i>Y</i>
Автохтонные	45	100	32	16	55	36
Параавтохтонные	29	123	39	17	82	26
Аллохтонные	25	136	45	21	94	22

тенденцию к гомогенизации материала гранитоидов по мере прогрессирующего переплавления: точки автохтонных гранитов дают большое поле рассеяния, а точки аллохтонных гранитов располагаются компактно.

В то же время на фоне этих направленных изменений отчетливо наблюдается тенденция наследования особенностей исходного материала. Так, в автохтонных гранитах апопелитового ряда циркона вдвое меньше, чем в соответствующих породах грауваккового ряда, что вполне естественно, поскольку циркон в автохтонных гранитах в основном унаследован от псаммитовой фракции исходных пород — преобладают реликтовые окатанные зерна песчаной размерности. Прирост содержания циркона за счет новообразований по мере перехода от автохтонных гранитов к параавтохтонным и аллохтонным почти одинаков для обоих рядов. У гранитов апопелитового ряда он даже несколько больше: 39 против 36 г/т у апограувакковых гранитов. И тем не менее различия, заложенные в изначальном материале, не уничтожаются и на самой последней стадии преобразования, хотя и несколько сглаживаются (см. табл. 7.5). То же можно сказать и об особенностях химического состава циркона. Хотя отношение циркония к гафнию у апограувакковых и апопелитовых гранитов эволюционирует в пределах ряда одинаково (возрастает к аллохтонной части), содержание гафния в цирконах апопелитового ряда всегда ниже, чем у цирконов соответствующих апограувакковых гранитоидов (см. табл. 7.2). Только циркон апопелитовых гранитов содержит в заметных количествах скандий, а циркон гастингситовых гранитов — уран. Цирконам других изолитогенных рядов эти элементы не свойственны.

Рис. 7.2. График отношений  $\text{HfO}_2/\text{ZrO}_2$  в цирконе из гранитоидов Таймыра. Кружки — гранитоиды апопелитового ряда, квадраты — гранитоиды апограуваккового ряда: 1, 4 — автохтонные, 2, 5 — параавтохтонные, 3, 6 — аллохтонные.

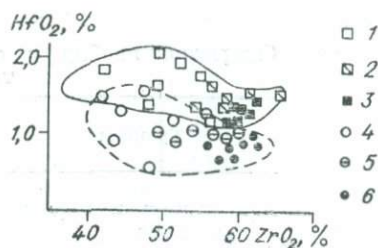


Таблица 7.6

Содержание суммы редких земель в сфене различных гранитоидов, %

Структурно-тектоническая группа	Блотит-роговообманковые гранитоиды		Гастингситовые гранитоиды	
	Кол-во проб	ΣTR	Кол-во проб	ΣTR
Автохтонные гнейсо-граниты	12	$\frac{1,80-3,36}{2,57}$	14	$\frac{2,88-4,21}{3,82}$
Параавтохтонные граниты	13	$\frac{1,20-2,62}{1,94}$	15	$\frac{2,44-3,82}{3,12}$
Аллохтонные граниты	16	$\frac{0,51-1,76}{1,24}$	13	$\frac{1,72-3,40}{2,73}$

Примечание. В числителе — пределы вариаций, в знаменателе — среднее арифметическое содержание.

Широко распространенным аксессуаром является также сфен, типичный для всех амфиболсодержащих метаморфитов и гранитоидов, т. е. для пород апобазитового, известковисто-грауваккового и апоандезитового (?) изолитогенных рядов. И в этом минерале направленность изменений сочетается с наследованием особенностей химизма. Как видно из табл. 7.6, при переходе от автохтонных гранитов к аллохтонным для всех изолитогенных рядов характерно последовательное уменьшение содержания в сфене редких земель. Но в то же время на всех стадиях эволюции сфен гастингситовых гранитоидов содержит значительно больше редких земель, чем сфен соответствующих групп других изолитогенных рядов. Только сфен гастингситовых гранитоидов содержит в определенных количествах ниобий, причем содержание последнего в аллохтонных гранитах меньше (табл. 7.7).

Еще более четко унаследованность проявляется в специфичности набора аксессуаров, присущих тем или иным породам. Конечно, такие минералы, как циркон и апатит, свойственны гранитоидам всех изолитогенных рядов, хотя, как было только что показано, цирконы разных рядов явно различаются в химизме. Однако наряду с этими «универсальными» аксессуарами имеются и минералы типоморфные, специфичные. Так, например, аксессуарный берилл встречается только в гранитоидах апоцелитового

Таблица 7.7

Содержание ниобия в сфене гастингситовых гранитов, %

Граниты	Кол-во проб	Пределы вариаций	Среднее содержание
Автохтонные и параавтохтонные	10	0,6—2,1	0,94
Аллохтонные	10	0,3—1,2	0,57

ряда. То же можно сказать и о касситерите. Необходимые для их образования бериллий и олово присутствуют в повышенных количествах в исходных породах ряда — высокоглиноземистых гнейсах, в которых они входят в состав плагиоклаза от 0,005 до 0,1% бериллия и биотита (от 0,03 до 0,25% олова). В этих же гранитах обычны акцессорные монацит, рутил, встречаются анатаз, брукит. В качестве акцессорных, а иногда и викарирующих минералов отмечаются алмадин, силлиманит. Рудный минерал в гранитах апопелитового ряда представлен, как и в исходных гнейсах и сланцах, ильменитом. В то же время гастингситовым гранитам все эти минералы не свойственны. Зато в них, независимо от генезиса, присутствуют акцессории, которых нет в апопелитовых и апограувакковых гранитах: всегда в значительном количестве содержится ортит, обычны торит, ксенотим, нередок титанистый андрадит, встречаются тантало-ниобаты. Типичный рудный минерал гастингситовых гранитов — магнетит. В биотит-роговообманковых гранитах, как и в исходных метаморфитах, всегда много сфена, рудный минерал представлен титаномагнетитом или магнетитом, отмечаются шеелит и вольфрамит. Набор акцессориев в породах апограуваккового ряда не столь специфичен. Помимо «универсальных» циркона и апатита в них часто встречаются алмадин, монацит и рутил, свойственные также апопелитовому ряду. Преобладающим рудным минералом является магнетит, в аллохтонных членах ряда иногда присутствует молибденит.

Таким образом, всем рассмотренным минералам присущи закономерные изменения свойств, облика и состава, выявляемые при сопоставлении различных членов гранитной серии друг с другом. Эти изменения хорошо согласуются с прогрессивным характером ультраметаморфогенного гранитообразования, с переходом ведущей роли от метасоматоза к реоморфизму и далее к палингенезу и магматической кристаллизации. Но в то же время у многих этих минералов целый ряд специфических особенностей сохраняется на всех стадиях гранитообразования. Если же вариации таких свойств наблюдаются, то либо их отклонения укладываются в очень узкие пределы, либо сохраняется какая-то господствующая тенденция, какой-то доминирующий признак. Таким образом, некоторые свойства порообразующих минералов, так же как и свойства части акцессориев, и сам набор этих минералов в различных гранитах являются как бы «унаследованными» от исходных пород — от гнейсов и сланцев, по которым граниты образовались. При этом, по крайней мере в магматических гранитах, уже не может быть и речи о прямом наследовании самих минералов и сохранении их в качестве реликтов. Анализ структуры породы и особенностей морфологии минералов показывает, что подавляющее большинство порообразующих минералов кристаллизовалось из расплава. И тем не менее эти магматогенные минералы оказываются по своим свойствам почти идентичными тем, которые были в исходном субстрате, т. е. соответствующим ми-

нералам, но выросшим в твердой среде в процессе метаморфической кристаллизации либо при участии растворов (флюидов) в процессе метасоматоза. Особенно характерно это для темноцветных минералов. Мы видим, например, что гастингсит, несмотря на неуклонное возрастание щелочности и железистости пород по мере эволюции ряда, сохраняет специфический характер плеохроизма, аномально малый угол оптических осей, его резкую дисперсию и в тeneвых гнейсо-гранитах, и в параавтохтонных реоморфических гранитах, и в аллохтонных магматических, хотя в последних и он сам уже является продуктом магматической кристаллизации. То же можно сказать и о биотите. Хотя содержание глинозема в нем хорошо коррелирует с химизмом исходных пород и практически не отличается от содержания глинозема в биотитах из метаморфитов соответствующего изолитогенного ряда, биотит аллохтонных гранитов отнюдь не реликтовый минерал — он такой же продукт кристаллизации магмы, как и другие пороодообразующие минералы этой породы.

По степени изменчивости свойств минералы изученных гранитов можно разделить следующим образом. Наиболее изменчив калиевый полевой шпат. Его особенности определяются почти исключительно условиями кристаллизации. Поэтому мы видим больше общего между всеми калишпатами магматических пород, чем между калишпатами «однорядовых» гранитоидов разного генезиса. Плагноклаз более консервативен. Хотя его состав и меняется при переходе от автохтонных гранитов к аллохтонным, эти изменения все же не столь значительны, чтобы полностью сгладить различия исходных пород. Поэтому даже в магматических гранитах мы видим, что плагноклаз в породах, образовавшихся за счет метапелитов, более кислый, чем в гранитах, образовавшихся по метаандезитам, а у тех и других более кислый, чем у гранитов, сформированных по грауваккам и метабазитам. Еще более консервативны темноцветные минералы, хотя изменения есть и в них: возрастают железистость, щелочность, меняются формы развития и т. д.

В этом «наследовании свойств», конечно, нет ничего мистического. Видимо, дело сводится к наследованию главных особенностей химизма как среды, из которой кристаллизуются минералы, так и самими минералами. Многим исследователям представляется весьма сомнительным, что минерал, кристаллизующийся из палингеной магмы, может быть химически близок минералу исходных гнейсов. В одном случае действуют законы кристаллизации из расплава со всеми принципами распределения компонентов и с определенной последовательностью кристаллизации от избыточных компонентов к эвтектическим, а в другом — определяющими факторами были состав среды и сочетание термодинамических параметров (прежде всего температуры и давления). Однако общий принцип минеральных фаций П. Эскола гласит, что наблюдаемые в породах ассоциации определяются именно этими последними факторами во всех случаях, независимо от способа образования

минералов, будь то перекристаллизация в твердой среде, кристаллизация из раствора или из расплава. Температура и давление в зоне амфиболитовой фации таковы, что как раз здесь развиваются процессы селективного плавления. Поэтому автохтонные гранитоиды изофациальны с гнейсами, по которым они развиваются. Конечно, химизм при гранитизации меняется. Но в основном изменения сводятся к привнесу щелочей, кремния, выносу и уменьшению относительной доли феррических компонентов. Соотношение же последних более устойчиво. Важную роль играет и инертность глинозема. В итоге, хотя относительные содержания минералов меняются, набор их в породе наследуется, как наследуются и особенности химизма.

Что касается параавтохтонных и аллохтонных гранитов, то они, конечно, не изофациальны с вмещающими породами. Но зато они как бы несут в себе условия той фации, в которой были сформированы соответствующие расплавы. В нашем случае (на Таймыре) это условия амфиболитовой фации. Температура кристаллизации гранитной магмы в принципе не должна быть много ниже температуры ее плавления, да и внутреннее давление магмы будет высоким до потери летучих компонентов. Поэтому при близком химизме кристаллизация интрузивной гранитной магмы будет приводить к формированию минералов, присущих глубинным породам, за счет которых магма была сформирована. В последние годы это установлено многими исследователями независимо друг от друга.

Положение о наследовании породообразующими акцессорными и рудными минералами, кристаллизующимися из палингено-анатектического расплава, особенностей химизма соответствующих минералов исходных пород отстаивалось на симпозиуме по проблемам докембрийского магматизма, состоявшемся в 1972 г. в Ленинграде (Шкодзинский, Кицул, Леликов и др.), на X Всесоюзном литологическом совещании (Я. Н. Белевцев), в монографии В. С. Шкодзинского [1976].

## Глава 8

### **ИЗОЛИТОГЕННЫЕ РЯДЫ В СОСТАВЕ ГРАНИТНЫХ СЕРИЙ ДРУГИХ РЕГИОНОВ**

Как было сказано, изолитогенные ряды не являются специфической особенностью гранитной серии Таймыра, они (или их аналоги) могут быть выявлены в составе гранитных серий других подвижных поясов. В пользу этого положения свидетельствует тот факт, что начальные члены трех главных из описанных рядов представлены наиболее распространенными типами геосинкли-

нальных осадков: пелитами, граувакками, известковистыми граувакками. Соответствующие осадочные формации (аспидная, флишевая, известковистый флиш) могут быть выделены, пожалуй, в составе любого складчатого пояса. Конечными членами этих рядов являются наиболее распространенные в природе гранитоиды. В этой связи естественно ожидать, что в тех же поясах могут быть выявлены и промежуточные члены хотя бы трех соответствующих рядов — пелитового, грауваккового и известкостисто-грауваккового (базитового). Но гастингситовые граниты — также не экзотические образования. Они представлены в протерозойских комплексах Кольского полуострова [Щелочные граниты..., 1958], Полярного Урала [Апельцин и др., 1967], Бразильского щита и ряда других регионов.

Мы попытаемся показать, какие ряды (и на основании каких данных) могут быть выявлены в конкретных разновозрастных гранитных сериях тех или иных регионов. Следует сразу оговориться, что «уловить» ряды, анализируя только описания, — нелегко, даже если имеешь дело с описаниями серий, а не разрозненных гранитоидных тел. Для того чтобы надежно обобщать ряд, важно знать не только состав вмещающих пород, характер контактов и наличие тех или иных разновидностей. Необходимо располагать данными о химизме гранитоидов (причем желательно о содержании не только петрогенных элементов), о химизме и типоморфных особенностях породообразующих и специфических акцессорных и рудных минералов как гранитов, так и ассоциирующих с ними пород. Короче говоря, необходимы либо скрупулезные описания, либо описания, при составлении которых предусматривали выделение серий. Первые даже важнее, ибо детальные работы позволяют распознать ряды и тогда, когда авторы их стоят на диаметрально противоположных позициях и трактуют ультраметагенную гранитную серию как серию магматической дифференциации [Albiquerque, 1971]. Нами было просмотрено более 150 сводных работ, характеризующих гранитоидные серии разных регионов мира, но лишь в 20—30 из них оказалось достаточно сведений, чтобы можно было уверенно говорить о наличии в их составе гранитоидов тех или иных изолитогенных рядов.

### 8.1. АЛДАНСКИЙ ЩИТ

Еще Н. В. Фролова картировала на Алдане внутри гранитов «слои» различного состава. При изучении проявлений ультраметаморфизма в этом регионе Н. Г. Судовиковым было установлено, что «...дифференциальное развитие процессов гранитизации проявляется в том, что при изменении различных пород образуются различные продукты» [Судовиков, 1964, с. 405]. Это позволило ему выделить несколько «гранитизационных серий». Породы первой серии формируются за счет глиноземистых гнейсов и сланцев (гранат-силлиманитовых и т. п.). В процессе

гранитизации они преобразуются в гранат-биотитовые гнейсы, а затем в биотитовые граниты, нередко содержащие гранат. По мнению Н. Г. Судовикова, эта серия распространена не только на Алдане: «Характерный для этой серии избыток глинозема обнаруживается во многих гранитоидах и сохраняется в реоморфических породах. Нередко в интрузивных гранитах устанавливается избыток глинозема, а иногда в них присутствуют акцессорные глиноземистые минералы — гранат, кианит и другие. Это связано, вероятно, с происхождением этих гранитов из гранитизированных глиноземистых пород» [Судовиков, 1964, с. 406]. Другая гранитизационная серия объединяет продукты преобразования кварцитов, которые, «подвергаясь неравномерной фельдшпатизации, постепенно переходят в конечные члены — аляскитовые граниты, часто имеющие следы течения» [с. 407]. Третья серия метасоматитов образуется за счет сланцев основного состава и метагабброидов. Постепенное уменьшение количества цветных минералов, раскисление плагиоклаза, рост новообразований калишпата и кварца приводят к преобразованию их в гранито-гнейсы диоритового, затем гранодиоритового и, наконец, гранитного состава. В заключение Н. Г. Судовиков подчеркивает, что этими примерами «не исчерпывается число возможных гранитизационных серий. Среди продуктов гранитизации огромное количество пород с самыми разнообразными составами, которые зависят от исходного субстрата и от геологических условий» [с. 407].

Нетрудно увидеть, что глиноземистая и метабазитовая серии отвечают начальным стадиям развития апопелитового и анобазитового изолигитовых рядов. Они включают продукты метасоматической гранитизации соответствующих пород и продукты начальных стадий реоморфизма. Кварцитовая серия представляет начало ряда, которого нет на Таймыре, поскольку там в составе исходных толщ отсутствуют сколько-нибудь существенные кварцевые прослои. Однако, как видно из цитируемой работы и некоторых других исследований [Крылова и др., 1972], такой ряд существует. Более того, Н. Г. Судовиков отмечает, что при дальнейшем прогрессивном усилении ультраметаморфизма породы, образующиеся при гранитизации кварцитов, могут дать начало интрузивным магматическим аляскитам, т. е. он указывает и конечный член этого ряда [Геология..., 1965]. В этой же работе, обобщающей результаты исследований южного обрамления Алданского щита, отмечено, что помимо синорогенных гранитов там широко развиты позднеорогенные и посторогенные, относимые к позднестановому комплексу. «По минералогическому и химическому составу, акцессориям, редким и рассеянным элементам, а в некоторых частях и по структурам они ... близки к становым гнейсо-гранитам, среди которых часто располагаются. При этом иногда между позднестановыми гранитоидами и гранито-гнейсами наблюдаются постепенные переходы» [с. 225]. Далее указывается, что «поздне- и посторогенные гранитоиды имеют ряд признаков, отличающих их от группы метасоматических синорогенных об-

разований станового комплекса». К таким отличиям отнесены прежде всего неоднократно наблюдавшиеся резкие (а иногда и секущие) контакты этих гранитов с гнейсами, присутствие вблизи контакта угловатых ксенолитов последних. Ориентировка реликтов субстрата, ксенолитов и крупных кристаллов полевых шпатов, биотита и амфибола не всегда согласуется со структурами вмещающих пород, приспособляясь в некоторых случаях к поверхности контакта. Такие структуры интерпретируются в работе как структуры течения, что представляется вполне обоснованным. Наконец, иногда эти гранитоиды образуют дайки и отчетливо интрузивные малые массивы. Эти особенности, как и ряд других структурно-текстурных признаков, свидетельствуют о реоморфической природе основной массы позднестановых гранитоидов.

Становые синорогенные гнейсо-граниты являются конечными членами тех или иных из вышеупомянутых гранитизационных серий. Следовательно, последние могут быть дополнены соответствующими интрузивными реоморфическими членами — преимущественно параавтохтонными, но иногда и аллохтонными. Это еще более сближает выделенные Н. Г. Судовиковым гранитизационные серии с нашими изолигогенными гранитными рядами.

## 8.2. УКРАИНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ШИТ

Этот громадный регион не является единой складчатой областью. Соответственно в нем представлена не одна, а несколько разновозрастных гранитных серий, и дать характеристику последних, равно как и осветить их взаимоотношения, при таком кратком изложении просто невозможно. Остановимся лишь на наиболее общих моментах.

Среди метаморфитов здесь также преобладают породы двух минералого-петрохимических типов: богатые кальцием гнейсы и сланцы, отвечающие известковистым грауваккам и метабазитам Таймыра, и бедные кальцием высокоглиноземистые метапелиты и метаалевролиты. Обширную группу пород промежуточного состава составляют здесь гнейсы умеренной глиноземистости: биотитовые в амфиболитовой фации и гиперстен-биотитовые в гранулитовой. Минерально-петрографические различия этих метаморфитов достаточно четкие, и их расчленение не вызывает трудностей.

Гранитоиды Украинского щита более разнообразны, чем таймырские. В зависимости от условий здесь наряду с нормальными гранитами формируются и высокотемпературные гранитоиды — чарнокитоиды, которые благодаря широкому спектру составов вполне сопоставимы с гранитоидами амфиболитовой фации. И в тех и в других есть породы как нормального гранитного состава, так и бескальциевые образования — плагиограниты, гранодиориты, эндербиты. Все эти типы пород дают соответствующие серии от автохтонных до аллохтонных гранитоидов, однако и здесь в каждой серии могут быть выявлены два ряда составов:

апопелитовый и апобазитовый. Промежуточное положение занимают гранитоиды, наиболее близко отвечающие апограувакковому гранитоиду Таймыра.

Прямыми признаками принадлежности к апопелитовому, апобазитовому или апограувакковому рядам являются, как и на Таймыре, типоморфные минералы — гранат, силлиманит, кордиерит или мусковит для первого, роговая обманка и клинопироксен для второго, биотит или гиперстен для третьего. Граниты здесь различаются петрохимически, особенно по содержанию кальция, а также по видовому составу и содержанию акцессорных минералов. Так, в апопелитовых гранитах акцессорные минералы образуют циркон-монацитовые парагенезисы с ильменитом или циркон-апатитовые с низким содержанием магнетита. В апобазитовых гранитах резко преобладают циркон-апатит-магнетитовые ассоциации, нередко со сфеном и ортитом. Однако наиболее чутким индикатором является состав биотита, благодаря чему можно использовать «биотитовый» метод расчленения гранитоидов по составу субстрата. Гранитоиды двух петрохимических линий различаются по внешнему виду биотита в шлифах, но еще лучше — по его химическому составу (см. рис. 7.1). Важно подчеркнуть, что унаследованные особенности состава биотита сохраняются вплоть до стадии аллохтонных гранитов. Использование «биотитового» метода, петрохимических особенностей пород и их акцессорной минерализации позволяет с высокой степенью вероятности расчленить все многообразие гранитоидов Украинского кристаллического щита на три литологические группы: апопелитовые, апобазитовые и гранитоиды промежуточного состава [Усенко и др., 1971, 1972].

Сравнение опубликованных составов биотитов этих пород с результатами наших анализов показывает, что гранитоиды первой литологической группы отвечают нашему апопелитовому изолитогенному ряду, гранитоиды второй группы — известковисто-граувакковому, а гранитоиды третьей промежуточной группы в большинстве своем отвечают граувакковому ряду. Однако этими тремя рядами все многообразие украинских гранитоидов отнюдь не исчерпывается. В составе докембрия Украины, как нигде более в СССР, распространены метаморфиты с высоким содержанием железа — железистые кварциты и джеспилиты. Порой именно они подвергаются мигматизации и гранитизации и становятся субстратом гранитообразования. Такие случаи были изучены Я. Н. Беллевцевым [Проблемы..., 1964]. При гранитизации джеспилитов образуются гранитоиды, содержащие в качестве темноцветного порообразующего минерала магнетит (до 7—10%), а также высокожелезистую слюду, близкую к лепидомелану, а иногда и железистый амфибол группы ферригастингсита. По соотношению главных силикатных минералов (плагноклаз, калишпат, кварц) конечная порода вполне отвечает граниту, тогда как по содержанию железа она ничего общего с гранитом не имеет. Таким образом, на Украине намечается еще один изолитогенный гранитный ряд —

ряд преобразования (гранитизации и анатексиса) высокожелезистых осадков. Породы этого ряда (продукты гранитизации дже-спилитов) известны и в других регионах, например на Урале [Вертушков, 1958].

### 8.3. КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Здесь мы имеем протерозойский складчатый пояс, в пределах которого развиты разнообразные гранитоиды, детально изученные сотрудниками Института геологии Кольского филиала АН СССР [Щелочные граниты..., 1958; Очерки..., 1968]. Не рассматривая обычных биотитовых и биотит-амфиболовых гранитоидов, подобных во всех отношениях соответствующим породам Таймыра, как и многих других регионов, остановимся кратко на щелочных гранитах — гастингситовых, эгириин-гастингситовых и др. Как и на Таймыре, здесь невозможно разграничить во времени образование гранитного и щелочно-гранитного комплексов. Гранитоиды обоих типов залегают среди разновозрастных протерозойских пород, а галька тех и других встречается в одних и тех же конгломератах позднего докембрия. Вместе с тем установлено, что оба комплекса формировались в течение длительного геологического времени, и это было сопряжено с многофазной тектоникой вмещающей свиты Кейв [Чумаков, 1958]. И в этом случае мы имеем длительно развивающуюся гранитную серию.

Большинство геологов объясняют одновременное формирование столь разных пород тем, что щелочно-земельные гранитоиды являются палингенными образованиями, а щелочные — дифференциатами основной магмы [Очерки..., 1968]. Однако земная кора на стадии ультраметаморфизма непроницаема для глубоких магм, включая базальтовую, поскольку насыщенный анатектическим расплавом гранитный слой становится столь пластичным, что формирование в нем протяженных разрывов невозможно [Белоусов, 1978]. К тому же для глубокой дифференциации требуется спокойная тектоническая обстановка, что не согласуется с синкинематичностью ультраметагенных гранитоидов. Поэтому одновременное образование в одном районе массивов палингенных (коровых) и дифференциационных (мантийных) гранитов едва ли возможно. Вместе с тем сторонники разного генезиса не могут не признать, что «...между щелочными гранитами и явными метасоматитами, развивающимися по вмещающим гнейсам, иногда наблюдаются постепенные переходы» [Чумаков, 1958]. Причем, судя по обилию примеров, приводимых разными исследователями, эти переходы наблюдаются весьма часто. Чтобы объяснить это, А. А. Чумаков выдвинул гипотезу контактово-метасоматического воздействия интрузий щелочных гранитов. Однако, как правило, там, где щелочные граниты автохтонны, метасоматиты и прочие переходные образования явно преобладают по объему над гранитами и поэтому едва ли могут быть их порождением. Там же,

где щелочные граниты интрузивны, они сопровождаются ореолами роговиков с весьма слабыми проявлениями метасоматоза.

В этой связи следует остановиться на работе А. В. Сидоренко и В. А. Ожогина [1968], в которой доказывается, что по крайней мере некоторые массивы щелочных гранитов Кольского полуострова (например, Верхнепонойский) сформированы, как и щелочно-земельные («нормальные») автохтонные гнейсо-граниты, за счет ультраметагенного преобразования вмещающих пород гнейсового комплекса. Это заключение базируется на нескольких аргументах. Во-первых, верхнепонойские граниты химически близки вмещающим гнейсам — значимые отличия установлены лишь в содержании щелочей, особенно натрия. Следовательно, эти граниты могли образоваться за счет гнейсов в результате щелочного метасоматоза. Во-вторых, в верхнепонойских гранитах обнаружен в заметных количествах окатанный детритовый циркон. Наконец, внутри массива с помощью аэросъемки и структурного картирования прослежена реликтовая слоистость, являющаяся продолжением слоистости вмещающих гнейсов. При этом иногда обнаруживаются даже реликты «догранитизационных» складок, по облику, амплитуде и структурному плану вполне сопоставимых со складками в гнейсах.

Анализ геологических взаимоотношений пород региона показывает, что формирование таких автохтонных гранитизационных щелочных гнейсо-гранитов могло происходить только одновременно с формированием «стандартных» щелочно-земельных ультраметагенных гнейсо-гранитов, развитых поблизости. Кстати, и среди них выделяются существенно отличные друг от друга разновидности: двуслюдяные, биотитовые, биотит-амфиболовые. Можно объяснить это вариациями в составе гранитизирующих флюидов. Однако частая пространственная смена разных гранитоидов при их одновозрастности делает такое объяснение маловероятным. Логичнее полагать, что в данном случае решающую роль играют различия в составе исходного субстрата.

#### **3.4. ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ**

Этот регион характеризуется тем, что в его пределах сравнительно полно представлены минимум две разновозрастные серии: архейская чарнокитовая и протерозойская собственно гранитовая. В 1969—1970 гг. мы при работах в южной (Ангаро-Канской) части кряжа попытались выяснить, какие ряды могут быть выделены в составе этих серий. Гетерогенность субстрата, по которому образуются гранитоиды архейской серии, была показана еще в ранних работах Ю. А. Кузнецова. Наши исследования подтвердили правильность его выводов и показали, что эта серия отчетливо подразделяется на два изолитогенных ряда. В результате гранитизации гиперстеновых гнейсов (пород, по химизму близких к базитам) формируются классические чарнокиты, как

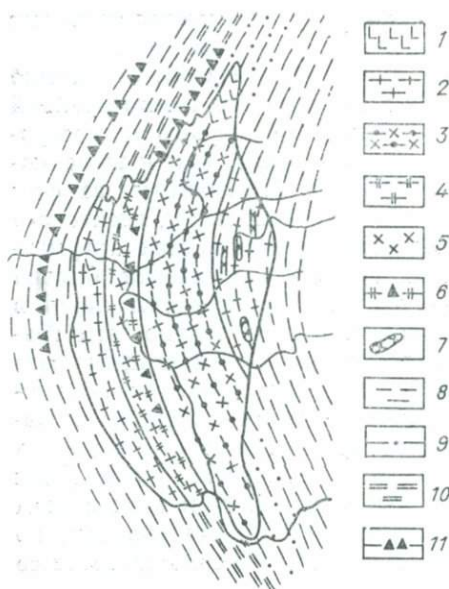


Рис. 8.1. Схематическая геологическая карта Пособольного гранитного массива (Енисейский край).

1 — пегматоидные граниты; 2 — 6 — гнейсо-граниты: 2 — биотитовые, 3 — двуслюдинные с гранатом, 4 — биотит-амфиболовые, 5 — двуслюдинные, 6 — биотит-магнетитовые; 7 — граносиениты и сиенитодiorиты; 8, 9 — гнейсы: 8 — биотитовые, 9 — гранат-биотитовые; 10 — биотит-роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы; 11 — кварц-магнетитовые и лепидомелан-гастингсит-магнетит-кварцевые кристаллические сланцы (джеспилитоиды).

автохтонные — богуниты, так и аллохтонные — кузеевиты. При гранитизации же метapelитов (кордиеритовых, силлиманитовых, гранат-биотитовых гнейсов) образуются биотит-ортоклазовые гнейсо-граниты и граниты с гранатом,

а зачастую и с кордиеритом, которые также слагают и автохтонные, и аллохтонные тела. В юго-восточной части региона, где доля метapelитов в архейской толще возрастает, к этим породам переходит от чарнокитов ведущая роль среди архейских гранитоидов (р. Немкина, среднее течение р. Кан).

В протерозойской серии взаимоотношения автохтонных гранитоидов с разными типами вмещающих пород хорошо иллюстрируются на примере Пособольного плутона. Этот массив расположен в бассейне р. Пособольной в 10—15 км к востоку от Енисея. Он имеет слегка вытянутую в плане форму и ориентирован согласно с вмещающими гнейсами (рис. 8.1). Его протяженность около 25 км, а максимальная ширина более 10 км. Залегает он среди весьма пестрых по составу, часто переслаивающихся гнейсов амфибололитовой фации. Слоистость вмещающих пород не оглабает массив: гнейсы по мере приближения к нему постепенно осветляются, перекристаллизовываются, становятся более массивными, более гранитовидными. В то же время и граниты, в какой бы точке массива мы их ни брали, всегда отчетливо гнейсовидны. В пределах массива встречаются отдельные линзы и «прослои», сложенные сравнительно слабо измененными гнейсами. Существенные вариации состава позволяют выделить ряд разновидностей. Преобладают биотитовые граниты, более редки биотит-амфиболовые, еще реже встречаются граносиениты и сиениты. Очень интересно присутствие магнетитовых гранитов — пород, в которых магнетит образует сравнительно крупные кристаллы (до 1,5 см в поперечнике) и количественно преобладает над биотитом, играя роль главного фемического минерала. Весь-

ма важно, что все эти разновидности слагают пластообразные тела, причем более редкие породы образуют как бы прослой в толще биотитовых гранитов. Среди вмещающих гнейсов также резко преобладают биотитовые и гранат-биотитовые, а подчиненную роль играют прослой биотит-амфиболовые и амфиболовые. Еще более редки прослой кварц-магнетитовых и лепидомелан-гастингсит-магнетит-кварцевых сланцев (джеспилитоидов). Следует отметить, что и биотитовые граниты разделяются четко на две группы: граниты с темно-зеленым биотитом (лепидомеланом) и граниты с буро-коричневым умеренно глиноземистым биотитом. Они различаются и относительным содержанием микроклина, основностью плагиоклаза (то и другое заметно больше у лепидомелановых гранитов).

На рис. 8.1 видно, что в пределах массива намечаются несколько зон, вытянутых согласно слоистости вмещающих пород и отвечающих, в общих чертах, главным пачкам, которые могут быть выделены в составе последних. Западная зона сложена преимущественно лепидомелановыми гнейсо-гранитами, связанными взаимопереходами с толщей амфибол-биотитовых гнейсов. Далее к востоку такие же граниты интенсивно переслаиваются с биотит-амфиболовыми гранитами, граносиенитами, сиенитами, диоритами. Здесь же присутствуют магнетитовые граниты. Эта зона «пестрого» состава соответствует пачке биотит-амфиболовых гнейсов, избилующих прослоями амфиболовых, лепидомелан-гастингсит-магнетитовых и лепидомелан-магнетитовых гнейсов и сланцев. В осевой зоне развиты преимущественно граниты с коричневым биотитом, а иногда и с гранатом, сопряженные с глиноземистыми гранат-биотитовыми гнейсами. Наконец, зона восточного контакта вновь представляет собой область переслаивания самых разнообразных разновидностей гранитоидов, среди которых в изобилии встречаются неизменные реликты гнейсов и амфиболитов.

Следует подчеркнуть, что и в пределах зон, выделенных на карте как однородные, постоянно встречаются прослой иного облика и состава. Например, в зоне лепидомелановых гранитов нередки прослой двуслюдяных гранитов либо гнейсо-гранитов с коричневым биотитом и гранатом, а в зоне лейкократовых биотитовых гранитоидов, в свою очередь, отмечаются аналогичные прослой гранитоидов с амфиболом и т. д. Речь может идти о преимущественном развитии того или иного типа пород.

Таким образом, в отличие от Таймыра, где в составе субстрата преобладают мощные толщи, весьма однородные литологически, на Енисейском кряже часто переслаиваются породы разного состава, поэтому даже в пределах одного, сравнительно небольшого, массива мы имеем дело с представителями нескольких рядов. В частности, в пределах Посольненского массива можно выделить гранитоиды метапелитового, грауваккового и метабазитового рядов и даже граниты, сформировавшиеся за счет железистых сланцев, близких джеспилитам. Такая пестрота, естест-

венно, усложняет и даже делает невозможным прослеживание рядов в параавтохтонных и тем более в аллохтонных гранитах, где в процессе интрузии разнородный («разнорядный») материал перемешивается. Но к автохтонной части принцип изолиогенных рядов приложим без каких-либо оговорок.

#### 8.5. ЛИБЕРИЙСКИЙ ЩИТ [ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ АФРИКА]

Гранитоиды Либерийского щита могут служить примером серии, расщепляющейся на ряды, описанной за пределами СССР. Они изучались известным финским петрологом В. Мармо [Mar-mo, 1955, 1962, 1971]. В районе гор Сула он наблюдал и детально описал переходы различных кристаллических сланцев и гнейсов в аллохтонные синкинематические гранодиориты и граниты. Преобладают здесь гранат-биотитовые граниты (иногда с силлиманитом), образующиеся за счет силлиманитовых гнейсов. Крупные пластовые тела сложены также порфиroidными биотит-амфиболовыми гнейсо-гранитами гранодиоритового состава, формирующимися в результате микроклинизации (порфиробластеза) биотит-амфиболовых сланцев и амфиболитов, и связанными с ними постепенными переходами. Наконец, как особая разновидность выделены магнетитовые граниты, образующие сравнительно маломощные полосы в гнейсо-гранитах иного состава (гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых) и отвечающие прослоям магнетит-куннингтонитовых кварцитов в исходной гнейсовой толще.

Лейкократовые глиноземистые гнейсо-граниты довольно часто переходят в *мобильное состояние*. Состав их анхизвтектический, поэтому они наиболее легкоплавки. Интрузия этой палингенной магмы формирует аллохтонные массивы двуслюдяных высокоглиноземистых грауитов, которые В. Мармо относит к позднекинематическим. Амфиболовые гнейсо-граниты плавятся при значительно более высокой температуре. Вначале они вследствие частичного плавления реоморфизуются и переходят в параавтохтонные мигма-граниты с хорошо выраженными текстурами пластического течения. Известны также отчетливо интрузивные небольшие тела (дайки и малые штоки) массивных однородных амфиболовых гранитов без проявлений видимой связи с параавтохтонными мигма-гранитами, но близких им по валовому химическому составу, а также по химическому составу и оптическим свойствам амфибола, что позволяет предположить их генетическое родство.

Магнетитовые граниты наблюдались только в составе автохтонного комплекса, в интрузивном залегании они не встречаются. Возможно, причиной этого является то, что они не дают самостоятельных тел, а образуют лишь сравнительно маломощные «прослои» в автохтонных гнейсо-гранитах. В результате уже начальные фазы течения приводят к уничтожению этих прослоев.

Соноставление химических свойств гранитоидов Либерийского щита и Таймыра

Компо- нент	Известково-грауваксовый изолитогенный ряд				Пелитовый изолитогенный ряд					
	Автохтонные граниты		Параавтохтонные граниты		Автохтонные граниты		Параавтохтонные граниты		Аллохтонные граниты	
	Африка	Таймыр	Африка	Таймыр	Африка	Таймыр	Африка	Таймыр	Африка	Таймыр
SiO <sub>2</sub>	$\frac{63,4}{57-69}$	$\frac{64,6}{3-71}$	$\frac{67,0}{63-71}$	$\frac{65}{58-69}$	$\frac{70,9}{67-74}$	$\frac{70,3}{66-75}$	$\frac{74,4}{69-75}$	$\frac{70,7}{67-71}$	$\frac{72,7}{70-76}$	$\frac{72,5}{69-78}$
TiO <sub>2</sub>	$\frac{0,5}{0,3-1,0}$	$\frac{1,0}{0,4-2,6}$	$\frac{0,5}{0,3-0,8}$	$\frac{0,8}{0,1-1,9}$	$\frac{0,3}{0,2-0,6}$	$\frac{0,5}{0,2-1,0}$	$\frac{0,2}{0,1-0,4}$	$\frac{0,4}{0,1-0,3}$	$\frac{0,2}{0,1-0,4}$	$\frac{0,2}{0,1-0,4}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{15,8}{13,9-17,7}$	$\frac{16,3}{14-19}$	$\frac{15,4}{14,1-16,5}$	$\frac{16,3}{10,19}$	$\frac{15,2}{13,8-16,4}$	$\frac{15,0}{13,7-17,1}$	$\frac{14,7}{14,1-17,1}$	$\frac{15,1}{14-16}$	$\frac{14,4}{12,6-15,5}$	$\frac{14,7}{12,7-16,2}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{1,8}{0,6-3,3}$	$\frac{1,2}{0,1-4,1}$	$\frac{1,6}{0,8-2,2}$	$\frac{1,6}{0,6-8,4}$	$\frac{1,0}{0,2-1,9}$	$\frac{0,7}{0,3-1,3}$	$\frac{0,8}{0,1-1,6}$	$\frac{0,9}{0,4-1,6}$	$\frac{0,8}{0,1-2,0}$	$\frac{0,6}{0,3-2,0}$
FeO	$\frac{3,1}{1,3-4,4}$	$\frac{3,6}{2,5-5,8}$	$\frac{2,4}{1,3-3,8}$	$\frac{2,8}{2,1-4,7}$	$\frac{1,3}{0,7-2,6}$	$\frac{2,6}{1,0-6,0}$	$\frac{0,8}{0,2-1,8}$	$\frac{1,7}{0,8-4,8}$	$\frac{0,8}{0,3-1,7}$	$\frac{1,3}{0,4-2,9}$
MgO	$\frac{2,6}{1,1-4,7}$	$\frac{1,8}{0,5-3,0}$	$\frac{1,8}{1,3-4,3}$	$\frac{1,7}{0,6-3,4}$	$\frac{0,8}{0,2-1,1}$	$\frac{1,1}{0,1-3,8}$	$\frac{0,5}{0,4-0,7}$	$\frac{0,7}{0,1-1,4}$	$\frac{0,3}{0,2-0,7}$	$\frac{0,5}{0,1-1,0}$
CaO	$\frac{4,5}{1,8-6,9}$	$\frac{3,6}{1,5-8,4}$	$\frac{3,6}{2,4-4,4}$	$\frac{3,8}{2,5-5,4}$	$\frac{2,5}{1,6-3,3}$	$\frac{2,2}{1,1-3,4}$	$\frac{1,5}{1,0-2,2}$	$\frac{1,3}{0,6-2,8}$	$\frac{1,3}{1,1-1,5}$	$\frac{0,8}{0,4-1,4}$
Na <sub>2</sub> O	$\frac{3,8}{2,6-4,9}$	$\frac{3,7}{3,2-6,4}$	$\frac{3,6}{3,0-4,4}$	$\frac{3,7}{2,1-4,6}$	$\frac{3,8}{1,4-5,4}$	$\frac{3,5}{1,9-5,0}$	$\frac{4,0}{2,9-6,1}$	$\frac{3,3}{2,4-4,0}$	$\frac{3,6}{2,5-4,6}$	$\frac{3,5}{2,2-4,8}$
K <sub>2</sub> O	$\frac{2,9}{1,6-5,5}$	$\frac{3,2}{1,7-8,1}$	$\frac{3,3}{2,4-3,5}$	$\frac{3,3}{2,1-6,1}$	$\frac{3,2}{1,8-5,7}$	$\frac{3,2}{1,3-5,9}$	$\frac{4,2}{3,9-5,8}$	$\frac{4,6}{4,0-5,8}$	$\frac{4,9}{3,8-6,2}$	$\frac{4,8}{3,8-6,0}$

Примечание. Данные о гранитах Либерийского щита (Африка) взяты из работы В. Мармо [Marino, 1955].

Таким образом, в составе гранитной серии Либерийского щита отчетливо выражен высокоглиноземистый (метапелитовый) изолитогенный ряд, достаточно полно представлен магниезально-кальциевый (метабазитовый) и намечается по начальной фазе развития высокожелезистый (джеспилитовый) ряд. Сходство гранитоидов первых двух рядов с аналогичными гранитами Таймыра, наличие среди тех и других очень близких химических типов хорошо видно при сравнении данных химических анализов (табл. 8.1).

### 8.6. ПАЛЕЗОЙСКАЯ ГРАНИТНАЯ СЕРИЯ СЕВЕРНОЙ ПОРТУГАЛИИ

Исключительно интересны сведения о гранитоидах, слагающих палеозойскую гранитную серию в Северной Португалии [Albuquerque, 1971]. В этом регионе развиты относительно древние «синтектонические» и «позднетектонические» гранитоиды и более молодые, прорывающие их, «посттектонические» граниты. Абсолютный возраст тех и других практически одинаков и укладывается в пределы  $308 \pm 7$  —  $298 \pm 6$  млн. лет. По составу выделяются амфибол-биотитовые гранодиориты, биотитовые граниты, двуслюдяные и мусковитовые граниты. Автор пытается представить их как последовательно формирующиеся дифференциаты палингенно-анатектической гранитной магмы с направлением дифференциации от гранодиорита до мусковитового гранита, однако констатирует, что биотитовые и биотит-мусковитовые граниты

встречаются как среди «древних», так и среди «молодых» гранитов, а биотит-рогообманковые — только среди молодых. Таким образом, направленность дифференциации резко нарушается.

По геолого-структурному положению «древние» синтектонические граниты являются типичными параавтохтонными. Они образуют конформные интрузии, залегающие преимущественно среди метапелитов и метаалевролитов ордовик-силурийского возраста, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, и сопровождаются неширокими ореолами контактовых роговиков. Параавтохтонные гранитоиды неоднородны, в них наблюдается чередование полос (реликтовых слоев?) гранодиоритового и гранитного состава, кроме того они изобилуют ксенолитами метасадочных пород, метаморфизованных более глубоко, чем непосредственно вмещающие метапелиты, — массивных кварц-плагиоклаз-биотитовых пород и биотит-силлиманитовых гнейсов. Аллохтонные породы более гомогенны, контакты их резче, роговики выражены полнее, ореолы их шире. Ксенолиты в них очень редки, однако и здесь в биотит-амфиболовых гранодиоритах встречаются фрагменты глубоко переработанных полевошпатовых амфиболитов, частично биотитизированных, а в двуслюдяных и мусковитовых гранитах обычны обломки силлиманитсодержащих гнейсов и сланцев.

В обломках полевошпатовых амфиболитов обыкновенная роговая обманка частично замещена актинолитом, частично — биотитом, плагиоклаз представлен лабрадором (55—60% An), но в краевых зонах его основность может падать до 30% An. Параллельно с биотитизацией амфибола отмечается общее снижение основ-

Химический состав и нормативная основность

Компонент	Двуслюдяные граниты (апопелитовый изолитогенный ряд)						
	параавтохтонные				аллохтонные		
	156	17	18	I Таймыр	546	22	II Таймыр
SiO <sub>2</sub>	68,57	68,86	69,07	70,7(67,2—71,3)	71,55	71,91	72,5(74,2—71,0)
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,66	0,64	0,4(0,1—0,8)	0,33	0,35	0,2(0,4—0,1)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,72	15,92	15,25	15,1(14,0—16,0)	15,19	15,28	14,7(16,2—12,7)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,20	0,20	0,9(0,4—1,6)	0,31	0,15	0,6(0,1—2,0)
FeO	2,77	2,60	2,64	1,7(0,8—4,8)	1,42	1,44	1,3(2,9—0,4)
MgO	0,94	0,73	0,99	0,7(0,1—1,4)	0,46	0,24	0,5(1,0—0,1)
CaO	1,80	1,72	1,46	1,3(0,6—2,8)	0,97	0,85	0,8(1,4—0,4)
Na <sub>2</sub> O	3,14	3,49	3,01	3,3(2,4—4,0)	3,43	3,48	3,5(4,1—2,2)
K <sub>2</sub> O	4,63	4,47	5,23	4,6(4,0—5,8)	5,45	5,44	4,8(6,0—3,8)
N <sub>pl</sub>	21	19	17	18(9—29)	9	7	8(17—4)

Примечание. Анализы взяты из работы К. Альбукерка [Albuquerque, 1971]. дембийской серии Таймыра; в скобках указаны максимальные и минимальные содер

плаггиоклаза пород гранитной серии Португалии, %

Биотитовые граниты (апограувак- товый изолитогенный ряд)			Биотит-амфиболовые граниты (апобазитовый изолитогенный ряд)				
параавтохтонные			параавтохтонные				
46	328	III Таймыр	51	55	79	202	IV Таймыр
65,81	66,24	68,7(73,7—50,5)	58,98	59,95	59,91	61,93	64,8(68,7—58,2)
1,00	0,81	0,8(1,3—0,3)	1,64	1,59	1,40	1,29	0,8(1,9—0,1)
16,37	15,82	14,7(17,4—13,1)	16,35	16,28	15,73	15,23	16,3(18,6—10,1)
0,08	0,22	1,0(1,7—0,5)	0,42	0,32	0,33	0,76	1,6(8,4—0,6)
3,51	3,51	3,0(5,8—1,6)	6,29	6,15	5,40	4,81	2,8(4,7—2,1)
1,79	1,69	1,3(3,1—0,5)	3,27	3,13	3,70	3,07	1,7(3,4—0,6)
2,75	2,69	2,3(4,5—0,6)	4,61	4,46	4,33	3,88	3,8(5,4—2,5)
3,32	3,36	3,3(4,4—2,7)	2,96	2,97	3,11	2,83	3,7(4,6—2,1)
3,96	4,12	3,9(5,6—2,4)	3,29	3,53	3,82	4,28	3,3(6,1—2,1)
30	30	20(34—9)	44	39	40	30	30(44—28)

Для сравнения приведены средние составы соответствующих типов гранитов до-  
жания компонентов, фиксированных в таймырских гранитоидах.

ности плагиоклаза при возрастании его содержания, появляется интерстиционный калишпат. Но даже в гранодиоритах плагиоклаз остается весьма основным — до 40% An в ядрах вкрапленников и около 27% An по краям их и в мелких зернах основной массы. Аксессуары биотит-амфиболовых гранитоидов — циркон, апатит, ортит, сфен. Рудный минерал — титаномагнетит. В двуслюдяных гранитоидах, которые также варьируют от гранодиоритов до лейкогранитов, плагиоклаз всегда более кислый (до 30% An в ядрах зональных кристаллов в гранодиоритах, до 10% An в гранитах), много кварца. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, монацитом, ильменитом, обычны силлиманит и гранат.

Автор приводит ряд доказательств в пользу палингенно-анатектической природы внедрившейся гранитной магмы. При сопоставлении составов глубинных ксенолитов и вмещающих их гранитов обнаруживается четкая зависимость их друг от друга, поэтому мы считаем возможным предположить, что различия интрузивных гранитов в этом регионе обусловлены различием исходного материала. По-видимому, мы имеем здесь дело со средними и конечными членами двух изолированных рядов — пелитового (двуслюдяные и мусковитовые граниты) и базитового (биотит-амфиболовые граниты). Не вполне ясно положение биотитовых гранитов, ибо не описаны типичные для них ксенолиты, нет сравнительного описания биотитов всех трех групп гранитоидов. Однако весьма возможно, что биотитовые граниты являются членами грауваккового ряда. Это предположение хорошо подтверждается результатами химических анализов гранитоидов рассматриваемой серии (табл. 8.2). Отчетливо выделяются три группы. Составы пород двух из них сопоставимы с составами таймырских гранитоидов грауваккового и пелитового изолированных рядов. При этом в последнем случае мы даже можем, основываясь на приведенных описаниях, выделить параавтохтонные и палингенно-анатектические магматические граниты. Породы третьей группы близки гранитоидам известковисто-грауваккового ряда, но их основность несколько выше. По-видимому, дело в том, что в данном случае, в отличие от Таймыра, в составе исходного субстрата резко преобладали именно метабазиты. Об этом же свидетельствует и петрография глубинных ксенолитов или, говоря точнее, незамещенных реликтов субстрата: в биотит-амфиболовых гранодиоритах они представлены только массивными полевошпатовыми амфиболитами (хотя и частично гранитизированными), но не сланцами, гнейсами или прочими стратифицированными породами, которые можно было бы принять за метаосадки.

## 8.7. ГЕРЦИНСКАЯ ГРАНИТНАЯ СЕРИЯ АЛТАЯ

Петрологии Алтая посвящено много исследований. Мы остановимся на работе И. В. Мариича и Н. Н. Амшинского [1967], в которой приводится сравнительная характеристика двух гер-

цинских гранитных массивов — Тоштузекского и Белоубинского, поскольку материалы этой статьи позволяют распознать в особенностях этих гранитоидов признаки принадлежности к двум различным изолигогенным рядам единой серии. Подчеркивается, что оба массива имеют одинаковый возраст, как по данным абсолютной геохронологии (225—245 млн. лет — Белоубинский массив и 235—280 млн. лет — Тоштузекский), так и по соотношениям с вмещающими породами: оба массива прорывают девон, с более молодыми отложениями они не контактируют, но их близкие аналоги рвут нижнюю пермь. Одинаково их структурное положение: тот и другой приурочены к ядрам антиклиналей второго порядка единой складчатой системы. Контакты интрузивны, вмещающие породы ороговикованы.

Тоштузекский массив залегает среди алевролитов и сложен биотитовыми порфиридовидными гранитами следующего состава: микроклин (30—50%), олигоклаз (15—30%), кварц (35—40%), биотит (4—6%). Микроклин образует типичные порфиробласты. Биотит обычно имеет красно-бурую окраску. Отмечается аутометасоматическая мусковитизация плагиоклаза и биотита. Изредка встречаются жилы пегматитов с турмалином и молибденом. Из акцессориев обычны апатит, циркон, монацит, гранат, ксенотим. Единственным рудным минералом является ильменит. Белоубинский массив залегает в толще более пестрого состава, в которой преобладают туфы, альбитофиры, граувакки с прослоями глинистых сланцев и известняков. Минералогический состав слагающих его гранитов почти такой же, как у вышеописанных: микроклин (20—52%), олигоклаз (17—40%), кварц (25—41%), биотит (2—5%), роговая обманка (0—1%). Как видно, отличия заключаются в присутствии (иногда) амфибола и в больших вариациях в содержании всех прочих минералов. Однако биотит в этих гранитах зеленовато-бурый. Заметны отличия и в акцессориях — здесь нет ксенотима, граната, много меньше монацита, но значительно больше апатита, присутствуют ортит и сфен, много магнетита, который резко преобладает над ильменитом.

Основные различия вскрываются химическими анализами (табл. 8.3). Тоштузекские граниты резко пересыщены глиноземом ( $a' \geq 35$ ), они богаче калием, кремнием, тогда как белоубинские граниты богаче кальцием и натрием\*. Сопоставление их анализов и анализов аллохтонных гранитоидов Таймыра показывает, что тоштузекские граниты близки к интрузивным гранитам пелитового ряда, а белоубинские — грауваккового и даже известковисто-грауваккового. Различия в наборе акцессорных минералов, в составе плагиоклаза и в окраске биотита также хорошо согласуются с предположением о принадлежности их к этим разным рядам. Собственно, к аналогичному выводу приходят и авторы рассматриваемой статьи. Они пишут, что «несмотря на сходство петрогра-

\* Состав алтайских гранитов дан по Н. В. Маричу и Н. Н. Амшнскому [1967].

Сопоставление химических составов гранитоидов Алтая (Калбинский комплекс) и аллохтонных гранитов изолигогенных рядов Таймыра

Компонент	Целитовый ряд		Граувакковый ряд	
	Граниты Тошгузекского массива*	Средний состав и пределы вариации аллохтонных гранитов Таймыра	Граниты Белоубинского массива**	Средний состав и пределы вариации аллохтонных гранитов Таймыра
SiO <sub>2</sub>	74,0(71—77)	72,5(60—78)	72,6(59—73)	71,5(68—75)
TiO <sub>2</sub>	0,3(0,1—0,4)	0,2(0,1—0,4)	0,4(0,3—0,5)	0,3(0,2—0,6)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,9(11,4—14,3)	14,7(13—16)	14,1(13—15)	14,4(13—16)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,8(0,3—2,7)	0,6(0,3—2,0)	1,3(0,8—1,7)	1,4(1,0—1,9)
FeO	2,5(0,4—5,1)	1,3(0,4—2,9)	1,2(0,9—1,4)	1,4(0,8—2,1)
MgO	0,4(0,2—1,0)	0,5(0,1—1,0)	0,6(0,2—0,9)	1,0(0,4—1,4)
CaO	0,5(0,2—1,1)	0,8(0,4—1,4)	1,9(1,4—2,5)	1,7(0,6—2,4)
Na <sub>2</sub> O	2,4(1,5—4,6)	3,5(2,2—4,8)	3,5(3,1—4,1)	3,3(2,7—3,7)
K <sub>2</sub> O	5,1(2,4—6,0)	4,8(3,8—6,0)	4,3(3,4—4,8)	4,3(3,1—4,6)
a	11,9(11—13)	14,1	14,0(13—15)	13,1
c	0,7(0,3—1,4)	0,9	2,1(1,7—2,6)	2,0
b	6,9(3,8—9,5)	5,5	3,4(2,7—4,4)	5,8
s	80,5(78—84)	79,5	80,5(78—82)	79,1
f'	43(18—60)	31	60(25—75)	43,7
m'	11(6—26)	14	28(14—33)	28,7
a'	46(37—72)	55	12(0—21)	27,6
a/c	22(9—44)	16	7(6—8)	6,6
Q	36(30—43)	30	30(26—34)	30

\* Средний состав и пределы вариаций по 13 анализам,

\*\* То же по 8 анализам.

фического состава и геолого-тектонических условий образования в одну и ту же эпоху магматической деятельности, Белоубинский и Тошгузекский массивы существенно различаются геохимически... в связи с тем, что питающие их магматические очаги зарождались в разных толщах земной коры...» [Марич, Амшинский, 1967].

### 8.3. ГЕРЦИНСКАЯ ГРАНИТНАЯ СЕРИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АВСТРАЛИИ

Интересные данные были получены геологами Австралии при изучении герцинской гранитоидной серии Лачланского пояса (юго-восток континента), включающей автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные граниты и гранодиориты [Chappell e. a., 1974; Chappell, 1984]. Установлено, что часть из них развивается по метацилитовым метаморфитам (силлиманитовым и кордиеритовым гнейсам), а часть — по продуктам метаморфизма базитовых эффузивов и их туфов. Гранитоиды первой группы названы типом «I», гранитоиды второй — типом «S». Оба типа отчетливо различаются по минеральному и химическому составу.

Автохтонные и параавтохтонные гранитоиды S-типа представлены двуслюдяными гранитами с коричневым биотитом, плагиоклаз в них варьирует от олигоклаза до альбита, они нередко содержат в качестве второстепенных минералов силлиманит, гранат, рудный минерал в них — ильменит. Характерна относительная пересыщенность глиноземом. Как видно, эти граниты близки двуслюдяным (апопелитовым) гранитам Таймыра. Гранитоиды I-типа содержат буро-зеленый биотит, обыкновенную роговую обманку, андезин-олигоклаз. Из аксессуаров характерен сфен, из рудных — магнетит. Химически они близки к гранодиоритам, содержат повышенные количества кальция и магния. Эти породы сходны с нашими гранитоидами известковисто-грауваккового ряда.

Предложенный «коэффициент глиноземистости» позволяет надежно различать химически гранитоиды этих двух типов: отношение молекулярного количества глинозема к сумме молекулярных количеств окислов кальция, натрия и калия. У гранитоидов S-типа этот коэффициент больше 1,1, а у гранитоидов I-типа — меньше 1,1. Б. Чаппел и его коллеги считают, что различия в химизме и минеральном составе гранитоидов этих двух типов обусловлены различиями в химизме исходных пород.

Дальнейшее прогрессивное развитие ультраметаморфизма приводит к формированию палингено-анатектических гранитов, изучение которых показало, что различия между двумя типами сохраняются и на этом уровне, что позволяет даже по ограниченному выборкам образцов магматических гранитов уверенно определить, за счет переработки каких именно исходных пород возникла данная магма.

Более детальные последующие исследования не только подтвердили реальность существования обоих типов, но и позволили в каждом из них в зависимости от особенностей литологии и химизма исходного субстрата выделить так называемые «гранитные свиты» [Chappell, 1984]. Каждая гранитная свита развивается в результате ультраметаморфического преобразования определенных исходных пород и наследует специфические особенности их химизма (например, обогащенность стронцием или железом, или оловом и т. п.). Как было сказано в докладе на 27-м Международном геологическом конгрессе, «...гранитные свиты несут в себе геохимические автографы предшествующих пород родительской коры» [Whitten, Chappell, 1984]. Из публикаций Б. Чаппела и его коллег видно, что «гранитные свиты» в их понимании соответствуют нашим изолигитовым рядам, но рядам, если так можно выразиться, более конкретизированным, привязанным к определенным толщам субстрата в определенных геологических структурах, а не к широким литологическим типам исходных пород. Разница между понятиями «гранитная свита» Б. Чаппела и «изолигитовый гранитный ряд» примерно такая же, как между понятием «литологическая свита» конкретного геологического региона и «осадочная формация» как формационный тип (кремнистая формация, флишевая формация и т. п.).

**ПРОБЛЕМА  
ПАЛЕОЛИТОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ  
УЛЬТРАМЕТАМОРФИТОВ**

Приведенные примеры показывают, что при соответствующей направленности исследований изолитогенные гранитные ряды или отдельные их члены действительно могут быть выявлены в составе других гранитных серий (комплексов) самого разного возраста — от архея до кайнозоя.

Главнейшими мы называем три основных таймырских изолитогенных ряда — пелитовый, граувакковый и известковисто-граувакковый, к которым в ближайшее время, вероятно, можно будет добавить базитовый (ортоамфиболитовый) ряд. Известно, что именно эти породы наиболее типичны для геосинклинальных вулканогенно-осадочных комплексов, поэтому гранитоиды других рядов несравненно более редки и более экзотичны. Безусловно, следует иметь в виду, что и при изучении упомянутых изолитогенных рядов (особенно грауваккового и известковисто-грауваккового) мы не можем надеяться на полную тождественность соответствующих пород в разных регионах: вариации состава первичных осадочных пород этих типов от региона к региону могут быть довольно значительны. Например, на Енисейском кряже все породы исходной толщи по сравнению с аналогичными породами Таймыра обогащены кремнием, алюминием и калием и заметно беднее кальцием, магнием, натрием. Видимо, доля известковисто-го материала в осадках здесь была меньше, а глинистого — больше.

Проще обстоит дело, пожалуй, с продуктами преобразования пелитовых и алевропелитовых толщ. Соответствующие формации имеют, как правило, большую мощность и характеризуются монотонным сложением. К тому же глинистые сланцы и алевролиты разных регионов по химизму значительно ближе друг другу, чем осадки каких-либо иных типов. Наконец, продукты их метаморфизма по составу подходят к гранитной эвтектике ближе любых других пород и потому могут без существенной переработки давать наибольшее количество гранитного расплава, который характеризуется достаточно специфичным составом. Не случайно, что именно для этого типа гранитов (высокоглиноземистых двуслюдяных) почти все исследователи единодушно принимают палингено-анатектическую природу магм, а в качестве исходных пород указывают метапелиты. Для Таймыра это предположение было сделано еще М. Г. Равичем [1954]. Данные по высокоглиноземистым гранитам разновозрастных (от докембрия до кайнозоя) подвижных поясов Европы, Азии, Австралии и Северной Америки обобщены в содержательной монографии Э. П. Изоха [1965]. Основываясь на этом материале, он приходит к выводу, что «про-

исхождение граната, кордиерита, андалузита, силлиманита в высокоглиноземистых гранитах, как и генезис самих гранитоидов, должны объясняться... *образованием магмы за счет богатых глиноземом сильно метаморфизованных пород*» [Изох, 1965, с. 110].

Расшифровка первичной природы и определение принадлежности к тому или иному изолиготенному ряду других типов гранитоидов сопряжены с большими трудностями. Тем не менее, в свете вышеизложенного такая задача представляется вполне разрешимой в большинстве случаев. Изолиготенные ряды Таймыра, как и многие охарактеризованные выше изолиготенные ряды гранитных серий других регионов, удалось выявить благодаря прослеживанию переходов от метаморфических пород к ультраметаморфитам и далее к последовательно сменяющим друг друга членами гранитных серий вплоть до интрузивных анатектических гранитов. Такой метод требует отличной обнаженности региона и высокого уровня его геологической изученности. Для его реализации требуются специальные тематические исследования. На стадии выявления принципиальной возможности реконструкции первичной литологической природы ультраметаморфитов это вполне правомерно, но для внедрения таких реконструкций в практику производственных геологических работ необходимы методы, которые могли бы реализоваться коллективами обычных геологосъемочных партий без существенных объемов дополнительных исследований, без дополнительных затрат.

При изучении метаморфических толщ наиболее надежной основой реконструкции их первичной литологии является сопоставление химического состава метаморфитов и эталонных представителей главных типов неизмененных осадочных и вулканогенных пород. На сегодняшний день известно много достаточно полно апробированных вариантов петрохимических диаграмм, позволяющих делать такие сопоставления с высокой степенью надежности. В качестве примера можно назвать диаграммы Симонена, Муана, А. А. Предовского, В. К. Головенка [Методические указания..., 1972]. Хотя ультраметаморфизм в отличие от регионального метаморфизма и не является изохимическим процессом, рассмотренные выше примеры показывают, что, несмотря на существенные изменения состава, количественные соотношения главных компонентов наследуются весьма стойко. Поскольку упомянутые диаграммы палеолитологических реконструкций метаморфитов основываются не столько на абсолютных содержаниях, сколько на количественных отношениях тех или иных групп элементов, представляется правомерной попытка выяснить, какое положение займут на этих диаграммах фигуративные точки составов соответствующих ультраметагенных гранитоидов, чтобы выяснить вопрос о правомерности распространения на ультраметаморфиты тех или иных методов, апробированных на метаморфических комплексах.

Как показывает опыт работы с метаморфическими породами, важным моментом, определяющим успех петрохимических палео-

Таблица 9.1

Коэффициент глиноземистости Чапела ( $K_{Al}$ ) и его вариации для главных групп ультраметагенных гранитоидов Таймыра

Группа	Автохтонные граниты	Параавтохтонные граниты	Аллохтонные граниты
Двуслюдяные граниты «апопелитового» ряда	$\frac{1,20}{1,0-1,6}$ (40)	$\frac{1,34}{1,0-1,5}$ (34)	$\frac{1,26}{1,0-1,5}$ (36)
Биотитовые граниты «грауваккового» ряда	$\frac{1,05}{0,8-1,2}$ (26)	$\frac{1,14}{0,9-1,4}$ (32)	$\frac{1,12}{1,1-1,3}$ (34)
Биотит-рогообманковые граниты «известковисто-грауваккового» ряда	$\frac{1,02}{0,7-1,5}$ (28)	$\frac{1,00}{0,6-1,3}$ (26)	$\frac{1,03}{0,9-1,3}$ (34)
Лепидомелан-гастингситовые граниты «апопелитового» ряда	$\frac{1,0}{0,9-1,2}$ (36)	$\frac{1,0}{0,9-1,1}$ (18)	$\frac{1,0}{0,9-1,1}$ (28)

Примечание. В числителе — среднее значение  $K_{Al}$  для данной группы, в знаменателе — пределы вариаций. В скобках указано число анализов.

$$K_{Al} = \frac{[Al_2O_3]}{[K_2O + Na_2O + CaO]}$$

литологических реконструкций, является выбор наиболее информативных диаграмм для сопоставления. Поскольку «каждый предложенный метод отображает обычно лишь одну особенность генетических типов пород» [Методическое руководство..., 1978, с. 366], одни диаграммы нагляднее показывают отличия граувакк от метавулканитов, другие — особенности метапелитов, третьи — различия метадиабазов, метаандезитов и металипаритов и т. д.

Мы использовали в качестве «ключа» для грубой литологической разбраковки ультраметаморфитов и обоснованного этим выбора диаграмм предложенный Б. Чапелом коэффициент глиноземистости ( $K_{Al}$ ) (табл. 9.1). При среднем значении  $K_{Al} = 1,05$  и менее и при условии незначительных его вариаций в пределах характеризующей группу выборки исходным материалом гранитоидов должны быть метавулканиты. В этом случае наиболее информативны диаграммы Симонена и А. А. Предовского. При столь же малом среднем значении  $K_{Al}$ , но больших его вариациях в исходном субстрате гранитоидов должны играть существенную роль продукты метаморфизма смешанных карбонатно-обломочных или вулканогенно-обломочных пород. Здесь наиболее подходит метод Роше и Муана, который удобен также и для гранитоидов с  $K_{Al}$ , близким к 1,1, являющихся в большинстве своем продуктами ультраметагенной переработки граувакк. Наконец, гранитоиды, имеющие  $K_{Al}$  более 1,2, хорошо характеризуются тройными диаграммами, предложенными В. К. Головенком для метапелитов.

В ультраметагенной серии Таймыра к первой группе принадлежат гастингситовые гранитоиды. В основу диаграмм Симонена положены числа Ниггли. На рис. 9.1 показано положение на этой диаграмме фигуративных точек автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных гастингситовых гранитов Таймыра. Точки параав-

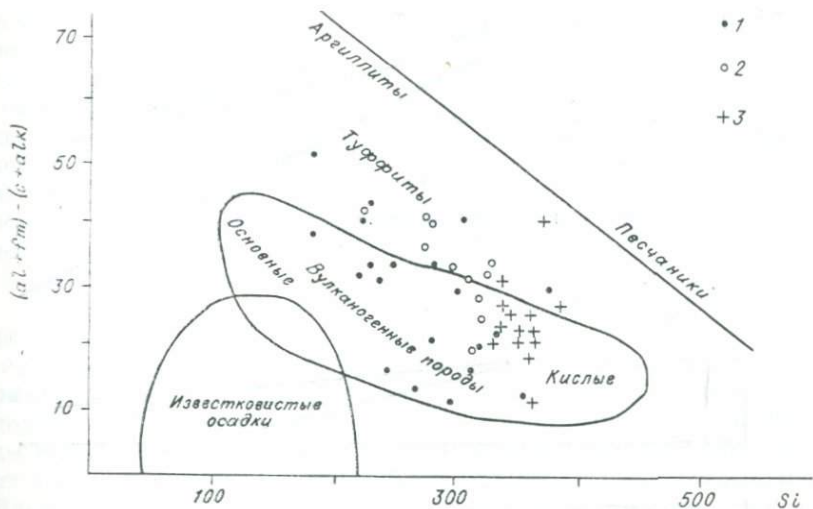


Рис. 9.1. Диаграмма Симонена для гастингситовых гранитов Таймыра.  
1—3 — граниты: 1 — автохтонные, 2 — параавтохтонные, 3 — аллохтонные.

тохтонных гранитов характеризуются меньшим рассеянием, что хорошо объясняется гомогенизацией состава по мере развития процессов плавления и перехода масс в мобильное состояние, поле аллохтонных гранитов несколько смещено вправо вследствие относительной обогащенности этого члена ряда кремнеземом. Тем не менее для всех трех типов гастингситовых гранитоидов отчетливо выражена их приуроченность к области вулканогенных пород среднего состава и соответствующих туфопесчаников.

Весьма показательны диаграммы сопоставления биотитовых и биотит-роговообманковых гранитоидов с граувакками по методу Роше и Муана (рис. 9.2). Хотя и здесь по мере перехода от автохтонных гранитоидов к аллохтонным соответствующие фигуративные точки несколько смещаются за счет общей направленности изменения химизма (уменьшения содержания железа, магния, кальция), эти изменения оказываются недостаточно существенными, и составы гранитоидов всех шести рассматриваемых групп проектируются в поле граувакк. При этом фигуративные точки биотит-роговообманковых гранитоидов тяготеют к верхней части поля (область анкеритовых граувакк), а точки биотитовых гранитоидов — к нижней, к области нормальных граувакк, что хорошо увязывается с принадлежностью первых к известковисто-граувакковому изолигитогенному ряду, а вторых — к граувакковому. Столь же наглядно перекрытие полей составов биотитовых гранитоидов Таймыра и граувакк проявляется при использовании диаграмм А. А. Предовского. Для гранитоидов глиноземистых (биотит-мусковитовых) мы использовали треугольные диаграммы В. К. Головенка.

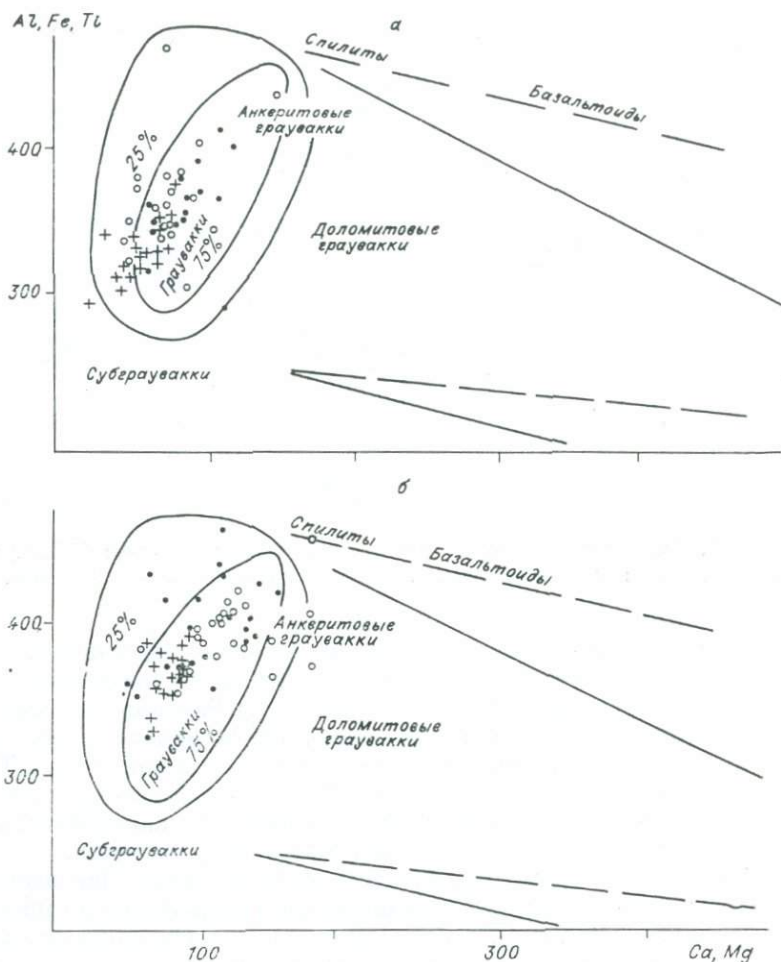


Рис. 9.2. Диаграмма Муана для гранитоидов апограуваккового (а) и известковисто-грауваккового (б) рядов.

Усл. обозн. см. на рис. 9.1.

Поисками путей реконструкции первичного состава ультраметаморфитов занимались не только в нашей стране. Из зарубежных исследователей наибольших успехов в этом направлении добились геологи Австралии. Как уже говорилось выше, в 1974 г. Б. Чапел и А. Уайт предложили разделить гранитоиды Юго-Восточной Австралии на два различных типа. Впоследствии было показано, что аналогичные типы могут быть выделены среди коровых гранитоидов практически всех регионов мира. Б. Чапел указывает, что граниты I-типа формируются за счет метаморфизованных магматических пород преимущественно базитового состава, а гранитоиды S-типа — за счет метаосадочных пород, в основном мета-

пелитов [Chappell, 1984]. Конечно, такое разделение ультраметаморфогенных гранитоидов в зависимости от типа исходных пород всего на два класса является (в сравнении с выделением изолиитогенных рядов) приемом слишком грубым и приближенным, но на первой стадии изучения, когда в пределах данного региона в породах той или иной конкретной гранитной серии никто ранее изолиитогенных рядов еще не выделял, такой подход вполне правомерен и может быть достаточно эффективным для предварительного суждения о преобладающих типах пород в составе субстрата гранитообразования.

По Б. Чапелу, граниты S-типа (в сравнении с I-типом) всегда беднее натрием, калием, стронцием — элементами, которые теряются при преобразовании полевых шпатов в процессе выветривания в глинистые минералы, а потому содержатся в пелитовых породах в пониженных количествах. В то же время эти гранитоиды обычно богаче свинцом, хромом, никелем за счет накопления их в илестых осадках, особенно в зонах сульфидного заражения. Из-за обычного для осадков присутствия углистого вещества, создающего относительно восстановительную среду, граниты S-типа характеризуются более низким отношением  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  при более низкой общей железистости. Что касается минерального состава, то для гранитов S-типа характерен биотит (роговая обманка не встречается даже в наиболее мафических разновидностях пород), обычен мусковит, нередко такие глиноземистые минералы, как альмандин, кордиерит, силлиманит, андалузит. Гранитоидам I-типа присуща роговая обманка (на более высоком уровне метаморфизма — диопсид), мусковит может присутствовать только в самых лейкократовых разновидностях. Из рудных минералов S-типу свойствен ильменит, а I-типу — магнетит. Однако главным отличием является коэффициент глиноземистости.

Для более дробного расчленения этих двух групп Б. Чапел предлагает графическое сопоставление вариаций содержания малых элементов с вариациями содержаний кремния, железа, а при необходимости и других петрогенных элементов. Наиболее информативны отношения  $Sr/SiO_2$ ,  $Sr/Fe$ ,  $Ni/Fe$ . Точки гранитоидов, формирующихся за счет единого исходного субстрата, группируются на соответствующих диаграммах вдоль прямых линий (рис. 9.3). Гранитоиды одной линии составляют единую «гранитную свиту», которую в соответствии с нашей терминологией можно было бы назвать «местным изолиитогенным гранитным рядом». В гл. 6 показано, что подобная методика особенно эффективна, когда мы имеем дело с изолиитогенными рядами, в которых вариации содержаний главных петрогенных элементов перекрываются в широких пределах, как, например, гранитоиды апобазитового и известковисто-грауваккового рядов таймырской серии.

Таким методом мы можем точно установить, сколько типов пород было в составе исходного субстрата ультраметаморфитов изучаемого региона и соответственно — сколько изолиитогенных гра-

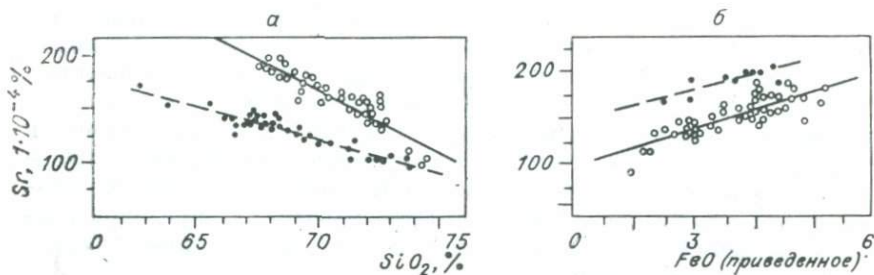


Рис. 9.3. Вариационные диаграммы Sr/SiO<sub>2</sub> (а) и Sr/FeO (б) для гранитоидов Лачланского пояса Юго-Восточной Австралии [Chappell, 1984].

нитных рядов в итоге сформировалось. Однако, чтобы сказать точно, какие это ряды, за счет каких именно пород они сформированы, нужно на те же графики нанести соотношения тех же компонентов в метаморфитах — точки «родного» субстрата должны лечь на ту же самую прямую, на которой лежат точки гранитоидов соответствующего изолитогенного ряда, соответствующей гранитной свиты.

Сопоставляя изложенное и материалы предыдущих глав, можно выработать наиболее рациональный комплекс исследований, позволяющий достаточно обоснованно строить заключения об особенностях литологии субстрата гранитообразования в любом изучаемом регионе, но не выходящий за рамки работ, традиционно являющихся неотъемлемой частью геологической съемки. Такой комплекс можно рекомендовать к использованию в производственных экспедициях, ведущих картирование в районах развития ультраметаморфитов.

При хорошей обнаженности региона и высоком уровне детальности геологической съемки обширную информацию о палеолитографии исходного материала ультраметагенных гранитоидов можно получить еще в процессе полевых работ. Особое внимание следует уделять внутренней текстурной и структурной неоднородности гранитоидных тел, выявлению вариаций минерального состава, поскольку эти особенности могут оказаться унаследованными проявлениями первичной неоднородности исходной толщи, подвергшейся ультраметаморфизму. Для автохтонных гранитоидов реликтовая слоистость весьма обычна, и нередко ее можно картировать. Часто такая слоистость имеет ритмичный характер. В этих случаях вариации мощностей ритмов и тип ритмичности (маятниковая, асимметричная и т. д.), как правило, коррелируют с ритмичностью неизменных или слабо измененных пород субстрата.

Наиболее тщательно следует изучать зоны перехода от автохтонных гранитов к вмещающим гнейсам, поскольку здесь часто встречаются не только реликтовые текстуры, но и отдельные участки почти не подвергшихся гранитизации метаморфитов. При удовлетворительной обнаженности выявленную в этих зонах

слоистость удается проследить и внутри автохтонных гранитоидных массивов. В параавтохтонных и аллохтонных гранитах реликтовые текстуры исходных толщ уже не сохраняются, но здесь нередко удается наблюдать зоны, насыщенные скиалитами, ксенолитами, шпировидными обособлениями, отличными по составу от пород, слагающих основной объем массива. Эти зоны, как правило, являются реликтами наиболее контрастных слоев в составе исходного субстрата и поэтому могут служить своего рода маркерами.

Важную информацию для предварительных заключений дает минеральный состав гранитоидов. Двуслюдяные ультраметагенные граниты принадлежат апопелитовому изолитогенному ряду, биотитовые — граувакковому, а биотит-роговообманковые гранитоиды могут быть продуктом преобразования как известковистых граувакк, так и метабазитов. Необходимо отмечать также присутствие специфических второстепенных минералов (гранат, кордиерит, магнетит и др.), характерных для гранитоидов тех или иных изолитогенных рядов. При петрографическом изучении следует обращать внимание на вариации свойств главных породообразующих минералов, особенно плагиоклаза, роговой обманки и биотита (см. гл. 7). Не менее важно и выявление характерных аксессуаров.

На основании рекомендованных полевых и предварительных петрографических исследований можно, пользуясь табл. 9.2, со значительной долей вероятности отнести изучаемые гранитоиды к тому или иному изолитогенному ряду. Для более полного и обоснованного заключения необходимо выполнить петрохимические исследования и сопоставить химизм гранитов с химизмом предполагаемых исходных пород, используя петрохимические диаграммы, принятые для реконструкции литологии ультраметаморфитов [см. Методическое руководство..., 1978]. Для выбора диаграмм следует использовать результаты предварительного определения типа изолитогенного ряда. Можно рекомендовать также вычисление коэффициента глиноземистости. При этом следует учитывать, что для такой разбраковки нужно принимать во внимание лишь средние значения коэффициента сопоставляемых гранитоидных групп.

Весьма наглядные результаты дает и традиционный пересчет по методу Заварицкого. Особенно информативны некоторые дополнительные характеристики ( $a'$ ,  $f'$ ,  $m$ ,  $c$ ), поскольку они показывают не абсолютное содержание тех или иных элементов в изучаемой породе, а ее относительную обогащенность ими, что и составляет специфику химизма каждого изолитогенного ряда. Показательно также отношение калия к натрию и нормативная основность плагиоклаза.

Перечисленные исследования дают в совокупности достаточную информацию для надежных и обоснованных заключений. И все же необходимо еще и определение химического состава биотита изучаемых гранитоидов или хотя бы количественное опреде-

## Протерозойская орогенная гранитная серия Таймыра и изолитогенные гранитные ряды в ее составе

Исходные породы (до метаморфизма)	Субстрат гранитообразования (исходные породы на уровне метаморфизма амфиболитовой фации)	Формационный тип (по Ю.А. Кузнецову)			Наиболее характерные особенности ряда	Изолитогенный гранитный ряд (по химизму и минеральному составу пород)	Название ряда (по исходным породам)
		Формация мигматитов и анатектитов амфиболитовой фации	Формация гранитных батолитов				
		Главные члены гранитной серии (по Г. Риду)					
		Автохтонные гранитоиды	Параавтохтонные гранитоиды	Аллохтонные гранитоиды			
1	2	3	4	5	6	7	8
Пелиты, алевропелиты (включая черные илы)	Гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы (в том числе графитистые)	Мусковит-биотитовые темные граниты. $Q = 29$ , $a' = 32$ , $N_{pl} = 25$	Лейкократовые мусковит-биотитовые граниты. $Q = 29$ , $a' = 46$ , $N_{pl} = 18$	Лейкократовые альбит-микроклиновы мусковитизированные (биотит-мусковитовые) граниты. $Q = 30$ , $a' = 55$ , $N_{pl} = 8$	Пересыщенность глиноземом ( $a' = 32-55$ ). Субщелочной состав плагиоклаза. Биотит красноватый (17,5% $Al_2O_3$ ). Повышенное содержание $Sn$ , $Ge$ . Из аксессуаров обычны циркон, апатит, рутил, всегда встречаются гранат, силлиманит. Рудный минерал — пльменит	Субщелочные высокоглиноземистые лейкократовые (двуслюдяные) граниты	Апоцелитовый
Граувакки	Биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы	Порфиروбластические биотитовые гнейсо-граниты. $Q = 27$ , $a' = 0-5$ , $N_{pl} = 24$	Порфировидные биотитовые граниты. $Q = 23$ , $a' = 5-10$ , $N_{pl} = 20$	Порфировидные биотитовые граниты. $Q = 31$ , $a' = 30$ , $N_{pl} = 20$	Незначительная пересыщенность глиноземом ( $a' = 0-30$ ), умеренное содержание $Mg$ , $Ca$ . Биотит коричневатый (около 17% $Al_2O_3$ ). Из аксессуаров обычны циркон, апатит, рутил, иногда встречается гранат. Рудный минерал — магнетит	Щелочно-земельные — умеренно глиноземистые (биотитовые) граниты	Апограувакковый
Известковистые граувакки и метагабброиды	Биотит-амфиболовые плагиогнейсы и сланцы, полевошпатовые амфиболиты	Порфиروбластические биотит-амфиболовые гнейсо-граниты. $Q = 20$ , $c' = 0-2$ , $N_{pl} = 32$	Порфировидные биотит-амфиболовые гранодиориты. $Q = 18$ , $c' = 0-7$ , $N_{pl} = 30$	Порфировидные биотит-амфиболовые гранодиорит-граниты. $Q = 18$ , $c' = 0-10$ , $N_{pl} = 20$	Умеренное содержание $Mg$ , $Ca$ . Биотит буровато-зеленый (до 16% $Al_2O_3$ ). Амфибол — обыкновенная роговая обманка. Из аксессуаров преобладает сфен, обычны циркон, апатит, встречается ортит. Рудный минерал — магнетит	Щелочно-земельные (биотит-амфиболовые) граниты	Апобазитовый (известковистый граувакковый)

Окончание табл. 9.2

1	2	3	4	5	6	7	8
Андезитобазальты, туфы, туффиты	Гастингситовые и биотит-гастингситовые двуполощатые гнейсы	Гастингситовые и эгирин-гастингситовые теневые граниты. $Q = 22, f' = 70, N_{pl} = 22$	Гастингситовые граниты. $Q = 21, f' = 60, N_{pl} = 27$	Гастингситовые граниты. $Q = 28, f' = 80, N_{pl} = 13$	Резкое преобразование FeO над Mg, много Na, повышенное содержание Ta, Nb, TR. Биотит (лепидомелан) плехропрует от бледно-желтого через оливково-зеленый до черного (11—12% $Al_2O_3$ ). Амфибол-ферригастингсит с малым 2V (0—40°). Акцессории: сфен, ортит, циркон, встречается торит	Субщелочные железистые (лепидомелан-гастингситовые) граниты	Апоандезитовый (?)

ление содержания в нем глинозема. Ведь именно по содержанию глинозема в биотите гранитоиды разных изолитогенных рядов различаются наиболее четко. Отобрать сто миллиграммов биотита не составляет труда, а для современного рентгеноспектрального анализа этого вполне достаточно. При выполнении специальных тематических исследований можно рекомендовать также изучение особенностей морфологии и химизма акцессорных минералов, особенно циркона. Однако при производственных геологических работах такие анализы трудноосуществимы, поскольку требуют специальной аппаратуры и отличаются большой трудоемкостью. Основную и, как правило, достаточную информацию дают методы, рекомендованные в настоящем разделе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании сравнительного изучения гранитоидов и ультраметаморфитов Таймырской складчатой области с привлечением опубликованных материалов по другим регионам разработаны критерии выделения в составе ультраметагенных гранитных серий так называемых **изолитогенных гранитных рядов** — совокупности продуктов гранитизации, реоморфизма и анатексиса литологически однотипных исходных пород. Детально охарактеризовано три таких ряда — апобазитовый, апограувакковый, апочелитовый, отвечающие наиболее распространенным в природе петрографическим типам гранитоидов (биотит-роговообманковым, биотитовым и двуслюдяным). Субстратом их являются наиболее распространенные породы геосинклинальных комплексов. В реальных складчатых поясах в зависимости от вариаций состава слагающих их отложений могут формироваться и иные изолитогенные гранитные ряды, в состав которых входят сравнительно редкие и даже экзотические граниты — турмалиновые, топазовые, гастингситовые и др. Однако первые три ряда — универсальны, они представлены практически во всех ультраметаморфогенных гранитных сериях, вне зависимости от возраста. Этот факт общеизвестен, но, по нашему мнению, до сих пор не получил должной оценки.

Геология, в конечном счете, наука историческая. Ее главной задачей является воссоздание истории развития Земли в целом, как единого тела, но прежде всего — истории формирования и эволюции земной коры. По-видимому, выявление и изучение изолитогенных рядов должны оказать существенную помощь в прочтении истории отдельных крупных регионов, особенно тех из них, в которых широко развиты метаморфиты и ультраметаморфиты. Это позволит составить хотя бы схематическое представление о дометаморфической геологии этих регионов и вместе с тем проследить эволюцию не только тектонических структур, но и слагающих их пород на протяжении всего их развития под воздействием последующих процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, гранитообразования и гранитного магматизма.

Изучение изолигоденных гранитных рядов должно способствовать выявлению истинных соотношений между различными гранитоидными комплексами, развитыми в тех или иных регионах. Как уже было показано, петрографически совершенно разные гранитоиды, которые, исходя из обычных канонов, относят к разным комплексам, пытаясь выяснить, какому тектономагматическому циклу или хотя бы фазе соответствует каждый из них, оказываются нередко геологически одновозрастными, как, например, аллохтонные двуслюдяные и биотит-амфиболовые порфировидные граниты Таймыра. Они просто принадлежат разным изолигоденным рядам. Напротив, породы сходного минералогического и химического состава, объединяемые в единый комплекс подобно тем же двуслюдяным гранитам на Таймыре, могут отвечать последовательным стадиям формирования ряда (автохтонные — аллохтонные гранитоиды), а потому могут быть разделены значительным временным интервалом — десятки миллионов лет [Рид, 1957].

Установление факта наследования ультраметаморфитами особенностей химического и минерального состава исходных пород вносит коренные изменения в наши знания об особенностях проявления ультраметаморфогенного гранитообразования, раскрывает сущность роли субстрата, которая ранее недооценивалась либо вообще не принималась во внимание. Процесс гранитообразования предстает в более гармоничном единстве — мы получаем возможность в каждом случае, в любом гранитоидном теле или комплексе оценить влияние обеих групп факторов, как внешних по отношению к занимаемому гранитом объему (привнос вещества и энергии), так и внутренних, наследуемых от исходного материала и среды. Выявление и изучение изолигоденных гранитных рядов позволит реконструировать первичную природу ультраметаморфических комплексов. Мы получаем возможность распространить успешно применяемые ныне методы и приемы реконструкции первичного состава и литологии метаморфических толщ на ультраметаморфические образования, которые в этом отношении оставались до последнего времени не охарактеризованными. Расшифровка первичной литологии создает базу для обоснованного литостратиграфического расчленения ультраметаморфических комплексов, их геологической корреляции, т. е. в конечном счете для создания полноценной геологической карты.

Наследование особенностей вещественного состава исходных пород продуктами ультраметаморфизма распространяется, как уже отмечалось, не только на петрогенные, но и на малые элементы, включая рудные. Это обстоятельство выявляет новый аспект в оценке потенциальной рудоносности конкретных гранитоидных тел и комплексов — очевидно, что для ультраметаморфогенных гранитоидов при такой оценке нельзя не принимать во внимание литологии исходного субстрата. Повышенная концентрация тех или иных рудных элементов в исходных осадках и вулканитах

должна рассматриваться в качестве одного из факторов, определяющих металлогеническую специализацию ультраметаморфогенных гранитоидов. Видимо, не случайно с гранитоидами апелитового ряда ассоциируют рудопроявления и месторождения олова, пегматиты с мусковитом и акцессорным бериллом. Гранитоидам апограуваккового ряда свойственны проявления молибдена, известковисто-грауваккового — молибдена и вольфрама, гастингситовые граниты характеризуются повышенным содержанием редких элементов. Однако наиболее интересны в отношении рудоносности гранитоиды редких (экзотических) рядов.

Наконец, изучение изолитогенных рядов и палеолитологические реконструкции ультраметаморфитов позволяют полнее разобраться в геологической истории раннего докембрия. Такие исследования способствуют правильной оценке роли экзогенных геологических процессов на ранней стадии развития Земли и их значения в формировании не только осадочного чехла, но и всей сиалической оболочки.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амшинский Н. Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов.— Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973.— 200 с.
- Апелъцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометалльных гранитов Полярного Урала.— М.: Недра, 1967.— 199 с.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков.— М.: Наука, 1966.— 124 с.
- Белоусов В. В. Эндеогенные режимы материков.— М.: Недра, 1978.— 232 с.
- Браун У. Л. Кристаллографические аспекты поведения полевых шпатов при метаморфизме//Природа метаморфизма.— М.: Мир, 1967.— С. 355—365.
- Василенко В. Б., Забияка И. Д. Распределение октаэдрического циркона в гетерогенных докембрийских гранитоидах Таймыра//Материалы по генетической и экспериментальной минералогии.— Новосибирск: Наука, 1976.— С. 130—135.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения.— М.: Наука, 1965.— 374 с.
- Вертушков Г. Н. Гранитизация железистых кварцитов восточной контактной зоны уфалейского гранитного массива на Урале//Изв. вузов. Геология и разведка.— 1958.— № 12.— С. 80—94.
- Винклер Х., Платен Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис.— Новосибирск: Наука, 1968.— 155 с.
- Виттенбург П. В., Анисеев Н. П., Тест Б. И. Геология и полезные ископаемые северо-западной части Таймырского полуострова//Труды горно-геологического управления Главсевморпути.— М.— Л.: ОНТИ, 1941.— № 12.— 134 с.
- Геология и петрология южного обрамления Алданского щита/Судориков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М. и др.— Л.: Наука, 1965.— 290 с.
- Гинзбург И. В., Белова Е. Н. О гастингсита с малым углом оптических осей//Докл. АН СССР.— 1960.— Т. 134, № 3.— С. 666—669.
- Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия.— Л.: Недра, 1977.— 268 с.
- Граувакки/Под ред. А. В. Пейве.— М.: Наука, 1972.— 345 с.
- Гулин С. А. Современное состояние проблемы формационных соотношений гранитоидов Таймыра//Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра.— Л.: Недра, 1983.— С. 61—72.
- Даминова А. М. Геологическое строение Центрального Таймыра//Известия высшей школы, сер. Геология и разведка.— 1958.— № 3.— С. 3—19.
- Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма.— Л.: Наука, 1967.— 83 с.
- Дюфур М. С., Попова В. А., Кривец Т. Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1970.— 128 с.

- Забяка А. П.** Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра (опыт литолого-формационного изучения метаморфических толщ).— Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1974.— 128 с.
- Изох Э. П.** Гипербазит-габбро-гранитовый ряд и формация высокоглиноземистых гранитов.— Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1965.— 138 с.
- Кинг Б. К.** Происхождение мигматитов//Природа метаморфизма.— М.: Мир, 1967.— С. 227—242.
- Климов Л. В.** Чарнокиты // Гранулитовая фация метаморфизма.— Л.: Наука, 1972.— С. 47—66.
- Коржинский Д. С.** Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации//Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли.— М.: Наука, 1972.— Т. 1.— С. 144—152.
- Крылова М. Л., Седова И. С., Крылов И. П.** Эволюция вещества при ультраметаморфизме. На примере докембрия Восточной Сибири.— Л.: Наука, 1972.— 180 с.
- Кузнецов Ю. А.** Петрология докембрия Южно-Енисейского края.— Томск: ЗСГУ, 1941.— 140 с. (Материалы по геологии Западной Сибири, № 15/57.)
- Кузнецов Ю. А.** Происхождение магматических пород//Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1965.— С. 296—331.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 388 с.
- Макрыгина В. А.** Геохимия регионального метаморфизма умеренных и низких давлений.— Новосибирск: Наука, 1981.— 200 с.
- Марнич И. В., Амшинский Н. Н.** Опыт сопоставления гранитов калбинского типа из разных структурно-фациальных зон Алтая//Вопросы геологии и методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.— Новосибирск: СНИИГГиМС, 1967.— С. 105—119.
- Махлаев Л. В.** О соотношении понятий «интрузивный» и «магматический» на примере докембрийских порфировидных гранитов Таймыра//Геол. и геофиз.— 1965.— № 1.— С. 143—150.
- Махлаев Л. В.** Протерозойские позднекинематические граниты западного обрамления Сибирской платформы (Таймыр, Енисейский край)//Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы.— Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1969.— С. 122—139.
- Махлаев Л. В.** Опыт реконструкции первичной литологии ультраметаморфитов докембрия Таймыра//Литология и осадочная геология докембрия: Материалы X Всесоюзного литологического совещания.— М.: ГИН АН СССР, 1973.— С. 124—126.
- Махлаев Л. В.** Закономерности формирования мигматит-гранитных серий//Проблемы докембрийского магматизма.— Л.— М.: Наука, 1974.— С. 98—104.
- Махлаев Л. В.** Таймырская складчатая область//Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии.— Новосибирск: Наука, 1978.— С. 147—168.
- Махлаев Л. В., Коробова Н. И.** Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра (метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование).— Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1972.— 158 с.
- Махлаев Л. В., Короткевич А. Ф.** О триклинности калиевых полевых шпатов в гранитоидах разного генезиса.— Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1970.— 62 с.
- Махлаев Л. В., Щербakov И. Б.** Разнообразие петрографических типов докембрийских ультраметаморфогенных гранитоидов как следствие неоднородности корового субстрата гранитообразования//27-й Международный геологический конгресс: Тезисы докладов. Т. II.— М.: Наука, 1984.— С. 348—350.
- Менерт К.** Мигматиты и происхождение гранитов.— М.: Мир, 1972.— 327 с.
- Методические указания по геологической съемке м-ба 1: 50 000.**

- Вып. 4: Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований.— Л.: Недра, 1972.— 376 с.
- Методическое** руководство по геологической съемке м-ба 1 : 50 000. 2-е изд.— Л.: Недра, 1978.— Т. 1.— 504 с.
- Муратов М. В.** Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования//Изв. вузов. Геология и разведка.— 1966.— № 3.— С. 3—48.
- Очерки** по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова.— Л.: Наука, 1968.— 263 с.
- Павлова Т. Г.** Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улу-Тау.— М.: Наука, 1964.— 184 с.
- Пара- и ортоамфиболиты докембрия**/Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др.— М.: Наука, 1972.— 210 с.
- Петров Б. В., Макрыгина В. А.** Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.— Новосибирск: Наука, 1975.— 342 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.** Пески и песчаники.— М.: Мир, 1976.— 535 с.
- Проблемы металлогении Украины.**— Киев: Наукова думка, 1964.— 256 с.
- Равич М. Г.** Докембрий Таймыра.— Л.: Водгранициздат, 1954.— 312 с.
- Равич М. Г., Погребницкий Ю. Е.** Стратиграфическая схема докембрия Таймыра.— Л.: Недра, 1965.— 21 с.
- Равич М. Г., Чайка Л. А.** Метаморфические и магматические формации Таймырского докембрия//Петрография Восточной Сибири.— М.: Недра, 1962.— Т. 1.— С. 590—718.
- Рид Х. Х.** Граниты и граниты//Проблема образования гранитов.— М.: ИЛ, 1950.— Т. 2.— С. 306—337.
- Рид Г. Г.** Гранитные серии в подвижных поясах//Земная кора.— М.: ИЛ, 1957.— С. 423—446.
- Рубо М., Де ла Рош. К** геохимии щелочей в гранитизированных породах//Распространенность элементов в земной коре.— М.: Мир, 1972.— С. 180—197.
- Серебряков В. А.** Постмагматическая история гранитов.— М.: Недра, 1972.— 161 с.
- Сидоренко А. В., Ожогин В. А.** Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова//Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 180, № 3.— С. 687—690.
- Синицын В. М.** Сяаль.— Л.: Недра, 1972.— 167 с.
- Судовиков Н. Г.** Метасоматические граниты//Вестник ЛГУ. Геология, геофизика.— 1950.— № 10.— С. 78—110.
- Судовиков Н. Г.** Тектоника, метаморфизм, гранитизация и мигматизация пород ладожской формации.— Л.: Изд-во АН СССР, 1954.— 196 с.
- Судовиков Н. Г.** Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1964.— 550 с.
- Судовиков Н. Г.** Проблема ранакиви и позднеорогенных интрузий.— М.— Л.: Наука, 1967.— 120 с.
- Урванцев Н. Н.** Таймырская складчатая зона//Бюл. Норильского комбината, 1949.— С. 4—12.
- Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П.** Об унаследованном характере состава биотитов гранитоидов и его петрогенетическом значении//Геол. журн. АН УССР.— 1971.— № 3.— С. 88—92.
- Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П.** Биотиты докембрия.— Киев: Наукова думка, 1972.— 208 с.
- Ушакова Е. Н.** Биотиты метаморфических пород//Фацции метаморфизма.— М.: Недра, 1970.— С. 411—418.
- Фацции метаморфизма**/Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др.— М.: Недра, 1970.— 431 с.
- Фролова Н. В.** Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири//Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы.— М.: Наука, 1962.— С. 13—49.

- Хани В. Е.** Региональная геотектоника Внеальпийской Азии и Австралии.— М.: Недра, 1979.— 356 с.
- Чумаков А. А.** О происхождении щелочных гранитов Кейв//Щелочные граниты Кольского полуострова.— М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1958.— С. 308—368.
- Шестаков Ю. Г.** Математическая статистика. Красноярск, 1982.— 116 с.
- Шкодинский В. С.** Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов.— Новосибирск: Наука, 1976.— 224 с.
- Шуркин К. А.** Ультраметаморфизм и основы классификации архейских комплексов//Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— С. 389—395.
- Щелочные граниты Кольского полуострова.**— М.— Л.: Наука, 1958.— 374 с.
- Щербаков И. Б.** Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита.— Киев: Наукова думка, 1975.— 279 с.
- Albuquerque C. A.** Petrochemistry of series of granitic rocks from northern Portugal//Bull. Geol. Soc. Am.— 1971.— V. 82, N 10.— P. 2783—2798.
- Chappell B. W.** Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia//Phil. Trans. Roy. Soc.— L.— 1984.— V. 310, A.— P. 693—707.
- Chappell B. W., White A. I. R.** Two contrasting granite types//Pacif. Geol.— 1974.— N. 8.— P. 173—174.
- Eskola P.** Postmagmatic potash metasomatism of granite//Bull. Comm. Geol. Finlande.— 1956.— V. 172.— P. 85—100.
- Lapadu-Hargues P.** La note sur des amphibolites//Compt. rend. hebdomadaire des seances de l'Ac. des Sci.— 1952.— T. 234.— P. 352—353.
- Marmo V.** The petrochemistry of some Precambrian granites of West Africa and petrochemical comparison with the Svekofenide granites of Finland//Am. J. Sci.— 1955.— V. 253.— P. 391—412.
- Marmo V.** Geology and mineral resources of Kangari Hills shists belt//Geol. Surv. Sierra Leone Bull.— 1962.— N 2.— P. 117—119.
- Marmo V.** Granite petrology and the granite problem. Amsterdam — L.— N. Y.: Elsevier publishing company, 1971.— 244 p.
- Read H. H.** The granite controversy.— London: Murby, 1957.— 430 p.
- Whitten E. H. T., Chappell B. W.** Suites within a granitoid batholith of Lachlan Fold Belt, S — E Australia//Rep. of 27 Session MGC.— M.: Nauka, 1984.— V. IV.— P. 489.
- 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. Am., Memoir 74.— 1958.— 153 p.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Глава 1. К истории палеолитологического направления в изучении гранитоидов . . . . .	6
Глава 2. Краткий геологический очерк докембрийского складчатого пояса Таймыра . . . . .	15
2.1. Литология и тектоника . . . . .	16
2.2. Интрузивный магматизм и гранитоидные формации . . . . .	20
2.3. Метаморфизм . . . . .	22
Глава 3. Изолитогенные метаморфические ряды . . . . .	24
3.1. Граувакковый ряд . . . . .	28
3.2. Известковисто-граувакковый ряд . . . . .	29
3.3. Метапелитовый ряд . . . . .	30
3.4. Петрохимия метаморфических пород (к вопросу о сохранности и изменчивости состава при метаморфизме) . . . . .	31
Глава 4. Ультраметаморфогенная гранитная серия докембрия Таймыра . . . . .	35
4.1. Мигматиты . . . . .	36
4.2. Автохтонные гнейсо-граниты . . . . .	40
4.3. Параавтохтонные граниты . . . . .	45
4.4. Аллохтонные граниты . . . . .	50
Глава 5. Изолитогенные гранитные ряды Таймыра . . . . .	53
5.1. Известковисто-граувакковый ряд . . . . .	54
5.2. Апобазитовый ряд . . . . .	64
5.3. Апограувакковый ряд . . . . .	66
5.4. Апопелитовый ряд . . . . .	70
5.5. Изолитогенный ряд гастингситовых гранитов . . . . .	81
Глава 6. Петрохимия гранитоидных рядов Таймыра . . . . .	90
6.1. Биотит-роговообманковые граниты и грапидиориты (апобазитовый и известковисто-граувакковый ряды) . . . . .	91
6.2. Биотитовые граниты (апограувакковый изолитогенный ряд) . . . . .	94
6.3. Биотит-мусковитовые граниты (апопелитовый изолитогенный ряд) . . . . .	96
6.4. Ленидомелан-гастингситовые граниты апоандезитового (?) изолитогенного ряда . . . . .	98
6.5. О наследовании особенностей химизма субстрата . . . . .	100
Глава 7. О наследовании особенностей минералов субстрата при ультраметаморфизме и гранитообразовании . . . . .	104
7.1. Полевые шпаты . . . . .	—
7.2. Биотиты . . . . .	107
7.3. Амфиболы . . . . .	111
7.4. Акцессорные минералы . . . . .	112
Глава 8. Изолитогенные ряды в составе гранитных серий других регионов . . . . .	117
8.1. Алданский щит . . . . .	118
8.2. Украинский кристаллический щит . . . . .	120
8.3. Кольский полуостров . . . . .	122
8.4. Енисейский кряж . . . . .	123
8.5. Либерийский щит (Экваториальная Африка) . . . . .	126
8.6. Палеозойская гранитная серия Северной Португалии . . . . .	128
8.7. Герцинская гранитная серия Алтая . . . . .	130
8.8. Герцинская гранитная серия Юго-Восточной Австралии . . . . .	132
Глава 9. Проблема палеолитологических реконструкций ультраметаморфитов . . . . .	134
Заключение . . . . .	146
Литература . . . . .	149

## СОПОСТАВЛЕНИЕ НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ СХЕМ УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННЫХ ГРАНИТНЫХ СЕРИЙ

Автор схемы	Главный принцип выделения серий	Главные группы в составе серий и их краткая характеристика			
Г. Рид	Степень перемещенности гранитного материала от места его возникновения к месту консолидации	<u>Автохтонные граниты</u> – диффузные тела сложной формы, согласные с вмещающими гнейсами, с четкими признаками формирования путем замещения (теньевые граниты, порфиробластические гнейсо-граниты)	<u>Параавтохтонные граниты</u> – диапир-плутоны и батолиты в ядрах антиклиналей, сложенные мобилизованным материалом предыдущей группы, температурные различия с вмещающими породами невелики – нет зон закалки, роговики маломощны	<u>Аллохтонные (интрузивные) граниты</u> – крупные дисгармоничные массивы глубинного формирования, сопровождающиеся широкими полями роговиков	<u>Гранитные плутоны</u> – гипабиссальные штоки, малые интрузии с хорошо выраженной зоной закалки с автономной структурой, сопровождаются ореолом высокотемпературных роговиков
К. Менерт	Структурно-генетический	<u>Метасоматические граниты</u>	<u>Мобилизованные мигматиты</u> , образующие малые диапир-плутоны, межбуждинные обособления, встречаются автохтонные бескорневые тела реоморфитов	<u>Магматиты</u> продукты кристаллизации гомогенных анатектических расплавов, формирующих интрузивные массивы разной степени перемещенности дифференциаты анатектической гранитной магмы	
П. Эскола, В. Мармо	Отношение времени становления массивов к главной фазе складчатости	<u>Синкинематические граниты</u> – согласные диффузные тела, постепенно переходящие во вмещающие гнейсы, реже сводовые диапир-плутоны в осевых зонах крупных антиклиналей; состав преимущественно гранодиоритовый, текстура отчетливо гнейсовидная	<u>Поздкинематические граниты</u> – отчетливо дисгармоничные тела с автономной структурой; роговики и зона закалки отсутствуют; состав лейкогранитный, анхизотектический	<u>Посткинематические граниты</u> – резко дисгармоничные тела с хорошо выраженной закалкой, с мощными ореолами роговиков, сложенные дифференциатами гранитной магмы – граносиенитами, гранодиоритами, монцонитами, субщелочными гранитами	
Л.В. Климов	Структурно-генетический	<u>Теньевые чарнокиты</u> – метасоматиты, образовавшиеся <i>in situ</i> по субстрату сланцев гранулитовой фации с явными признаками замещения последних	<u>Реоморфические чарнокиты</u> – частично плавный, мобилизованный материал пород предыдущей группы, слагающий диапир-плутоны разной степени автономности	<u>Магматические чарнокиты</u> – дисгармоничные массивы, интрузия высокомобильных анатектических расплавов, оторванных от своих метаморфических корней	? предположительно гипабиссальные дайки и штоки меланократовых сиенитов, пироксеновых граносиенитов
Т.Г. Павлова	Структурно-генетический	<u>Метаморфиты и метасоматиты гранитного состава</u>	<u>Гранито-гнейсы</u> автохтонные и параавтохтонные – продукты частичного плавления метаморфитов	<u>Магматические граниты</u> – продукты кристаллизации обособившейся анатектической гранитной магмы и ее дифференциатов	
Н.Г. Судовиков	Генетический	<u>Метасоматические граниты</u>		<u>Реоморфические граниты</u>	<u>Магматические граниты</u>

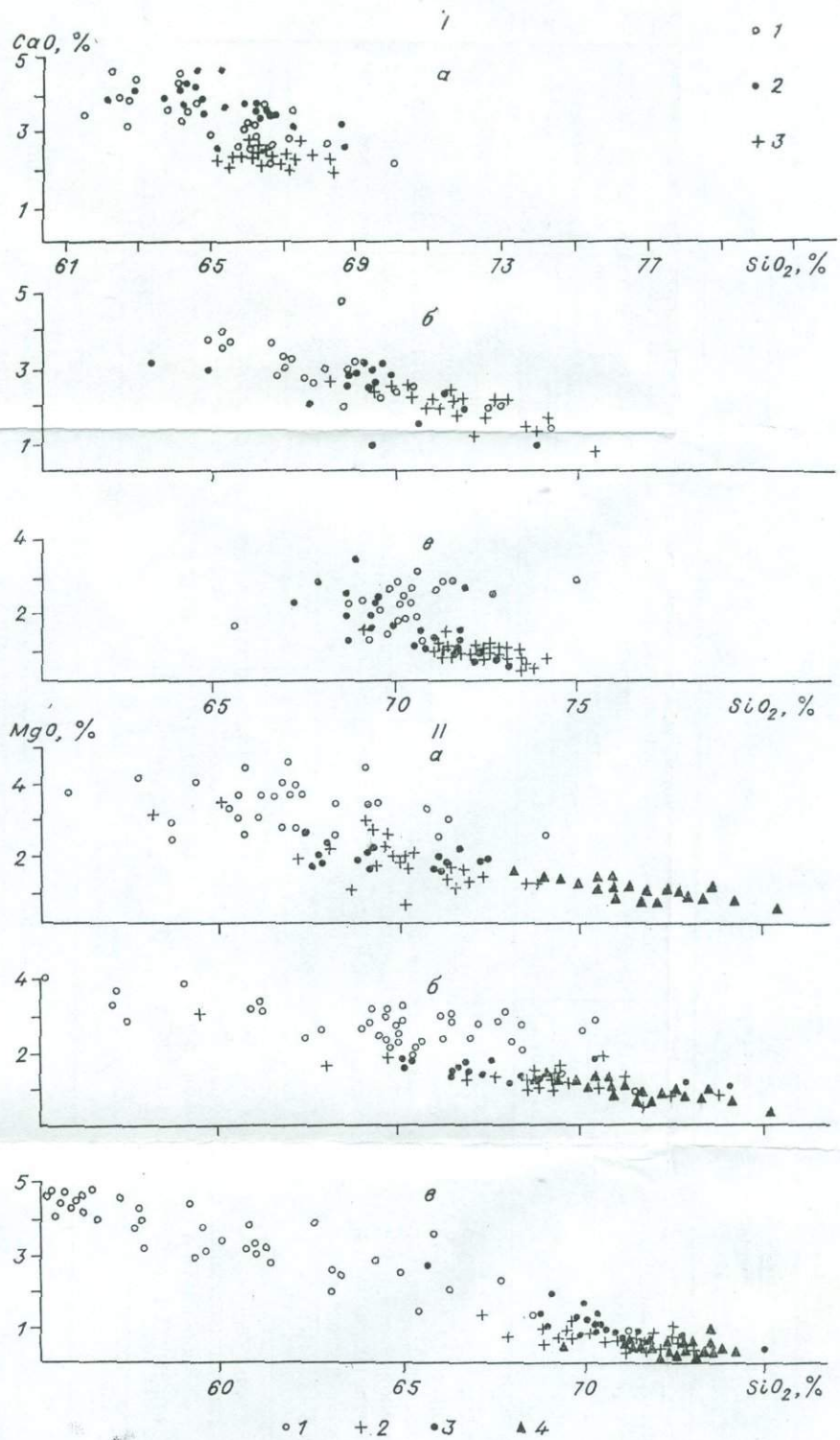


Рис. 6.1. Вариационные диаграммы  $\text{CaO}/\text{SiO}_2$  (I) и  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  (II) для докембрической гранитной серии Таймыра.

*а* — апобазитовый (известнисто-граувакковый), *б* — апограувакковый и *в* — апопелитовый ряды. На графиках  $\text{CaO}/\text{SiO}_2$ : 1—3 — гранитоиды (1 — автохтонные, 2 — параавтохтонные, 3 — аллохтонные); на графиках  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ : 1 — гнейсы; 2—4 — гранитоиды (2 — автохтонные, 3 — параавтохтонные, 4 — аллохтонные).

1 р. 70 к.

5197



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ