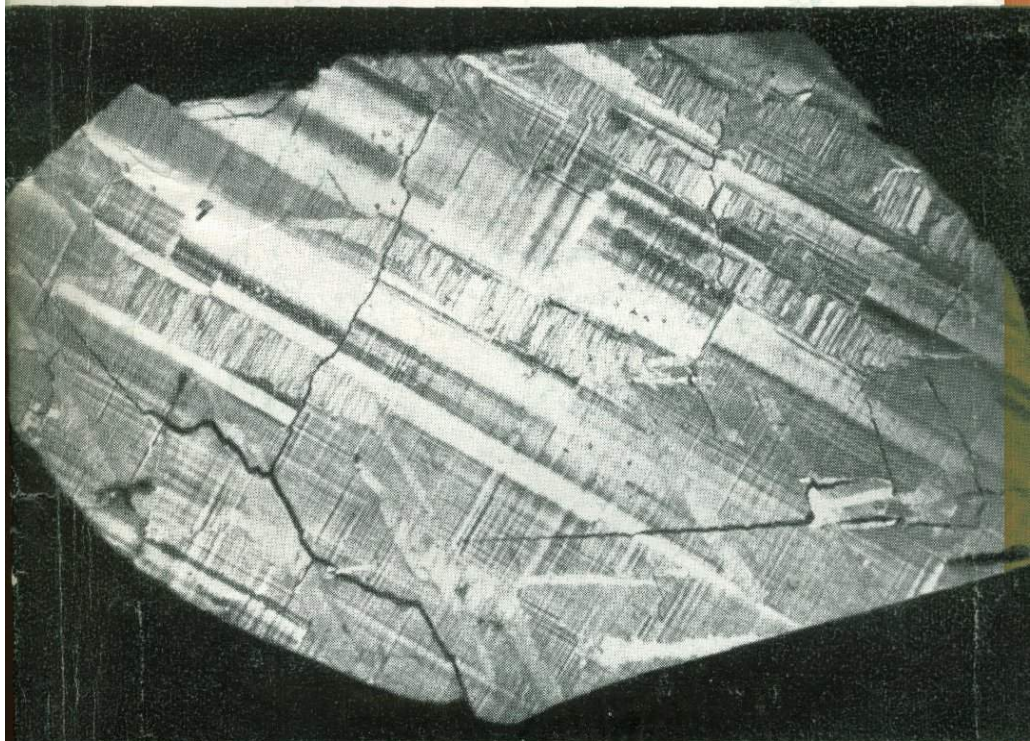


А. П. КАЛИТА

ПЕГМАТИТЫ  
И ГИДРОТЕРМАЛИТЫ  
ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА



А. П. КАЛИТА

552.322

ПЕГМАТИТЫ  
И ГИДРОТЕРМАЛИТЫ  
ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

1529



МОСКВА „НЕДРА“ 1974



Калита А. П. Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов Кольского полуострова. М., «Недра», 1974. 140 с.

В книге описаны разновидности щелочных гранитов, пегматитов и пневматолито-гидротермальных жил. Разработана систематика пород щелочногранитной формации. Дана детальная характеристика различных типов пегматитов, гидротермалитов и рассмотрены особенности их взаимоотношений с материнскими гранитами. Проведен сравнительный анализ особенностей химического состава гранитов и их жильных дериватов с целью выявления эволюционной направленности в формировании пород щелочногранитной формации. Приводятся основные геологические, петрохимические и минералого-геохимические поисково-оценочные критерии минерализованных пегматитов и гидротермалитов. Описываются акцессорные редкометалльные минералы, сравниваются особенности минерализации различных типов жильных образований, анализируются генетические особенности различных групп минералов и качественный состав, сравниваются уровни концентраций акцессорных редких элементов в различных типах пород щелочногранитной формации. Впервые проведено систематическое изучение закономерностей распределения TR, Y, Nb, Ta, Th, Zr, Be, Li, Rb и Cs в направлении от более ранних типов пород щелочногранитной формации к более поздним с применением методов математической статистики.

Книга может быть рекомендована геологам, занимающимся изучением особенностей распределения редких элементов в образованиях, связанных с гранитоидами.

Таблиц 33, иллюстраций 42, список литературы — 104 назв.

*Научный редактор доктор геолого-минералогических наук Е. И. СЕМЕНОВ*

20805—266  
К 043(01)—74

© Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), 1974

## ВВЕДЕНИЕ

Многие редкие элементы, используемые в народном хозяйстве, встречаются в щелочногранитном комплексе пород. Особенно они характерны для пегматитов и гидротермалитов щелочных гранитов. Поэтому выяснение закономерностей их распределения и условий концентрации представляет собой актуальную задачу. Проведенные детальные исследования пегматитов, гидротермалитов и других типов пород щелочногранитного комплекса, с учетом результатов других исследователей, позволяют рассмотреть целый ряд интересных в научном и практическом отношении вопросов. Это особенности состава гранитов, их пегматитов и пневматолито-гидротермальных жил, вопросы систематики жильного комплекса, редкометальная специфика, качественный состав и уровни концентраций редких элементов в породах щелочногранитного комплекса, геологические, петрохимические и минералого-геохимические поисково-оценочные критерии. Значительное внимание в работе уделено рассмотрению генетических особенностей всего щелочногранитного комплекса пород.

Выполнение настоящей работы стало возможным благодаря непосредственному участию или содействию ряда сотрудников коллектива ИМГРЭ, а также геологов СЗТГУ.

В сборе и обработке полевых материалов принимали участие Л. А. Чибисова, Д. Н. Устинов и Л. А. Роднов. Анализы пород и минералов выполнялись сотрудниками химической лаборатории ИМГРЭ М. В. Кухарчик, А. В. Быковой, Л. Е. Новороссовой, В. М. Швеца, И. С. Разиной, Т. А. Капитоновой, О. Ф. Сазоновой, Б. А. Соломинской, В. Н. Архангельской, А. А. Мануховой, Г. А. Любомиловой, В. В. Шибаевой, М. Р. Петерсон, Н. Н. Коротковой, М. С. Стрепихеевой под руководством В. С. Салтыковой. Значительная часть анализов выполнена М. Е. Казаковой и Л. П. Юрченковой.

Определения содержаний редких элементов методом фотометрии пламени проводились А. Т. Абрамовой, Л. И. Баум,

Н. Г. Семенов в лаборатории, возглавляемой Е. А. Фабриковой.

Рентгенометрические исследования минералов выполнялись В. Б. Александровым, Н. Г. Баталиевой и другими сотрудниками кристаллохимической лаборатории ИМГРЭ под руководством Ю. А. Пятенко.

Состав редкоземельных элементов в минералах расшифровывался в рентгеноспектральной лаборатории ИМГРЭ под руководством доктора физико-технических наук Л. С. Баринского.

Спектроскопический анализ пород и минералов выполнялся И. П. Тоюшевым, С. Н. Черногоровой, Н. М. Прониной.

По методике применения математических методов статистики автор имел возможность консультироваться у В. Н. Бондаренко и Р. И. Когана; в проведении полевых работ большую помощь оказали С. Д. Покровский, В. Л. Богатырев, В. М. Изотов, а в подготовке рукописи к печати — М. В. Кузьменко, К. Д. Суботин и Ю. Л. Капустин. Автор выражает свою глубокую благодарность всем, кто содействовал выполнению исследований.

## ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНОГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА

### ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Щелочные граниты на Кольском полуострове (гора Чагвейв) были обнаружены Б. А. Поповым еще в 1899 г. А. А. Полканов в 1924 г. выявил щелочные граниты в районе Гремях тундры, а в 1925 г. обнаружил эти породы в коллекции П. Б. Риппаса, собранной в 1898 г. на Белой тундре. Через три года в центральной части Кольского полуострова Б. М. Куплетским и О. А. Воробьевой был открыт один из крупнейших массивов щелочных гранитов в пределах рассматриваемого региона. Начатые первооткрывателями исследования щелочных гранитов продолжил В. И. Влодавец, который обнаружил значительное количество кварцевых и пегматитовых жил и дал первую систематику жильного комплекса, связанного со щелочными гранитами центральной части полуострова. В частности, было установлено, что в щелочных гранитах залегают кварцевые жилы с микроклином, щелочным амфиболом и рудным минералом; в зоне контакта щелочных гранитов с вмещающими биотитовыми гнейсами локализуются пегматитовые жилы с амазонитом, а в кристаллических сланцах располагаются мусковито-кварцевые жилы.

Систематика В. И. Влодавца не потеряла своего значения и в настоящее время, хотя была значительно дополнена и детализирована. По данным А. И. Морозова [54], в тридцатые годы изучением щелочных гранитов центрального водораздела занимались В. С. Сверчков, Т. А. Никольская, М. Д. Вагапова, П. К. Григорьев, В. Г. Пресман и Г. В. Холмов. Первый период изучения щелочных гранитов завершился в 1933 г. Важнейшим итогом перечисленных исследований было признание интрузивной природы щелочных гранитов.

В 1934 г. начался второй этап в изучении щелочных гранитов — общегеологическое изучение центральной части Кольского

полуострова, которое осуществляли П. В. Соколов, Л. Я. Харитонов, А. М. Шукевич, К. О. Кратц, Н. В. Янковская, В. А. Перевозчиков, Т. Г. Туркина, В. А. Седых и Ю. Н. Сморыго.

А. Е. Ферсман в известной монографии [78] приводит очень краткое описание жильного комплекса щелочных гранитов, подчеркивая, что пегматиты содержат микроклин-пертит прекрасного изумрудного цвета, ряд второстепенных и редкометалльных минералов. Среди последних А. Е. Ферсман предполагал наличие «черных минералов титано-танталовой группы» и высказал предположение, что пегматиты щелочных гранитов представлены II типом (пегматиты с редкими элементами). При этом он обратил внимание на плохую изученность района и возможность новых более ценных находок.

Основное внимание в этот период уделялось изучению геологии района и структурно-петрографических особенностей щелочных гранитов.

В 1945 г. по инициативе А. Е. Ферсмана начинается третий этап в изучении щелочных гранитов, который завершается изданием коллективной монографии сотрудников Кольского филиала АН СССР. В изучении щелочных гранитов участвовали И. Д. Батиева [4], И. В. Гинзбург [25, 26], Н. А. Елисеев [27, 28], А. М. Иванов [31], Д. Д. Мирская [53], А. И. Морозов [54—57], Л. И. Пазюк [65], А. А. Чумаков [84], Б. А. Юдин [87—88] и др.

Детальное структурно-петрологическое изучение щелочных гранитов позволило установить интрузивную природу щелочных гранитов. В результате было установлено, что важнейшими признаками интрузивной природы изучавшихся гранитов являются следующие:

1) щелочные граниты Центрального водораздела приурочены к региональным разломам северо-западного и северо-восточного направлений, являясь одновременно трещинной интрузией межформационного типа;

2) внутренняя тектоника щелочных гранитов является самостоятельной по отношению к тектонике вмещающих пород;

3) различные текстурные разности щелочных гранитов имеют принципиальные черты сходства минерального и химического состава.

Наряду с этим были открыты проявления редкометалльного оруденения в пегматитах щелочных гранитов и выявлены главные особенности металлогении последних.

Изучением редкометалльной минерализации амазонитсодержащих пегматитов занимался И. В. Бельков [7]. Был изучен ряд редкометалльных минералов — гадолинит, иттриалит, фергюсонит, чевкинит и другие минералы. Затем А. П. Гавриловым, В. Л. Богатыревым, Н. А. Назаровым были выявлены альбитизированные микроклинсодержащие пегматиты, в которых гадолинит практически отсутствует, но появляются другие редкоме-

гальные минералы. Эти находки повысили интерес исследователей к пегматитам и другим типам пород щелочных гранитов как потенциально редкометаллоносным объектам.

В четвертый этап исследований щелочногранитного комплекса пород основное внимание уделяется изучению геологии, минералогии и геохимии жильных полей. В исследованиях участвуют В. Л. Богатырев, В. М. Изотов, В. Г. и Л. А. Гаскельберги, М. А. Сотникова, П. Н. Подольский и др. Детальное изучение минералогии и геохимии проводятся Н. И. Плетневой и др. [67], И. В. Бельковым, И. Д. Батиевой [6], А. П. Белолипецким [13], А. Б. Наливкиным, Н. Е. Костиным, А. Я. Волженковой [37], автором [32—34], Е. Г. Проценко [68], А. Я. Лунцем [44—52] и др.

Примерно в середине 60-х годов А. В. Сидоренко и В. А. Ожогиным [75] начаты исследования по выявлению признаков первично-осадочной природы верхнепонойских щелочных гранитов, в которых большое внимание уделяется выяснению структурного положения гранитов и литологических особенностей метаморфических толщ, вмещающих щелочные граниты, а также вопросов генезиса последних [63].

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

В соответствии с особенностями геологического строения в пределах восточной части Балтийского щита выделяются три геотектонических района: Кольский, Беломорский и Карельский [79]. Кольский и Карельский районы сложены архейскими, протерозойскими и частично палеозойскими образованиями. В Беломорском районе развиты метаморфические породы преимущественно архейского возраста. Кольский и Карельский районы рассматриваются в качестве синклинорных областей по отношению к разделяющему их Беломорскому блоку. Щелочные граниты пространственно приурочены к Кольскому району, представляющему собой сложноскладчатую область. В тектоническом строении Кольского района выделяется ряд антиклинорий, сложенных породами архейского возраста и синклинорий, в строении которых принимают участие архейские и протерозойские образования. Общее простирание структур северо-западное. Однако в центральной части Кольского района простирание структур меняется на меридиональное, которое затем опять переходит в северо-западное (рис. 1).

В целом Кольский район состоит из ряда тектонических структур первого порядка. Так, в направлении с севера на юг выделяются: Северная синклинорная зона, Мурманский антиклинорий, Кольско-Кейвская синклинорная зона, Центрально-Кольский антиклинорий и Печенгско-Варзугская синклинорная зона.

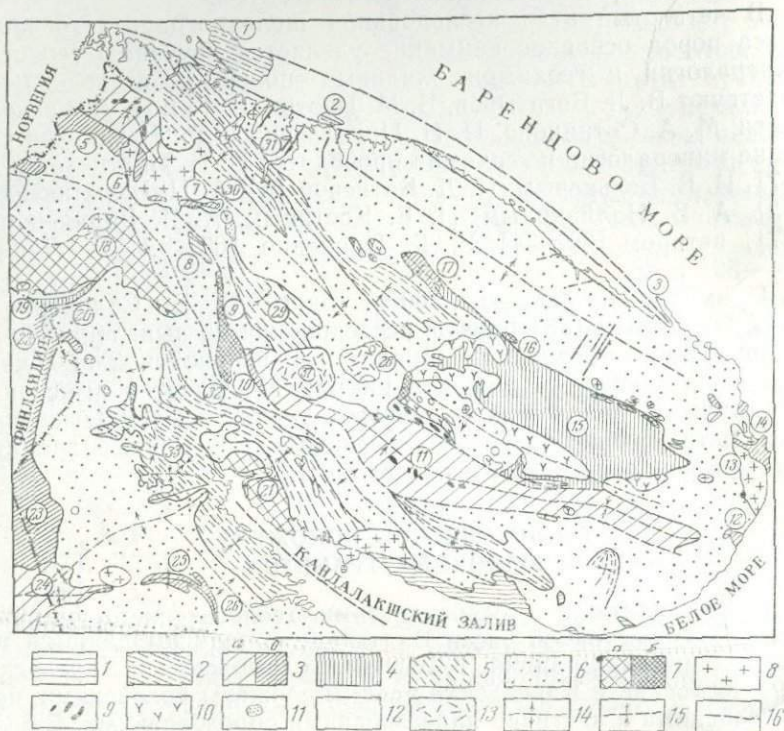


Рис. 1. Тектоническая схема Кольского п-ова

1 — слабодислоцированные отложения; 2 — эокембрийские отложения; 3 — синклинории, образованные вулканическими породами протерозоя и нижнего палеозоя; 4 — верхний структурный ярус, 6 — нижний структурный ярус; 5 — синклинории, сложенные гнейсами и сланцами протерозоя; 6 — синклинории гнейсовых комплексов архея; 7 — архейские гнейсы, гнейсограниты, граниты и мигматиты и подчиненные им основные интрузивные породы, слагающие области антиклинориев и срединных массивов; 8 — основные породы: а — верхнего архея, б — протерозоя; 9 — граниты протерозоя; 10 — основные и ультраосновные породы верхнего протерозоя и предположительно нижнего палеозоя; 11 — щелочные граниты протерозоя; 12 — основные и щелочные породы нижнего палеозоя; 13 — дайки габбро-диабазов; 14 — нефелиновые сиениты среднего палеозоя; 15 — оси антиклинориев; 16 — оси синклинориев; 17 — зоны разломов разного возраста.

Цифры в кружках: 1 — полуостров Рыбачий; 2 — о. Кильдин; 3 — Святой нос; 4 — Печенгские и Кучин-тундры; 5 — Тальятундра; 6 — Толпывид; 7 — Кеулик-Кингерем; 8 — Анис-тундра; 9 — Главный хребет Волчь-Монче-Чуна-тундр; 10 — Кислая губа, Вите п-ов, гора Арваренч; 11 — Имандра-Варзуга; 12 — устье р. Снежицы; 13 — устье р. Поной; 14 — устье р. Качковки; 15 — Кейвы; 16 — Колдозеро — Поросозеро; 17 — Охмыльк — Лешая — Полямос (Вороньи тундры); 18 — гранулитовый (Сальютгундровский) синклинорий; 19 — Корва-тундра; 20 — Подас-тундра; 21 — Кольвицкий и Кандалакшский массивы; 22 — Терма — Карекатундры; 23 — Куолоярви; 24 — Панозеро; 25 — Кукасозеро; 26 — Тикшозеро; 27 — Хибинский массив; 28 — Ловозерский массив; 29 — Займандровский синклинорий; 30 — Шонгуй-Кицкий синклинорий; 31 — Мурманско-Титовский синклинорий; 32 — Кольвицкий синклинорий; 33 — Енско-Лоужский синклинорий

Поскольку щелочные граниты приурочены к Кольско-Кейвской синклинирной зоне, остановимся на ее более детальной характеристике. Развитие этой зоны пространственно совпадает с центральным водоразделом Кольского полуострова. С юга к ней примыкает Центрально-Кольский антиклинорий, отделяющий ее от расположенной южнее Печенгско-Варзугской синклинирной зоны. Кольско-Кейвская зона распадается на два участка: юго-восточный Кейвский и северо-западный — Кольский. Пегматитоносные щелочные граниты пространственно приурочены к юго-восточному Кейвскому участку, основной структурой которого является синклинирий Больших Кейв. Примыкающий с юга Центрально-Кольский антиклинорий сложен гнейсо-гранитами, гнейсовой толщей свиты кейв и щелочными гранитами. В северном и западном обрамлении Кейвского синклинирия развиты метаморфические породы, объединенные в воронья-поросозерскую свиту. Северо-западная часть свиты представлена амфиболитами, гнейсами и сланцами.

Кейвский синклинирий сложен двумя толщами метаморфических пород: гнейсовой и сланцевой (табл. 1).

Таблица 1

Схема стратиграфии района

Возраст	Породы
Ранний архей	Гранодиориты, плагиограниты и гнейсо-граниты
Поздний архей	Конгломераты, биотитовые, гранато-биотитовые и амфиболовые гнейсы Кристаллические сланцы Разнообразные амфиболиты, метагабброанортозиты, амфиболиты-мандельштейны Плагиомикроклиновые, частью аплитовидные граниты, их мигматиты и порфиробластические граниты
Протерозой	Щелочные граниты
Палеозой	Сиениты и нефелиновые сиениты (миаскиты) Диабазы, габбро-диабазы, авгитовые и никрит-порфириты

Наиболее древними породами района являются гнейсо-граниты и гранодиориты, вскрытые эрозией, обычно описываемые под названием «гранитов I группы». На эродированной поверх-

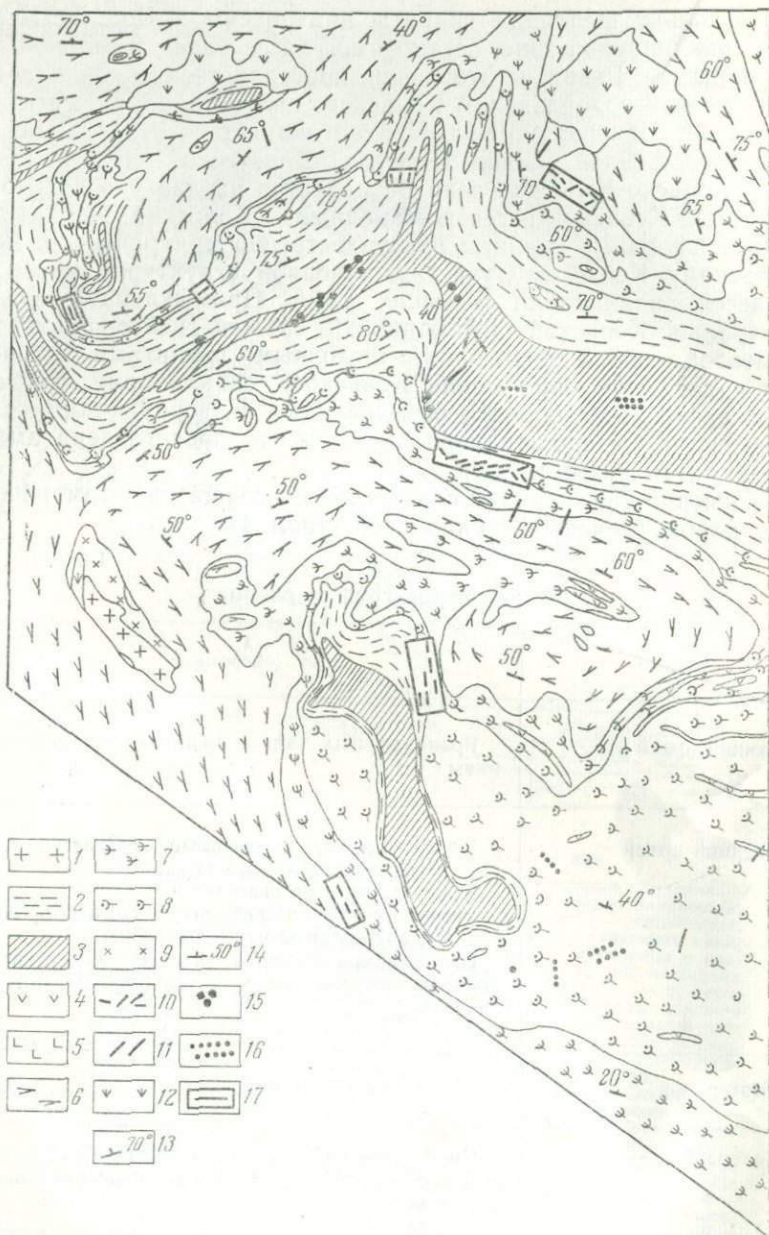


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района развития пегматитонесных щелочных гранитоидов. По материалам В. В. Носикова, Е. Г. Минина, А. Д. Хинейко

ности гранитов I группы отлагались нижние горизонты осадочных пород синклиория, впоследствии интенсивно метаморфизованные.

Нижняя часть этих пород представлена горизонтом гнейсов.

Осадочно-метаморфогенные породы отделены от основания, представленного гранитами I группы, мощной метаморфизованной интрузией щелочных гранитоидов (рис. 2). В северной и восточной частях района к плоскостям контакта гранитов I группы и осадочно-метаморфических пород синклиория приурочены интрузии плагиомикроклиновых гранитов (II группы). Как щелочные граниты, так и граниты II группы оказывают интенсивное метаморфизирующее воздействие на гнейсы кровли и в меньшей мере на породы основания.

В одном из участков наблюдался непосредственный контакт гранодиоритов с горизонтом гнейсов, залегающим в основании метаморфических пород. В данном случае гнейсы лежат на базальных конгломератах, содержащих гальку гранодиорита. По составу гнейсы биотитовые, гранато-биотитовые и реже амфиболовые. В северном крыле синклиория они прослеживаются в виде непрерывного горизонта субширотного направления, в южном крыле, осложненном более мелкими синклинальными структурами, простираение гнейсов испытывает отклонения от главного направления.

На гнейсах согласно залегают кристаллические сланцы, которые совместно с гнейсами смяты в сложную систему складок. На современной эродированной поверхности кристаллические сланцы приурочены к ядрам синклиориев. Они претерпели значительные преобразования под влиянием интрузии щелочных гранитов.

Внутри гнейсов и кристаллических сланцев встречаются залежи и дайки ультраосновных и основных интенсивно метаморфизованных пород. Глубинная фация основных метаморфических пород представлена тремолитовыми, полевошпатовыми, гранато-полевошпатовыми амфиболитами, метаанортозитами, метагаббро-анортозитами. Менее глубинная фация представлена

---

Архей: 1 — плагиомикроклиновые граниты и гнейсо-граниты. Протерозой: 2 — биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы; 3 — породы сланцевой толщи; 4 — амфиболиты (полевошпатовые, гранатовые и актинолит-тремолитовые); 5 — габбро-диориты, габбро и связанные с ними амфиболиты; 6 — щелочные граниты (средне- и крупнозернистые); 7 — щелочные гранито-гнейсы, частично мелкозернистые щелочные гнейсо-граниты; 8 — щелочные гнейсо-метасоматиты; 9 — сиениты и мнаскиты; 10 — контуры участков пегматитов с редкоземельной минерализацией; 11 — дайки диабазов, габбро-диабазов, габбро-диоритов и габбро; 12 — четвертичные отложения; 13 — первично-магматическая трахитоидность; 14 — элементы залегания пород; 15 — мусковитовые и берилло-мусковитовые пегматиты; 16 — кварцевые жилы; 17 — участки морионсодержащих пегматитов

амфиболитами — плагиопорфиритами и мандельштейнами. Амфиболиты пользуются преимущественным распространением в толще кристаллических сланцев. Эффузивные фации магматических пород имеют ограниченное развитие и встречены лишь в западной части района.

Перечисленные осадочно-метаморфические породы докембрийского возраста прорваны довольно многочисленными интрузиями. Среди них наиболее широким распространением пользуются плагиомикроклиновые граниты протерозойского возраста.

Пегматитоносные щелочные граниты Кольского полуострова представляют собой крупный массив межформационного типа, расположенный между протерозойскими метаморфическими образованиями и породами архея. На современном эрозионном срезе он представлен двумя ветвями — северной и южной, между которыми располагаются метаморфические породы (см. рис. 2). Северная полоса щелочных гранитов вытянута в северо-восточном, а южная — в юго-восточном направлениях. Как северная, так и южная ветви имеют неправильные формы. В западной части обе ветви соединяются. Это придает западной части массива щелочных гранитов дугообразную форму. Южная ветвь пользуется несколько большей протяженностью по сравнению с северной. Наиболее полно изучены щелочные граниты западной части массива.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Щелочные граниты обладают зональным строением. По направлению от центральных частей массива к их периферии выделяются следующие разновидности гранитов: крупнозернистые с арфведсонитом, эндоконтактные среднезернистые граниты и мелкозернистые контаминированные гнейсо-граниты (рис. 3). Количественный минеральный (в вес. %) состав выделенных разновидностей гранитов, по И. Д. Батиевой, приведен в табл. 2.

Выделенные разновидности гранитов различаются по внешнему облику и несколько по составу. В крупнозернистых гранитах центральной части массива среди цветных минералов нередко преобладает арфведсонит. В них меньше акцессорных минералов, чем в среднезернистых и мелкозернистых контаминированных гранитах.

Среднезернистые граниты приурочены к эндоконтактовым частям массива. Они имеют несколько более лейкократовый облик по сравнению с типичными гранитами, поскольку в них практически отсутствует арфведсонит и появляется повышенное количество кварца. В этих гранитах вместо арфведсонита обычно встречается эгирин, количество которого довольно низкое. Эндоконтактные среднезернистые граниты существенно обогащены

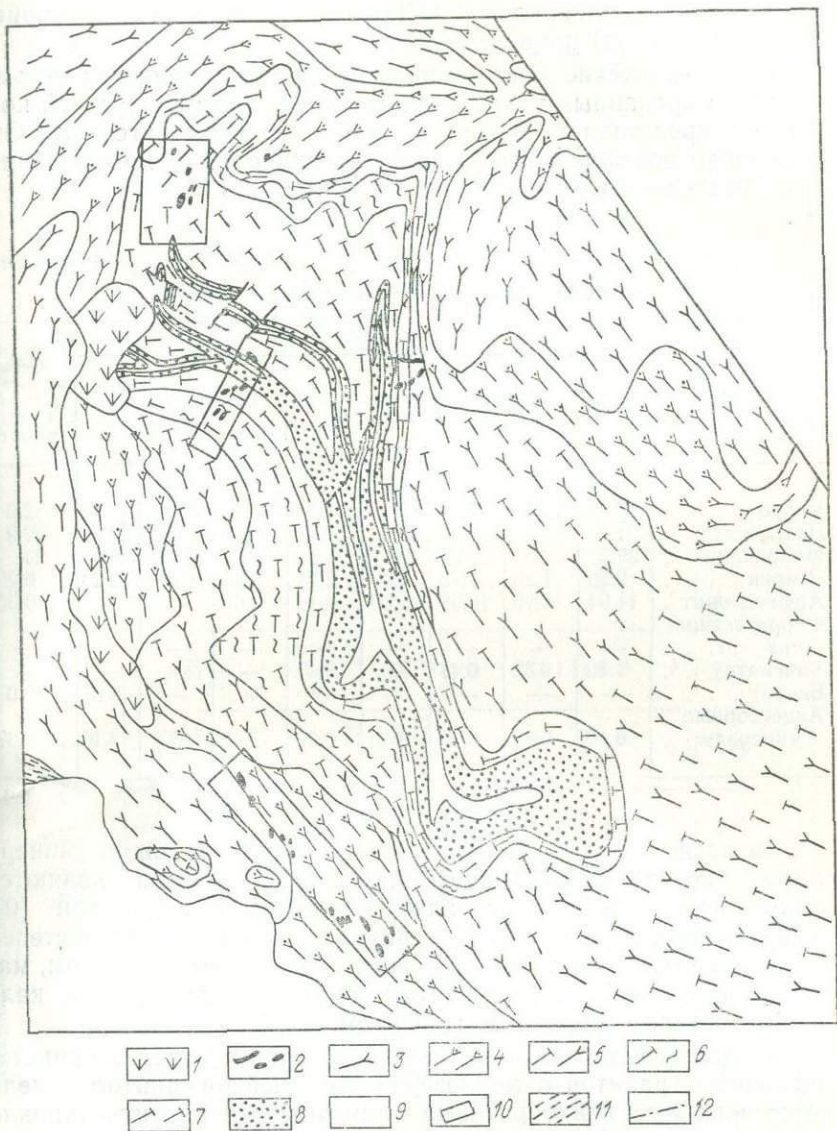


Рис. 3. Геологическое строение зон контакта щелочных гранитов с метаморфическими породами

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовые жилы; 3 — крупнозернистые щелочные граниты; 4 — среднезернистые эндоконтактные щелочные граниты; 5 — мелкозернистые контаминированные гнейсо-граниты; 6 — щелочные мигматиты и гнейсы; 7 — гранито-биотитовые и биотитовые гнейсы с амфиболом; 8 — окварцованные ставролит-кянитовые породы; 9 — кварциты и кварц-мусковитовые сланцы; 10 — амфибол-биотит-плагиоклазовые гнейсы; 11 — участки расположения пегматитов; 12 — тектонические нарушения

аксессуарными минералами. Состав и содержания аксессуарных минералов (в г/т) приведены в табл. 3.

Периферические части массивов сложены мелкозернистыми контаминированными гнейсо-гранитами, в которых цветной компонент представлен эгирином либо ферригастингситом. Они несколько обогащены аксессуарными минералами по сравнению с крупнозернистыми гранитами (см. табл. 2 и 3).

Таблица 2

Минеральный состав щелочных гранитов

Минералы	Щелочные граниты								Мелкозернистые контаминированные гнейсо-граниты
	Крупнозернистые с арфведсонитом				Среднезернистые с эгирином				
Кварц . . . . .	24,7	25,1	25,2	23,3	32,8	41,5	51,8	42,94	32,9
Плагиоклаз . . . . .	31,0	32,8	33,4	35,3	29,5	18,9	13,8	22,8	32,9
Микроклин . . . . .	29,3	31,5	27,9	29,4	25,6	24,0	23,5	28,8	23
Эгирин . . . . .	2,26	1,29	1,75	3,00	2,75	7,56	1,90	2,23	0,29
Арфведсонит . . . . .	11,04	8,16	10,99	5,60	8,48	0,63	—	—	0,05
Ферригастингсит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Энигматит . . . . .	1,30	0,82	0,47	3,05	0,47	—	—	—	+
Биотит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	0,07	0,03
Аксессуарные минералы . . . . .	0,40	0,33	0,29	0,35	0,40	7,41	9,00	3,16	3,37

Согласно данным И. В. Белькова [10], главными минералами биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов являются: кварц (17—65%), плагиоклаз (5—60,0%), микроклин (0—35,0%), биотит (7,0—5,0%), гранат (0—10,0%). Второстепенные минералы представлены мусковитом, эпидотом, сфеном, магнетитом, сульфидами, гематитом, апатитом, флюоритом, кальцитом, ортитом, цирконом, графитом.

Кроме рассмотренных крупнозернистых, среднезернистых щелочных гранитов и мелкозернистых гнейсо-гранитов выделяются жильные лейкократовые аплитовидные биотит-микроклиновые граниты. Они пространственно тесно сопряжены с основными массивами и контактирующими с ними гибридными породами щелочно-гранитного ряда. Мелкие тела лейкократовых биотит-микроклиновых гранитов прорывают габброанортозиты и гибридные щелочные граниты. Средний минеральный состав приконтактных аплитовидных гранитов следующий: кварца 27—48%, микроклина 16—24%, плагиоклаза 24—30%, биотита 5—10%, эгирина, рудные минералы.

## Содержание акцессорных минералов в средних пробах гранитов

Минералы	Крупнозернистые с арфведсонитом (по Батиевой, 1966)						Среднезернистые с эгирином						Мелкозерни- стые конта- минированные гнейсо- граниты
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Циркон . . . . .	883	645	718	873	828	288	419	2916	297	12 368	18 585	680	74
Сфен . . . . .	760	916	1330	68	1786	2330	+	+	65	43	90	4 736	4 420
Эпидот . . . . .	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
Ортит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24
Чевкинит . . . . .	38	—	—	+	—	+	—	—	—	2 546	1 889	74	—2
Астрофиллит . . . . .	2,5	3	2	+	11	+	—	+	—	—	—	—	—
Гранат . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	2
Магнетит . . . . .	765	22	53	220	183	23	12 450	297	25	58 640	68 745	25 938	27 487
Мартит (окислы Fe) . . . . .	+	4	13	6	+	—	—	—	—	+	—	+	1
Ильменит . . . . .	1314	1500	590	2692	530	615	1 015	50	10 070	—	35	90	1
Рутил . . . . .	—	+	+	19	—	—	—	—	—	+	26	2	2
Лейкоксен . . . . .	+	35	60	+	28	+	+	+	—	—	—	13	5
Торит . . . . .	—	—	—	—	—	+	+	+	+	9	12	—	—
Фергюсонит . . . . .	—	—	—	—	—	+	—	+	+	—	—	—	—
Эвксенит . . . . .	+	+	+	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—
Монацит . . . . .	10	—	5	6	—	—	—	—	—	—	—	8	1
Ксенотим . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит . . . . .	34	118	85	47	102	20	10	+	+	—	15	16	648
Бритолит . . . . .	—	—	—	—	—	—	400	—	+	++	++	—	—
Флюорит . . . . .	195	70	66	71	35	+	2 210	2050	409	119	—	17	41
Кальцит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—
Пирит . . . . .	—	+	—	—	—	+	—	—	+	—	—	—	+
Молибденит . . . . .	1	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Каннит . . . . .	—	—	—	—	—	III	—	—	—	—	—	—	—
Золото . . . . .	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Анализы 1—6 и 10—13 по Батиевой, 1966

## ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕГМАТИТОВ И ГИДРОТЕРМАЛИТОВ

### ОБЩАЯ СИСТЕМАТИКА ЖИЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Пегматиты щелочных гранитов в пределах северо-западной части СССР стали известны благодаря исследованиям Б. М. Куплетского и О. А. Воробьевой [54]. Детальное изучение пегматитов позволило установить, что с массивами щелочных гранитов пространственно и генетически связаны многочисленные пегматиты, а в некоторых случаях гидротермалиты. Пегматитоносными являются щелочные граниты, кровля которых представлена высокоглиноземистыми метаморфическими породами. В таких случаях граниты характеризуются четко выраженным зональным строением.

По направлению от периферии к центру массива выделяются следующие разновидности гранитов: мелкозернистые контаминированные гнейсограниты с биотитом, среднезернистые с эгирином экзоконтактовые и крупнозернистые с арфведсонитом граниты центральных частей интрузии. Пегматитоносными являются мелкозернистые с биотитом и среднезернистые с эгирином граниты. В крупнозернистых гранитах типичные пегматиты практически отсутствуют, но встречаются полевошпат-кварцевые жилы. Пегматиты преимущественно опоясывают выступы щелочных гранитов, возникающие в местах осложнения антиклинальными складками синклинория (см. рис. 3). Иногда щелочные граниты сопровождаются пневматолито-гидротермальными образованиями альбит-кварцевого или кварц-олигоклазового состава.

Среди пегматитов щелочных гранитов выделяются следующие типы жил: 1) олигоклаз-микроклиновые с мусковитом; 2) амазонитовые; 3) альбит-амазонитовые; 4) микроклиновые; 5) альбит-микроклиновые.

Производными лейкократовых биотит-микроклиновых жильных гранитов являются редкометалльно минерализованные гид-

ротермалиты, состав которых в значительной степени зависит от особенностей химизма вмещающих пород. В материнских лейкократовых гранитах локализируются альбит-кварцевые, а среди габброанортозитов и амфиболитов — кварц-олигоклазовые жилы. Существует определенная закономерность в расположении пегматитов вокруг выступов щелочных гранитов. На максимальном удалении от них располагаются олигоклаз-микроклиновые и мусковитовые пегматиты, приуроченные к слюдяным сланцам, затем следуют амазонитовые пегматиты, которые залегают в зоне гранитизированных биотитовых гнейсов. Ближе к щелочным гранитам расположены альбит-амазонитовые пегматиты, которые приурочены к зоне биотитовых гнейсов, сильно инъецированных щелочногранитным материалом. В некоторых случаях эта закономерность как бы нарушается, поскольку амазонитовые жилы иногда залегают непосредственно в щелочных гранитах. Но в таких случаях граниты характеризуются четко проявленными признаками контаминации породами кровли, т. е. биотитовыми гнейсами, вследствие чего они обогащены биотитом.

Альбит-микроклиновые пегматиты с эгирином приурочены к эндоконтактовым частям гранитного массива и залегают в мелкозернистых гнейсо-гранитах с эгирином.

Олигоклаз-кварцевые и альбит-кварцевые гидротермалиты характерны для зон контакта щелочных гранитов с основными породами. При этом олигоклаз-кварцевые жилы залегают в габбро-анортозитах, а альбит-кварцевые гидротермалиты приурочены к жильным лейкократовым гранитам, прорывающим краевые зоны крупнозернистых щелочных гранитов.

Пространственная связь сходных по составу пегматитов и гранитов, по всей вероятности, указывает на генетическое их родство. На этом основании мы считаем, что мелкозернистые гнейсо-граниты с биотитом являются материнскими по отношению к амазонитовым и альбит-амазонитовым пегматитам, содержащим также биотит. Микроклиновые и альбит-микроклиновые пегматиты с эгирином, по всей вероятности, являются производными среднезернистых с эгирином эндоконтактовых гранитов. Альбит-кварцевые жилы, продольносекущие лейкократовые жильные граниты, генетически связаны с этими гранитами.

Образование щелочногранитных массивов сопровождается появлением трещин, ориентированных в основном в трех направлениях: близких к параллельному, перпендикулярному и диагональному по отношению к направлению линейности в гранитах. В тех случаях, когда гранитное тело ориентировано в меридиональном направлении первая система трещин имеет северное, вторая — западное и третья — северо-западное простирание. К этим системам трещин приурочены микроклиновые, реже амазонитовые и кварцевые жилы мощностью до 0,5 м (рис. 4).

Маломощные пегматитовые тела чаще всего выполняют продольные трещины. Пегматиты, имеющие согласную ориентировку с направлением линейности во вмещающих породах, обладают различными размерами — от 5—20 см по длинной оси

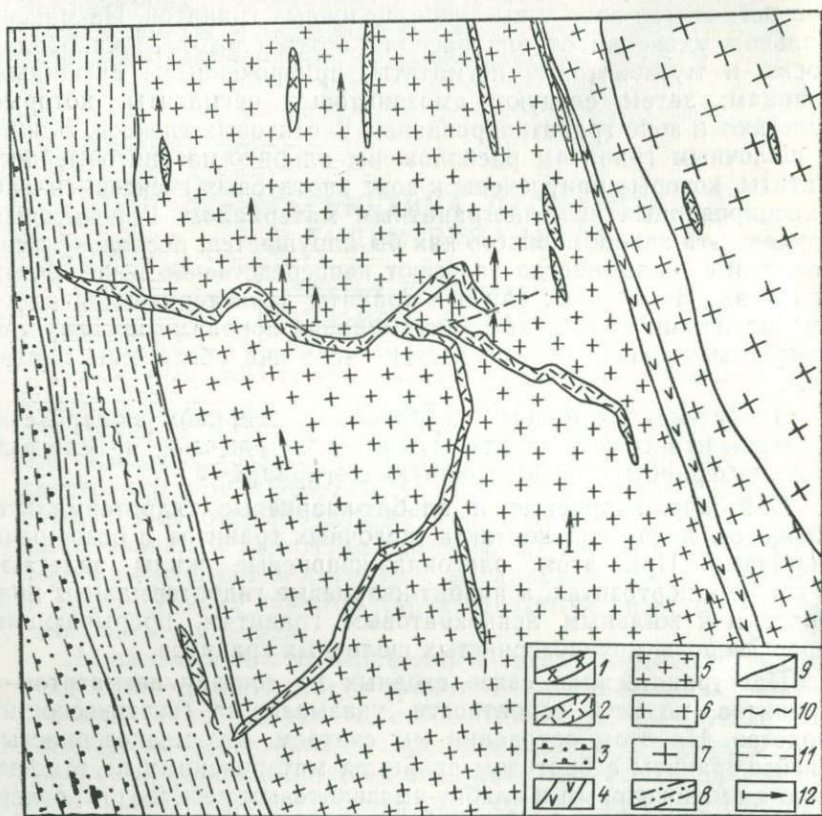


Рис. 4. Схема геологического строения пегматитоносного участка

1 — кварцевые жилы; 2 — кварц-микроклиновые жилы без видимой редкометалльной минерализации и интенсивно альбитизированные пегматитовые тела с редкометалльными минералами; 3 — силлиманит-слоистые сланцы; 4 — амфиболиты; 5 — щелочные мелкозернистые гнейсо-граниты; 6 — щелочные гнейсо-граниты; 7 — щелочные граниты; 8 — биотито-гранатовые гнейсы; 9 — границы между различными породами; 10 — зона дробления; 11 — разлом; 12 — направление линейной ориентировки и падения темновесных компонентов в породах

при мощности 1—2 см до нескольких сотен метров при мощности 5—30 см, в редких случаях до 50 см. Мелкие прожилки пегматитов встречаются в виде выпуклых линзочек, а более крупные имеют форму прямолинейных маломощных даек. Иногда встречаются пегматитовые тела, обладающие на современном эрозионном срезе формой «ломаных» линз. Пегматиты такой формы

образуются при одновременном выполнении пегматитовым материалом крутопадающих продольных и поперечных линейности гранитов трещин.

Более крупные пегматитовые тела приурочены к трещинам скола и разрыва. Эти пегматиты характеризуются несколько более выдержанным падением на глубину. Так, например, наиболее крупная пегматитовая жила одного из участков, ориентированная в общем перпендикулярно линейной направленности

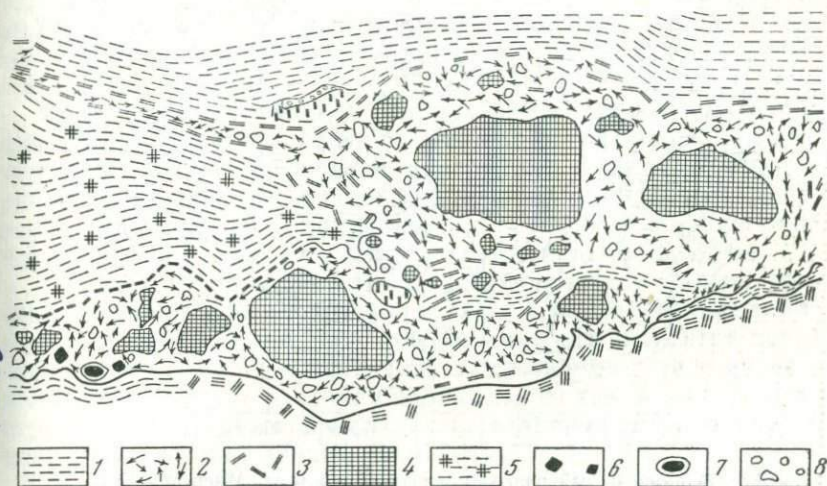


Рис. 5. Продольный разрез пегматитовой жилы

1 — гнейсы; 2 — амазонитизированные гнейсы; 3 — альбит; 4 — магнетит; 5 — биотит; 6 — гадолинит; 7 — микроклин; 8 — кварц. Масштаб 1 : 10

минеральных компонентов во вмещающих породах, на современно эрозионном срезе имеет северо-восточное или северное, иногда уступообразное в ту или другую сторону падение (в зависимости от простираия отдельных участков жилы). Углы падения обычно составляют  $10-20^\circ$  и лишь в отдельных участках они увеличиваются до  $35-50^\circ$ .

В качестве примера, иллюстрирующего условия залегания пегматитов, выполняющих крупные трещины, можно привести зарисовку разреза одного из пегматитовых тел (рис. 5). Простираие пегматитового тела  $60^\circ$  СВ, падение  $50^\circ$  СЗ. Простираие гнейсовидности во вмещающих породах  $60^\circ$  СВ, падение также СВ  $40-50^\circ$ . В метасоматически измененных биотитовых гнейсах экзоконтакта при тектонических движениях возникли полости отслоения, которые выполнялись пегматитовым материалом. Пегматитовые тела, локализованные в таких полостях, повторяют элементы складчатости вмещающих их гнейсов. Внутри этих пегматитов встречаются ксенолиты — отторжения интен-



сивно дислоцированных биотитовых гнейсов. В более крупных ксенолитах направление гнейсовидности близко к направлению ее во вмещающих породах, а мелкие ксенолиты переориентированы. По контактам ксенолитов с пегматитом и пегматитовых тел с вмещающими гнейсами развиваются оторочки крупнопластинчатого биотита мощностью до 5—10 см. Характерно, что вмещающие гнейсы, заключенные между двумя апофизами пегматитового тела, интенсивно амазонитизированы. По всей веро-

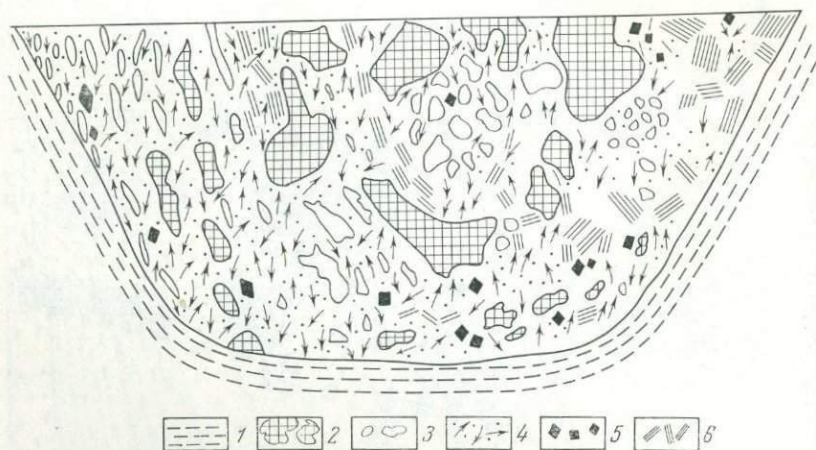


Рис. 6. Поперечный разрез пегматитового тела. Масштаб 1 : 10  
 1 — биотитовые гнейсы; 2 — микроклин; 3 — кварц; 4 — мелкозернистый альбит и клеветландит; 5 — магнетит; 6 — биотит

ятности, амазонитизация вмещающих пород происходила под влиянием пегматитовой инъекции, из которой во вмещающие породы выносился калий.

Пегматитовые тела, залегающие в биотитовых гнейсах, часто имеют пластовый характер и сложную форму (рис. 6). Вблизи пегматитового тела биотит вмещающих гнейсов перекристаллизуется и пластины его ориентированы параллельно контакту. В эндоконтактной части пегматитового тела также наблюдаются скопления биотита, который нередко ориентирован под углом по отношению к контакту. Наряду с биотитом в приконтактной части иногда развиты октаэдрические кристаллы магнетита.

Приуроченность пегматитов к различным системам трещин, наличие ксенолитов вмещающих пород в пегматитовых телах, биотитизация и амазонитизация вмещающих пород вблизи пегматитов говорит об интрузивной природе рассматриваемых образований.

Жильный комплекс щелочных гранитов характеризуется значительным разнообразием морфологии, внутреннего строения, минерального состава, а также геохимическими особенностями. На основании этих признаков в настоящее время представляется возможным расчленить пегматиты на пять типов, генетически связанных с формированием щелочных гранитов (табл. 4).

Возникновение различных парагенетических типов пегматитов связано с дифференциацией состава контаминированной щелочногранитной магмы в процессе ее кристаллизации и явлениями взаимодействий внедрившихся расплавов—растворов с вмещающими породами.

Граниты, залегающие в различных по составу породах, отличаются составом жильных образований. Для гранитов, контактирующих с метаморфическими породами кислого состава, характерны пегматиты, в которых преобладающую или существенную роль играет микроклин. Для гранитов, залегающих в основных породах, пегматиты вообще мало характерны.

Различные типы пегматитов отличаются не только по составу главных породообразующих, но и редкометалльных минералов. В одних пегматитах минералы редких элементов практически отсутствуют, а в других они встречаются в виде аксессуарных. Существенные различия наблюдаются также во внутреннем строении пегматитов. Среди них встречаются в различной степени дифференцированные пегматиты.

**Олигоклаз-микроклиновые пегматиты с мусковитом.** Эти пегматиты находятся на значительном удалении от щелочных гранитов, генетическая связь с которыми является предположительной. В пользу этого предположения свидетельствует существенно микроклиновый состав пегматитов, присутствие магнетита, ильменита, циркона, сфена, флюорита, монацита, ксенотима, иногда гадолинита и берилла.

Вмещающими породами олигоклаз-микроклиновых пегматитов являются мусковит-силлиманито-кварцевые, ставролито-силлиманито-мусковитовые, кварц-силлиманито-гранатовые и другие высокоглиноземистые сланцы.

Пегматиты представлены линзовидными телами сравнительно небольших размеров — от нескольких десятков до нескольких сотен метров по простиранию при мощности от 1 до 10 м. Они характеризуются слабодифференцированным внутренним строением. Призальбандовые части сложены преимущественно плагиоклазовым пегматитом с мусковитом и гранатом. Самый распространенный минерал — олигоклаз № 20—30. Содержание плагиоклаза достигает 40—50%. Он образует идиоморфные выделения до 15 см в поперечнике. Содержание кварца не превышает 10%, который встречается в виде обособлений неправильной формы от 0,5 до 1,5 см в поперечнике. На стыках выделений

Типы пегматитов и гидротермалитов щелочных гранитов

Типы жил	Главные породообразующие минералы, %	Типоморфные минералы редких элементов	Морфология и степень дифференциации пегматитов	Вмещающие породы
Олигоклаз-микроклиновые с мусковитом	Мусковит 5—10 Микроклин 40—50 Кварц 20—30 Олигоклаз 10—15	Ксенотим, монацит, берилл	Жилообразные слабодифференцированные	Метаморфические слюдистые сланцы
Амазонитовые	Кварц 25—35 Олигоклаз 10—15 Амазонит — пертит 50—60	Иногда гадолинит	Линзовидные среднедифференцированные	Биотитовые гнейсы
Альбит-амазонитовые	Альбит 25—30 Кварц 35—40 Амазонит — пертит 30—40	Гадолинит, фергусонит	Линзовидные, довольно хорошо дифференцированные	Биотитовые гнейсы, реже контаминированные гнейсо-граниты
Микроклиновые	Кварц 20—30 Микроклин — пертит 60—70	Минералы редких элементов не характерны	Слабодифференцированные жилы в системе трещин	Мелкозернистые гнейсо-граниты
Альбит-микроклиновые	Альбит 10—20 Кварц 40—50 Микроклин — пертит 30—40	Торит, абукумалит, фергусонит, эвксинит и др.	Жилообразные тела с раздувами и пережимами, среднедифференцированные	Мелкозернистые гнейсо-граниты
Альбит-кварцевые	Альбит 20—30 Кварц 70—80	Торит, силикаты иттрия иттриевые титанотанталониобаты и др.	Довольно прямолинейные слабодифференцированные	Биотит-микроклиновые граниты

плаггиоклаза и кварца развиваются мусковит и гранат. Мусковит представлен отдельными пачками размером до 4—10 см по длинной оси или гнездами до 20—40 см в поперечнике. Содержание мусковита в зоне достигает 20%. Минерал трещиноват и переполнен включениями альмандина. Количество граната в приконтактной зоне достигает 10%. Гранат представлен кристаллами от 0,3 до 1 см в поперечнике грязновато-красноватой окраски.

Микроскопическое изучение плаггиоклаза показало, что он представлен полисинтетически сдвойникованными индивидами, мусковитизированными вдоль трещин и двойниковых швов. Мусковитизация плаггиоклаза происходила, по-видимому, под действием калиевых эманаций, вынос которых продолжался из центральных частей пегматитовых тел.

Акцессорные минералы — ставролит, шпинель и топаз обнаружены в протолочках. Они встречаются в виде кристаллов, измеряемых миллиметрами. Их появление связано с избытком глинозема, в силу обогащения этим элементом пегматитового расплава-раствора при его взаимодействии с вмещающими породами.

Следующая зона представлена мусковит-микроклиновым пегматитом. Сформировалась после достижения существенного равновесия между внедрившимся пегматитовым расплавом-раствором и вмещающими породами.

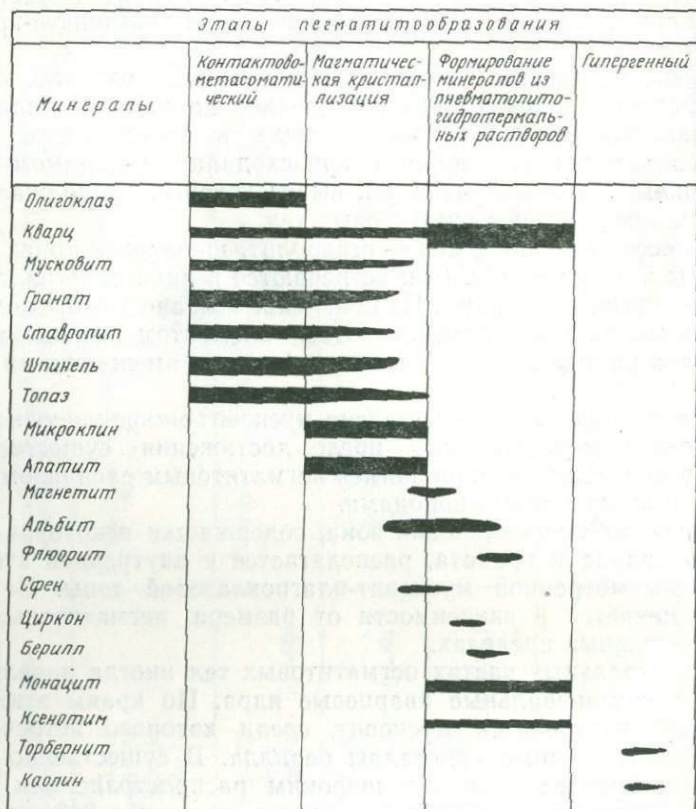
Мусковит-микроклиновая зона, содержащая некоторое количество кварца и граната, располагается с внутренней стороны выше рассмотренной мусковит-плаггиоклазовой зоны. Ее мощность меняется в зависимости от размера пегматитовых тел в значительных пределах.

В центральных частях пегматитовых тел иногда появляются почти мономинеральные кварцевые ядра. По краям этих обособлений развивается мусковит, среди которого встречаются альбит и единичные кристаллы берилла. В существенно кварцевом комплексе довольно широким распространением пользуется магнетит, количество которого достигает 940 г/т. При наличии повышенных количеств магнетита указывает на генетическую связь рассматриваемого типа пегматитов со щелочными гранитами, для которых данный минерал является типоморфным.

В мусковит-кварцевом комплексе центральных частей встречаются редкие кристаллы циркона. Более широким распространением здесь пользуются акцессорные монацит и ксенотим. Кроме перечисленных минералов в протолочках проб были обнаружены единичные зерна торбернита. Второй гипергенный минерал представлен каолинитом, который в незначительной степени развивается по плаггиоклазу.

Исходя из особенностей внутреннего строения пегматитов в их формировании выделяется ряд этапов (рис. 7), в част-

ности, — контактово-метасоматический этап, который предшествует этапу магматической кристаллизации. Необходимость выделения контактово-метасоматического этапа обусловлена интенсивным взаимодействием внедрившегося пегматитового расплава-раствора с боковыми породами.



■ ~ 100%

Рис. 7. Этапы формирования олигоклаз-микроклиновых с мусковитом пегматитов

Явления взаимодействия магматических тел с боковыми породами отмечаются многими исследователями, нередко придерживающимися довольно различных точек зрения в отношении генезиса пегматитов. Согласно взглядам Д. С. Коржинского [39], боковые породы в зоне воздействия магматического тела прогреваются, пропитываются газообразными и жидкими выделениями магмы. А. Е. Ферсман [78] также отметил, что «на границе между гранитными массивами или их пегмати-

тами и силикатными (отчасти карбонатными) породами, богатыми MgO и FeO и отчасти CaO, возникают специальные минеральные образования, имеющие характер как бы сложных химических обменных реакций между обеими средами — реакционные каемки — «в большом масштабе». Благодаря развитию обменных реакций между пегматитовым расплавом-раствором и вмещающей средой представляется целесообразным данный этап пегматитообразования называть контактово-метасоматическим.

#### Амазонитовые пегматиты.

Данный тип пегматитов пользуется преимущественным распространением на максимальном удалении от выступов щелочных гранитов, залегая среди слабо измененных биотитовых гнейсов и выполняя в них трещины скола северо-восточного простирания и довольно крутого падения.

Пегматиты в трещинах скола по простиранию прослеживаются на десятки, реже сотни метров при мощности от 1—2 до 10—15 м. В плане пегматитовые тела обладают линзовидной формой (рис. 8). Их внутреннее строение довольно простое. В краевых частях иногда развита маломощная зона олигоклазового пегматита, которую сменяет кварц-амазонитовая зона грубозернистой структуры. Мощность зоны изменяется от нескольких сантиметров до метра. В других случаях краевые части пегматитовых тел сложены мелкографическим кварц-амазонитовым пегматитом, имеющим бледно-зеленый цвет. Кроме главных минералов — кварца и амазонита в краевых зонах пегматитовых тел присутствует биотит, магнетит, иногда сфен (рис. 9).

Центральные части пегматитовых тел, имеющие краевую кварц-амазонитовую зону грубозернистой структуры, сложены кварц-амазонитовым мелкоблоковым пегматитом. Блоки амазонита пронизаны продолговатыми прожилками альбита, количество которого достигает 30—40%. Амазонит характеризуется ярко-зеленой окраской, на фоне которой выделяются белые прожилки пертитового альбита. Иногда в блоках амазонит-пертита встречаются округлые обособления кварца размером до 1 см в поперечнике, гнезда альбита размером 1—1,5 см в диаметре. Встречаются также мелкие пачки биотита, размером 0,5 см,

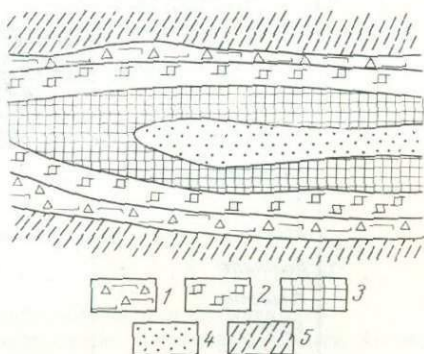


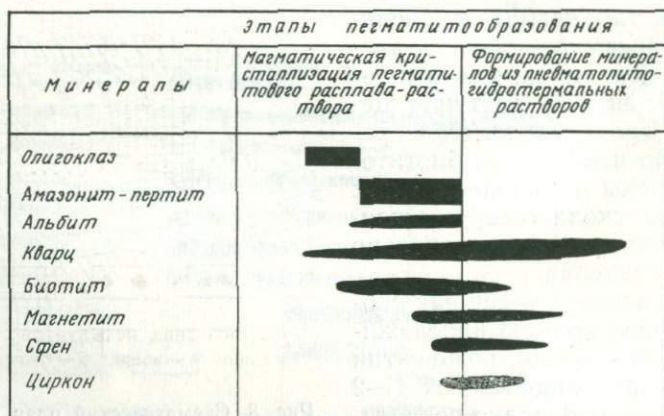
Рис. 8. Схематический план амазонитового типа пегматитов

1 — кварц-олигоклазовый пегматит грубозернистой структуры; 2 — графический кварц-амазонитовый пегматит; 3 — блоковый амазонит; 4 — блоковый кварц; 5 — биотитовые гнейсы

реже более крупные. Минералы редких элементов в пегматитах этого типа, практически, отсутствуют.

Приуроченность рассматриваемых пегматитов к биотитовым гнейсам или гранитам, обогащенным биотитом, позволяет считать эти породы наиболее перспективными на амазонитовые пегматиты.

**Альбит-амазонитовые пегматиты.** Развитие этих пегматитов контролируется главным образом зонами распространения



■ ~ 100%

Рис. 9. Схема последовательности формирования минералов амазонитового типа

в различной степени измененных биотитовых гнейсов. Пегматиты приурочены как к полостям отслоения, так и к наложенным на пликвативные структуры трещинам. Иногда подобного состава пегматиты встречаются в эндоконтактных частях выступов гранитных массивов. Пегматиты характеризуемого типа имеют довольно простое и выдержанное внутреннее строение (рис. 10). Основная масса жил представлена кварц-альбитовым пегматитом среднезернистой структуры. Среди кварц-альбитового, относительно мелкозернистого, пегматита встречаются блоки амазонита и кварца. Размер блоков амазонита достигает 1 м в поперечнике. Обособления кварца встречаются реже и измеряются всего лишь десятками сантиметров. Блоки микроклина выделялись раньше альбита, поскольку последний интенсивно корродирует амазонит-пертит.

Несколько более четко дифференцированы пегматиты, залегающие в эндоконтактных частях гранитных выступов. Такие пегматитовые тела характеризуются несложными морфологическими особенностями и довольно четкой дифференци-

цией. В длину они достигают 150 м при мощности, варьирующей от 0,5 до 20—30 м. Тело имеет северо-восточное простираание и пологое падение на юго-восток под углом 5—15°. От главного пегматитового тела отходит апофиза длиной свыше 100 м и

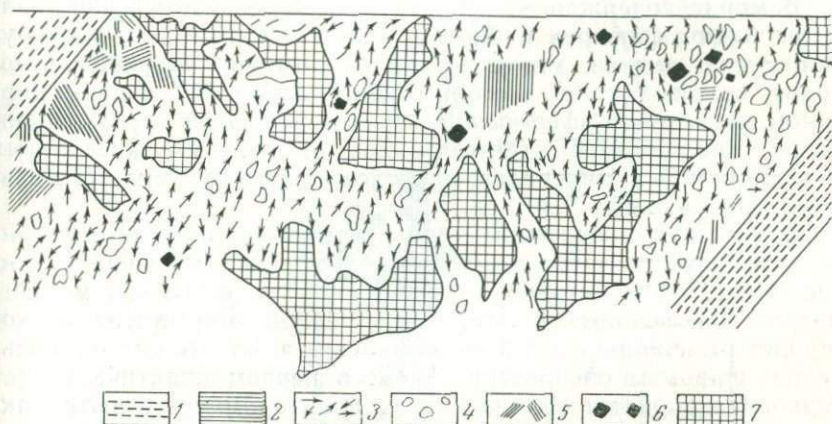


Рис. 10. Разрез альбит-амазонитового типа пегматитов

1 — биотитовые гнейсы; 2 — амазонит; 3 — клевеландит; 4 — кварц; 5 — биотит; 6 — магнетит

мощностью 1—2 м. Вдоль контакта с гранитом прослеживается лейкократовая оторочка кварц-олигоклазового пегматита мощностью около 2—3 см (рис. 11). По направлению к центру оторочка сменяется зоной кварц-плаггиоклаз-амазонитового со-

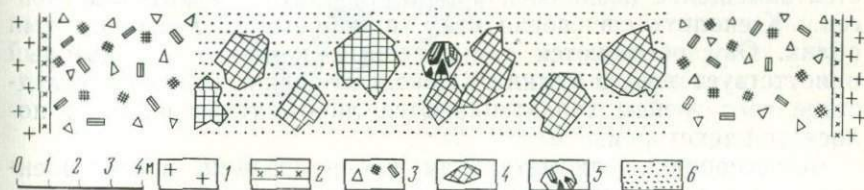


Рис. 11. Строение альбит-амазонитового типа пегматитов

1 — щелочные граниты; 2 — кварц-олигоклазовая зона; 3 — кварц-олигоклаз-амазонитовая зона; 4 — амазонит; 5 — занорыши с морионом; 6 — блоковый кварц

става крупнозернистой структуры. Мощность ее иногда достигает 5 м. В зоне встречаются пустоты, в которых располагаются довольно четко ограниченные кристаллы амазонита, серого кварца и мориона.

Центральная часть пегматитового тела сложена блоками серого кварца, амазонита, кристаллами альбит-олигоклаза, мелкозернистым альбитом, пластинчатым биотитом и различ-

ными аксессуарными минералами. Размеры блоков кварца достигают 40—50 см, кристаллов амазонита — 15—30 см, альбит-олигоклаза — 1—5 см по длинной оси. Альбит-олигоклаз нередко приурочен к блокам кварца и находится в тесной ассоциации с крупнопластинчатым биотитом.

В морионсодержащем пегматитовом теле существенное значение имеют флюорит и биотит. Реже встречаются ильменорутит, рутил, анатаз, магнетит, пирит, лимонит, амфибол, ставролит, силлиманит. Аксессуарные минералы представлены цирконом, малаконом, фергусонитом, минералом из группы пирохлора, кейльгауитом, гентгельвином и др. Из аксессуарных редкометальных минералов наиболее полно изучены гентгельвин и фергусонит.

В альбит-амазонитовом типе пегматитов широким развитием пользуется кварц-альбитовый комплекс. Основное различие между амазонитовым и альбит-амазонитовым типами пегматитов заключается в том, что в первом отсутствует мелкозернистый кварц-альбитовый комплекс, а во втором он пользуется широким распространением; в первом практически нет редкометальной минерализации, а во втором встречаются аксессуарные редкометальные минералы. В штуфах и образцах видно, как кварц-амазонитовый крупнокристаллический пегматит замещается мелкозернистым, сахаровидного облика, кварц-альбитовым комплексом. При этом очень интенсивно замещается амазонит. Среди мелкозернистого кварц-альбитового комплекса в свою очередь обособляются довольно крупные выделения более позднего кварца причудливой формы. Самые крупные обособления позднего кварца нередко тяготеют к ксенолитам перекристаллизованных гнейсов (рис. 12). Наблюдается замещение поздним кварцем ксенолитов биотитовых гнейсов. Ксенолиты в пегматитах приобретают лейкократовый облик. Они обедняются темноцветным компонентом, который присутствует в виде мелких и довольно редких иголочек, вследствие чего гнейсы характеризуются либо пятнистой, либо полосчатой текстурой.

Аксессуарная редкометальная минерализация, представленная, в основном гадолинитом, приурочена к мелкозернистому кварц-альбитовому комплексу. Нередко кристаллы гадолинита в мелкозернистом кварц-альбитовом комплексе, располагаясь друг за другом, группируются в цепочки. В других случаях гадолинит тяготеет к контакту пегматитовых тел с вмещающими гнейсами или их ксенолитам внутри пегматита.

Размеры кристаллов гадолинита значительно больше размеров кварца и альбита мелкозернистого комплекса основной массы пегматита. Соизмеримость их с более мелкими обособлениями позднего серого кварца (см. рис. 12) может указывать на близкое время их образования. По-видимому, оба эти минерала формировались, когда мелкозернистый кварц-альби-

товый комплекс уже представлял собой затвердевшую породу. Об этом свидетельствуют явления замещения мелкозернистого кварц-альбитового комплекса поздним серым кварцем, а также

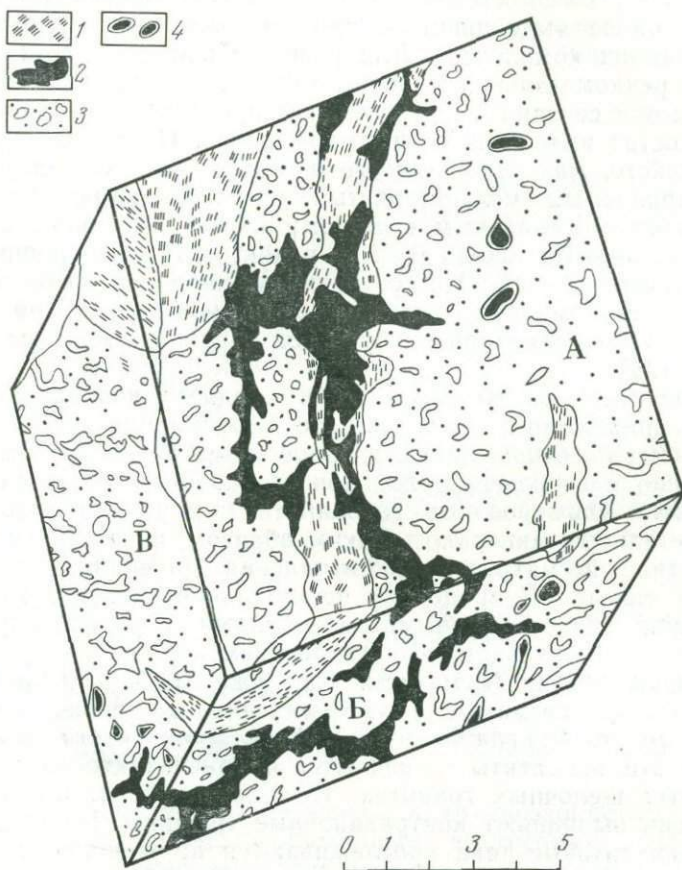


Рис. 12. Кристаллы гадолинита в пегматите.

А, Б, В — плоскости сечения

1 — ксенолиты перекристаллизованных биотитовых гнейсов в пегматите; 2 — крупные обособления кварца; 3 — мелкозернистый кварц-альбитовый комплекс; 4 — кристаллы гадолинита

наличие включений альбита и кварца в кристаллах гадолинита. Включения породообразующих минералов в кристаллах гадолинита, их цепочное расположение А. Я. Лунцем [52] принимаются как однозначные критерии доказательства наложенной, не связанной с пегматитовым процессом, природы редкометальной минерализации. По нашему мнению, отмеченных фактов недостаточно для обоснования гипотезы наложенной при-

роды редкометальной минерализации в пегматитах. Они вполне объяснимы последовательным формированием структурно-минералогических комплексов пегматитов в относительно замкнутой системе, когда каждый более поздний минерал может замещать ранее выделившийся или располагаться в трещинах более ранних комплексов. Для решения вопроса о том, является ли редкометальная минерализация в пегматитах наложенной или она связана с пегматитовым процессом, детально изучался состав кварц-альбитового комплекса. По данным макроскопического, микроскопического и петрохимического изучения, рассматриваемый мелкозернистый комплекс характеризуется следующим минеральным составом: альбита 60—65%, кварца 25—30%, биотита около 6—7%, реликтового микроклина 2—5%, магнетита 1—2%. По соотношению кварца и альбита мелкозернистый комплекс соответствует магматической гранитной системе, экспериментально изученной зарубежными исследователями [98].

Выше рассмотрены обособления позднего кварца, образованные, по-видимому, в результате сбрасывания избыточного кремнезема по отношению к двойной котектике кварц—альбит. Синхронно с выпадением избыточного кварца происходит, по-видимому, формирование гадолинита и других акцессорных редкометальных минералов. Таким образом, в альбит-амазонитовом типе пегматитов редкометальная минерализация генетически связана с процессом пегматитообразования. Явление замещения редкометальными минералами породообразующих связано с более поздним формированием первых.

**Микроклиновые пегматиты.** Как уже отмечалось, рассматриваемый тип пегматитов пространственно приурочен к мелкозернистым гнейсо-гранитам периферической части массива. Иногда эти пегматиты встречаются в приконтактных крупнозернистых щелочных гранитах. В мелкозернистых гнейсо-гранитах они выполняют контракционные трещины. По простиранию пегматитовые тела прослеживаются от нескольких десятков метров до 100 м при мощности 1—5 до 50 см. Одно и то же пегматитовое тело может выполнять различно ориентированные системы контракционных трещин. В связи с этим пегматитовые тела, имеющие определенное падение на современно эрозионном срезе с глубиной, могут изменять его в различных направлениях — занимать горизонтальное положение или иметь наклонное падение в ту или другую сторону (рис. 13). В местах пересечения различных систем трещин образуются раздувы пегматитовых тел, достигающие 0,5 м. Вдоль зальбандов пегматитовых тел, выполняющих контракционные трещины, развиты существенно микроклиновые оторочки мощностью от 1 до 2 см (рис. 14). Иногда микроклин призальбандовых частей окрашен в бледно-салатный цвет. Центральные части этих жил занимают кварцевые ядра.

В крупнозернистых гранитах пегматитовые жилы достигают первых десятков метров в длину при мощности 2,5—3 м. Контакты пегматитовых тел с вмещающими гранитами довольно резкие. В непосредственной близости пегматитовых тел меняется направление линейной ориентировки темноцветных компонентов, которые как бы приспосабливаются к изгибам жил.

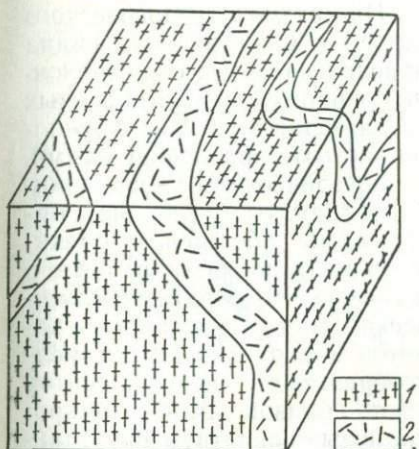


Рис. 13. Приуроченность кварц-микроклинового пегматита к различным системам трещин  
1 — гнейсо-граниты; 2 — пегматитовые жилы, выполняющие трещины

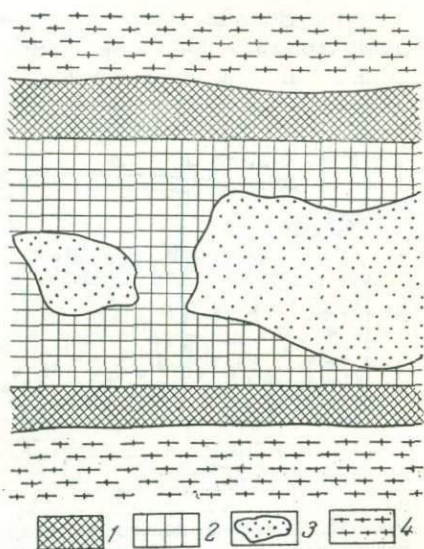


Рис. 14. Схематический план микроклинового типа пегматитов  
1 — микроклин салатного цвета; 2 — розовый микроклин; 3 — кварц; 4 — мелкозернистые гнейсо-граниты

Пегматитовые тела, залегающие в крупнозернистых гранитах, обладают дифференцированным внутренним строением. Вдоль контакта жильного тела развита зона кварц-микроклинового состава с кристаллами роговой обманки и астрофиллита (рис. 15). Мощность этой зоны обычно 5—10 см. Кристаллы роговой обманки, как правило, ориентированы перпендикулярно контакту. Центральная часть пегматитового тела обычно сложена мономинеральным молочно-белым или серым кварцем. Среди кварца местами встречаются обособления микроклина. Более мелкие пегматитовые тела (1,5×0,5 м), залегающие в крупнозернистых гранитах, вдоль контакта с вмещающими породами сложены среднезернистым кварц-микроклиновым пегматитом. В центральной их части обособляются более крупные кристаллы микроклина, роговой обманки и астрофиллита. Среди роговой обманки и астрофиллита иногда встречаются довольно крупные пластинчатые кристаллы иль-

менита. Калиевый полевой шпат как в одних, так и других пегматитах представлен микроклин-пертитом. Редкометалльные минералы для этих пегматитов не характерны.

**Альбит-микроклиновые пегматиты.** Среди пегматитов щелочных гранитов этот тип является одним из наиболее широко распространенных и интересных.

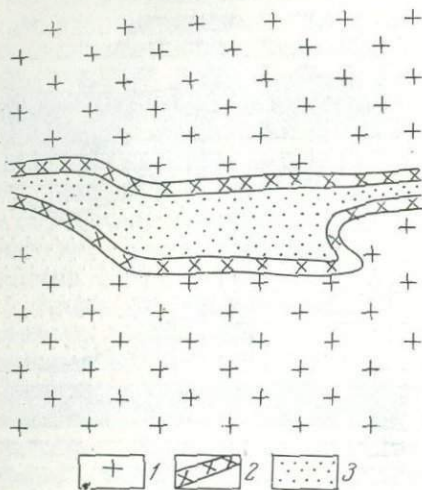


Рис. 15. Строение полевошпат-кварцевого тела в крупнозернистых щелочных гранитах

1 — щелочной гранит; 2 — оторочка пегматита; 3 — кварц

Альбит-микроклиновые пегматиты залегают исключительно в мелкозернистых щелочных гнейсо-гранитах.

На схеме геологического строения (см. рис. 4) видна краевая часть массива щелочных гранитов, представленных среднезернистыми и крупнозернистыми разновидностями. Периферические среднезернистые граниты в западном направлении постепенно сменяются мелкозернистыми щелочными гнейсо-гранитами. Химический состав щелочных гранитов и окружающих их мелкозернистых гнейсо-гранитов очень близок. Альбит-микроклиновые пегматиты пространственно приурочены к мелкозернистым щелочным гнейсо-гранитам. Форма линзовидная с отдельными раздувами и перемычками. Они прослеживаются

по простиранию от нескольких десятков метров до 800—1000 м при мощности от 0,5—3 до 20—30 м в раздувах. Пегматитовые тела этого типа имеют четкие контакты с вмещающими мелкозернистыми гнейсо-гранитами. Как правило, плоскость контакта ориентирована более или менее перпендикулярно по отношению к линейности во вмещающих породах (рис. 16), которые вблизи пегматитового тела нередко перекристаллизованы. Их темноцветный компонент—эгирин, вследствие перекристаллизации, укрупняется. Минерал приобретает менее выдержанную ориентировку по сравнению с гранито-гнейсами, находящимися на значительном удалении от пегматитовых тел. Структура вмещающих пород вблизи пегматитовых тел становится более крупнозернистой. Вследствие укрупнения размеров темноцветного компонента, вмещающие породы вблизи пегматитовых тел имеют более лейкократовый облик.

Детальное минералого-петрографическое изучение вмещающих пегматит гнейсо-гранитов показало, что они обогащены

редкометалльными минералами, встречающимися в повышенных концентрациях в пегматитах. Одним из наиболее характерных в этом отношении минералов является циркон. Как показали количественные минералогические подсчеты, вблизи пегматитовых тел вмещающие гнейсо-граниты существенно обогащены цирконом по сравнению с гнейсо-гранитами, расположенными на значительном расстоянии от пегматитовых тел (табл. 5).

Содержание циркона во вмещающих породах вблизи пегматитовых тел колеблется примерно от 1,5 до 3%, а в некоторых

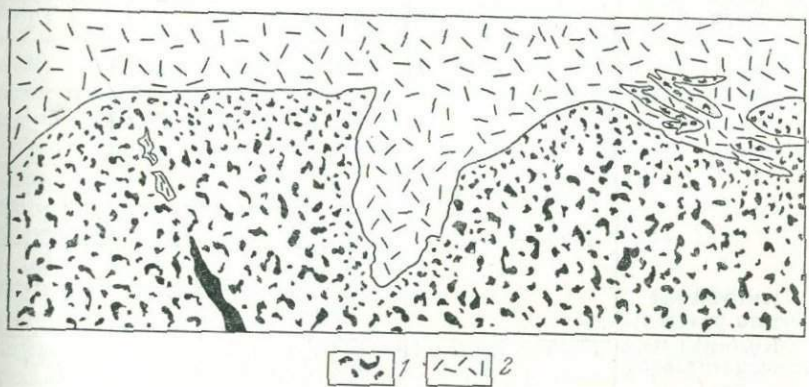


Рис. 16. Зона контакта пегматитового тела с вмещающими породами  
 1 — мелко- и среднезернистый плагиоклаз-кварцевый комплекс; 2 — перекристаллизованные мелкозернистые гнейсо-граниты

случаях оно повышается до 10—16% (см. табл. 5). Это позволило выделить вокруг пегматитовых тел зоны гнейсо-гранитов, обогащенные цирконом (см. рис. 4). В большинстве случаев гнейсо-граниты или гнейсы, обогащенные цирконом, имеют полосчатый облик.

Подсчеты в шлифах показали, что содержание темноцветного компонента в различных участках породы колеблется в значительных пределах (примерно от 4 до 25%). Это обусловлено чередованием лейкократовых и меланократовых полос гнейсов. Циркон обычно приурочен к лейкократовым, обогащенным кварцем и полевыми шпатами полосам. Макроскопически особенно неоднородны гнейсы в участках с содержанием циркона, превышающим 10% от общей площади шлифа.

Пегматиты данного типа характеризуются дифференцированным строением, которое выразилось увеличением по направлению от зальбандов к центру жил размеров минералов и закономерной сменой парагенетических комплексов, образующих самостоятельные зоны. В строении крупных пегматитовых тел альбит-микроклинового типа принимают участие следующие зоны:

## Количественно-минеральный состав вмещающих пород

Место взятия образца	Породы	Минералы	Содержание, %
Восточная часть участка, инъецированная пегматитовыми жилами	Лейкократовые щелочные гнейсо-граниты	Микроклин и плагиоклаз	54
		Кварц	38,0
		Эгирины	3,5
		Циркон	1,4
		Магнетит	2,1
Центральная часть участка в 0,2—0,5 м от пегматитового тела	Лейкократовые щелочные гнейсо-граниты	Микроклин и плагиоклаз	43,3
		Кварц	48
		Эгирины	4,1
		Циркон	2,9
		Магнетит	1,4
	Мелкозернистые щелочные гнейсо-граниты, частично перекристаллизованные	Микроклин и плагиоклаз	23,8
		Кварц	54
		Циркон	3,2
		Эгирины и биотит	17,4
		Магнетит	1,9
Западная часть участка в 0,2—0,5 м от пегматитового тела	Интенсивно перекристаллизованные биотит-эгириновые гнейсы с гранатом	Микроклин и плагиоклаз	57,3
		Кварц	20,02
		Эгирины и биотит	7,3
		Циркон	14,6
		Апатит	0,9
Западная часть участка в 10—15 м от пегматитового тела	Мелкозернистые щелочные гнейсо-граниты	Микроклин и плагиоклаз	48,8
		Кварц	41,8
		Темноцветные	5,4
		Циркон	1,5
		Магнетит	1,5

- 1) альбит-олигоклаз-кварцевая зона с магнетитом мелкозернистой структуры;
- 2) кварц-микроклиновая зона графической или графикоподобной структуры;
- 3) кварц-микроклиновая зона пегматоидной структуры;
- 4) кварц-микроклиновая зона блоковой структуры;
- 5) зона мономинерального блокового кварца;
- 6) участки интенсивной альбитизации и окварцевания.

Зоны в перечисленной последовательности обычно сменяются от зальбандов к центру тел. Подобная зональность характерна для более мощных пегматитовых тел или даже только для отдельных их участков. Во многих участках пегматитовые тела слагаются лишь отдельными из этих зон. Наибольшим распространением в пегматитах пользуются первые четыре зоны. Наряду с этим широко развиты альбитизация и окварцевание пегматитов. На основании детальных геологических и минералогических исследований установлено, что большинство зон образовалось на относительно ранних этапах пегматитового процесса в результате первичной кристаллизации.

Альбит-олигоклаз-кварцевая зона с магнетитом мелкозернистой структуры. Как правило, зона располагается вдоль контакта пегматитового тела с вмещающими породами. Линия контакта этой зоны с вмещающими породами очень неровная. Она часто развивается во вмещающих породах в виде отдельных апофиз, прожилков, проникающих по трещинам или гнейсовидности. Мощность приконтактной зоны колеблется в пределах нескольких сантиметров до метра и больше. В периферических частях она характеризуется более мелкозернистой структурой и имеет аплитовидный облик. По направлению к центру пегматитового тела размер минералов постепенно увеличивается и зона приобретает более крупнозернистую структуру. Помимо кварца, альбита и магнетита в данной зоне нередко встречаются минералы редких элементов, представленные цирконом и фергусонитом и др.

Рассматриваемая зона мелкозернистой структуры не всегда присутствует в пегматитовом теле. Иногда в приконтактных частях развиты зоны, для которых более характерна приуроченность к внутренним частям пегматитовых тел. К их числу относятся кварц-микроклиновые зоны графической или пегматоидной структур.

Кварц-микроклиновое зона графической или графикоподобной структуры. Эта зона наиболее полно развита в крупных пегматитовых телах и сменяет обычно вышеописанную зону по направлению к центру. Мощность зоны графической структуры колеблется в значительных пределах (от нескольких сантиметров до 1 м) и находится в прямой зависимости от мощности пегматитовых тел. Типичные графические структуры встречаются довольно редко, наи-

более широко распространены графикоподобные. Анализируя форму вростков кварца в плане, не трудно убедиться, что в срезах различных направлений они имеют неодинаковую форму. Рис. 17 иллюстрирует форму вростков кварца в трех плоскостях. На вертикальной плоскости «б» они имеют вытянутую

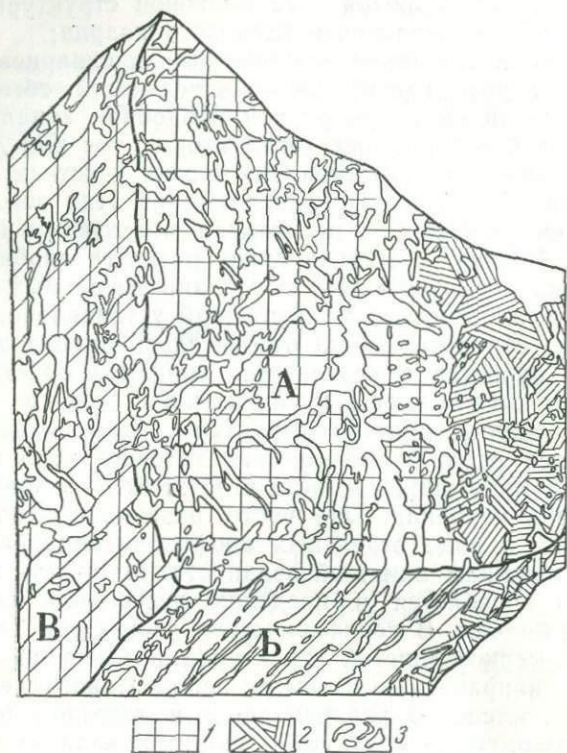


Рис. 17. Кварц-микрклиновый графический пегматит. А, Б, В — плоскости сечения. Масштаб 1:2  
1 — микрклин; 2 — альбит; 3 — кварц

форму, напоминающую ихтиоглипты; на плоскостях «а» (горизонтальной) и «в» (вертикально-продольной) форма тех же вростков кварца менее правильная. Таким образом, различная форма вростков кварца в полевых шпатах нередко зависит от направления плоскости среза, на что справедливо обращал внимание В. Д. Никитин [59].

Однако во многих случаях на одной и той же плоскости вростки кварца могут обладать различной формой. Более того, один и тот же вросток в одних участках обладает ихтиоглиптоподобной формой, а в других — формой, приближающейся к неправильной, вплоть до типичной неправильной. Их-

тиоглиптоподобные вроски кварца, а также обособления кварца как бы неправильной формы с микроклином в деталях имеют довольно прямолинейные (рис. 18) границы. При этом от основного вроска кварца ихтиоглиптоподобной формы отходят в различных направлениях более мелкие ответвления, используя ослабленные направления в кристаллической структуре микроклина, а также спайность этого минерала, что свидетельствует о несколько более поздней кристаллизации вросков кварца, по сравнению с микроклином.

В некоторых случаях вроски кварца в микроклине частично ограничены кристаллографическими гранями (рис. 19). Иногда в монокристалле микроклина встречаются вроски кварца удлиненной формы, имеющие ступенчато-ломаную границу соприкосновения с микроклином. Наличие в микроклине вросков кварца, ограниченных кристаллографическими формами или ступенчато-ломаными, говорит в пользу образования этих минералов кристаллизационным путем, причем микроклин, по всей вероятности, кристаллизовался несколько быстрее по сравнению с кварцем.

Пегматоидная кварц-микроклиновая зона развивается в случаях хорошей дифференциации пегматитовых тел. Она обычно сменяет графическую зону по направлению к центру. В отдельных случаях характеризуемая зона развивается в приконтактной части пегматитового тела с вмещающими породами. В случае развития кварц-микроклиновой зоны вдоль контакта с вмещающими породами последние испытывают довольно интенсивную перекристаллизацию. Вокруг секущих пегматитовых тел происходит переориентировка минералов в мелкозернистых гнейсо-гранитах. Вблизи с пегматитовым телом минералы вмещающих пород ориентируются под некоторым углом по отношению к плоскости контакта (рис. 20). В непосредственном контакте с пегматитовым телом минералы вмещающих пород, особенно их темноцветные компоненты, ориентируются почти параллельно линии контакта. Минералы пегматитового тела, в особенности кварц и магнетит, в приконтактной части также нередко ориентируются субпараллельно линии

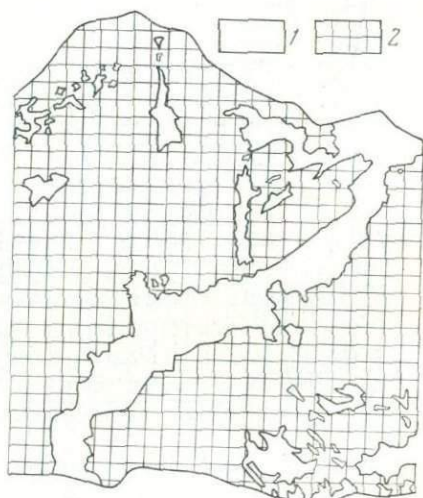


Рис. 18. Взаимоотношение кварца и микроклина  
1 — кварц; 2 — микроклин

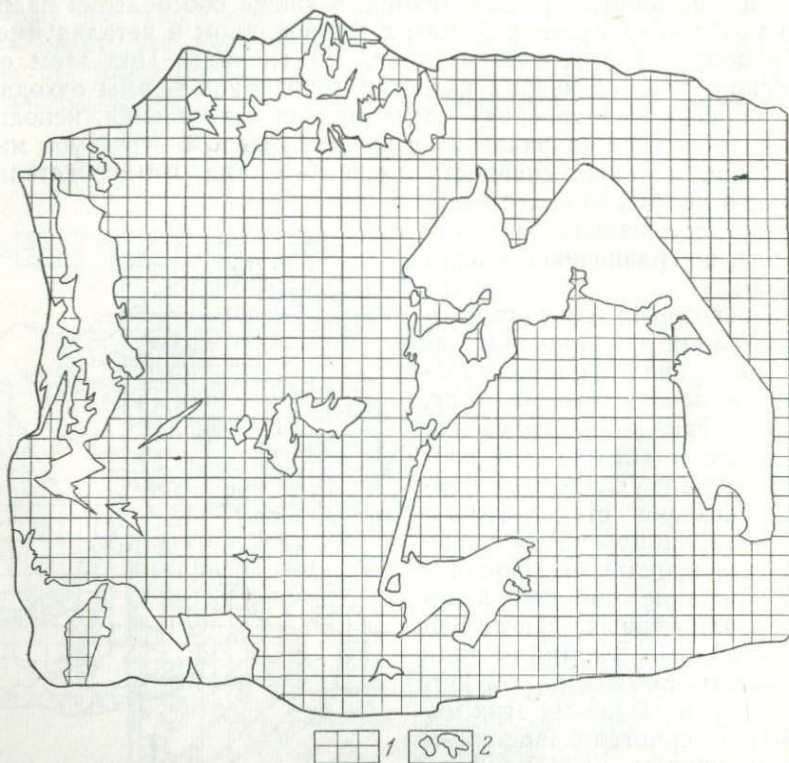


Рис. 19. Вростки кварца в микроклине с частичной кристаллографической огранкой  
1 — микроклин; 2 — кварц

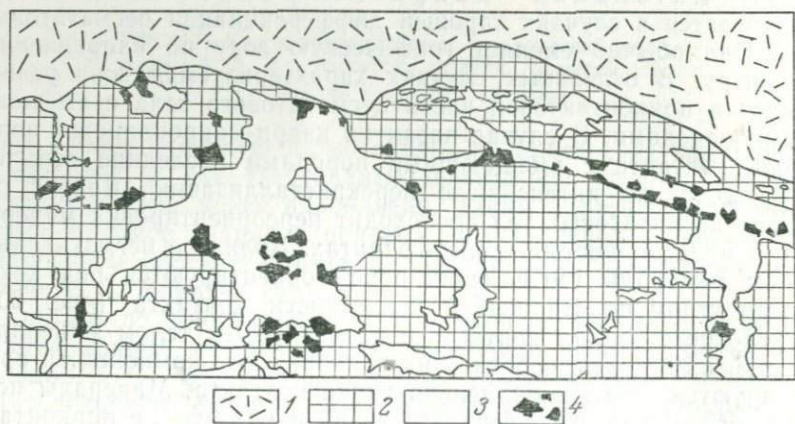


Рис. 20. Строение кварц-микроклиновой пегматоидной зоны  
1 — перекристаллизованные гнейсо-граниты; 2 — микроклин; 3 — кварц; 4 — магнетит

контакта. Лишь более крупные обособления кварца образуют выделения, которые не испытывают столь четкой ориентации. Очень характерна для пегматоидной зоны, примыкающей непосредственно к вмещающим породам, тесная ассоциация кварца с магнетитом. Преобладает тенденция к обособлению кристаллов магнетита к периферическим частям выделений кварца. Особенно это характерно для вытянутых прожилкообразных выделений кварца, располагающихся в непосредственной близости от контакта.

Рассмотренные явления перекристаллизации, закономерно ориентированного расположения минералов вмещающих пород связаны с воздействием внедрившегося пегматитового тела. Ориентировка минералов в самом пегматитовом теле также говорит в пользу интрузивной природы пегматитов. В крупных пегматитовых телах мощность зон, обладающих пегматоидной структурой, составляет несколько десятков сантиметров, достигая в редких случаях 1—2 м. Переход между зонами графической и пегматоидной структуры обычно постепенный. Кварц, находящийся в сростании с микроклином, вместо типичных ихтиоглиптов представлен ветвящимися прожилками, которые постепенно приобретают форму почти изометричных четырехугольных вростков. Пегматоидная зона по мере увеличения размеров минеральных индивидов постепенно переходит в блоковую.

Блоковая кварц-микроклиновая зона развита в раздувах пегматитовых тел. Блоки кварца и микроклина обычно не превышают в поперечнике 1—2 м. Иногда здесь же обособляются выделения эгирина, достигающие в поперечнике 20 см и больше. Границы контакта микроклина с эгирином, как правило, прямолинейны. Блоки микроклина и кварца обладают несколько вытянутой, согласно простиранию жилы, формой. Эгирин также ориентирован согласно с микроклином и кварцем. В кварц-микроклиновом пегматите встречаются не только продолговатые обособления эгирина, но и магнетита. Пегматит кварц-микроклинового состава довольно интенсивно альбитизирован. Среди альбита встречаются реликты незамещенного микроклина размером до 5 см в поперечнике, а в альбите — обособления кварца, который замещается менее интенсивно, чем микроклин. Развитие альбита в кварце приурочено главным образом к трещинам. Эгирин, находящийся нередко в сростании с микроклином, интенсивно замещается сахаровидным альбитом. В агрегате сахаровидного альбита нередки округлые реликтовые обособления эгирина. Непосредственно в альбите или на контакте альбита с кварцем и эгирином встречаются аксессуарные редкометалльные минералы, представленные цирконом, абукумалитом, фергусонитом, торитом и др.

Зона мономинерального кварца в описываемых пегматитах наблюдается довольно редко и локализуется

обычно в центральных частях. Мономинеральные обособления кварца характеризуются овальной формой. Появление в центральных частях пегматитовых тел мономинеральных кварцевых обособлений говорит о выделении микроклина из пегматитового расплава-раствора раньше кварца. Детальный анализ различных структур, в которых кварц и микроклин находятся во взаимном прорастании, говорит в пользу первичной кристаллизации кварц-микроклиновых зон пегматитов графической, пегматоидной и блоковой структур.

Рассмотренные выше зоны или структурно-текстурные парагенетические комплексы кварц-микроклинового состава находятся в тесной ассоциации с несколько более поздними минералами — альбитом, кварцем, магнетитом и др. В замещающем комплексе количество кварца, альбита и магнетита нередко колеблется в значительных пределах. В зависимости от количественных соотношений перечисленных минералов комплексы подразделяются на три основные разновидности. Выделяются кварц-альбитовый, альбитовый и существенно кварцевый с магнетитом комплексы. В пегматитовых телах они встречаются в виде отдельных обособлений, фрагментов зон или полностью слагают отдельные участки пегматитовых тел.

Участки, сложенные преимущественно замещающими комплексами, имеют почти параллельную линейно-плоскостную ориентировку, пронизывая вмещающие мелкозернистые гнейсо-граниты. Характерно, что пегматитовые обособления имеют весьма неровные, иногда четко секущие границы соприкосновения с вмещающими гнейсо-гранитами. От пегматитовых обособлений отходят апофизы, которые выклиниваются во вмещающих породах. Проникновение в гнейсо-граниты по трещинам пегматитового вещества вызывает довольно интенсивные экзоконтактные околожильные изменения во вмещающих породах, которые нередко перекристаллизуются, приобретая более крупнозернистый, лейкократовый облик (рис. 21).

Кристаллизация расплава-раствора, заполнившего трещину, начинается с довольно крупных выделений микроклина и кварца. Дальнейшее формирование пегматита идет по пути выделения новых комплексов и замещения ими ранее выделившихся.

Как уже отмечалось выше, более поздние ассоциации минералов представлены кварц-альбитовым, альбитовым и существенно кварцевым с магнетитом комплексами.

В участках соприкосновения перечисленные комплексы замещают ранее выделившийся кварц-микроклиновый пегматит. Благодаря широкому развитию замещающих комплексов в пегматитовых телах нередко появляются участковые текстуры. Среди мелкозернистого кварц-альбитового комплекса развиты более крупнокристаллические обособления микроклина. Вначале формировался микроклин, так как он кородируется мелкозернистым

кварц-альбитовым комплексом. Иногда мелкозернистый кварц-альбитовый комплекс переходит в мономинеральный клевелан-

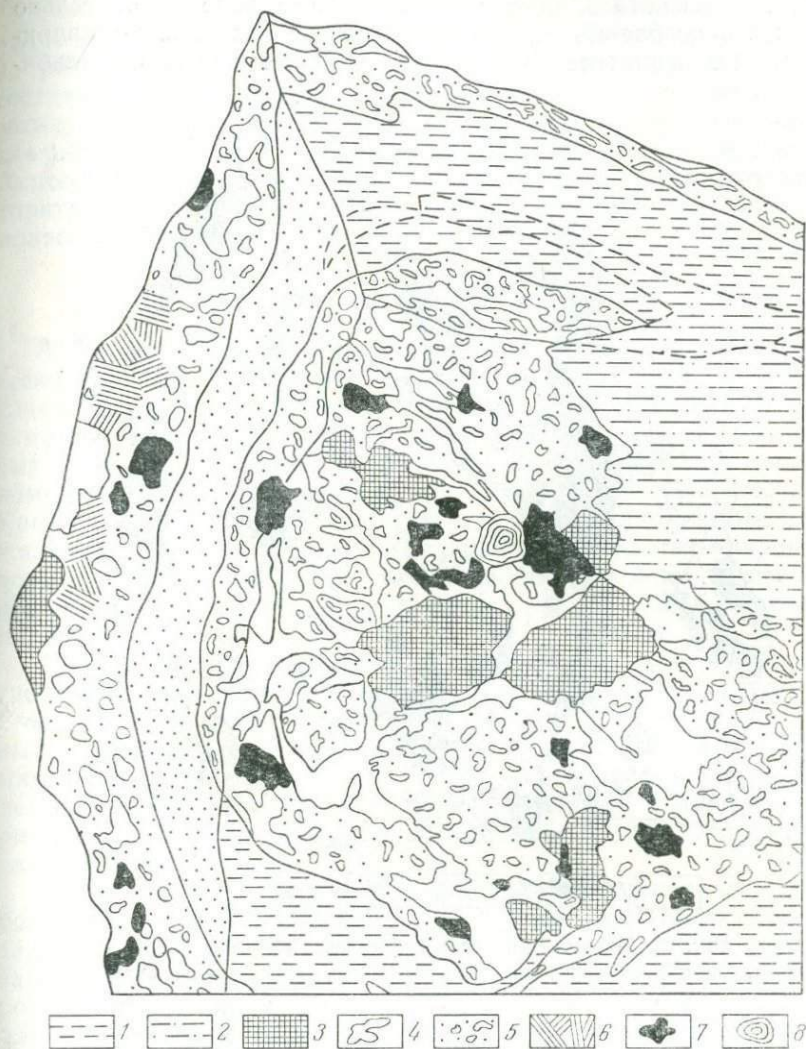


Рис. 21. Альбит-кварцевый замещающий комплекс. Уменьшено в 2 раза

1 — гнейсо-граниты; 2 — перекристаллизованные гнейсо-граниты; 3 — микроклин-пертит; 4 — крупные обособления кварца; 5 — альбит-кварцевый мелкозернистый комплекс; 6 — альбит; 7 — магнетит; 8 — абукумалит

дитовый, который интенсивно замещает ранее выкристаллизовавшийся микроклин.

Формирование мелкозернистых кварц-альбитового и альбитового комплексов сопровождалось сбрасыванием избыточного кварца и магнетита. Оба эти минерала в виде относительно крупных обособлений располагаются в мелкозернистом кварц-альбитовом пегматите. В тесной ассоциации с поздним альби-

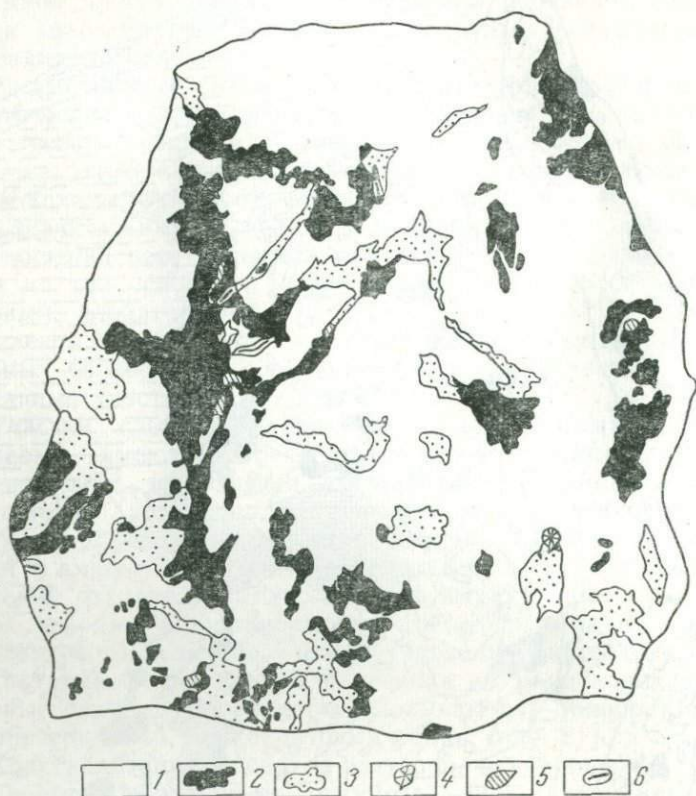


Рис. 22. Магнетит-кварцевый комплекс. Масштаб 1:2  
1 — кварц; 2 — магнетит; 3 — альбит; 4—6 — редкометалльные минералы

том, кварцем и магнетитом находятся различные акцессорные редкоземельные минералы, в частности абукумалит. Округлое обособление абукумалита окружено крупными кристаллами магнетита и выделениями позднего серого кварца.

Обособления магнетит-кварцевого комплекса, содержащего также некоторое количество альбита, тяготеют обычно к центральным частям пегматитовых тел. Если же поздние пневматолито-гидротермальные растворы обособляются вне пределов пегматито-локализирующих камер, возникают небольшие кварце-

вые с магнетитом и альбитом жилы, пространственно и генетически связанные с пегматитами.

Особенности строения и количественные соотношения минералов в магнетит-кварцевом комплексе из пегматитов показаны на рис. 22. Количество кварца в характеризуемом комплексе составляет около 60—70%. Максимальное количество магнетита может достигать 20%. В таких случаях магнетит становится главным породообразующим минералом данного комплекса. Акцессорные редкометалльные минералы (циркон, фергюсонит, торит) располагаются в магнетите, либо тяготеют к границе соприкосновения альбита с серым кварцем.

### ГИДРОТЕРМАЛИТЫ

**Альбит-кварцевые жилы.** Данный тип жилы пространственно тесно сопряжен с дайками лейкократовых гранитов, прорывающих щелочные граниты. Маломощные — от нескольких сантиметров до 0,5 м серии жил секут дайки биотит-микроклиновых гранитов (рис. 23). По зальбандам жил развиваются маломощные (2—5 см) зоны существенно альбитового состава. Кроме альбит-кварцевых жил встречаются маломощные прожилки, которые цементируют раздробленные биотит-микроклиновые граниты. Как жилы, так и прожилки имеют общее северо-западное простирание и довольно крутое северо-восточное падение.

По минералого-геохимической специфике альбит-кварцевый тип жил обнаруживает большое сходство с вышерассмотренными пегматитами. Общими для пегматитов и альбит-кварцевых жил являются ассоциации редких элементов и частично минералов. Такие акцессорные элементы, как иттрий, редкие земли, тантал, ниобий, уран, торий, цирконий и частично бериллий, характерны как для пегматитов, так и для альбит-кварцевых жил.

Однако в гидротермалитах содержания редких элементов более высокие, чем в пегматитах. Состав гидротермалитов, а также содержания редких элементов в значительной степени зависят от особенностей состава вмещающих пород. Если гидротермалиты, залегающие в лейкократовых гранитах, имеют альбит-кварцевый состав, то в основных породах они представлены жилами кварц-олигоклазового состава. Различный состав вмещающих пород в значительной степени влияет на состав редкометалльной минерализации. В альбит-кварцевых гидротермалитах развита преимущественно иттриевая минерализация, в то время как олигоклаз-кварцевые жилы характеризуются преимущественно цериевой минерализацией. Действительно, в первом типе гидротермалитов встречаются различные иттриевые силикаты: иттриалит, таленит, роуландит, абукумалит, гадолинит и др.

В кварц-олигоклазовом типе жил, как уже отмечалось, развиты акцессорные монацит, чевкинит, ортит, перрьерит, редкоземельный эпидот—существенно цериевые минералы. Согласно взглядам Н. Е. Костина и А. Я. Волженковой [37] возникновение в рассмотренных типах жил различной акцессорной редкометальной минерализации связано с влиянием вмещающих

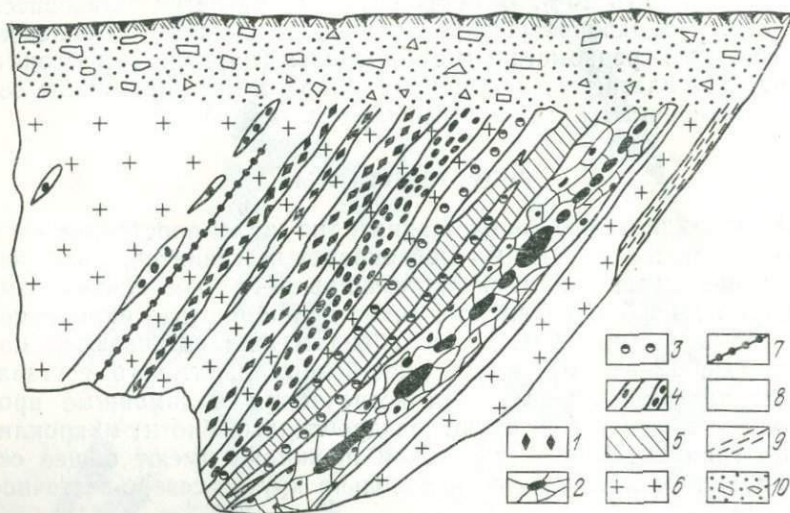


Рис. 23. Схематический разрез серии альбит-кварцевых жил по Н. Е. Костину и А. Я. Волженковой с дополнениями автора

1 — альбит-кварцевая зона с малаконом; 2 — лейкократовый биотит-микроклиновый, сильноохристый и дробленный гранит с инъекциями кварца, гнездами ураноторита, абукумалита, пирохлора, иттриалита и гадолинита; 3 — подзона кварц-альбитового состава с фергюсонитом, торитом и пирохлором; 4 — подзона альбит-кварцевого состава с пирохлором и танталит-колумбитом; 5 — подзона сливного кварца с гнездами гадолинита, бритолита, абукумалита и ксенотима; 6 — гранит-лейкократовый биотит-микроклинового состава; 7 — прожилки магнетит-кварцевого состава; 8 — полевошпат-кварцевая жильная порода; 9 — биотитовый гнейс; 10 — четвертичные отложения

пород. Таким образом, в зоне контакта щелочных гранитов с основными породами намечаются две геохимические зоны, отличающиеся химико-минералогическим составом жильных тел. Эти различия обусловлены, с одной стороны, различным удалением рассматриваемых образований от материнских гранитов, а с другой — влиянием вмещающих пород. Жильные тела с акцессорной иттриевой минерализацией формируются внутри материнских гранитов в зоне влияния на них вмещающих пород основного состава.

Жилы, содержащие акцессорную цериевую минерализацию, приурочены к зоне интенсивно измененных габбро-анортозитов, расположенной между гранитами и неизмененными габбро-анортозитами.

## МИНЕРАЛОГИЯ ПЕГМАТИТОВ И ГИДРОТЕРМАЛИТОВ

Жильные производные щелочногранитного комплекса пород, представленные пегматитами и гидротермалитами, характеризуются значительным разнообразием минералов, которые объединяются в следующие группы: силикаты, фосфаты, карбонаты, окислы, фториды, сульфиды (табл. 6). Наиболее широко распространены силикаты и окислы; реже встречаются фосфаты, карбонаты, фториды и сульфиды.

Остановимся на характеристике лишь наиболее типичных акцессорных минералов пегматитов и рассмотрим особенности минерализации гидротермалитов.

### АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

**Циркон.** В гранитах циркон встречается в виде двух морфологических разновидностей — уплощенных кристаллов и почковидных изометричных выделений.

Характер взаимоотношений циркона с породообразующими минералами свидетельствует о метасоматическом генезисе. Показатели преломления:  $N_e$  — 1,896—1,910;  $N_o$  — 1,860—1,870. Показатель преломления изотропного циркона 1,810—1,833.

В пегматитах и полевошпато-кварцевых жилах щелочных гранитов циркон является довольно широко распространенным минералом.

Циркон в пегматитах распространен в виде тетрагональных кристаллов, размер которых колеблется в пределах 2—20 мм по длинной оси. Чаще встречаются кристаллы циркона, достигающие в среднем по длинной оси 5 мм. Благодаря устойчивости к процессам выветривания циркон встречается в виде хорошо ограниченных кристаллов. Цвет минерала коричневатый или красновато-бурый. Излом кристаллов от раковистого до неровного, удельный вес, определенный методом гидростатического взвешивания, 3,72. Непрокаленные кристаллы циркона

## Минералы и их кристаллохимические формулы

Группа	Минералы	Кристаллохимические формулы
Силикаты	Микроклин-пертит . . . . . Олигоклаз . . . . . Альбит . . . . . Эгирин . . . . . Арфведсонит . . . . . Астрофиллит . . . . . Биотит . . . . . Спессартин . . . . . Кнанит . . . . . Циркон . . . . . Торит . . . . . Ферриторит . . . . . Иттроторит . . . . . Иттриалит . . . . . Роуландит . . . . . Таленит . . . . . Гадолинит . . . . . Иттротитанит . . . . . Ортит . . . . . Чевкинит . . . . . Гентгельвин . . . . . Даналит . . . . .	$\begin{aligned} & \text{K [AlSi}_3\text{O}_8] \\ & \text{Na, Ca [AlSi}_3\text{O}_8] \\ & \text{Na [AlSi}_3\text{O}_8] \\ & \text{Na Fe [Si}_2\text{O}_6] \\ & \text{Na}_3(\text{Fe, Mg})_4(\text{Fe, Al}) [\text{Si}_4\text{O}_{12}] [\text{OH, F}]_2 \\ & (\text{K, Na})_2(\text{Fe, Mn})_4(\text{Ti, Zr}) \text{Si}_4\text{O}_{14} [\text{OH, F}]_2 \\ & \text{K (Mg, Fe)}_3 [\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] [\text{OH, F}]_2 \\ & \text{Mn}_3\text{Al}_2 (\text{SiO}_4)_3 \\ & \text{Al}_2 (\text{SiO}_4)\text{O} \\ & \text{Zr (SiO}_4) \\ & (\text{Th}) (\text{SiO}_4) \\ & (\text{Th, Fe}) (\text{SiO}_4) \\ & (\text{Y, Th, Ca, Ce}) \text{Si (O, OH)}_4 \\ & (\text{Y, Th})_2 [\text{Si}_2\text{O}_7] \\ & (\text{Y}_4, \text{Fe})_5 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 \text{F}_2 \\ & \text{Y}_2 (\text{Si}_2\text{O}_7) \\ & \text{Y}_2\text{Be}_3\text{FeO}_2 [\text{SiO}_4]_2 \\ & \text{Ca, Y (Ti, Al, Fe) O [SiO}_4] \\ & (\text{Ca, Ce, Mn})_2 (\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}) \text{Al}_2 [\text{O (OH) SiO}_4 [\text{Si}_2\text{O}_7] \\ & \text{CeFe}_2\text{Ti [SiO}_4]_{\text{O}_{22}} \\ & \text{Zn}_8 [\text{BeSiO}_4]_6 \text{S}_2 \\ & \text{Fe}_8 [\text{BeSiO}_4]_6 \text{S}_2 \end{aligned}$
Фосфаты	Бритолит-абукма-лит . . . . . Апатит . . . . . Монацит . . . . . Ксенотим . . . . .	$\begin{aligned} & (\text{Y, Ca, Th})_{10} [\text{PO}_4\text{SiO}_4\text{AlO}_4]_6 [\text{FeO}] \\ & \text{Ca}_5 [\text{PO}_4]_3 \text{F} \\ & \text{CePO}_4 \\ & \text{YPO}_4 \end{aligned}$
Карбонаты	Кальцит . . . . . Бастнезит . . . . .	$\begin{aligned} & \text{CaCO}_3 \\ & (\text{Ce, La} \dots) [\text{CO}_3] \text{F} \end{aligned}$
Окислы	Кварц . . . . . Магнетит . . . . . Касситерит . . . . . Ильменит . . . . . Ильменорутил . . . . . Анатаз . . . . . Фергюсонит . . . . . Эвксенит . . . . . Пироклор . . . . .	$\begin{aligned} & \text{SiO}_2 \\ & \text{Fe}_2\text{O}_3 \\ & \text{SnO}_2 \\ & \text{FeTiO}_3 \\ & (\text{Ti, Nb, Fe}) \text{O}_2 \\ & \text{TiO}_2 \\ & (\text{Y, Er, Ce, U}) (\text{Nb, Ta, Ti}) \text{O}_4 \\ & (\text{Y, Ce, Ca} \dots) (\text{Nb, Ta, Ti})_2\text{O}_6 \end{aligned}$
Фториды	Флюорит . . . . .	$\text{CaF}_2$
Сульфиды	Галенит . . . . . Пирит . . . . . Халькопирит . . . . .	$\begin{aligned} & \text{PbS} \\ & \text{FeS} \\ & \text{CuFeS} \end{aligned}$

## Химический состав циркона из щелочных гранитов и пегматитов

Компоненты	Щелочные граниты				Пегматиты
	По И. В. Белькову, 1962				
	1	2	3	4	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	31,93	31,23	31,22	31,52	31,00
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,008	0,09	0,11	0,16	0,55
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	63,50	61,93	61,10	59,37	56,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,75	0,98	0,80	0,95	2,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,46	1,39	1,03	2,33	0,96
FeO . . . . .	0,35	0,28	0,40	0,35	—
MgO . . . . .	0,12	0,05	0,11	0,10	0,09
CaO . . . . .	0,05	0,27	0,40	0,47	2,46*
MnO . . . . .	0,06	0,07	0,11	0,04	0,22
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,28	0,35	0,45	0,28	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,01	0,05	0,02	0,01	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,18	0,35	0,40	0,22	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	1,55	1,95	2,64	3,30	4,26
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	—	—	—	—	1,26
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,55	0,82	1,02	1,05	Сл.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	0,009
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,05	0,16	0,07	0,13	—
Сумма . . . . .	99,84	99,97	99,88	100,28	99,82

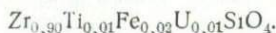
\* CaO+SrO

Примечание. 1—4 — аналитик А. М. Бондарева; 5 — аналитик М. В. Кухарчик.

метамиктны. Порошкограмма его была получена после прокаливания до 1100°.

Химический анализ циркона из щелочных гранитов и пегматитов приведен в табл. 7. Особенностью циркона пегматитов является относительно высокое содержание урана и воды.

Кристаллохимическая формула циркона следующая:



В пегматитах циркон располагается в участках развития темно-серого кварца и интенсивной альбитизации. Нередко кристаллы циркона как в сером кварце, так и в альбите образуют цепочки. В темно-сером кварце они характеризуются несколько меньшими размерами, по сравнению с цирконом, приуроченным к участкам альбитизации. Каких-либо других отличий в физических свойствах, а также составе, судя по данным спектральных анализов, не наблюдается.

Несколько иным представляется циркон, располагающийся в мелкозернистом альбит-кварцевом комплексе, который развивается вдоль зальбандов пегматитовых тел. Здесь он представлен значительно более мелкими кристаллами, не превышаю-

щами 0,5—1,5 мм по длинной оси. Облик этих кристаллов более светлый, по сравнению с цирконом из участков развития серого кварца и альбита. Цвет кристаллов — ярко-красный. В химическом составе циркона, встречающегося в виде кристаллов различных размеров, особых различий не наблюдается (см. табл. 7).

Для установления содержания гафния из различных частей пегматитового тела был отобран циркон. Содержание  $\text{HfO}_2$  в цирконах из различных замещающих комплексов довольно близкое. Оно находится в пределах 1,5—2%. Пегматитовое тело, из которого был отобран циркон для анализа, ориентировано почти перпендикулярно простиранию пород. Восточная часть пегматитового тела залегает в щелочных эгириновых гнейсо-гранитах, а западная — в биотитовых гнейсах. Несмотря на различия вмещающих пород, содержание  $\text{HfO}_2$  в цирконах является довольно постоянным и не меняется от нижних горизонтов пегматитового тела к верхним.

**Ферриторит.** Ферриторит характерен для приконтактовых, обогащенных кварцем гранитов. Выделяется ферриторит в виде почковидных колломорфных зерен сургучно-красного цвета. Размер выделений — сотые и десятые доли миллиметра.

Ферриторит распространен в альбитизированных кварц-микроклиновых пегматитах, залегающих среди мелкозернистых щелочных гнейсо-гранитов. Минерал характерен также для альбит-кварцевых жил. В большинстве случаев ферриторит встречается в виде округлых выделений, достигающих в поперечнике 2—5 мм. Цвет минерала темно-красный, иногда темно-коричневый и чаще красновато-бурый. Последняя окраска характерна для ферриторита, подвергшегося интенсивным процессам гипергенного изменения. Твердость измененных выделений минерала низкая и при ударе он легко разрушается. Удельный вес минерала, определенный методом непосредственного измерения объема и веса из микронавески, равен 3,08. Как известно, удельный вес неизмененного торита, впервые открытого Эсмарком в 1828 г., равен 4,63. Ферриторит, подвергшийся значительным гипергенным изменениям, пользуется наиболее широким распространением в пегматитах, вследствие чего был выполнен химический анализ минерала (в %):  $\text{SiO}_2$  17,11;  $\text{TiO}_2$  0,15;  $\text{MnO}$  0,07;  $\text{MgO}$  0,35;  $\text{CaO}$  0,24;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  3,65;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  31,42;  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  0,005;  $\text{TR}_2\text{O}_3$  10,90;  $\text{ThO}_2$  17,45;  $\text{U}_3\text{O}_8$  2,55;  $\text{P}_2\text{O}_5$  2,30;  $\text{H}_2\text{O}^-$  4,15;  $\text{H}_2\text{O}^+$  7,47; п. п. п. 1,68; сумма 99,79 (аналитик З. Т. Бурова).

Согласно химическому анализу минерал характеризуется повышенным содержанием редких земель, железа, пониженным содержанием кремния и интенсивной гидратацией. Это позволяет считать, что значительная часть тория изоморфно замещена редкими землями. Кремний в свою очередь замещен в значи-

тельной мере алюминием. Повышенное содержание железа связано с гипергенными изменениями торита.

**Иттроторит.** В альбит-кварцевых жилах щелочных гранитов Кольского полуострова обнаружен интенсивно гидратированный силикат тория с высоким содержанием редкоземельных элементов и иттрия, существенно отличающихся от ранее известных. Эту новую разновидность торита предлагается называть иттроторитом.

Иттроторит обычно локализуется в сером кварце в виде удлиненных, ориентированных параллельно контактам жил выделений, а также в виде неправильных образований размером от 0,25 мм до 10—15 см по длинной оси. Единичные каплевидные обособления этого минерала наблюдаются в биотите. Макроскопически цвет иттроторита буро-красный, разной интенсивности, иногда до темно-бурого. В отдельных участках наблюдаются концентрации микровключений в виде дендритов более темного цвета. Микровключения представлены гидроокислами железа и марганца. Участки минерала, насыщенные микровключениями, имеют более бурый цвет.

При нагревании минерала в интервале 20—300°С наблюдается интенсивный эндотермический эффект. Противоположный эффект проявляется при нагревании минерала до 900°С (рис. 24).

Согласно данным химического анализа, выполненного М. Е. Казаковой, содержания компонентов следующие (в %): ThO<sub>2</sub> 28,83; UO<sub>2</sub> н. о.; SiO<sub>2</sub> 19,42; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8,19; FeO 0,00; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> н. о.; TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 22,23; CaO 2,65; MgO 0,27; MnO 3,83; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 10,06; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> 4,47; S н. о.; TiO<sub>2</sub> 0,11; сумма 100,067.

**Иттриалит.** Иттриалит является весьма редким аксессуарным минералом. Впервые он был описан из кварцевых жил в архейских гранитах [95]. Затем появились описания иттриалита из пегматитов Японии [49]. В СССР иттриалит впервые был обнаружен И. В. Бельковым в пегматитах щелочных гранитов Кольского полуострова и О. Е. Рождественским на Дальнем Востоке. В 1962 г. в гидротермалитах щелочных гранитов Кольского полуострова А. Я. Волженкова обнаружила иттриалит. Изучением этого минерала в последующем занимался Е. Г. Проценко [68].

В пегматитах щелочных гранитов иттриалит встречается в виде кристаллов, которые достигают 1—2 см вдоль длинной

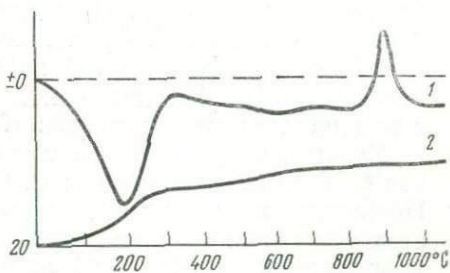


Рис. 24. Кривые нагревания (1) и потери веса иттроторита (2)

оси. В свежем изломе минерал прозрачен и обладает зеленоватым цветом. Нередко участками мутнеет, приобретая оливково-зеленый, оранжево-коричневый цвет до черного. Блеск минерала от стеклянного до жирного и смолистого. Излом раковистый. Твердость около 5,5—6,5, хрупок, черта бесцветная. В тонких шлифах при параллельных николях минерал бесцветен, оптически изотропен вследствие метамиктного состояния. Показатель преломления  $N = 1,753$ . Удельный вес 4,377. Удельный вес известных иттриалитов колеблется в пределах 4,05—4,64. Его колебания обусловлены наличием в минерале различных примесей, а также различным содержанием тория, что наглядно показано Е. Г. Проценко.

По данным Е. Г. Проценко, твердость иттриалита составляет величину, равную 795 кг/мм<sup>2</sup>, что по шкале Мооса соответствует 6,47. Твердость иттриалита практически совпадает с твердостью полевых шпатов (6,4).

Рентгенометрические исследования иттриалита из пегматитов СССР были выполнены Е. Г. Проценко и Г. А. Сидоренко. Поскольку минерал метамиктный, без прокаливания он является рентгеноаморфным. После прокаливания на рентгенограмме появляется от 18 до 41 линий.

Е. Г. Проценко обратил внимание на существенное отличие дебаеграммы иттриалита от тортвейтитовой, однако провел индифференцирование отдельных отражений первого по параметрам тортвейтита. Г. А. Сидоренко [77] с целью выяснения структурных взаимоотношений иттриалита и тортвейтита провела сравнительное их рентгенографическое изучение. Это позволило установить стабильность структуры иттриалита и принципиальное ее отличие от тортвейтитовой. М. В. Ахмановой изучались инфракрасные спектры поглощения иттриалита с Дальнего Востока СССР и из Японии, которые также показали, что иттриалит отличается от тортвейтита характером инфракрасного спектра, что позволило И. Г. Александровой и Г. А. Сидоренко сделать предположение о различной ориентировке групп ( $Si_2O_7$ ) в рассматриваемых минералах.

Химический анализ иттриалита из пегматитов Кольского полуострова, Якутии и зарубежных месторождений приведен в табл. 8.

По мнению Е. Г. Проценко, наличие в некоторых анализах минерала таких компонентов, как фосфор, калий, натрий, тантал и ниобий, следует считать примесями нетипичными для данного минерала. Кальций, марганец и торий являются характерными составными частями иттриалита, изоморфно замещающими редкоземельные элементы.

В известных анализах иттриалита наблюдается обратная зависимость между содержанием редких земель, с одной стороны, и кальцием, торием и марганцем, с другой (рис. 25), на что впервые обратил внимание Е. Г. Проценко. Это указывает на

## Химические анализы иттриалита

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub> . . . . .	29,03	30,12	29,91	30,10	28,50	28,84
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,12	0,44	0,05	Следы	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,80	2,12	1,91	1,40	2,43	0,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,32	1,65	—	0,15	1,81	0,75
FeO . . . . .	1,43	—	2,77	2,20	1,17	2,32
MnO . . . . .	2,43	3,38	0,39	1,19	2,09	1,58
MgO . . . . .	0,46	0,34	0,56	0,41	0,74	0,09
CaO . . . . .	1,23	1,65	0,90	0,98	3,52	0,54
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	2,59	3,18
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,92	2,20	6,42	7,37	—	1,57
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	44,38	39,52	44,70	43,80	46,06	45,14
ThO <sub>2</sub> . . . . .	9,10	13,39	5,25	7,43	5,95	10,15
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,53	0,21	0,31	0,25
UO <sub>2</sub> . . . . .	—	0,03	3,72	3,92	—	4,56
UO <sub>3</sub> . . . . .	—	0,07	—	—	—	—
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	—	—	—	—	0,72	—
PbO . . . . .	0,09	—	0,10	—	0,05	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,50	0,15	0,70	0,10
F . . . . .	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,27	—	—	—	1,12	0,35
(K+Na) <sub>2</sub> O . . . . .	0,53	—	—	—	—	—
(Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,40	—	—	—	0,92	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	3,30	2,80	0,72	0,32	1,53	0,29
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,52	1,11	0,45	0,13	0,27	0,15
П.п.п. . . . .	—	—	—	—	—	—
Сумма . . . . .	100,33	98,82	98,88	99,76	100,40	100,35

Примечание. 1 — СССР, по Е. Г. Проценко, 1962; 2 — СССР, по И. В. Белькову, 1958; 3 — Япония, по Ш. Хата (Hata, 1938); 4 — Япония, по К. Омори и Ш. Хасегава (Omori, Hasegawa, 1953); 5 — Япония, по Т. Уэда и Ш. Нишимура (Ueda, Nishimura, 1954); 6 — Япония, по Т. Уэда и Ш. Нишимура (Ueda, Nishimura, 1954).

гетеровалентный изоморфизм в иттриалите вследствие близости ионных радиусов Ca, Th, Mn и TR. В составе иттриалита, как правило, имеется некоторое количество воды. Кривые нагревания иттриалита характеризуются наличием эндотермического и экзотермического эффектов. Появление эндотермического эффекта при достижении температуры нагревания 200°С обусловлено дегидратацией минерала. Экзотермический эффект связан, по-видимому, с выделением тепла при рекристаллизации минерала. Пересчет химического анализа иттриалита на 7 атомов кислорода по методу, предложенному В. С. Соболевым, исключая железо, алюминий и магний как примеси, имеет формулу минерала следующего вида (Y, Ce, Mn, Th)<sub>2,06</sub>[Si<sub>1,96</sub>O<sub>7</sub>]. Формуле этого типа соответствует и пересчет иттриалита из пегматитов Якутии, выполненный Е. Г. Проценко.

На Кольском полуострове иттриалит встречен в альбитизированных кварц-амазонитовых пегматитовых жилах в ассоциации с биотитом, иттрогранатом, циртолитом, магнетитом.

Пегматиты Якутии, в которых встречен иттриалит, представлены кварц-полевошлатовой породой с пегматоидной, средне- и крупноблоковой структурой. Иттриалит в пегматитах ассоциирует с фергусонитом, гадолинитом и пироксолом.

Иттриалит очень интенсивно подвергается процессам изменения, в результате чего кристаллы его нередко разрушаются с образованием по минералу псевдоморфоз в виде охристых продуктов выветривания кремово-желтого или желтовато-розового цвета, состоящих в основном из гидроокислов редких земель.

**Роуландит.** В гидротермалитах щелочных гранитов встречается иттриевый силикат голубовато-зеленого цвета, который после детальных исследований, выполненных Е. Г. Прощенко и др., оказался идентичным роуландиту. Роуландит характеризуется сильным стекляннным блеском и раковистым изломом. Вдоль микротрещин он нередко окрашен в бурые тона. Исследовались как голубовато-зеленая, так и зеленовато-бурая разновидности. Роуландит изотропный вследствие метамиктного состояния. Удельный вес голубовато-зеленой разновидности 4,56, а зеленовато-бурой 4,54, показатели преломления соответственно 1,720 и 1,722.

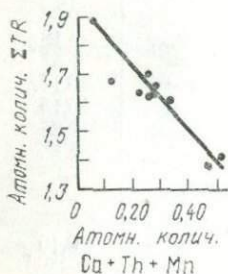


Рис. 25. Зависимость между атомными количествами суммы TR и суммы Ca+T+Mn в иттриалите

Рентгенометрические исследования позволили установить, что в непрокаленном состоянии роуландит рентгеноаморфен. Производилось одновременное нагревание в муфельной печи эталонного и характеризуемого образцов роуландита (при 800, 900, 920, 950° С) в течение 5 часов и при 1000, 1050° в течение 1 часа, что позволяет провести сравнение продуктов прокаливания.

Появление четких дебаеграмм наблюдается при 800° С. Оба образца при этой температуре обнаруживают одинаковую кристаллическую структуру. Полученные рентгенограммы не могут быть идентифицированы с рентгенограммами известных минералов, что позволяет рассматривать их как характерные для роуландита, хотя нет доказательств, что минерал имел подобную структуру до перехода в метамиктное состояние.

Сопоставление химических составов роуландитов СССР (табл. 9) с эталонным образцом из США [68] показывает, что они близки по составу. Некоторые колебания наблюдаются для содержаний FeO и Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Роуландит Кольского полуострова несколько обогащен MnO по сравнению с роуландитом из США. Зеленовато-бурая разновидность к тому же обогащена водой, коли-

## Химические анализы роуландита

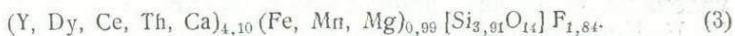
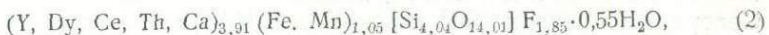
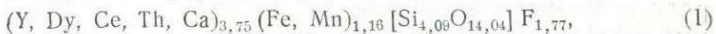
Компоненты	СССР				США	
	1. Голубовато-зеленый		2. Зеленовато-бурый		3. Голубовато-зеленый	
	Вес. %	Атомное количество	Вес. %	Атомное количество	Вес. %	Атомное количество
SiO <sub>2</sub> . . . . .	27,86	0,469860	26,80	0,44622	26,04	0,43356
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,51	0,006382	0,60	0,007509	0,39	—
ThO <sub>2</sub> . . . . .	1,43	0,005414	1,37	0,005187	0,59	0,002233
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,80	0,042038	5,55	0,37774	5,06	0,030816
ΣLa <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	9,10	0,050458	7,51	0,043944	9,34	0,055462
ΣY <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	41,24	0,310032	45,60	0,329392	47,70	0,358376
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	Н. о.	—	0,10	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	Н. о.	—	Н. о.	—	0,09	0,011270
FeO . . . . .	7,70	0,107167	6,30	0,087682	4,39	0,061099
CaO . . . . .	0,96	0,017118	0,75	0,013375	0,50	0,008915
MnO . . . . .	1,70	0,023967	2,00	0,028196	0,67	0,009445
MgO . . . . .	Н. о.	—	Н. о.	—	1,62	0,040178
Na <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	—	—	0,28	0,009032
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	0,34	0,007725
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	—	—	—	—	0,24	0,026666
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	Н. о.	—	1,10	0,122222	—	—
F . . . . .	3,81	0,200547	3,87	0,203705	3,87	0,203705
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Н. о.	—	—	—	—	—
Σ . . . . .	101,11	—	101,55	—	—	—
—O ≈ F <sub>2</sub> . . . . .	1,42	—	1,63	—	—	—
Σ . . . . .	99,69	—	99,92	—	101,12	—

Примечание. Пересчет на Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ΣLa<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и ΣY<sub>2</sub>O<sub>3</sub> произведен на основании расшифровки ΣTR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рентгеноспектральным методом.

чество которой достигает 1,10%. В целом минерал характеризуется комплексным составом TR с несколько повышенными содержаниями Y, Dy и Ce.

По содержанию групп La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> роуландиты СССР и США оказались идентичными. Химический состав роуландита пересчитывался на основе формулы Y<sub>4</sub>Fe[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]<sub>2</sub>F<sub>2</sub>. За основную расчетную величину принята сумма катионов, равная 9.

В результате пересчета химических анализов (см. табл. 9) получены следующие формулы роуландита:



Пересчеты химических анализов показали, что в формулах роуландита наблюдается недостаток F (от 0,16 до 0,23) и дефицит катионов какой-либо группы. Наряду с этим содержание

суммы  $TR+Fe$  довольно постоянное и близкое к 5 ( $3,75+1,16=4,91$ ;  $3,91+1,05=4,96$ ;  $4,10+0,99=5,09$ ). На этом основании Е. Г. Прощенко предложил объединить обе группы, благодаря чему формула роуландита приобретает следующий вид  $(Y_4Fe)_5[Si_2O_7]_2F_2$ . При таком выражении формулы рассматриваемого минерала предполагается изоморфизм  $Y^{+3}O^{-2} \rightarrow Fe^{+2}$  или  $Y^{+3}F^{-1} \rightarrow Fe^{+2}$ . Более вероятно вторая схема изоморфизма, которая согласуется с фактическими данными, поскольку наблюдается обратная корреляция между

$YF$  и  $Fe$  (рис. 26).

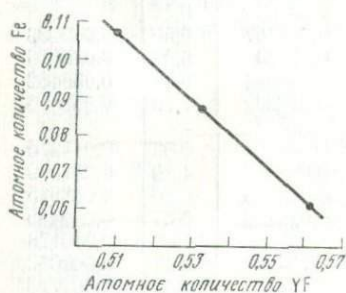


Рис. 26. Прямолинейная обратная зависимость между атомными количествами Fe и YF в роуландите

Роуландит Кольского полуострова подвергался термическому анализу (рис. 27). Эндотермический эффект при  $850^\circ C$  связан с рекристаллизацией роуландита в процессе прокаливания. Второй более слабый эндотермический эффект фиксируется при  $1000^\circ C$ . По всей вероятности, появление этого эффекта связано с удалением фтора из минерала. В отличие от иттриалита экзотермический пик роуландита смещен. У первого к тому же имеется широкий эндотермический эффект в области  $100-300^\circ C$ , отсутствующий у роуландита.

Изложенные результаты исследований показывают, что иттриалит и роуландит несколько отличаются по физическим свойствам и рентгенометрическим данным. Что касается общего химического состава этих минералов, то принципиальных различий между ними практически нет. Следует лишь отметить повышенное содержание  $FeO$  в роуландите (особенно с Кольского полуострова) и фтора. Некоторые различия наблюдаются в составе редкоземельных элементов, поскольку роуландит заметно обогащен по сравнению с иттриалитом лантанидами церивой группы.

Вопрос о минеральной индивидуальности роуландита может быть решен структурными исследованиями в случае обнаружения не метамиктных его разновидностей.

**Таленит.** Таленит является довольно редким иттриевым минералом. Впервые этот минерал обнаружен в 1898 г. в гранитных пегматитах в Швеции, а позднее — в гранитных пегматитах Северной Норвегии [90] и затем в США [92]. Первая находка таленита в СССР принадлежит Н. В. Скоробогатовой и Н. Е. Костину, обнаружившим в 1958 г. этот минерал в одном из редкометалльных месторождений Сибири, генетически связанном с комплексом щелочных и субщелочных гранитов, в невматолито-гидротермальных жилах в ассоциации с альбитом, фер-

гюсонитом, борсодержащим гадолинитом, малаконом и торитом. В 1961 г. таленит был установлен А. Я. Волженковой и Н. Е. Костиным в альбит-кварцевых жилах, генетически связанных со щелочными гранитами Кольского полуострова.

Детальные минералогические исследования таленита выполнены А. Я. Волженковой, Н. Г. Баталиевой, Н. И. Плетневой, Н. Е. Костиным, Г. А. Сидоренко, А. В. Быковой [23]. В альбит-кварцевых жилах таленит встречается в виде кристаллов призматической и таблитчатой формы, которые располагаются в кварце. В одних случаях кристаллы таленита довольно равномерно рассеяны в кварце, а в других — образуют скопления раз-



Рис. 27. Дифференциальные кривые нагревания роуландита (а) и иттриалита (б)

мером до  $50 \times 50$  м. Размер кристаллов варьирует от сотых долей до  $10 \times 30$  мм в поперечнике. Цвет таленита бледно-розовый до белого, блеск стеклянный до жирного. Излом неровный: в свежем изломе слабо просвечивает, при выветривании мутнеет. Таленит нередко находится в тесной ассоциации с абукумалитом, торитом и бастнезитом. Иногда таленит обрастает зерна абукумалита. Детальные микроскопические наблюдения показывают, что таленит находится в тесном субмикроскопическом прорастании с торитом.

При микроскопических исследованиях выявляется, что таленит бесцветный, двуосный, отрицательный,  $(-)\ 2V = 68^\circ$ . Показатели преломления  $Ng = 1,746$ ;  $Nm = 1,736$ ;  $Np = 1,717$ ;  $Ng - Np = 0,029$ . Удельный вес минерала — 4,34 определялся методом Руденко-Василевского.

Химический анализ таленита из альбит-кварцевых жил Кольского полуострова приведен в табл. 10. Состав редкоземельных элементов определялся С. Е. Романовым. Результаты определения следующие (в %):  $Ce_2O_3$  1,2;  $Nd_2O_3$  0,5;  $Sm_2O_3$  1,0;  $Gd_2O_3$  1,5;  $Dy_2O_3$  6,4;  $Ho_2O_3$  1,5;  $Er_2O_3$  6,8;  $Yb_2O_3$  5,2;  $Y_2O_3$  76,0;  $\Sigma TR_{Ce}$  4,1;  $\Sigma TR_{Y}$  95,9. Анализ 2 А. Я. Волженковой пересчитывался на формулу  $Y_2[Si_2O_7]$  при условии, что  $Si + Al = 2$ .

Удельный вес редкоземельных элементов вычислялся по данным рентгеноспектрального анализа, который оказался равным 261,88. В результате пересчета была получена следующая кристаллохимическая формула таленита:



## Химические анализы таленита

Компоненты	Кольский полуостров		Швеция
	По Бель- кову, 1958	По Вол- женковой и др., 1968	Doelter, 1931
	1	2	3
Se <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,18		0,83
ΣLa <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,95	65,59	4,15
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	50,76		61,84
ThO <sub>2</sub> . . . . .	0,19		0,18
UO <sub>2</sub> . . . . .	—		—
SiO <sub>2</sub> . . . . .	29,04	30,17	28,88
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—		—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	0,52	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,92	1,43	—
CaO . . . . .	0,05	0,27	0,11
MnO . . . . .	0,82		—
FeO . . . . .	1,60		—
MgO . . . . .	3,39		0,05
Na <sub>2</sub> O . . . . .	—		0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	—	1,44	1,73
П.п.п. . . . .	3,18	0,06	1,60
Прочие . . . . .	0,16*		0,22**
Сумма . . . . .	100,24	99,48	100,12

Примечание. Аналитик А. В. Быкова

\* TiO<sub>2</sub> — 0,07; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,09

\*\* SnO<sub>2</sub>

По химическому составу, а также по кристаллохимической формуле рассматриваемый минерал обнаруживает большое сходство с таленитом Восточной Сибири и Швеции.

Исследования таленита методом Лауэ позволили Н. Г. Баталевой установить, что таленит альбит-кварцевых жил Кольского полуострова относится к моноклинной сингонии. Параметры решетки определялись в камере РК ОП и затем уточнялись методом порошка в камере КРУ-114 (Fe излучение):  $a = 10,343 \pm 0,005$  Å;  $b = 11,093 \pm 0,008$  Å;  $c = 7,294 \pm 0,006$  Å;  $\beta = 96^\circ 55' \pm 30'$ . Полученное отражение осей  $a : b : c = 0,932 : 1 : 0,658$ , а также значения углов моноклинности сравнимы с результатами гониометрических измерений В. Гольдшмидта [93]  $a : b : c = 0,919 : 1 : 0,648$ ;  $\beta = 97^\circ 05'$ .

При исследовании минерала в камере КФОР (Mo излучение) выявлен закон систематических показаний: среди отражений типа ОК О присутствовали те, у которых  $K=2$ , среди  $h0l$  — только рефлексы с  $h+l=2$ .

Таким образом, была установлена пространственная группа в аспекте  $C_2h^5$ .

Сделанный выбор моноклинной ячейки и соответственно аспекта группы оказался рациональным. В другом случае, при интернациональной установке  $P2^1/c$  ячейка имела бы значительно больший угол моноклинности ( $\approx 152^\circ$ ), что, как известно, противоречит условиям Бравэ.

Из объема ячейки  $V=830,9 \text{ \AA}^3$ , молекулярного веса  $M=372,58$  и удельного веса таленита 4,34 следовало число формульных единиц в ячейке  $Z=5,83$ . Отсюда рентгеновская плотность таленита составляет  $4,47 \text{ г/см}^3$ .

**Гадолинит.** Акцессорный гадолинит в пегматитах щелочных гранитов впервые обнаружен И. В. Бельковым в 1947 г. Это была практически первая находка гадолинита в СССР. В пегматитовых телах щелочных гранитов гадолинит считался одним из наиболее характерных акцессорных редкометаллических минералов. В гадолинитсодержащих пегматитах калиевый полевой шпат представлен амазонитом. В последние годы были выявлены пегматиты, в которых гадолинит является минералогической редкостью или вообще отсутствует. В отличие от гадолинитсодержащих, эти пегматиты микроклиновые, а не амазонитовые. Пегматиты альбит-кварц-микроклинового состава, не содержащие гадолинита, залегают среди эгириновых гнейсо-гранитов.

Рассматриваемый минерал в альбит-кварц-амазонитовых пегматитах встречается в виде деформированных удлинненно-ромбоидальных кристаллов. Ребра граней кристаллов закруглены, вследствие чего гадолинит в поперечном разрезе имеет облик эллипса. Гадолинит встречается в виде кристаллов, размер которых по длинной оси колеблется от нескольких миллиметров до 3 см. В редких случаях встречаются отдельные кристаллы, имеющие более крупные размеры. Чаще всего размер кристаллов гадолинита колеблется в пределах 0,5—2 см. Как правило, с поверхности кристаллы покрыты корочкой красновато-бурого цвета, представляющей собой продукты гипергенного изменения гадолинита. В свежем сколе гадолинит обладает бархатно-черным цветом. В шлифах и тонких осколках цвет минерала густо-зеленый. Блеск от стеклянного до смолистого. Излом полураковистый. Гадолинит находится в метамиктном состоянии, что легко установить по изотропности минерала при изучении его под микроскопом. Анизотропными являются лишь краевые части минерала, представляющие собой продукты изменения. В проходящем свете продукты изменения просвечивают лучше по сравнению с реликтами гадолинита (рис. 28). В шлифе эти продукты изменения обладают желтым цветом. По границе соприкосновения неизменного гадолинита и продуктов его изменения наблюдается оранжево-желтая каемка. Нередко гадолинит разбит взаимнопересекающимися трещинами, которые также выполняются продуктами изменения гадолинита. В слу-

чае развития по гадолиниту корочки продуктов изменения значительной мощности хорошо видно зональное строение ее. Внутренняя часть корочки характеризуется скорлуповатым, а внешняя мелкозернистым строением. При этом внутренняя

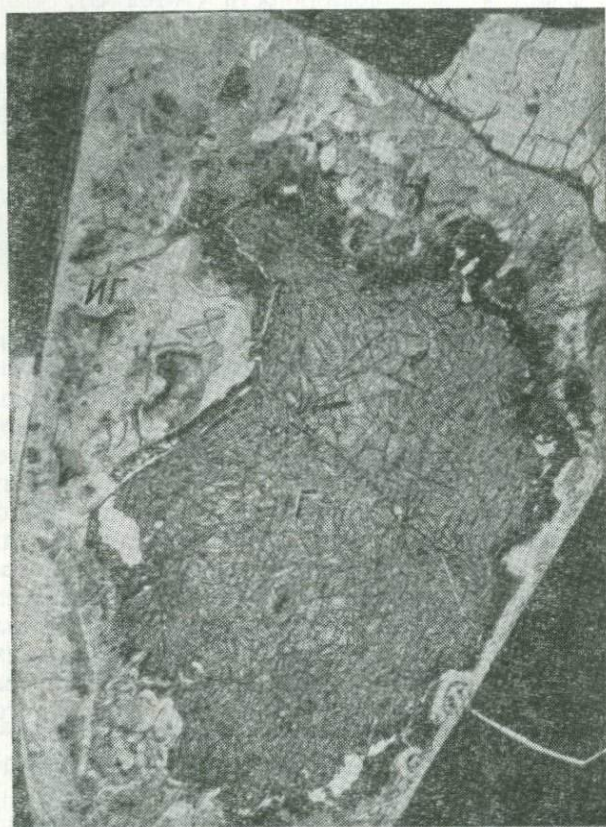


Рис. 28. Оболочка продуктов гипергенного изменения гадолинита по периферии его кристалла.  $\times 32$ . Ник. ||  
Г — гадолинит, ИГ — измененный гадолинит

скорлуповатая зона изотропная, а внешняя мелкозернистая анизотропная, с высоким двупреломлением и представлена, по-видимому, карбонатами TR.

Значительный интерес представляет термическая кривая гадолинита (рис. 29). Она характеризуется двумя четко выраженными экзотермическими эффектами. Первый экзотермический эффект наступает при температуре нагревания  $835^{\circ}\text{C}$ . Максимум этого эффекта падает на  $900^{\circ}\text{C}$ . Второй экзотермический

эффект наступает при температуре  $925^{\circ}\text{C}$  и достигает максимума при  $955^{\circ}\text{C}$ . Появление этих двух сближенных термических эффектов связано, по-видимому, с двумя фазами интенсивной рекристаллизации минерала.

В пределах пегматитовых тел гадолинит часто встречается вблизи контакта их с вмещающими породами. Вдоль контактов пегматитовых тел с вмещающими породами интенсивно развивается мелкозернистый альбит-кварцевый комплекс, содержащий кристаллы гадолинита (рис. 30). Нередко кристаллы гадолинита внутри мелкозернистого комплекса группируются в виде цепочек (см. рис. 12). Цепочечное расположение гадолинита в мелкозернистом комплексе обусловлено приуроченностью кристаллов гадолинита к трещинам. Ребра кристаллов гадолинита, располагающихся в трещинах, в большинстве случаев закруглены, вследствие чего они имеют удлиненно-овальную форму. Микроскопическое изучение кристаллов показало, что во внешней их части довольно часто встречаются включения породообразующих минералов, являющихся вмещающей породой для гадолинита. При больших увеличениях наблюдается, что гадолинит замещает кварц и альбит, находящиеся во включениях. В более глубоких (центральных) частях кристаллы гадолинита довольно однородны. Лишь в редких случаях наблюдаются округлые включения породообразующих минералов. Граница соприкосновения гадолинита более прямолинейна с включениями альбита, чем кварца.

Приуроченность гадолинита к контактам зон мелкозернистого альбит-кварцевого комплекса с гнейсом к трещинам в самом замещающем комплексе, наличие включений альбита в кварце в его кристаллах однозначно свидетельствуют об образовании минерала на поздних этапах пегматитового процесса. Гадолинит выделялся несколько позже формирования альбит-кварцевого комплекса, что устанавливается по приуроченности минерала к трещинам в этом комплексе.

Благоприятными вмещающими породами для появления пегматитов с аксессуарным гадолинитом, как уже отмечалось выше, являются гранато-биотитовые гнейсы, окаймляющие мелкозернистые эгириновые гнейсо-граниты. Пегматиты, содержащие гадолинит, характеризуются альбит-кварц-амазонитовым с био-

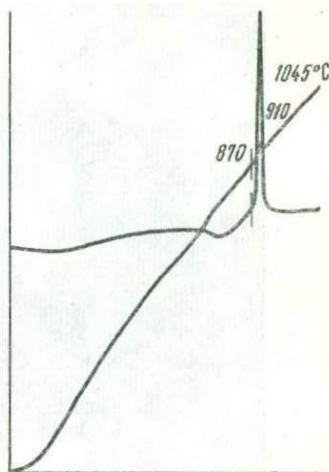


Рис. 29. Термическая кривая гадолинита. Аналитик Н. С. Горохова

титом составом. В пределах пегматитовых тел гадолинит приурочен к существенно альбитовым зонам, располагающимся обычно вдоль зальбандов пегматитовых тел.

В табл. 11 приведен химический анализ гадолинита и продуктов его изменения.

Гадолинит из альбит-кварц-амазонитового типа пегматитов характеризуется особенно высоким содержанием лантанидов

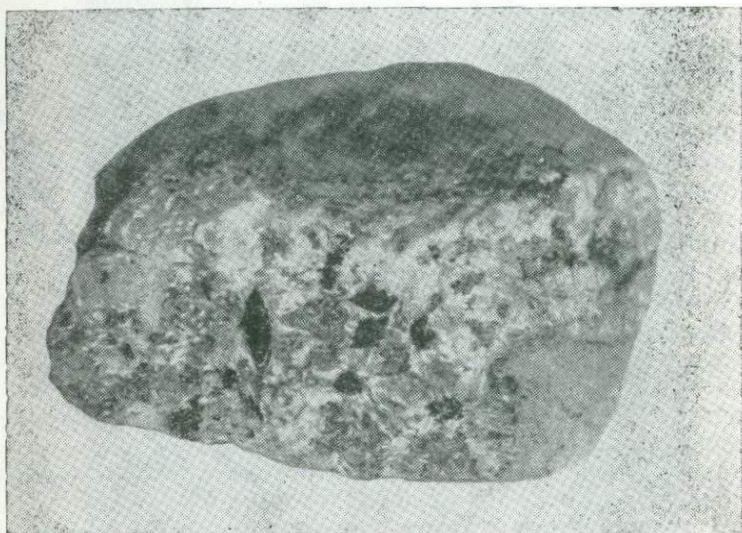


Рис. 30. Скопление кристаллов гадолинита в приконтактной части пегматитового тела. Нат. вел.

иттриевой группы и иттрия. Легко заметить, что изученный нами гадолинит очень близок по составу к гадолиниту гор. Макзабак и Черная земля, изученному И. В. Бельковым [7]. Это свидетельствует о резко выраженном иттриевом характере и постоянстве состава гадолинита из амазонитовых пегматитов Кольского полуострова. Гадолинит Кольского полуострова обнаруживает большое сходство по составу с гадолинитом из Средней Азии, характеризующимся высоким содержанием иттрия. Приведенные в табл. 11 анализы гадолинита из Колорадо характеризуются высоким содержанием церия, а из Японии — кальция. Таким образом, в настоящее время известны три разновидности гадолинита: иттрогадолинит, церогадолинит и кальциогадолинит.

**Иттротитанит.** Иттротитанит обнаружен в альбит-кварц-микрклиновом типе пегматитов щелочных гранитов. Минерал встречается в виде хорошо образованных клиновидных кристал-

## Химический состав гадолинитов и продуктов его изменения

Компоненты	Гадолинит из пегматитов щелочных гранитов				Продукты изменения гадолинита	
	Вес. %	Атомное количество катионов	Число атомов катионов	По Белькову, 1958		По Плетневой и др., 1960
SiO <sub>2</sub> . . . . .	24,0	4,000	1,92	24,05	24,68	14,94
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,70	87	0,04	0,06	0,00	0,02
FeO . . . . .	8,92	1240	0,59	5,71	11,52	—
MgO . . . . .	—	—	—	0,04	0,01	0,12
MnO . . . . .	—	—	—	0,00	0,33	0,15**
BeO . . . . .	10,00	4000	1,92	10,97	10,30	3,63
CaO . . . . .	0,76	135	0,06	0,82	0,53	0,12
K <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	—	—	0,07	0,12
Na <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	—	0,30	0,18	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,97	620	0,30	8,17	0,21	42,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,66	130	0,07	0,08	0,00	1,79
ΣY <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	42,91*	3800	1,82	42,23	49,06	1,19
ΣCe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,97	302	0,14	7,16	1,53	1,60
ThO <sub>2</sub> . . . . .	0,98	37	0,02	0,38	0,27	0,23
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	—	—	—	0,30	0,10	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	} 0,50			0,40	0,10	9,32
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .				0,00	1,20	—
П.п.п. . . . .	0,50					17,26
Сумма . . . . .	99,87****			100,67	100,09	98,67***

\* Из ΣY<sub>2</sub>O<sub>3</sub> лантаниды иттриевой группы составляют 9,78%, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 33,13%. Лантаниды определены рентгенохимическим анализом, а Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> взят как дополнение к суммарному процентному содержанию лантанидов и иттрия. определенному химическим анализом; 2

\*\* ZrO<sub>2</sub>

\*\*\* включая 0,15 ZrO<sub>2</sub>

\*\*\*\* аналитик А. В. Быкова

лов. Размеры кристаллов иттротитанита изменяются от нескольких миллиметров до 1—3 см по длинной оси. Особенно крупные размеры имеют кристаллы иттротитанита в пегматитах крупнокристаллической структуры. Цвет минерала вишнево-красный, красновато-бурый до темно-бурого. Блеск интенсивный, алмазовидный. В прозрачных шлифах иттротитанит желтого цвета со слабым плеохроизмом; при скрещенных николях минерал обладает высоким двупреломлением, удельный вес 3,65.

В табл. 12 приведены анализы иттротитанита из пегматитов и щелочных гранитов. Химический состав иттротитанита в пегматитах довольно постоянный. С другой стороны, иттротитанит из щелочных гранитов характеризуется пониженным содержанием иттрия [9]. Это является вполне закономерным, поскольку концентрация иттрия возрастает в пегматитах в процессе их кристаллизационной дифференциации.

## Химические анализы иттротитанита

Компоненты	Иттротитанит из пегматитов					Иттротитанит из щелочных гранитов			
	Вес. %	Атомное количество		Число атомов		Вес. %	Атомное количество кислорода	Число атомов	
		катионов	анионов	катионов	анионов			кислорода	катионов
SiO <sub>2</sub> . . . . .	29,49	4900	9 800	0,99	1,97	30,07	1000	2,00	1,00
TiO <sub>2</sub> . . . . .	28,40	3550	7 100	0,72	1,44	29,22	732	1,47	0,74
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	0,50	8	0,02	0,01
FeO . . . . .	—	—	—	—	—	1,00	14	0,03	0,03
MnO . . . . .	0,15	21	21	—	—	0,16	2	—	—
MgO . . . . .	0,13	32	32	—	—	0,03	—	—	—
CaO . . . . .	23,39	4160	4 160	0,84	0,84	25,26	420	0,84	0,84
SrO . . . . .	—	—	—	—	—	1,34	13	0,02	0,02
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,62	200	100	0,04	0,02	0,38	6	0,01	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,26	56	28	0,01	0,01	0,14	—1	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,58	310	465	0,06	0,09	4,54	132	0,26	0,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,16	894	1 341	0,18	0,27	2,35	45	0,09	0,06
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,28	640	960	0,13	0,19	2,42	33	0,07	0,04
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,55	40	100	0,01	0,02	0,55	10	0,02	0,01
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,21	10	25	—	—	—	—	—	—
SnO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F . . . . .	0,92	—	485	—	—	1,75	92	0,18	0,18
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,28	—	—	—	—	0,16	9	0,02	0,04
С у м м а . . . . .	100,42	—	24 637	—	—	100,87	2517	5,03	—
—O ≈ F <sub>2</sub> . . . . .	—0,39	—	—	—	—	—0,74	—31	—0,03	—
	100,03*	—	—	n=4950	—	100,13	2486	5,00	—

\* Аналитик З. Н. Бузова

\*\* Аналитик М. И. Волкова

Довольно широким распространением сфен пользуется в метасоматически измененных сиенитоподобных породах района, возникающих на контакте щелочных гранитов с габброанортозитами. Сфен представлен мелкими (около 0,1—0,2 мм в поперечнике), изометричной формы, нередко прозрачными зернами светло-коричневого с розоватым оттенком цвета, которые находятся в тесном прорастании с флюоритом. В рассматриваемом минерале отмечаются повышенные количества тантала и ниобия, а также лантаноидов, состав которых, согласно хромографическому определению Л. Е. Новоросовой, следующий (в %): La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6,8—7,5; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16,3—16,6; Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,2—4,5; Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 24,8—26,8; Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 11,8—12,40; Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12,8—13,3; (Tb+Y)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12,4—16,5; Dy<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,3—5,9; Er<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,1—1,6; Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0—0,5.

**Чевкинит.** Минерал распространен преимущественно в эндо-контактных разностях гранитоидов, где содержание его иногда достигает 2546 г/т. Размер кристаллов или ксеноморфных выделений 1,0—3,0 мм вдоль длинной оси. В чевкинците встречаются включения магнетита, кварца и других минералов. Излом неровный до раковистого, спайность отсутствует, блеск стеклянный. Показатель преломления  $N=1,97—1,99$ .

Пегматитовые жилы щелочных гранитов, в которых впервые обнаружен чевкинит, расположены в 5 км к юго-востоку от Ровозера. Залегают они в щелочных гнейсо-гранитах (по И. В. Белькову — в щелочных гнейсах — метасоматитах). Нами чевкинит был обнаружен в пегматитовых телах, расположенных в 30—40 км южнее Ровозера, залегающих также среди мелкозернистых щелочных гнейсо-гранитов. Чевкинит встречается в виде плохо образованных продолговатых, уплощенных кристаллов довольно крупных размеров (рис. 31). Нередко внутри кристаллов чевкинита содержатся включения кварца и альбита.

Совместно с чевкинцитом в кварц-альбитовом комплексе породообразующих минералов встречаются фергусонит, циркон, торит, абукумалит и др. Кристаллы чевкинита в свежем изломе характеризуются интенсивно черным цветом. Блеск минерала смолистый, излом раковистый, реже неровный. Черта от бледно-зеленой до светло-бурой. Характерно, что в тонких осколках чевкинит просвечивает красновато-коричневым цветом. Твердость 5,5. Удельный вес, определенный методом непосредственного измерения объема и веса минерала из микронавески, равен 4,50. Удельный вес, определенный в пикнометре объемом 5 мл с навеской 4,75 г при 17°, равен 4,476 [8].

В тонких шлифах при проходящем свете чевкинит просвечивает красноватым цветом. В скрещенных николях вследствие метамиктности минерал изотропен. Показатель преломления, определенный в твердых сплавах, равен 1,98.

Термическая кривая чевкинита характеризуется четко выраженным экзотермическим эффектом в интервале 870—910°С (рис. 32). Возникновение этого экзотермического эффекта, обусловлено, по-видимому, рекристаллизацией минерала. В табл. 13 приведен химический анализ чевкинита Кольского полуострова.

Кристаллохимическая структура чевкинита до сих пор не расшифрована, и это не позволяет произвести пересчет химического анализа на его кристаллохимическую формулу.

**Гентгельвин — даналит.** Гентгельвин и даналит в природе встречаются в виде изоморфных смесей. Они известны во многих месторождениях мира, в то время как третий член изоморфного ряда — гентгельвин является весьма редким минералом. В СССР гентгельвин был обнаружен Е. М. Еськовой [29] в щелочных пегматитах Кольского полуострова в ассоциации с полевыми шпатами, содалитом, манган-ильменитом и цирконом. Вторая находка гентгельвина на Кольском полуострове принад-

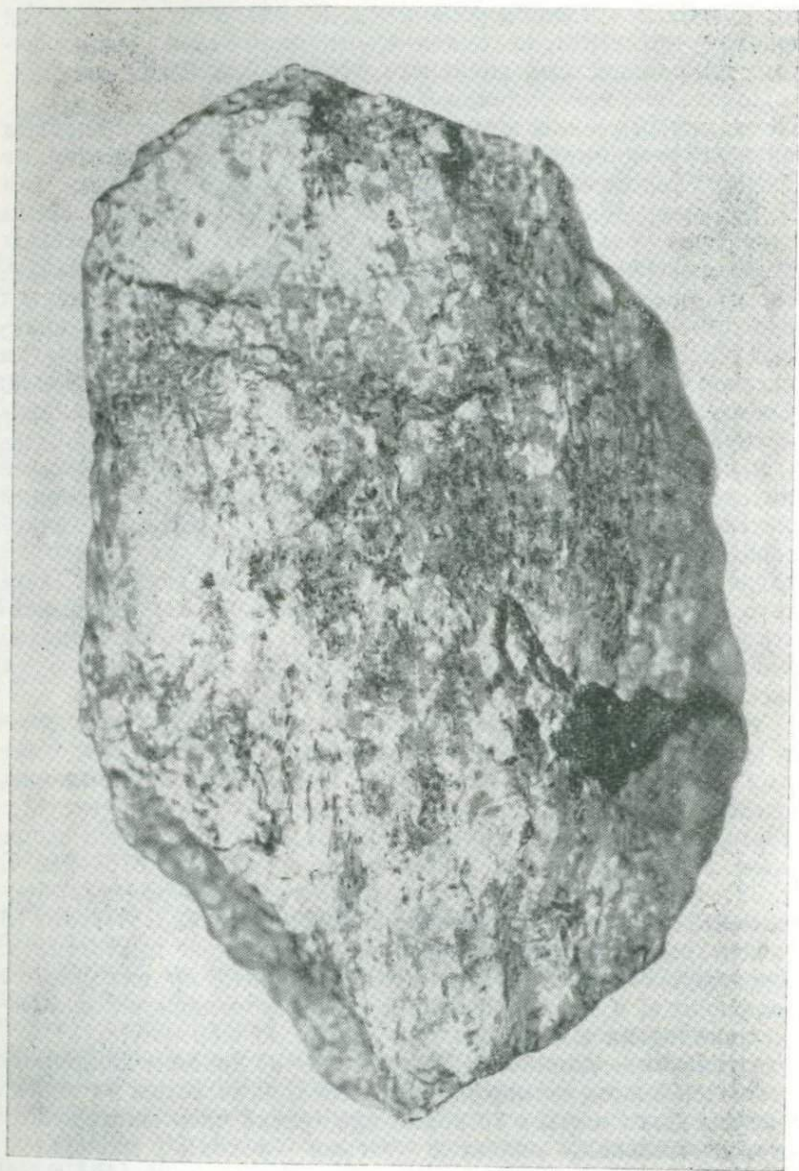


Рис. 31. Кристаллы поваренной соли в поваренной соли.

## Химический состав чевкинита

Компоненты	Вес. %	
	По автору	По Белькову и др. 1958
SiO <sub>2</sub> . . . . .	19,45	19,76
TiO <sub>2</sub> . . . . .	16,20	15,07
ThO <sub>2</sub> . . . . .	1,93	2,18
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	39,82*	18,34
La <sub>1</sub> Di <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,90**	23,84
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,94	3,57
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	—	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,74	0,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,18	2,22
FeO . . . . .	11,14	11,02
MnO . . . . .	0,36	0,20
MgO . . . . .	0,28	0,24
CaO . . . . .	2,19	1,53
PbO . . . . .	1,00	—
Sr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,14	—
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,76
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,66	0,44
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,69	0,83
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	—	0,03
С у м м а . . . . .	99,62***	100,91

\* (Ce—Eu)<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;  
 \*\* (Gd—Lu)<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;  
 \*\*\* аналитик З. Т. Катаева

лежит В. А. Васильеву [17]. Минерал был обнаружен в пегматитовой жиле, залегающей в среднезернистых эгириновых щелочных гранитах. Пегматитовая жила представляет собой пологопадающее под углом 5—15° на юго-восток пластообразное тело, секущее гнейсовидные граниты по падению почти под углом 90°. Простираение пегматитовой жилы СВ 50—60°, которое согласуется с простираением полосчатости гнейсовидных гранитов. По простираению пегматитовая жила прослежена примерно на 140—150 м. Мощность ее колеблется от 0,5 до 1,5—2,5 м.

Внутреннее строение пегматитовой жилы симметричное. Внешняя зона жилы представлена кварц-альбит-амазонит-микрклиновым пегматитом гранит-аплитовой структуры. В ее центральной части развит кварц-микрклин-амазонитовый пегматит крупноблоковой структуры. Пегматитовая жила в различной степени альбитизирована. Наиболее интенсивно альбитизация проявлена в ее кровле, а по направлению к подошве — затухает.

Гентгельвин встречен в центральной части пегматитового тела и приурочен к блоковому амазониту. Минерал встречен

в виде обломка кристалла с двумя тетраэдрическими гранями размерами  $12 \times 8$  см. Второй образец найденного гентгельвина обладал пластинчатой формой без видимого кристаллографического ограничения размерами  $2,5 \times 1$  см в поперечнике. В результате рентгенометрических исследований определен параметр элементарной ячейки —  $a_0 = 8,096 \pm 0,006$ .

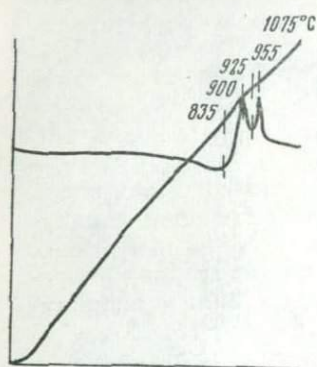


Рис. 32. Термическая кривая чевкинита. Аналитик Н. С. Горохова

В табл. 14 приведен химический анализ гентгельвина и даналита из пегматитовых жил щелочных гранитов.

Характерно, что в обр. 2 содержится 84,6% гентгельвина, 15% даналита и 0,4% гельвина. Данный образец гентгельвина из пегматитов щелочных гранитов является почти самым конечным цинковым членом в изоморфном ряду гельвин — гентгельвин, известных до сих пор.

Даналит сравнительно недавно найден в жиле кварц-полевошпатового

Таблица 14

Химический состав гентгельвина и даналита

Компоненты	Гентгельвин					Даналит
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub> . . . . .	32,08	32,3	25,50	30,16	29,50	31,92
BeO . . . . .	11,71	11,88	12,75	13,47	13,37	12,44
ZnO . . . . .	33,54	42,98	33,65	42,46	48,91	19,99
FeO . . . . .	13,71	—	21,50	7,93	3,65	22,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,78	7,43	—	—	—	—
MnO . . . . .	5,21	0,20	1,21	1,08	0,58	8,15
S . . . . .	5,49	5,60	5,08	6,43	5,69	5,31
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,32	—	0,50	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	0,25	1,02	0,30	0,50	1,44
CaO . . . . .	0,28	0,03	0,50	0,13	—	0,50
MgO . . . . .	—	0,84	0,32	0,23	0,36	0,10
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,12	Следы	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	0,09	0,40	—	—	0,07
H <sub>3</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,12	—	—	—	—	0,69
H <sub>3</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	—	—	—	—	—	0,17
Сумма . . . . .	103,36	101,60	102,19	102,56	102,55	103,16
—O≈F <sub>2</sub> . . . . .	—2,78	2,8	—2,54	—3,21	—2,84	—2,66
Сумма . . . . .	100,58	98,80	99,89	98,98	99,72	100,50

Примечание. 1 — по Васильеву, 1960; 2—5 — по Лунцу, 1968; 6 — по Белолипецкому, 1965

состава [13]. Для Кольского полуострова находка даналита является первой. Кварц-полевошпатовая жила, содержащая даналит, по-видимому, является производной щелочных гранитов. Залегает она в милонитизированных и амфиболитизированных метагэббро-анортозитах. Минерал встречается в виде кристаллов тетраэдрической формы, которые в сколах дают равносторонние треугольники. Длина ребра кристаллов достигает 2 см. Реже даналит встречается в виде зерен изометричной формы. Цвет минерала розовый, темно-розовый. Блеск стеклянный. Излом раковистый. Спайность не наблюдается. Удельный вес 3,44. В прозрачных шлифах минерал бесцветен, рельеф высокий, изотропный. Показатель преломления  $N=1,745$ . При микроскопическом изучении выявляется, что даналит содержит многочисленные включения таких минералов, как кварц, альбит, циркон и эвксенит. В кварц-полевошпатовой жиле минерал встречается в ассоциации с кварцем, ортитом и торитом.

Рентгеноструктурное изучение минерала производилось А. П. Денисовым. В результате проведенных исследований было установлено, что даналит относится к минералам кубической сингонии. Пространственная группа  $T^4d-P43_n$ . Параметр элементарной ячейки  $a_0=8,173\pm 0,001$  кХ. По межплоскостным расстояниям даналит занимает промежуточное положение между гельвином и гентгельвином. Некоторое увеличение параметра элементарной ячейки даналита по сравнению с гентгельвином, по мнению А. П. Белолипецкого и др. [13], связано с частичным замещением ионов цинка ( $r=0,83$  Å) более крупными ионами двухвалентного марганца ( $r=0,91$  Å). Гельвин в отличие от даналита имеет больший параметр элементарной ячейки. Это связано с более высоким содержанием марганца в гельвине по сравнению с даналитом. В случае возникновения гельвина ионы двухвалентного железа ( $r=80$  Å) замещаются двухвалентным марганцем ( $r=0,91$  Å).

А. П. Белолипецкий пришел к выводу, что появление в кварц-полевошпатовом типе жил даналита связано с влиянием на их минеральный состав вмещающих основных пород, за счет переработки которых происходило обогащение рудообразующих растворов железом и кальцием.

Пегматиты, содержащие бедный железом минерал — гентгельвин, залегают в менее железистых породах, представленных мелкозернистыми гнейсо-гранитами, которые в литературе иногда называются гнейсами — метасоматитами. Проведенные нами исследования показали, что в кварц-альбит-амазонитовом типе пегматитов, содержащих гентгельвин, сумма  $Fe_2O_3+FeO=1,43$  (см. табл. 24), а в биотит-кварц-олигоклазовых жилах сумма тех же элементов равна 12,71%. Таким образом, влияние вмещающих пород на минеральный состав жильных тел бесспорно. Это влияние сказывается не только на составе главных породообразующих, но и редкометалльных минералов.

**Бритолит—абукумалит.** Характеризуемые минералы относятся к группе силикат-апатита, цериевая разновидность которого носит название бритолит.

Впервые бритолит, характеризующийся высоким содержанием лантанидов цериевой группы, был изучен Х. Винтером [104]. Ф. Махачки, выполнивший структурные исследования бритолита, считает этот минерал цериевым силикат-апатитом [100].

Характеристика цериевого силикат-апатита — бритолита, обнаруженного в СССР, дана в статьях Е. А. Нечаевой и И. Д. Борнеман-Старынкевич [58], И. В. Белькова и М. И. Волковой [8]. Примерно в это же время в пегматитах щелочных гранитов был найден иттриевый силико-фосфат, носящий название абукумалит [94]. Первые детальные исследования этого минерала выполнены Н. И. Плетневой совместно с Н. А. Елиной, А. П. Денисовым и А. П. Гавриловым [67]; параллельные исследования минерала проводились также А. Я. Лунцем [45]. В связи с изучением пегматитов щелочных гранитов нами также проводилось изучение закономерностей распределения и состава абукумалита [33].

Бритолит—абукумалит встречаются в виде округлых ксеноморфных зерен размером 0,5—1 см. Окраска их красновато-коричневая или вишневая. Более светлые тона окраски характерны для бритолита, а более темные для абукумалита. Бритолит иногда прозрачен, однако, чаще полупрозрачен и непрозрачен. Абукумалит просвечивает в тонких осколках. Выделения бритолита и абукумалита, как правило, с поверхности покрыты желтовато-белыми корочками продуктов изменения, представляющие собой карбонаты редких земель типа бастнезита. Показатели преломления бастнезита:  $n_e=1,827$ ,  $n_o=1,720$ . Состав бритолита в разновидностях щелочных гранитов приведен в табл. 15.

Проведенные исследования показали, что абукумалит характерен для альбит-кварц-микроклинового типа пегматитов. Он встречается в пегматитовых телах с розовым или серым микроклином. Минерал отсутствует в тех пегматитовых телах, где калиевый полевой шпат представлен амазонитом. Пегматитовые тела, содержащие абукумалит, залегают среди мелкозернистых гнейсо-гранитов, существенно обогащенных эгирином. Абукумалит до сих пор не встречен в кварц-амазонитовых пегматитах, залегающих среди пород, обогащенных биотитом. В пределах пегматитовых тел, относящихся к данному типу, минерал приурочен главным образом к участкам, обогащенным поздним альбитом и кварцем. Как отмечает Н. И. Плетнева и др. [67], распространенность абукумалита в пегматитах находится в прямой зависимости от степени окварцевания пегматитовых жил.

Выделения абукумалита в пегматитах имеют овальную, реже таблитчатую форму размерами до 1—3 см в поперечнике

Химический состав бритолита — абукумалита  
и продуктов его изменения

Компоненты	Бритолит		Абукумалит					Продукты изменения абукумалита
	1	2	3	4	5	6	7	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	16,77	17,28	20,84	21,80	21,51	21,98	21,14	0,72
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	0,04	0,03	—	—	Сл.
ZnO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	0,00	—	—	0,46	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	1,05	0,72	0,50	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,43	2,41	2,10	0,69	2,00	1,70	0,72	4,12
FeO . . . . .	—	—	—	0,50	0,76	—	—	—
MnO . . . . .	0,13	—	1,13	0,66	—	0,70	0,74	—
MgO . . . . .	—	—	0,22	0,07	Сл.	—	0,56	Сл.
PbO . . . . .	—	—	—	0,13	—	0,15	0,28	—
SrO . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO . . . . .	11,28	11,51	13,53	13,31	12,56	12,90	14,26	1,23
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,85	1,50	—	0,20	—	0,23	0,19	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	—	0,06	—	0,03	0,05	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	0,06	0,08	—	0,50	—
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	6,48	3,84	5,48	2,98	2,18	2,10	3,25	8,55
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	—	—	—	0,23	0,16	0,27	—	—
ThO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,90	1,55	1,16	0,70	0,33	1,85
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	6,02	—	—	—	—
ΣLa <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	60,54	56,96	6,45	10,92	27,17	55,90	54,12	—
ΣY <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	45,98	37,47				30,00
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,10	Н. о	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	—	6,04	0,74	1,20	0,84	1,93	1,25	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	—	0,36	—	0,15	0,14	0,17	—	12,88
F . . . . .	1,33	—	0,45	1,48	Н. о	2,61	1,43	—
П.п.п. . . . .	1,27	—	—	2,15	0,76	—	—	20,60
С у м м а . . . . .	100,08	99,90	98,97	102,39	99,85	101,37	99,28	99,55
O ≈ F <sub>2</sub> . . . . .	-0,56	—	—	-0,62	—	1,10	0,60	—
С у м м а . . . . .	99,52	—	—	101,77	—	100,27	98,68	—

Примечание. 1 — Winther, 1901; 2 — по Нечаевой и др., 1956; 3 — Hata, 1938; 4 — по Плетневой и др., 1962; 6, 7 — по Лушуну, 1962

(рис. 33). Н. И. Плетневой обнаружены уплощенные кристаллы, имеющие шестиугольные поперечные сечения и выпуклую форму призматических граней. В некоторых случаях абукумалит имеет грани гексагональной призмы, пинакоида и дипирамиды. Плохая сохранность кристаллов не позволила выполнить их гониометрические исследования. Абукумалит имеет довольно густую вишнево-бурую, темно-бурую или даже черную окраску. Тонкие осколки минерала слабо просвечивают. Блеск стеклянный, излом раковистый. Твердость 6—6,5. В отдельных случаях наблюдается несовершенная спайность. Минерал слабо электромагнитен. Удельный вес абукумалита достигает 4,25.

При изучении минерала в проходящем свете выявляется, что он обладает желтой или буровато-желтой окраской. Минерал, вследствие метамиктности, обычно изотропен. Анизотропные разности встречаются редко. Их изучение показало, что абукумалит одноосный, оптически отрицательный. Показатели прелом-

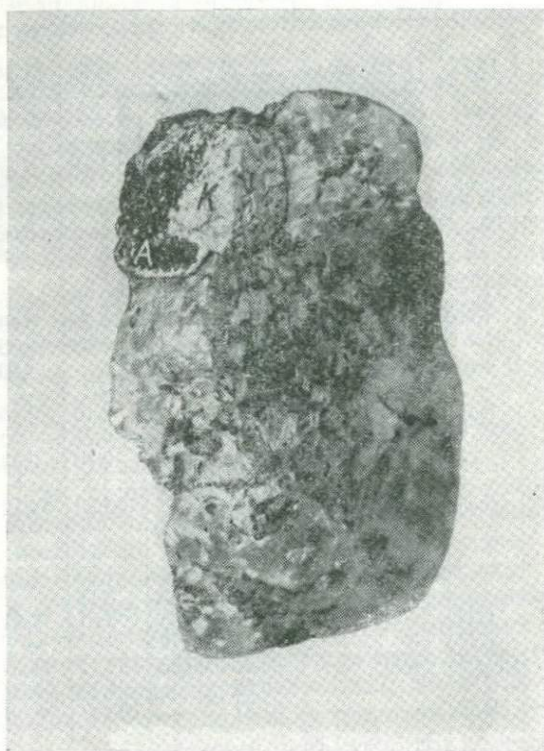


Рис. 33. Абукумалит в пегматите

А — округлое выделение абукумалита; К — карбонаты редких земель. Нат. вел.

ления по  $N_g = 1,730—1,732$ , по  $N_p = 1,728—1,730$ . У изотропных разностей показатель преломления повышается до 1,740, а у прокаленных разностей до 1,760—1,765 и минерал становится оптически положительным.

Поскольку анизотропные разности абукумалита встречаются исключительно редко, перед рентгенометрическим изучением минерал прокаливался в течение часа при температуре 800 [67] или 950°С [45]. Рентгенометрические исследования в первом и во втором случаях проводились методом порошка при неотфильтрованном железистом излучении. Проведенные исследования

показали, что рассматриваемый минерал близок по структуре к фторапатиту, а также бритолисту Сибири и Урала. Данные Н. И. Плетневой и др. [67] следующие:  $a=9,4273\pm 0,0016$  кХ;  $c=6,8251\pm 0,0012$  кХ. По данным А. Я. Лунца [45], размеры элементарной ячейки абукумалита следующие:  $a_0=9,40\pm 0,02$  Å и  $c_0=6,81\pm 0,02$  Å.

А. П. Денисовым [67] определялась температура восстановления структуры абукумалита. Установлено, что кристаллическая структура минерала начинает восстанавливаться при температуре прокаливания  $600^\circ$ . С ростом температуры прокаливания объем элементарной ячейки уменьшается за счет уменьшения  $a_0$  при постоянном  $c_0$ .

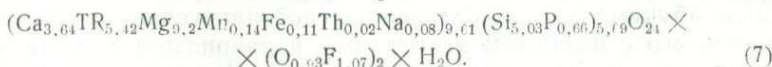
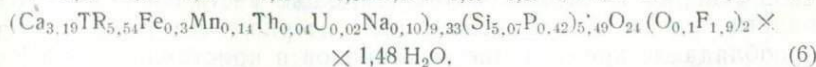
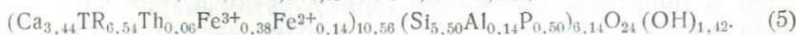
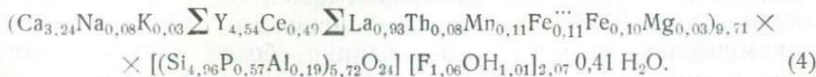
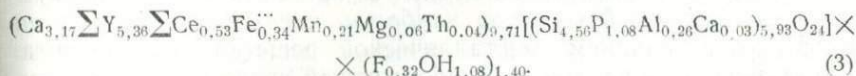
В большинстве случаев кристаллы абукумалита покрыты продуктами изменения желтоватого цвета, по составу близкого к фтор-карбонату — бастнезиту. Более мелкие кристаллы абукумалита почти полностью замещаются вторичными продуктами. Проведенное рентгенометрическое изучение продуктов изменения абукумалита позволило установить, что они аморфны.

На материале, прокаленном в течение часа до  $950^\circ$  С, были получены дебаеграммы двух минералов. Один из них обнаруживает сходство с церианитом ( $a_0=5,44$  Å), а второй в настоящее время еще не диагностирован.

Показатели преломления желтых продуктов изменения следующие:  $N_g=1,606$ ;  $N_p=1,546$ ; у более светлых разностей показатель преломления несколько ниже:  $N_g=1,560$ ;  $N_p=1,532$ . Удельный вес 3,286.

Состав минерала, а также продуктов его изменения изучен как путем химического анализа, так и рентгеноспектрального (см. табл. 15).

Пересчет химических анализов абукумалита производился на основе общей формулы апатита  $Ca_{10}[PO_4]_6F_2$ . Кристаллохимические формулы абукумалита, соответствующие образцам табл. 15, следующие:



Сравнение состава минералов, приведенных в табл. 15, показывает, что они довольно близки между собой. По содержанию

СаО и суммы редкоземельных элементов приведенные в таблице силикафосфаты и абукумалит мало отличаются, за исключением продуктов изменения абукумалита. Основное отличие заключается в том, что в абукумалите преобладают лантаниды иттриевой группы, количество которых составляет 30—40%. В абукумалите наблюдается также более высокое содержание  $\text{SiO}_2$  по сравнению с бритолином. Связано это с тем, что бритолит характерен для пород более щелочных, чем абукумалит. Как известно, бритолит особенно широко распространен в миаскитовых альбитизированных нефелиновых сиенитах. Так, в Гренландии бритолит встречается в пегматитах нефелин-содалитовых сиенитов. Абукумалит характерен для щелочно-гранитных пегматитов. По времени образования этот минерал связан с поздними этапами формирования пегматитов, когда идет интенсивное выпадение альбита, кварца, флюорита, магнетита.

На примере силико-фосфатов и в особенности абукумалита очень наглядно проявлена зависимость состава редкометаллических минералов от состава породообразующих, в которых они располагаются. При формировании различных совместных ассоциаций минералов большую роль играют химические и кристаллохимические факторы их устойчивости. В пегматитах щелочных гранитов, богатых кварцем, распространены различные иттриевые силикаты (гадолинит, иттриалит, торит, иттротитанит и силикофосфат — абукумалит). Анионная часть большинства этих минералов представлена  $\text{SiO}_2^{2-}$ ,  $\text{SiO}_4^{4-}$ , а в абукумалите добавляются еще  $\text{PO}_4^{3-}$  и  $\text{AlO}_4^{5-}$ . Роль катионов играли иттрий, лантаниды, кальций, торий, железо, цирконий, гафний. В абукумалите катионы представлены кальцием, иттрием, лантанидами иттриевой группы, часто торием. Кроме того, минерал в среднем содержит свыше 20%  $\text{SiO}_2$  и около 2,50%  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Несмотря на резкое преобладание в минерале кремнезема, абукумалит имеет структуру апатита, а не иттриевого силиката. С геохимических позиций это объясняется, по-видимому, тем, что такие сильно щелочные элементы, как Са, У и Th, в первую очередь взаимодействуют с наиболее кислым анионом типа  $\text{PO}_4^{3-}$  с образованием кристаллической решетки типа апатита. Ввиду недостатка в минералообразующей среде низкозарядных анионов типа  $\text{PO}_2^{3-}$ , соответствующие места занимают кристаллохимические эквивалентные, однако более высокозарядные анионы типа  $\text{SiO}_4^{4-}$  и  $\text{AlO}_4^{5-}$ . Наряду с этим в кристаллохимической решетке занимают соответствующие места более высокозарядные катионы, представленные иттрием и торием. Четкое преобладание кремнеземистых анионов в кристаллической формуле абукумалита обусловлено тесной парагенетической ассоциацией его с поздними альбитовым и кварцевым замещающими комплексами. Это указывает на то, что формирование рассматриваемого минерала по времени сопряжено с породообразующим силикатом—кварцем. Однако кварц выделялся несколько

раньше абукумалита. Ввиду этого абукумалит реакционно воздействует на ранее выделившийся кварц.

Наблюдающееся замещение редкометальными минералами породообразующих позволило В. Д. Никитину [59] и А. Я. Лунцу [50] отстаивать, по нашему мнению, маловероятную гипотезу о наложенном характере редкоземельной минерализации в пегматитах и увязывать ее с деятельностью рудоносных гидротермальных растворов [34].

Выше, при описании физических свойств абукумалита, отмечалось, что он нередко с поверхности замещается желтоватыми продуктами изменения, которые представляют собой, по-видимому, водные фосфаты и карбонаты редких земель и железа. Сопоставление химических анализов неизмененного абукумалита и продуктов его изменения показывает, что в процессе изменения минерала происходит вынос  $\text{SiO}_2$ , резко снижается содержание кальция, уменьшается количество TR и иттрия. Вместе с тем в продуктах изменения повышается содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{ThO}_2$ , железа, углекислоты, фтора, воды, редкоземельных элементов цериевой группы.

Отмеченные изменения содержаний химических компонентов в продуктах изменения абукумалита свидетельствуют о преимущественном выносе катионов. Из анионной части минерала выносятся главным образом кремнезем. Малоподвижными в процессе изменения являются глинозем, фосфор и торий. Благодаря своей инертности они накапливаются в продуктах изменения абукумалита. Повышенные содержания в продуктах изменения железа, углекислоты, воды, фтора связаны с их привнесением гипергенными растворами, воздействующими на абукумалит.

Интересные закономерности выявляются в поведении лантаноидов в процессе изменения минерала. В табл. 16 приведены данные рентгеноспектрального анализа абукумалита и продуктов его изменения [67]. Прежде всего обращает на себя внимание повышение лантаноидов цериевой группы (La—Eu) и уменьшение лантаноидов иттриевой группы в процессе изменения минералов. В неизмененном абукумалите сумма лантаноидов цериевой группы составляет 32,69%, а в измененном она возрастает до 50,88%. Количество лантаноидов иттриевой группы и иттрия в неизмененном минерале значительно выше, чем в измененном. Эти факты подтверждают наши данные [31] о большей подвижности лантаноидов иттриевой группы и иттрия по сравнению с лантаноидами цериевой группы в процессах изменения минералов.

Абукумалит, как уже отмечалось, является типоморфным минералом в пегматитах с розовым или серым микроклином, которые залегают преимущественно в мелкозернистых гнейсогранитах.

Таким образом, наличие мелкозернистых щелочных гнейсогранитов является одним из основных поисковых признаков

Результаты рентгеноспектрального анализа  
 абукумалита и продуктов его изменения

Компоненты	Абукумалит	Продукты изменения
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,96	6,41
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,16	20,19
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,05	2,91
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,56	14,18
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,79	7,19
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,17	0,00
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,16	8,93
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,03	1,36
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,45	12,04
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,37	1,165
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,34	5,24
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,37	1,165
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,34	5,24
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,37	0,00
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * . . . . .	32,88	13,98
С у м м а . . . . .	100	100

\* Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> дана как разность между суммами редких земель по химическому и рентгеноспектральному (без Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) определениям

на пегматиты, содержащие абукумалит. В пределах пегматитовых тел поисковым признаком на абукумалит является наличие розового микроклина и отсутствие амазонита. В случае наличия наряду с розовым и серым микроклином в одной и той же пегматитовой жиле амазонита, абукумалит отсутствует в участках распространения последнего. Абукумалит нередко встречается в участках развития серого кварца с обильными включениями магнетита.

**Монацит.** В незначительных количествах минерал обнаружен И. В. Бельковым [10] в разновидностях щелочных гранитов. Не известен он в приконтактных гранитоидах. Минерал встречается в виде хорошо огранных таблитчатых кристаллов размером от 0,01 до 0,4 мм; свежие кристаллы бесцветны и прозрачны. С процессами изменения связано приобретение минералом сначала желтой, а затем кирпично-красной окраски. В граните монацит ассоциирует с темноцветными породообразующими минералами, что отчетливо выявляется при изучении его под микроскопом. Оптические константы монацита следующие:  $N_g = 1,837$ ,  $N_p = 1,787$ ,  $N_g - N_p = 0,050 + 2V = 12^\circ$ ,  $c : N_g = 3^\circ$ ,  $N_m = 1,790$ .

В жильном комплексе щелочных гранитов монацит встречается в виде аксессуарного минерала. Он обнаружен в кварц-оли-

гоклазовом с мусковитом и микроклином, а также в биотит-кварц-олигоклазовом типах пегматитов. Единичные зерна монацита встречаются в альбит-кварцевых жилах. Размер кристаллов монацита от 0,01 до 1 мм. Окраска желтая, красновато-бурая, бурая. Для кварц-олигоклазового типа с мусковитом и микроклинового типа пегматитов для кристаллов монацита характерны следующие формы (100), (010), (110), (011), реже (101).

В виде хорошо ограненных кристаллов монацит встречается также в кварц-олигоклазовом типе пегматитов с биотитом. В прозрачных шлифах минерал бесцветный, двуосный, оптически положительный. В кварц-олигоклазовом типе пегматитов с мусковитом и микроклином монацит тесно ассоциирует с ксенотимом. В пегматитах с биотитом он находится в парагенезисе с монацитом, перрьеритом, чевкинцитом и др.

**Ксенотим.** Ксенотим довольно редкий минерал в жильном комплексе щелочных гранитов. Чаще кристаллы аксессуарного ксенотима встречаются в кварц-олигоклазовом с микроклином и мусковитом типе пегматитов. Размер кристаллов до 0,5 мм по длинной оси желтоватого цвета. Наиболее характерны следующие формы кристаллов (111), (110), (100), (010), (110), (011), реже (101). Количество ксенотима в кварц-олигоклазовом типе пегматитов достигает 24 г/т.

**Кальцит.** Кальцит является исключительно редким минералом в пегматитах щелочных гранитов. Он встречается в виде тонких белых пленок на кристаллах эгирина или в интерстициях минералов пегматитов. Кальцит, по-видимому, вторичный минерал, поскольку известен только в виде тонких пленок на кристаллах эгирина. По-видимому, в результате гипергенного разложения эгирина кальциевая составная часть из эгирина выносятся и в присутствии  $\text{CO}_2$  образуются корочки кальцита.

Спектроскопически в кальците обнаружено присутствие средних линий иттрия, однако химическим анализом (аналитик М. Е. Казакова) он не был зафиксирован (табл. 17).

Высокое содержание кремнезема, закиси железа и окиси титана связано с наличием мельчайших включений кварца и эгирина в пленках кальцита.

**Бастнезит.** Минерал довольно редкий. Встречается в альбит-кварцевых жилах и биотит-олигоклазовом типе пегматитов. Образует призматические кристаллы размером  $4 \times 7 \times 12$  мм, часто в виде мелких обособлений неправильной формы. Цвет янтарно-желтый, блеск стеклянный до жирного, излом раковистый, удельный вес 5,014. В прозрачных шлифах бесцветный, одноосный, оптически положительный. Бастнезит находится в сростании с иттриалитом, гадолинитом, фергюсонитом, малаконом, ферриторитом, альбитом, биотитом и рядом других более редких минералов. В альбит-кварцевых жилах рассматриваемый минерал обрастает каймой кристаллов абукумалита и развивается

Таблица 17

## Химический анализ кальцита

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов
CaO . . . . .	53,36	9 530
MgO . . . . .	0,22	55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,16	186
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,49	187
SiO <sub>2</sub> . . . . .	2,15	3 580
CO <sub>2</sub> . . . . .	41,67	9 460
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,50	—
Сумма . . . . .	99,55	22 811

Примечание. Анализ произведен из навески 0,070 г.

по талениту. В биотит-олигоклазовом типе пегматитов бастнезит замещает монацит вплоть до образования псевдоморфоз по нему. Диагностика минерала подтверждена рентгенометрическими данными (табл. 18).

Таблица 18

## Рентгенометрические данные бастнезита

<i>d/h</i> . . . . .	3,508	3,096	3,206	1,995	1,872	1,645	1,448
<i>I</i> . . . . .	7	2	10	8	6	3	3

Как уже отмечалось, минерал типа бастнезита развивается по абукумалиту.

**Ниобиевый лейкоксен.** В результате изучения минералогии пегматитов нами была обнаружена разновидность ниобийсодержащего лейкоксена. Встречается минерал в виде призматических кристаллов.

В пегматитах развиты псевдоморфозы лейкоксена по кристаллам ильменорутила. Псевдоморфозы желтого цвета. Неизменный черный ильменорутил сохранился только в виде отдельных реликтов среди желтого вещества (рис. 34). Твердость псевдоморфоз низкая. Благодаря интенсивной гидратации удельный вес минерала равен 2,90.

Н. Г. Баталиевой были выполнены рентгенометрические исследования характеризуемого минерала, выявившие принадлежность его к анатазовым лейкоксенам. Результаты рентгенометрических исследований приведены в табл. 19. Для срав-

нения даны рентгенометрические исследования ниобиевого анатаза, изученного Е. И. Семеновым [69].

Согласно химическому анализу [33] ниобиевый лейкоксен характеризуется содержанием необычных для него компонентов, представленных  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ . Наличие этих химических компонентов следует отнести за счет присутствия в гипергенно-измененном минерале мельчайших включений альбита и кварца.

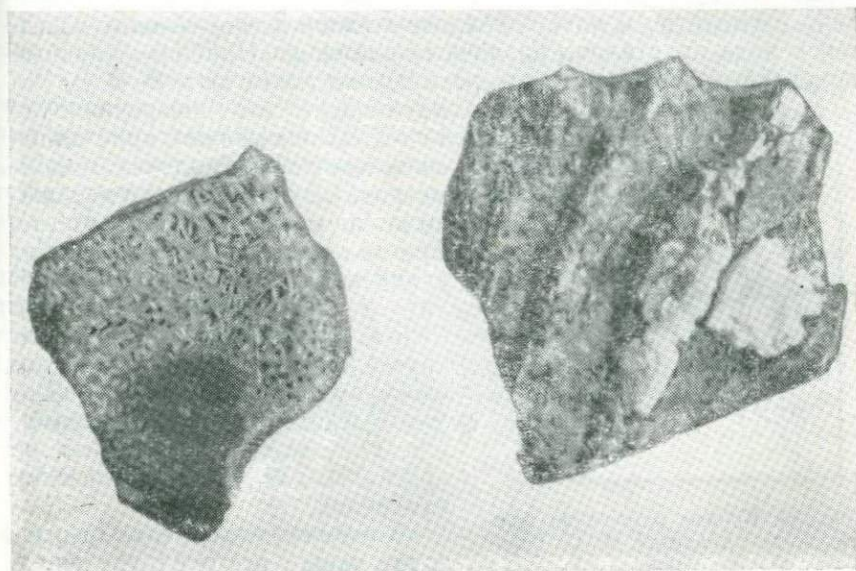


Рис. 34. Псевдоморфозы лейкоксена по ильменорутилу.  
Темное — ильменорутил; светлое — лейкоксен. Увел. в 2 раза

Таблица 19

**Рентгенометрические данные ниобиевого лейкоксена и ниобиевого анатаза**

Ниобиевый лейкоксен по ильменорутилу		Ниобиевый анатаз по лампрофиллиту	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	3,57	3	3,52
6	2,39	1	2,38
6	1,906	2	1,897
5	1,697	2	1,692
5	1,494	1	1,487
3	1,276	1	1,268
		1	1,171

Ниобиевый лейкоксен распространен в кварц-микроклиновых пегматитах пегматоидной структуры, залегающих среди щелочных гнейсогранитов. Нередко минерал приурочен к участкам соприкосновения кварца и микроклина.

**Фергюсонит.** Аксессуарный фергюсонит встречается в различных типах пегматитов щелочных гранитов, чаще всего в альбит-кварц-микроклиновом типе пегматитов, где он нередко находится в тесной парагенетической ассоциации с абукумалитом. Реже минерал обнаруживается в альбит-кварц-амазонитовом типе пегматитов и альбит-кварцевых жилах. Фергюсонит известен в виде кристаллов различных размеров. Наиболее крупные кристаллы фергюсонита в пегматитах достигают 2—3 см по

длинной оси и в поперечнике до 1 см. Длина мелких кристаллов снижается до нескольких миллиметров. Соответственно уменьшаются они и в поперечном разрезе. Кристаллы фергюсонита имеют удлиненно-эллипсоидальный облик с заостренными концами. Ребра кристаллов обычно закруглены, что придает им в поперечном разрезе овальную форму. Вследствие сильной деформации кристаллы фергюсонита не пригодны для гониометрических измерений.

В пегматитовых телах фергюсонит чаще всего приурочен к трещинам в сером кварце или

располагается на границе с кварцем и альбитом. Нередко фергюсонит развит по трещинам в магнетите, приобретая в таких случаях довольно яркую оранжевую окраску, в то время как фергюсонит, находящийся в окружении альбита, обладает коричневым цветом, иногда даже имеет зеленоватый оттенок. Кристаллы фергюсонита, встречающиеся в мелкозернистом кварц-альбитовом комплексе с магнетитом, характеризуются более мелкими размерами по сравнению с фергюсонитом, распространенным в крупнокристаллических разностях пегматитов.

Цвет кристаллов фергюсонита коричневый, зеленовато-коричневый, оранжевый, блеск интенсивный, алмазовидный, излом раковистый. Твердость минерала 6,5—7, удельный вес светлокоричневой разности фергюсонита 4,97, оранжевой 5,31.

Фергюсонит изотропен. В проходящем свете обладает светложелтой и оранжево-желтой окраской. Породообразующие минералы вокруг фергюсонита трещиноваты.

На термической кривой наблюдается несколько термических эффектов, характерных именно для фергюсонита (рис. 35).

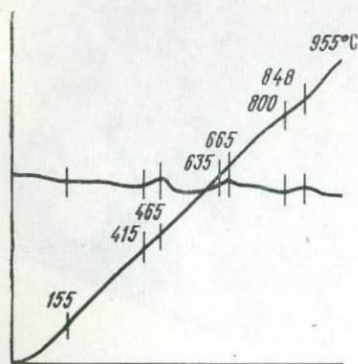


Рис. 35. Кривая нагревания фергюсонита. Аналитик Н. С. Горохова

Первый эффект является эндотермическим, максимум которого появляется при 155°С. Этот эффект, по-видимому, связан с выделением воды, встречающейся в фергюсоните.

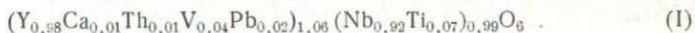
Первый экзотермический эффект начинает появляться при 415°С, а максимум его наблюдается при 465°С.

Появление второго экзотермического эффекта фиксируется при температуре 635°С с максимумом при температуре 665°С. Еще один максимум слабо выраженного экзотермического эффекта отмечается при температуре 848°С. Таким образом, термическая кривая фергюсонита характеризуется тремя экзотермическими и одним эндотермическим эффектами.

Второй экзотермический эффект на кривых нагревания фергюсонита связан с переходом минерала из метамиктного состояния в кристаллическое. Природа первого экзотермического эффекта не ясна. Экзотермический эффект, появляющийся при температуре 825—950°С связан с возникновением моноклиальной модификации фергюсонита.

Фергюсонит из различных типов пегматитов Западных Кейв несколько отличается по составу (табл. 20). Фергюсонит из альбит-микроклинового типа (I) пегматитов содержит больше тория, свинца, титана и несколько меньше железа и кальция по сравнению с фергюсонитом из альбит-амазонитового типа (II).

Согласно проведенному расчету кристаллохимические формулы фергюсонита имеют следующий вид:



Для сравнения в табл. 20 приведен состав фергюсонита из альбит-амазонитового типа пегматитов [7]. В составе фергюсонита, изученного И. В. Бельковым, обнаружено 2,62% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, повышенные количества железа и тория.

**Эвксенит.** При изучении альбит-микроклинового типа пегматитов в 1959 г. нами были обнаружены кристаллы акцессорных минералов из группы иттриевых титано-тантало-ниобатов. На основе изучения физических свойств и химического состава минерал был диагностирован как эвксенит [33].

Эвксенит и поликраз развиты в довольно сходных типах жил. Эвксенит характерен для альбит-микроклинового типа, а поликраз развит в пегматитах с более основным плагиоклазом — типа альбит-олигоклаза.

Эвксенит представлен тонко- и толстотаблитчатыми призматическими кристаллами (рис. 36). По данным А. Я. Лунца [49], наиболее развитыми являются следующие грани кристаллов: (010), (100), (110), (111), реже встречается грань (201). Довольно часто на грани эвксенита (010) наблюдается нарастание тонких табличек и пластинок.

## Химический состав фергюсонита из альбит-микроклинового (I) и альбит-амазонитового типа пегматитов (II)

Компоненты	Вес. %		Атомные количества катионов		Число атомов катионов		Вес. %
	I	II	I	II	I	II	По Белькову, 1958,
SiO <sub>2</sub> . . . . .	Н. о.	0,40					0,57
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,24	0,57	28	8	0,07	0,02	2,42
ThO <sub>2</sub> . . . . .	1,43	0,91	54	35	0,01	0,01	2,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	Н. о.	Н. о.	—				0,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,10	0,67		8	0,0	0,02	1,83
MnO . . . . .	—	Сл.					—
MgO . . . . .		0,37		10		0,03	0,51
CaO . . . . .	0,24	2,09	42	38	0,01	0,10	2,20
ΣCe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .							0,99
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	41,85	39,87	3700	2520	0,98	0,95	39,12
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	45,66	45,50	3480	3460	0,92	0,93	38,95
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,36	Н. о.	16	—			2,62
UO <sub>2</sub> . . . . .	4,13	2,28	153	80	0,04		2,42
UO <sub>3</sub> . . . . .		2,55		90			
K <sub>2</sub> O . . . . .		—					} 1,03
Na <sub>2</sub> O . . . . .		—					
PbO . . . . .	1,22	0,30	86	10	0,02	—	0,64
H <sub>2</sub> O <sup>-105</sup> . . . . .	—						3,57
H <sub>2</sub> O <sup>+105</sup> . . . . .	2,70	3,27	—	366			0,24
Сумма . . . . .	99,93*	99,78**	—				100,35

\* Аналитик А. В. Быкова

\*\* Аналитик М. Е. Казанова

Кристаллы поликраза несколько отличаются по морфологии от рассмотренных кристаллов эвксенита. А. Я. Лунц выделяет четыре типа кристаллов:

1) кристаллы короткопризматического габитуса, размеры которых достигают по длинной оси 0,7—1,5 и 0,8—1 см в поперечнике;

2) кристаллы призматического, чаще удлинненно-призматического габитуса, размер которых по длинной оси от 2,5—3 до 4—6 см и 1,8—4 см в поперечнике;

3) кристаллы толсто- и тонкотаблитчатого габитуса, реже тонкопластинчатого, уплощенные по пинакоиду, размер их изменяется от 1,5×10 до 2,5×3 см в поперечнике при толщине таблиц от 1 до 3—4 мм. Кристаллы этого габитуса имеют незначительное распространение;

4) кристаллы игольчатого габитуса, образующие лучистые и радиально-лучистые агрегаты — «бломстрандиновые солнца».

Размер игольчатых кристаллов по длинной оси равен 0,4—1,5 и 0,1—0,4 см в поперечнике.

Максимальным распространением пользуются призматические и удлиненнопризматические кристаллы. Поликраз, обладающий различной морфологией кристаллов, приурочен к различным участкам пегматитового тела. Коротко- и удлиненнопризматического габитуса кристаллы развиты в участках неизмененного пегматита и в зонах альбитизации. Игольчатые, лучистые

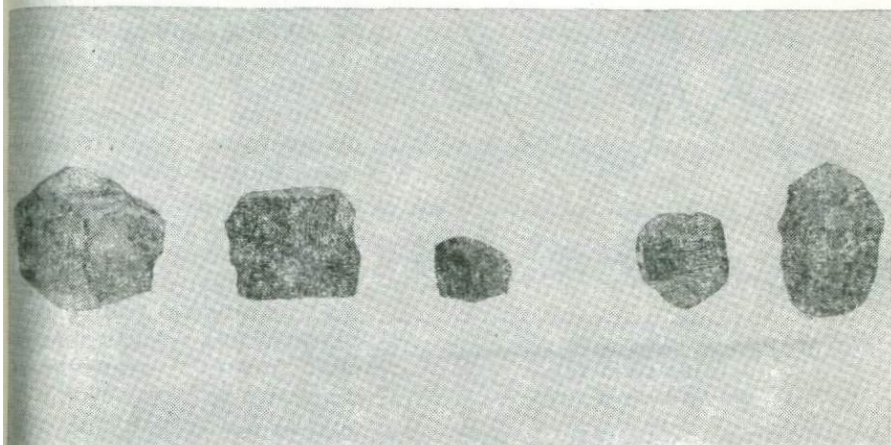


Рис. 36. Кристаллы эвксенита. Нат. вел.

и радиально-лучистые агрегаты концентрируются в участках, обогащенных кварцем.

Эвксенит от поликраза отличается несколько более низким удельным весом, твердостью, окраской, блеском. Наблюдаются также определенные различия в облике кривых нагревания эвксенита и поликраза (рис. 37).

Так, на кривой нагревания поликраза наблюдается эндотермический эффект в температурном интервале от 50 до 200° С, максимум которого располагается около 150—140° С. Этот эндотермический эффект связан с выделением воды, не входящей в структуру минерала. На термической кривой наблюдается ряд экзотермических эффектов, максимумы которых располагаются в интервалах температур 340, 505, 720° С. Все они обусловлены, по-видимому, с рекристаллизацией минерала и появлением различных его структурных модификаций.

Термическая кривая эвксенита существенно отличается от термической кривой поликраза. Здесь практически отсутствует эндотермический эффект. Примерно до 450° С кривая нагревания эвксенита относительно плавно идет вверх. Четко выражен-

ный экзотермический пик наблюдается в интервале температур нагревания 440—460°С. По всей вероятности, он связан с рекристаллизацией минерала. Менее четко выраженный экзотермический эффект в интервале 680—720°С, который связан с новой стадией рекристаллизации.

Наряду с термическим изучением проводились рентгенометрические исследования минералов серии эвксенит — поликраз (методом порошка). Съемка производилась после прокаливания материала до 600 и 950—1000°С. В результате были получены

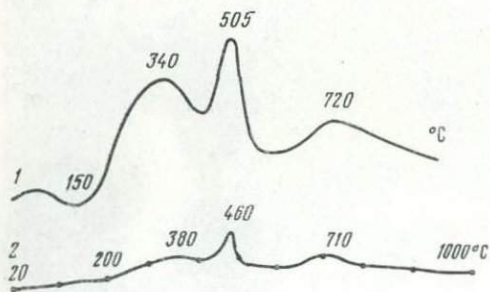


Рис. 37. Кривые нагревания поликраза (1) и эвксенита (2).

По А. Я. Лунцу (1965)

эвксенита — поликраза. Как показали исследования В. Б. Александрова и Ю. А. Пятенко, при прокаливании метамиктные образцы минералов обоих рядов проходят, как правило, две стадии раскристаллизации: низкотемпературную (500—900°С), когда образуется фаза, сходная с эшинитом, и более высокотемпературную, когда эшинит переходит в фазу, для которой рентгеновское отношение осей соответствует морфологическому отношению осей эвксенита [1]. Эти данные позволили прийти к выводу, что рентгеновский метод не позволяет надежно разграничивать минералы рядов приорит-бломстрандиновой и эвксенит-поликразовой серий [97].

Таким образом, одним из наиболее надежных критериев диагностики минералов является их химический состав.

Иттриевые титано-ниобаты переменного состава ромбической сингонии обычно относят к серии эвксенита-поликраза. Для их разграничения В. Бреггер предложил использовать отношение  $Nb_2O_5 : TiO_2$ . Если это отношение составляет 1 : 4 и больше, минерал следует считать поликразом, а при 1 : 3 и менее — эвксенитом. Выделенные В. Бреггером приорит и бломстрандин в самостоятельные минеральные виды по габитусу кристаллов и развитию граней обнаруживают определенное сходство с эшинитом. По химическому составу они сходны с эвксенитом или поликразом (табл. 21).

данные, показывавшие отсутствие принципиальных различий в параметрах  $d/n$ .

Вопрос относительно применения рентгеновского метода диагностики минералов рассматриваемого ряда остается по меньшей мере открытым. А. И. Комков [35] считает, что с помощью рентгенографических исследований можно установить структурное отличие приорита — бломстрандина от

Компоненты	Эвксенит						Поликраз					
	Вес. %	Атомные количества катионов	Число атомов катионов	Вес. %	Атомные количества катионов	Число атомов катионов	Вес. %	Атомные количества катионов	Число атомов катионов	Вес. %	Атомные количества катионов	Число атомов катионов
	1			2**			3			4		
CaO . . . . .	2,00	356	0,12	2,68	478	0,16	3,90	700	0,25	2,00	360	0,12
MgO . . . . .	—	—	—	0,16	40	0,01	0,32	80	0,03	—	—	—
MnO . . . . .	—	—	—	0,36	50	0,01	0,15	20	—	—	—	—
PbO . . . . .	—	—	—	—	—	—	0,34	15	—	0,73	33	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,33	260	0,09	0,36	170	0,02	0,70	138	0,05	—	—	—
ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	25,15	2222	0,74	23,84	1712	0,56	31,93	2302	0,81	30,5	2208	0,72
UO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	2,30	80	0,03	0,98	34	0,01
UO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	2,15	80	0,03	1,20	42	0,01
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	9,90	351	0,12	9,15	327	0,11	—	—	—	—	—	—
ThO <sub>2</sub> . . . . .	2,15	81	0,027	0,6	23	0,01	3,9	148	0,05	5,27	200	0,07
SnO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	0,10	7	—	—	—	—	—	—	—
SiO <sub>2</sub> . . . . .	1,80	300	—	1,38	230	0,07	0,60	100	0,03	0,24	40	0,01
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27	22	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,68	460	0,16	4,27	534	0,18	1,72	214	0,07	2,80	350	0,11
TiO <sub>2</sub> . . . . .	25,41	3180	1,09	26,51	3314	1,09	31,95	4000	1,42	36,15	4520	1,48
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	20,55	1820	0,63	23,94	1800	0,59	13,75	1034	0,37	14,90	1120	0,37
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	2,18	98	0,03	2,30	104	0,03	1,55	70	0,02	1,22	56	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	6,00	—	—	4,25	—	0,77	3,75	—	0,74	3,60	—	0,66
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .		—	—	0,25	—	—	0,50	—	—	0,07	—	—
С у м а . . . . .	100,15*	—	—	100,15	—	—	99,51	—	—	99,93	—	—

\* Аналитик А. В. Быкова

\*\* Анализы 2—4 по Луцу, 1965

Идентичность химического состава минералов ряда эвксенит—поликраз и приорит—бломстрандин [89] не позволяет относить их к различным минеральным видам.

**Пирохлор.** Минерал встречается в альбит-кварцевых жилах в виде округлых или овальных обособлений, размер которых варьирует от сотых долей миллиметров до 1—2 см. Цвет ярко-желтый, зеленовато-желтый и бурый, блеск алмазный, спайность отсутствует, удельный вес 3,54—3,57. Минерал непрозрачен; при воздействии соляной кислотой частично растворяется. Пирохлор находится в сростании с альбитом, кварцем, лепидомеланом, бастнезитом, фергюсонитом, силикатами редких земель, рутилом, ильменитом и минералами группы торита. В других случаях он ассоциирует с анатазом, флюоритом, бастнезитом, кварцем, хлоритом.

Микроскопические исследования показали, что минерал оптически изотропный, рельеф высокий. Рентгенограмма минерала, полученная после прокаливания до 900° С, соответствует пирохлоровой. Параметры элементарной ячейки следующие:

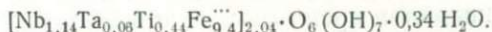
$$a_0 = 10,37 \text{ \AA} \pm 0,02 \text{ \AA},$$
$$a_0 = 10,30 \text{ \AA} \pm 0,02 \text{ \AA}.$$

По химическому составу пирохлор имеет довольно большое сходство с самарскитом.

Появление пирохлоровой рентгенограммы может быть обусловлено двумя причинами. Возможно, это связано с прокаливанием материала. Более вероятно, что самарскит испытал пирохлоритизацию в природных условиях в процессе воздействия остаточных минералообразующих растворов, о чем свидетельствуют особенности его химического состава — высокое содержание окисного железа, воды, присутствие фтора, щелочей (табл. 22).

Перестройка ромбической структуры самарскита на кубическую (пирохлоровую) объясняется явлениями гидратации, усвоением щелочей, окислением и выносом железа. Возможность пирохлоритизации ромбических титано-тантало-ниобатов была показана экспериментально [35] путем воздействия на них растворов соляной кислоты [35].

Учитывая, что минерал относится к группе пирохлора, его химический анализ пересчитывался на формулу типа  $A_2B_2X_7$ , при этом за основу пересчета принималась сумма катионов  $Nb+Ta+Ti+Fe=2$ . В результате получается формула типа  $AB_2X_6$ , т. е. ромбических титано-тантало-ниобатов. Учитывая, что минерал содержит 13,55% воды, из которой 7,82% являются высокотемпературной, есть основания считать, что значительное ее количество входит в группу *A* в виде положительно заряженного оксония  $H_3O^+$ . В таком случае формула минерала может быть выражена в следующем виде:



**Флюорит.** Флюорит является довольно широко распространенным минералом среди вмещающих пород, гранитов и пегматитов района. Это преимущественно мелкокристаллический флю-

Т а б л и ц а 22

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов
CaO . . . . .	2,97	52
MgO . . . . .	0,53	12
MnO . . . . .	0,34	4
FeO . . . . .	Н. о.	—
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O . . . . .	0,26	10
ThO <sub>2</sub> . . . . .	0,56	11
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,33	62
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	7,86	45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,50	30
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	32,98	246
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	2,87	12
TiO <sub>2</sub> . . . . .	7,66	96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,01	88
SiO <sub>2</sub> . . . . .	8,66	140
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0,01	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	6,73	794
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	7,82	866
F . . . . .	0,44	23
С у м м а . . . . .	98,53	
—O≈F <sub>2</sub> . . . . .	0,18	
	98,35*	

\* Аналитик З. Т. Катаева

орит. Цвет флюорита меняется от темно-фиолетового до бесцветного, удельный вес 3,16, показатель преломления  $N=1,430$ .

Минерал распространен во всех разновидностях щелочных гранитов. Встречается в виде кристаллов и ксеноморфных выделений размером 0,05—1—2 мм с отчетливо пересекающейся спайностью в трех направлениях. Минерал изотропен.

Повышенные количества флюорита установлены в среднезернистых приконтактных гранитах, где содержание минерала достигает 2210 г/т. Любопытно, что в крупнозернистых щелочных гранитах этого участка флюорит присутствует в незначительном количестве. Самым распространенным аксессуарным минералом в них является сфен, количество которого составляет 2330 г/т (см. табл. 3).

Таким образом, присутствие одного из этих существенно кальциевых минералов препятствует, по-видимому, образованию второго. Флюорит формируется на поздних этапах пегматитового процесса и нередко располагается в интерстициях между минералами или образует гнезда по всевозможным трещинам. Характерна приуроченность флюорита к выделениям магнетита и эгирина. Иногда гнезда флюорита выполняют пустоты, образовавшиеся на контакте пегматитовых тел с вмещающими породами. В пегматитовых телах максимальная концентрация флюорита наблюдается в участках развития сахаровидного альбита.

Спектроскопически во флюорите обнаруживаются иттрий в виде линий средней интенсивности. В связи с этим был выполнен химический анализ флюорита (табл. 23), выявивший, что в нем содержится всего лишь 0,19%  $Y_2O_3$ .

Таблица 23

Химический анализ флюорита

Компоненты	Вес. %
CaO . . . . .	71,22
F . . . . .	48,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,22
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,19
Сумма . . . . .	120,13
O ≈ F <sub>2</sub> . . . . .	20,32
Сумма . . . . .	99,71*

\* Аналитик А. В. Быкова

**Галенит.** Минерал был встречен в глыбе кварц-микроклинового пегматита в виде гнезда в микроклине размером до 2—3 см. Спектроскопическим анализом выявлено, что в галените в повышенных количествах присутствуют таллий, висмут и серебро.

**Халькопирит.** Минерал встречается исключительно редко в виде тончайших прожилков в пегматите.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЩЕЛОЧНОГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА

### ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Петрохимические особенности и вопросы петрологии различных разновидностей щелочных гранитов Кольского полуострова наиболее полно рассмотрены в монографии «Щелочные граниты Кольского полуострова» [84, 25, 31, 55—57]. В последние годы было установлено широкое развитие пегматитов и встречены минерализованные пневматолито-гидротермальные жилы, обнаруживающие генетическую связь со щелочными гранитами. Появление этого материала позволяет рассмотреть химический состав парагенетически взаимосвязанной серии пород, представленной мелкозернистыми гнейсо-гранитами, крупнозернистыми щелочными гранитами, лейкократовыми биотит-микроклиновыми гранитами, различными типами пегматитов и гидротермалитов (табл. 24). Для выяснения их петрохимических особенностей химический состав этих пород пересчитывался по методу А. Н. Заварицкого (табл. 25).

Составы большинства типов рассматриваемых пород нанесены на диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 38). Левые фигуративные точки составов мелкозернистых гнейсо-гранитов располагаются преимущественно по обе стороны от вертикальной координаты, подчеркивая, что данные породы относятся к нормальному ряду, либо к ряду, пересыщенному щелочами. Большинство фигуративных точек состава мелкозернистых гнейсо-гранитов на диаграмме располагается ниже фигуративных точек крупнозернистых щелочных гранитов, что связано с несколько пониженным содержанием в мелкозернистых гранитах кремнезема, но повышенным — железа и магния, входящих в характеристику *в*.

Из диаграммы следует, что в некоторых случаях мелкозернистые гнейсо-граниты пересыщены глиноземом.

## Химический состав и результаты пересчета пород щелочногранитного комплекса

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Сумма
-------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------	-------------------------------	--------	-------

## Мелкозернистые гнейсо-граниты периферической части массива

1	69,15 1150	0,49 6	13,01 254	3,38 42	2,50 35	0,2 1	0,38 10	1,80 32	4,04 130	4,28 92	0,36 —	— —	— —	99,59
2	71,42 1189	0,54 6	12,25 240	2,02 24	2,37 47	— —	0,32 7	1,37 25	3,36 108	4,30 92	0,54 56	0,16 22	— —	98,65
3	69,80 1162	0,72 9	13,32 260	3,71 46	3,32 46	0,15 1	0,11 3	2,18 39	3,04 96	3,96 84	0,20 —	— —	0,08 —	100,59 —
4	70,44 1172	0,31 4	12,82 250	3,58 46	3,04 47	0,18 3	0,10 3	2,03 36	3,13 100	4,24 90	0,30 —	— —	— —	100,17
5	67,12 1117	0,27 16	11,61 228	7,23 90	3,01 42	0,18 3	0,24 5	2,98 52	3,07 96	3,95 82	— —	— —	— —	99,66
6	70,00 1165	0,27 4	12,84 250	2,14 27	2,99 40	0,04 —	0,39 10	1,33 23	5,71 184	3,54 75	— —	— —	0,53 —	99,88
7	72,94 1214	С.л.	15,08 294	0,10 1	0,68 10	0,01 —	0,03 —	0,67 11	3,09 96	7,20 152	— —	0,00 —	0,26 —	100,06
8	69,30 1154	0,41 5	14,15 276	1,72 22	3,68 51	0,13 1	0,36 10	0,76 14	3,83 122	5,55 116	0,44 —	— —	— —	100,33

## Крупнозернистые граниты центральной части массива

9	$\frac{73,02}{1219}$	$\frac{0,34}{4}$	$\frac{11,09}{218}$	$\frac{1,59}{20}$	$\frac{2,86}{40}$	$\frac{0,03}{-}$	$\frac{0,12}{3}$	$\frac{0,84}{14}$	$\frac{3,88}{126}$	$\frac{5,39}{114}$	-	-	-	100,25
10	$\frac{72,22}{1202}$	$\frac{0,41}{5}$	$\frac{11,42}{224}$	$\frac{3,11}{38}$	$\frac{3,09}{42}$	$\frac{0,04}{-}$	-	$\frac{0,70}{13}$	$\frac{3,58}{116}$	$\frac{4,95}{106}$	-	$\frac{0,44}{-}$	$\frac{0,22}{-}$	100,18
11	$\frac{72,96}{1215}$	$\frac{0,23}{3}$	$\frac{10,54}{206}$	$\frac{3,66}{46}$	$\frac{2,03}{32}$	$\frac{0,02}{-}$	$\frac{0,20}{5}$	$\frac{1,52}{27}$	$\frac{3,78}{122}$	$\frac{4,81}{102}$	-	-	$\frac{0,46}{-}$	100,21
12	$\frac{78,59}{1301}$	-	$\frac{9,10}{178}$	$\frac{2,37}{30}$	$\frac{1,81}{25}$	-	-	$\frac{0,32}{5}$	$\frac{3,34}{106}$	$\frac{4,68}{99}$	-	-	$\frac{0,00}{-}$	100,21
13	$\frac{75,35}{1254}$	$\frac{0,12}{1}$	$\frac{12,33}{242}$	$\frac{0,60}{8}$	$\frac{2,20}{31}$	$\frac{0,05}{-}$	$\frac{0,12}{3}$	$\frac{0,88}{16}$	$\frac{3,05}{-}$	$\frac{4,99}{-}$	-	-	-	99,69
14	$\frac{73,53}{1224}$	$\frac{0,14}{1}$	$\frac{12,62}{248}$	$\frac{2,18}{28}$	$\frac{1,40}{19}$	$\frac{0,06}{-}$	$\frac{0,09}{3}$	$\frac{0,25}{4}$	$\frac{4,19}{136}$	$\frac{4,54}{96}$	$\frac{0,36}{34}$	$\frac{0,10}{12}$	-	99,46

## Жильные лейкократовые граниты

15	$\frac{75,73}{1260}$	Сл.	$\frac{13,94}{272}$	$\frac{0,00}{-}$	$\frac{2,26}{28}$	$\frac{0,03}{-}$	$\frac{0,04}{-}$	$\frac{0,71}{13}$	$\frac{2,47}{90}$	$\frac{89}{104}$	-	-	-	99,07
16	$\frac{75,32}{1254}$	$\frac{0,15}{2}$	$\frac{10,87}{214}$	$\frac{3,80}{48}$	$\frac{1,47}{21}$	$\frac{0,08}{1}$	$\frac{0,12}{3}$	н/о	$\frac{4,67}{152}$	$\frac{3,24}{68}$	-	$\frac{0,06}{-}$	-	99,78
17	$\frac{80,18}{1325}$	Сл.	$\frac{11,97}{234}$	$\frac{0,00}{-}$	$\frac{0,90}{12}$	Сл.	$\frac{0,003}{-}$	$\frac{0,37}{7}$	$\frac{2,50}{80}$	$\frac{4,03}{84}$	-	$\frac{0,00}{-}$	-	99,95

68

## Продолжение табл. 24

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Сумма
Пегматиты щелочных гранитов														
Амазонитовые														
18	$\frac{73,90}{1230}$	$\frac{0,32}{2}$	$\frac{12,02}{236}$	$\frac{2,02}{24}$	$\frac{2,04}{28}$	0,02	$\frac{0,20}{5}$	$\frac{0,62}{11}$	$\frac{3,15}{100}$	$\frac{4,95}{104}$	0,24	0,14	-	99,62
Микроклиновые														
19	$\frac{75,48}{1257}$	-	$\frac{14,32}{280}$	$\frac{0,26}{4}$	$\frac{0,70}{10}$	-	Сл.	$\frac{0,81}{14}$	$\frac{4,01}{130}$	$\frac{3,88}{82}$	-	0,15	-	99,61
Альбит-амазонитовые														
20	$\frac{78,50}{1299}$	-	$\frac{12,14}{238}$	$\frac{1,00}{12}$	$\frac{0,43}{6}$	0,02	$\frac{0,16}{5}$	$\frac{0,36}{7}$	$\frac{4,97}{162}$	$\frac{2,25}{46}$	0,23	-	-	100,06
Альбит-микроклиновые														
21	$\frac{77,01}{1284}$	$\frac{0,19}{3}$	$\frac{9,74}{190}$	$\frac{4,33}{54}$	$\frac{0,83}{11}$	0,02	$\frac{0,34}{8}$	$\frac{0,66}{12}$	$\frac{2,98}{94}$	$\frac{2,93}{82}$	0,26	-	-	100,29
Гидротермалиты														
22	$\frac{82,72}{1377}$	$\frac{2,02}{25}$	$\frac{4,79}{94}$	$\frac{4,69}{58}$	$\frac{1,08}{14}$	$\frac{0,41}{6}$	$\frac{0,25}{6}$	$\frac{0,44}{10}$	$\frac{1,73}{68}$	$\frac{0,78}{18}$	-	-	-	99,49*

\* F — 0,55%; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,03%

06

## Замещающие комплексы в пегматитах

23	$\frac{72,10}{1200}$	$\frac{0,16}{4}$	$\frac{12,85}{250}$	$\frac{5,80}{72}$	$\frac{0,98}{12}$	$\frac{0,04}{-}$	$\frac{0,04}{-}$	$\frac{0,40}{7}$	$\frac{7,28}{236}$	$\frac{0,47}{10}$	$\frac{0,15}{-}$	$\frac{100,27}{-}$
24	73,75	0,09	13,66	1,83	0,94	0,05	0,10	0,30	7,46	0,80	0,06	99,80

## Пегматиты в полевошпато-слюдистых сланцах

## Олигоглаз-микроклиновые с мусковитом

25	$\frac{74,01}{1232}$	0,00	$\frac{16,41}{322}$	$\frac{0,68}{8}$	$\frac{0,16}{1}$	$\frac{0,08}{-}$	$\frac{1,56}{27}$	$\frac{4,35}{140}$	$\frac{1,68}{36}$	$\frac{0,15}{-}$	$\frac{99,68}{-}$
----	----------------------	------	---------------------	------------------	------------------	------------------	-------------------	--------------------	-------------------	------------------	-------------------

\* В числителе содержания компонентов (в вес. %), в знаменателе атомные количества элементов

\*\* По Костину и Волженковой, 1965

\*\*\* Аналитика: В. Н. Архангельская — 1, 4, 7, 15, 19, 23; В. М. Швед — 2, 8, 21; М. Е. Казакова — 3, 4, 7, 15, 19, 23; Л. П. Юрченкова — 5, 13, 17; Б. А. Соломинская — 6, 9, 11, 12, 20; О. Ф. Сазонова — 10, 18

Таким образом, главные петрохимические особенности мелкозернистых гнейсо-гранитов заключаются в присутствии среди них нормальных, а также пересыщенных либо щелочами, либо глиноземом разностей. Это объясняется, по видимому, различной степенью ассимиляции щелочногранитной анатектической магмой кальция и глинозема из высокоглиноземистых и обогащенных кальцием вмещающих пород, представленных биотитовыми гнейсами. Более загрязненные разности характеризуются повышенными содержаниями кальция и глинозема.

Крупнозернистые щелочные граниты, занимающие центральную часть массива, по петрохимическому составу несколько отличаются от мелкозернистых гнейсо-гранитов периферической части — в них больше кремнезема. В крупнозернистых гранитах дополнительная характеристика Q более высокая, чем в мелкозернистых, и колеблется в пределах 28—42%. Анализ диаграммы показывает, что крупнозернистые щелочные граниты характеризуются повышенным содержанием щелочей вплоть до появления характеристики c.

Среди щелочных гранитов выделяются разности, недосыщенные и пересыщенные глиноземом. Граниты с повышенным содержанием глинозема тяготеют к периферическим, а с пониженным — к центральному частям массива. Низкие содержания в крупнозерни-

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п/п	S	a	b	c	$\bar{c}$	c'	a'	m'	r'	n	$\varphi$	t	Q
Мелкозернистые гнейсо-граниты периферической части массива													
1	77,1	14,80	6,70	0,71	—	15,35	—	9,65	75	57	40	0,51	+24,92
2	79,91	13,30	5,54	1,33	—	6,5	—	8,4	85	54	29	0,50	+31,81
3	78,57	12,08	6,57	2,68	—	—	2	3,10	94	53	47	0,77	+30,40
4	78,44	12,67	7,07	2,00	—	5,70	—	2,83	91,5	53	43,60	0,34	+29,44
5	75,12	11,96	11,76	1,99	—	13,50	—	3,80	83,50	54	55,60	1,4	+24,46
6	76,92	16,50	5,94		0,59	25	—	11	64	70	20	0,34	+20,30
7	80,52	16,38	2,32	0,72	—	—	68,5	0	31,4	39	2,8	0	+27,78
8	76,95	15,82	6,24	0,92	—	—	10,7	10,7	78,90	51	23,4	0,4	+21,37
Крупнозернистые граниты центральной части массива													
9	80,04	14,27	3,80	—	1,44	25,50	—	5,40	68,50	47,60	0	0,32	+30,59
10	79,36	14,65	5,92	0,06	—	14,2	—	0	87	52,5	41,5	0,41	+28,62
11	79,27	13,39	5,99		1,88	27,5	—	5,5	65	50	33	0,24	+30,84
12	84,4	11,68	2,44		2,34	15,0	—	0	85	44,5	0	0	+42,12
13	82,30	12,85	3,67	1,04			25	4,35	70	49	14	0	37,95
14	80,85	15,32	3,31	0,26			7,4	5,6	87	57,5	56	0,08	35,12
Лейкократовые жильные граниты													
15	81,48	12,55	5,18	0,66	—	—	65	0	35	46	0	0	+37,38
16	81,23	13,70	4,33	—	0,30	0	—	4,5	95,5	68	63	0,16	+35,90
17	83,76	11,12	4,75	0,47	—	—	82,5	0	17,5	48,7	0	0	+48,70
Пегматиты амазонитовые													
18	81,44	13,46	4,42	0,72			15	7,5	77	47	36	0,32	35,58
Микроклиновые													
19	81,81	13,87	3,52	0,91	—	74	74	0	26	61	7,4	0	34,97
Альбит-амазонитовые													
20	83,76	13,41	2,51	0,45	—	—	41	13	46	78	31	0	40,35
Альбит-микроклиновые													
21	83,01	11,35	5,03	0,45	—	6,40	—	10	83,50	53	69,5	0,23	36,76

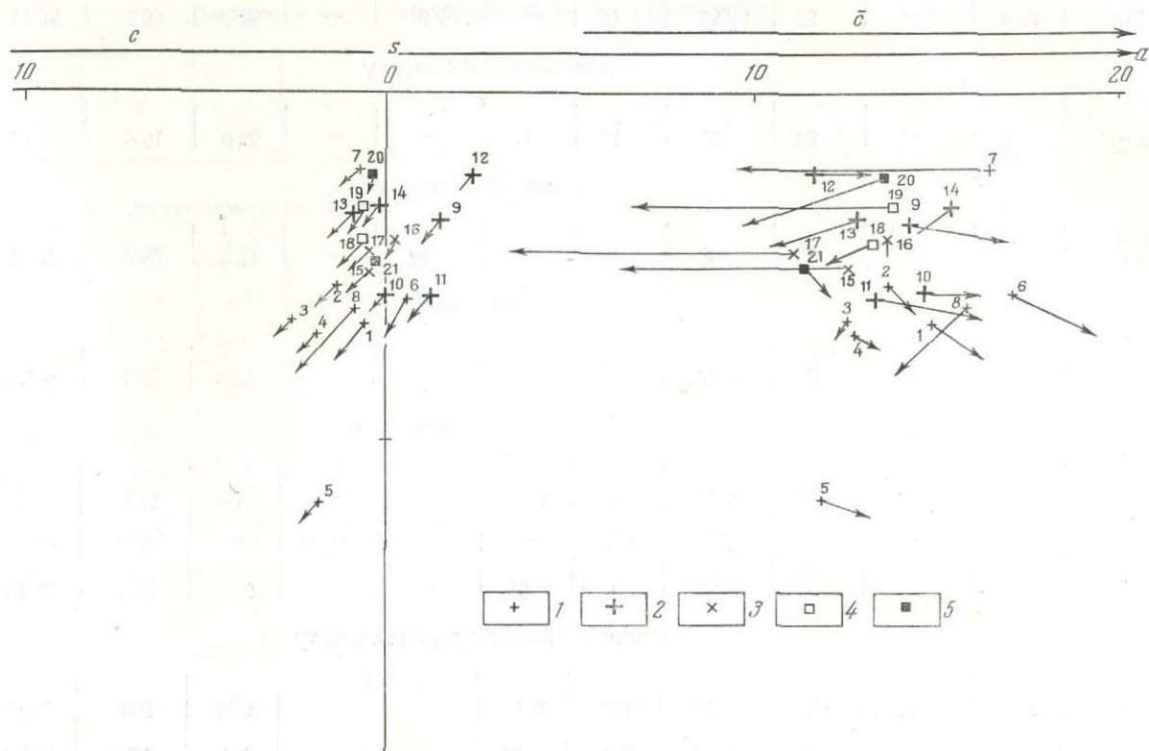


Рис. 38. Петрохимическая диаграмма пегматитоносных щелочных гранитоидов Кольского полуострова

1 — мелкозернистые гнейсо-граниты; 2 — крупнозернистые граниты; 3 — лейкократовые граниты; 4 — кварц-амазонитовые (микроклиновые) пегматиты; 5 — альбит-микроклиновые (амазонитовые) пегматиты

стых щелочных гранитах магния обуславливают несколько меньший наклон векторов у правой фигуративной точки по сравнению с мелкозернистыми гнейсо-гранитами.

Кроме рассмотренных выше мелкозернистых и крупнозернистых гранитов встречаются дайки биотит-микроклиновых гранитов, прорывающие приконтактные фации щелочных гранитов или породы экзоконтакта. По простираанию дайки лейкократовых биотит-микроклиновых гранитов прослеживаются на несколько сот метров при мощности несколько десятков метров. Это типичные жильные тела, имеющие довольно четкие секущие контакты с вмещающими породами. По характеристике  $S$  эти породы довольно близки к крупнозернистым щелочным гранитам (см. табл. 25). Мало отличаются они от последних также по содержанию щелочей. Мелкозернистые граниты существенно обогащены глиноземом (см. рис. 38). У фигуративных точек анализов 15, 17 значительные по размерам векторы  $a^1$  направлены влево (породы пересыщены глиноземом).

Рассмотренные щелочные граниты пегматитоносны, и особенно в тех случаях, когда контактируют с метаморфическими породами — с биотитовыми гнейсами кровли массивов. Пегматиты, как правило, обнаруживают пространственную связь с апикальными выступами массива щелочных гранитов, возникающих в ядрах антиклинальных складок.

Химический состав пегматитов очень близок к составу вмещающих пород, особенно по содержанию глинозема. Пересыщенность пегматитов глиноземом является общей закономерностью для большинства минеральных типов пегматитов и лишь окварцованные разности представляют собой исключение.

Вследствие высокого содержания кремнезема альбит-кварцевые жилы характеризуются высокими значениями  $S$  и  $Q$ . Жилы залегают в биотит-микроклиновых гранитах, характеризующихся также высоким содержанием кремнезема.

Как пегматиты, так и полевошпат-кварцевые жилы, залегающие среди кислых пород, содержат одноименные акцессорные иттриевые силикаты. Для гидротермалитов, залегающих среди основных пород, характерен существенно цериевый состав лантаноидов.

Таким образом, вмещающие породы оказывают существенное влияние на изменения состава внедрившихся поздних гранитных дифференциатов. Это влияние сказывается также на составе акцессорной редкометаллической минерализации. Влияние состава вмещающих пород на состав внедрившихся в них жильных образований обусловлено, по-видимому, тем, что расплавы или растворы довольно длительное время взаимодействуют с вмещающими породами, вследствие чего происходит значительное выравнивание их химического состава. А. Е. Ферсман [78] выделял пегматиты линии контактового скрещения, которые в значительной степени обогащены химическими компонентами, свой-

ственными для вмещающих пород. В случае палингенных образований состав их зависит полностью от вмещающей среды.

Для более детального анализа химических особенностей пород был разработан несколько иной способ пересчета результатов химических анализов. Известно, что породы щелочногранитного комплекса больше всего различаются по содержанию таких компонентов, как Na, K, Al, Ca и др., сумма которых в валовом химическом составе щелочных гранитоидов обычно несколько ниже 40%, а в некоторых случаях равна и 30%. Это обусловлено тем, что в породах гранитного ряда резко преобладает кремнезем, количество которого всегда выше 60%, а в некоторых случаях превышает даже 80%. При графическом изображении результатов пересчета валового химического состава гранитоидов резкое преобладание кремнезема нивелирует различия между компонентами, содержащимися в подчиненном количестве. Чтобы избежать этого, необходимо сопоставить между собой лишь менее распространенные компоненты — натрий, калий, алюминий, кальций, железо, магний, титан, марганец, определяющие геохимическую специфику пород комплекса. Чтобы показать на диаграмме роль каждого элемента, в составе пород щелочногранитного комплекса необходимо расчленить эти элементы на определенные группы. Представляется целесообразным сопоставить количества алюминия, калия, натрия и сумму  $Ca + Mg + Fe + Mn + Ti (Ca_{экв})$ .\*

Для нанесения на диаграмму фигуративных точек вычисляется процент каждого элемента группы (табл. 26). Размещение фигуративных точек групп показано на диаграмме (рис. 39).

Анализ диаграммы показывает, что фигуративные точки составов разновидностей пород щелочногранитного комплекса группируются в ряд полей. При этом мелкозернистые гнейсограниты периферической части массива (поле I), крупнозернистые граниты центральной части (поле II) и лейкократовые граниты жильной серии (поле III) на диаграмме образуют три разобщенных поля в соответствии с различиями их химического состава.

Изменения особенностей химического состава щелочных гранитоидов происходят закономерно. Мелкозернистые граниты в целом характеризуются несколько повышенным содержанием элементов группы  $Ca_{экв}$  по сравнению с крупнозернистыми и особенно лейкократовыми жильными гранитами. В крупнозернистых щелочных гранитах больше калия по сравнению с мелкозернистыми. В жильных лейкократовых гранитах содержание калия и натрия, по-видимому, колеблется в широких пределах, хотя для однозначного суждения недостаточно аналитических данных.

\* Все элементы группы  $Ca_{экв}$  имеют по два электрона на внешних орбитах их атомов, Na и K — по одному, а алюминий три.

**Результаты пересчета химических анализов пород  
на петрохимические группы**

№ анализа	Al	Na	K	Ca <sub>экв</sub>
1	41,50	22,0	15,40	21,10
2	44,7	20,0	16,7	20,0
3	45,0	16,70	14,60	23,40
4	43,0	17,3	15,60	24,0
5	37,2	15,70	13,10	34,10
6	40,60	29,40	12,00	18,30
7	52,20	16,90	26,80	3,90
8	45,70	19,80	18,70	16,60
9	40,60	23,10	21,40	15,00
10	41,00	21,80	19,80	17,20
11	37,90	22,60	19,00	20,04
12	40,10	24,80	22,10	13,50
13	48,00	19,80	20,00	11,50
14	46,20	25,00	14,80	10,78
15	51,00	28,45	12,80	7,70
16	42,40	13,40	29,60	14,40
17	56,00	19,00	20,00	4,55
18	46,50	19,80	20,30	13,40
19	54,0	25,00	15,70	5,40
20	50,00	34,00	19,60	6,30
21	42,50	20,60	18,20	18,8
22	34,00	24,80	6,60	34,00
23	42,50	40,00	2,00	15,50
24	44,00	7,20	45,90	8,90
25	60,40	26,40	6,70	6,80

Четко обособляются на диаграмме фигуративные точки составов пегматитов, замещающих комплексов в пегматитах, а также пневматолито-гидротермальных альбит-кварцевых жил, прорывающих жильные лейкократовые граниты. Исключение составляет фигуративная точка 18 амазонитового типа пегматитов, которая расположена в середине фигуративного поля крупнозернистых гранитоидов. Фигуративные точки составов пегматитов и гидротермалитов группируются в дугообразное поле, одна ветвь которого идет параллельно горизонтальной, а вторая — вертикальной координатам диаграммы.

Горизонтальное положение поля фигуративных точек пегматитов (поле IV) обусловлено закономерным уменьшением калия и возрастанием натрия в их составе. Фигуративные точки составов замещающих комплексов в пегматитах и пневматолито-гидротермальных жил на диаграмме образуют вертикально вытянутый ряд (поля V, VI) в соответствии с закономерным уменьшением в их составе алюминия.

Верхнее поле (V) представлено фигуративными точками минерализованных пегматитов. В их нижней части диаграммы

располагаются фигуративные точки интенсивно минерализованных альбит-кварцевых жил (поле VI). Таким образом, наблюдается постепенный переход по составу от лейкократовых жильных гранитов (поле III) к пегматитам и далее к минерализованным альбит-кварцевым замещающим комплексам в пегматитах и альбит-кварцевым жилам, характеризующимся интенсивной минерализацией.

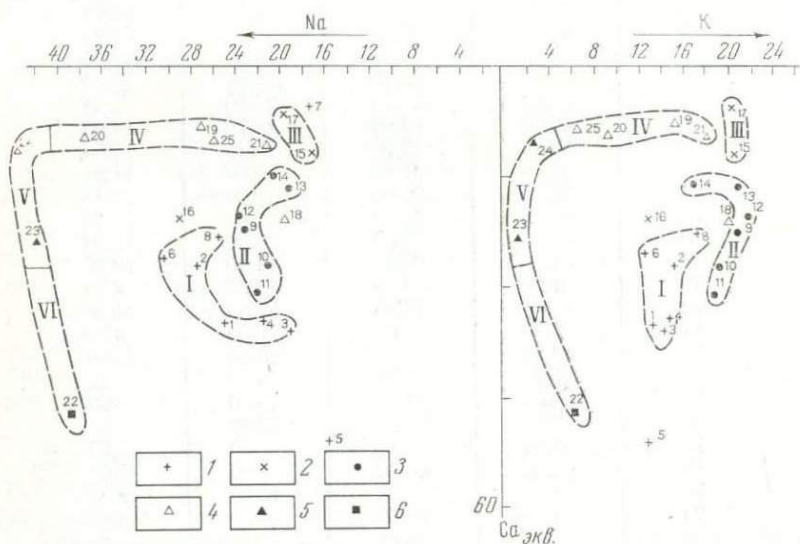


Рис. 39. Геохимическая диаграмма пегматитоносных пород щелочногранитного комплекса

1 — мелкозернистые гнейсо-граниты периферической части интрузии; 2 — крупнозернистые граниты центральной части интрузии; 3 — лейкократовые жильные граниты; 4 — слабо минерализованные пегматиты; 5 — кварц-альбитовый замещающий комплекс в пегматитах; 6 — интенсивно минерализованные альбит-кварцевые жилы.  
I—VI — поля, образуемые различными типами пород

Анализируя диаграмму в целом, нетрудно прийти к выводу, что происходит вполне закономерная направленная эволюция пород щелочногранитного комплекса: мелкозернистые граниты периферической части массива → крупнозернистые граниты центральной части → лейкократовые граниты жильной серии → → безрудные пегматиты → минерализованные микроклин-альбитовые пегматиты → замещающие комплексы в пегматитах → интенсивно минерализованные альбит-кварцевые жилы. Это обусловлено, по всей вероятности, закономерно направленной дифференциацией магматических расплавов — растворов, возникших в процессе становления пород щелочногранитной формации

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

В щелочных гранитах, связанных с ними пегматитах и полевошпат-кварцевых жилах присутствуют различные аксессуарные редкие элементы. Наиболее характерными для щелочногранитных пород являются иттрий, лантаноиды, ниобий, торий, цирконий, гафний, бериллий. Меньшим распространением пользуются тантал, литий, рубидий, цезий. Систематическое изучение особенностей распределения в различных типах щелочных гранитоидов, представленных мелкозернистыми гранито-гнейсами, крупнозернистыми гнейсо-гранитами, лейкократовыми аплитовидными гранитами, различными типами пегматитов и полевошпат-кварцевыми жилами, проведено впервые. Анализ особенностей распределения редких элементов в породах проведен с применением методов математической статистики.

**Ниобий и тантал.** Эти два элемента по своим геохимическим свойствам очень близки, что позволяет рассматривать их поведение в щелочногранитном комплексе пород совместно. Ниобий обнаруживается во всех разновидностях пород, в то время как тантал современными аналитическими методами устанавливается не всегда.

Самым низким содержанием ниобия характеризуются ранние типы пород, представленные мелкозернистыми гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами. Среднеарифметическое содержание  $Nb_2O_5$  соответственно составляет 0,0018 и 0,0020%. Доверительный интервал истинного среднего содержания  $Nb_2O_5$  в этих породах следующий:  $0,0018 \pm 0,00098$ .

Среднее содержание ниобия несколько ниже:  $0,0012 \pm 0,00069$ .

Кларк ниобия в земной коре, по данным А. П. Виноградова [18], составляет 0,002%. Вышеприведенные данные показывают, что истинное среднее содержание ниобия в мелкозернистых гранитоидах значительно ниже кларковых. Лишь верхняя граница оценки истинного среднего содержания ниобия может приближаться к уровню его кларка.

В крупнозернистых щелочных гранитах содержание ниобия несколько повышается, достигая в среднем 0,0018%. Истинное среднее содержание этого элемента колеблется в пределах  $0,0018 \pm 0,00099$ . Здесь среднее содержание ниобия немного ниже кларкового, а верхняя граница оценки истинного среднего может даже несколько превышать кларк.

В целом щелочногранитный комплекс пород, представленный мелкозернистыми гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами, характеризуется низкими содержаниями ниобия, которые мало отличаются от кларковых как в сторону понижения, так и повышения.

В небольших телах биотит-микроклиновых гранитов жильной серии содержание ниобия несколько повышается, достигая

в среднем 0,0170%  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и 0,0119% — ниобия. Однако эти породы характеризуются значительными колебаниями содержаний, поскольку точность доверительного интервала для  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  составляет 0,032%, а для ниобия — 0,022%. Поэтому нижняя граница содержаний ниобия может находиться на пределе чувствительности современных химико-аналитических методов определения элемента, а верхняя — значительно превышает кларк, о чем можно убедиться при анализе математических выражений доверительного интервала средних содержаний  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и  $\text{Nb} : \text{Nb}_2\text{O}_5$  —  $0,0170 \pm 0,032$ ;  $\text{Nb}$  —  $0,0119 \pm 0,022$ . Максимальные оценки верхней границы содержания ниобия могут превышать кларк более чем в 16 раз. Это позволяет считать, что в лейкократовых жильных гранитах могут встречаться наряду с бедными ниобием и значительно обогащенные этим элементом участки.

Количество ниобия еще больше возрастает в метасоматически измененных гибридных породах, где среднеарифметическое содержание  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  составляет 0,0260%, а ниобия — 0,0210%. Эти породы, подобно выше рассмотренным лейкократовым гранитам, характеризуются большими значениями оценки доверительного интервала, что указывает на значительную дисперсию содержаний. Доверительные интервалы среднего содержания  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и ниобия соответственно  $0,0260 \pm 0,0167$  и  $0,0210 \pm 0,0157$ . В этих породах даже минимальные оценки границы интервала истинного среднего содержания превышают кларк для земной коры в два с лишним раза. Верхняя граница этого интервала выше кларка более чем в 18 раз. Носителями ниобия в лейкократовых жильных гранитах являются магнетит, ильменит, лейкоксен, сфен, циркон и другие минералы, в которых фиксируются небольшие его количества.

Рассмотренный ряд пород характеризуется повышением содержания ниобия в направлении от более ранних типов к поздним. Эта же закономерность сохраняется, если сравнивать граниты с пегматитами или незамещенные и замещенные пегматиты. Среднее содержание  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  в незамещенных пегматитах составляет 0,0025%, что практически не отличается от содержания пятиоксида  $\text{Nb}$  в крупнозернистых гранитах. Доверительный интервал истинного среднего содержания ниобия в незамещенных пегматитах, по имеющимся данным, находится в пределах  $0,0025 \pm 0,0035$ .

Высокие оценки точности средних содержаний позволяют предполагать, что незамещенные пегматиты в отдельных случаях могут характеризоваться повышенными количествами ниобия.

В замещенных пегматитах резко повышается количество ниобия по сравнению с незамещенными. Среднее содержание  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  в этих породах достигает 0,08%, а ниобия 0,057%.

Оценки точности средних содержаний здесь также довольно высокие и составляют для  $Nb_2O_5$  0,036%, а для ниобия 0,025%.

Таким образом, в замещенных пегматитах даже нижняя граница доверительного интервала истинного среднего выше кларкового значения в 11 раз. Это позволяет сделать вывод, что максимально высокие концентрации ниобия среди пород щелочногранитного комплекса характерны для замещенных пегматитов.

В породах щелочногранитного комплекса наряду с ниобием встречается тантал. Сравнительное рассмотрение содержаний показывает, что в парагенетически взаимосвязанном ряду гранитов содержания тантала убывают по направлению от более ранних к более поздним типам пород. Что касается пегматитов, то здесь ниобий и тантал ведут себя одинаково, содержания этих элементов увеличиваются по направлению от незамещенных к замещенным пегматитам. В целом породы щелочногранитного комплекса характеризуются более низкими содержаниями тантала, чем ниобия. Как известно, содержание тантала в земной коре значительно ниже ниобия. Так, по А. П. Виноградову [18], содержание тантала в земной коре составляет 0,0002%; граниты же содержат 0,00035%. К. Турекьян и К. Ведерполь [101] подсчитали, что в гранитах содержание тантала составляет 0,00042%. Изучавшиеся нами мелкозернистые гранито-гнейсы и гнейсо-граниты периферических частей щелочногранитных массивов в среднем содержат 0,00062%  $Ta_2O_5$  или 0,00051% Та. Доверительный интервал истинных средних содержаний  $Ta_2O_5$  находится в пределах  $0,00062 \pm 0,00047$ . В пересчете на атомарный тантал значение соответствующих оценок следующее:  $0,00051 \pm 0,00038$ .

В среднем мелкозернистые гранито-гнейсы и гнейсо-граниты характеризуются несколько более высоким содержанием тантала по сравнению с кларками, вычисленными различными исследователями. Однако с учетом точности доверительного интервала, который для тантала составляет  $\pm 0,00038\%$ , следует ожидать, что нижняя граница истинного среднего содержания может опуститься до 0,00013%, что значительно ниже кларка. Наряду с этим максимально ожидаемые содержания могут возрасти до 0,00089%, что превышает в два раза кларк по Ранкама, а также Ведерполю и Турекьяну.

**Цирконий и гафний.** Оба эти элемента по своим кристаллохимическим свойствам и геохимической истории очень близки. Среднее содержание циркония в земной коре составляет 0,016—0,017% [18]. Содержания циркония в рассматриваемых породах довольно различны. Доверительный интервал истинного среднего содержания циркония в мелкозернистых гнейсогранитах составляет  $0,0089 \pm 0,0072$ .

В незамещенных пегматитах содержание циркония составляет 0,004%, что также ниже кларкового. Остальные типы по-

род щелочногранитного комплекса характеризуются повышенными содержаниями рассматриваемого элемента. В крупнозернистых щелочных гранитах истинное среднее содержание циркония находится в следующем доверительном интервале:  $0,046 \pm 0,0089$ . Среднеарифметическое содержание циркония в крупнозернистых щелочных гранитах в пять с лишним раз выше, чем в мелкозернистых гранито-гнейсах и гнейсо-гранитах; оно в 2,7 раз выше кларка. В лейкократовых гранитах содержание циркония, по-видимому, мало отличается от крупнозернистых щелочных гранитов. Лейкократовые граниты содержат  $0,0037\%$  циркония, что выше кларка примерно в два раза.

Среди щелочногранитного комплекса самое высокое содержание циркония  $0,177\%$  характерно для метасоматически измененных гибридных пород. Истинное среднее содержание циркония находится в пределах следующего доверительного интервала:  $0,177 \pm 0,16$ .

Ввиду большой дисперсии содержаний доверительный интервал здесь имеет значительный диапазон. Наряду с довольно высокими содержаниями здесь мы можем встретить и резко пониженные. Это, по-видимому, вообще характерно для метасоматически измененных пород. Как показали макроскопические и микроскопические наблюдения, железисто-магнезиальный метасоматоз, в частности биотитизация, по исходным породам проявилась неравномерно. По всей вероятности, этим можно объяснить неравномерный характер распределения циркония в гибридных, метасоматически измененных породах, поскольку цирконовая минерализация связана главным образом с процессами метасоматоза.

Несколько повышенное содержание циркония —  $0,1032\%$  характерно для замещенных пегматитов. Оно очень близко к содержанию циркония в лейкократовых гранитах. Однако в замещенных пегматитах распределение циркония характеризуется значительной дисперсией, о чем говорит математическое выражение доверительного интервала истинных средних содержаний рассматриваемого элемента в пегматитах  $0,1032 \pm 0,0089$ .

Следует подчеркнуть, что цирконий накапливается по направлению к более поздним типам комагматически связанных пород. Это особенно характерно для метасоматически измененных пород зоны контакта щелочных гранитов с основными породами.

Собственным минералом-носителем циркония в рассматриваемом комплексе пород является циркон, содержащий свыше  $50\%$  Zr. Значительная часть циркония рассеяна в виде изоморфной примеси в различных минералах — пироксенах, роговых обманках, магнетите, редкометаллических минералах.

**Торий.** В земной коре торий является весьма дефицитным элементом. По А. П. Виноградову [18] кларк тория в земной коре равен  $8 \cdot 10^{-4}$ . Однако в породах щелочно-гранитного комп-

лекса торий является довольно характерным элементом и образует собственный минерал — торит. Все типы пород щелочно-гранитного комплекса характеризуются несколько повышенными содержаниями тория. Так, например, в мелкозернистых гнейсо-гранитах содержание  $\text{ThO}_2$  достигает 0,004%, в крупнозернистых гранитах — 0,003—0,006%. В замещенных пегматитах содержание  $\text{ThO}_2$  иногда повышается до 0,011%. В замещенных пегматитах в альбит-кварцевых жилах присутствует торит. Однако он характеризуется относительно низкими содержаниями Th (17,75%), что связано с довольно интенсивным замещением этого элемента лантаноидами и гидратацией минерала. Наряду с образованием собственного минерала, торий входит в виде изоморфной примеси в состав чевкинита, абукумалита, фергюсонита, гадолинита, иттриалита, пирохлоризированного самарскита и других минералов (табл. 27).

Таблица 27

Содержание тория в минералах пегматитов щелочных гранитов

Минерал	Торит	Чевкинит	Абукумалит	Фергюсонит	Эвксенит	Гадолинит	Иттриалит	Пирохлоризированный самарскит
Содержание, вес. %	17,75	1,93—2,15	1,16—1,55	2,15—2,48	2,15	0,38—0,98	0,19	0,52—0,56

Наиболее высоким содержанием тория характеризуются титано-тантало-ниобаты, представленные фергюсонитом и эвксенитом. Близки к ним по содержанию тория также чевкинит, в меньшей мере, абукумалит — типоморфные минералы пегматитовых тел, залегающих среди мелкозернистых щелочных гнейсо-гранитов. Торий является менее распространенным элементом в минералах альбит-кварц-амазонитовых пегматитов — гадолините и иттриалите. Пегматиты, содержащие эти минералы, залегают в биотитовых гнейсах.

Таким образом, намечается уменьшение содержания тория в минералах пегматитов по мере удаления последних от гранитной интрузии. Возможно, это связано с уменьшением температуры образования пегматитов, находящихся на большем удалении от магматического очага.

**Лантаноиды и иттрий.** Среди элементов, характерных для щелочногранитного комплекса пород, преобладают лантаноиды и иттрий. Среднее суммарное содержание лантаноидов в земной коре составляет около 0,01%. Данные табл. 28 позволяют представить, какие минимальные и максимальные средние содержания редких элементов можно ожидать в различных типах

Распределение лантаноидов в щелочногранитном комплексе пород (в %)

Породы	Среднеарифметическое содержание		Величина стандартного отклонения, S		Точность среднего при надежности 0,95		Среднеарифметическое содержание
	$\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3$	TR+Y	$\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3$	TR+Y	$\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3$	TR+Y	
Мелкозернистые гранито-гнейсы и гнейсо-граниты . . . . .	0,025	0,021	0,012	0,010	0,009	0,008	0,031
Крупнозернистые граниты . . . . .	0,030	0,025	0,018	0,015	0,0014	0,0012	0,0047
Лейкократовые граниты . . . . .	0,052	0,044	—	—	0,021	0,018	0,014
Метасоматически измененные гибридные породы . . . . .	0,24	0,20	0,22	0,19	0,018	0,015	0,0039
Незамещенные пегматиты . . . . .	0,013	0,011	—	—	0,015	0,013	0,0027
Замещенные пегматиты . . . . .	0,15	0,013	0,19	0,16	0,21	0,18	0,039

пород щелочногранитного комплекса. Для сравнительно равнозернистых пород, представленных гранито-гнейсами, гнейсо-гранитами и гранитами, действительные средние содержания лантаноидов+иттрий будут находиться в пределах доверительного интервала  $0,021 \pm 0,008$ .

В мелкозернистых гранито-гнейсах и гнейсо-гранитах, с учетом нижнего доверительного интервала, ожидаемое минимальное содержание лантаноидов (без иттрия) может снижаться до 0,009%, приближаясь к кларковому значению. С другой стороны, верхний предел средних содержаний может доходить до 0,025%, что в 3 раза выше кларка.

Истинное среднее содержание лантаноидов+иттрий в крупнозернистых гранитах, по данным табл. 28, будет находиться в пределах  $0,025 \pm 0,0012$ .

Произведенная расшифровка суммы  $TR_2O_3 + Y_2O_3$  показала, что количество иттрия в крупнозернистых щелочных гранитах составляет 0,0047% (см. табл. 28). Доверительный интервал средней суммы TR+Y равен 0,0012%. Учитывая эти данные, можно подсчитать, что нижняя граница истинных средних содержаний

лантаноидов в крупнозернистых щелочных гранитах не будет ниже 0,0091%, а верхняя граница не превысит 0,0115%. Эти данные показывают, что истинные средние содержания лантаноидов в крупнозернистых щелочных гранитах мало отличаются от кларковых как в сторону понижения, так и повышения.

Следующий, более поздний комплекс пород, — лейкократовые граниты жильной серии — содержат в среднем 0,052% окислов лантаноидов+иттрий. Точность доверительного интервала для средней суммы  $TR_2O_3 + Y_2O_3$  составляет  $\pm 0,021$ , а для суммы  $TR + Y$  — 0,018%. Количество лантаноидов+иттрий в лейкократовых гранитах составляет 0,044% (см. табл. 28). Истинное среднее содержание лантаноидов + Y в рассматриваемом типе пород находится в пределах  $0,044 \pm 0,018$ .

Приведенное выражение показывает, что верхняя и нижняя границы истинных содержаний лантаноидов в лейкократовых гранитах выше кларковых (0,01%).

Как уже отмечалось выше, интрузии щелочных гранитов в зоне контакта с основными породами испытывают существенные изменения, которые заключаются в их интенсивной десиликации, а также железисто-магнезиальном метасоматозе. В результате этих процессов крупнозернистые граниты обогащаются редкими элементами. Если сравнивать содержания редких элементов в неизмененных крупнозернистых гранитах и гибридных породах из зон контакта с основными породами, выявляется, что последние больше содержат редких земель, циркония, ниобия, тантала, бериллия, лития и рубидия. Из всех рассматриваемых редких элементов повышенный интерес вызывает содержание редких земель, количество которых в среднем равно 0,24%. Однако в отдельных пробах сумма  $TR_2O_3$  иногда достигает 0,37 или 0,70% (см. табл. 28).

Вследствие значительной дисперсии содержаний точность средней доверительной величины  $TR + Y$  составляет  $\pm 0,015\%$ . Среднеарифметическое содержание лантаноидов+иттрий равно 0,020%. Истинное среднее содержание этих элементов в метасоматически измененных гибридных породах будет находиться в пределах  $0,020 \pm 0,015$ .

При сравнении содержаний лантаноидов+иттрий в незамещенных и замещенных пегматитах также выявляются большие колебания. Из всех типов пород щелочногранитного комплекса самые низкие содержания лантаноидов+иттрий (0,013%) характерны для незамещенных пегматитов. Судя по имеющимся данным, все разновидности гранитов содержат больше редкоземельных элементов, чем незамещенные пегматиты. В пегматитах, где широко проявлены процессы автосоматических замещений, содержание лантаноидов+иттрий возрастает до 0,15% (см. табл. 28). Учитывая точность доверительного интервала, выявляется, что минимальные содержания лантаноидов+иттрий в пегматитах могут приближаться к порогу чувствительности

современных аналитических методов их определения. С другой стороны, верхняя граница истинных средних содержаний рассматриваемых элементов будет приближаться к 0,37%.

В целом, для пород щелочногранитного комплекса характерно возрастание содержаний лантаноидов от более ранних типов пород к более поздним как в ряду гранитов, так и пегматитов.

Щелочногранитный комплекс пород кроме лантаноидов содержит в повышенных количествах иттрий. Кларк иттрия в земной коре, по данным А. П. Виноградова [18], составляет 0,028%. Кларковые содержания иттрия характерны только для незамещенных пегматитов. В остальных типах пород они обычно выше кларковых. В мелкозернистых гранито-гнейсах и гнейсо-гранитах содержание иттрия составляет 0,0031%, в крупнозернистых гранитах — 0,0047%, в лейкократовых гранитах 0,014%, а в метасоматически измененных гибридных породах 0,039% (см. табл. 28).

Приведенные данные указывают на существенное повышение содержания иттрия в биотит-микроклиновых гранитах и особенно метасоматически измененных гибридных породах. В замещенных пегматитах концентрация иттрия превышает кларк в шесть с лишним раз. В метасоматически измененных гибридных породах содержание иттрия выше кларковых примерно в 18 раз.

Выше мы проанализировали суммарное содержание лантаноидов и иттрия в щелочногранитном комплексе пород. Наряду с этим значительный интерес представляет анализ относительных содержаний индивидуальных лантаноидов в направлении от более ранних типов пород к более поздним. Содержания лантаноидов и иттрия приведены в табл. 29 и отражены на рис. 40.

Сравнительный анализ распределения лантаноидов в породах щелочногранитного комплекса позволяет выявить ряд закономерностей. Главной из них является обогащение наиболее основными лантаноидами ранних типов пород — мелкозернистых гнейсо-гранитов и крупнозернистых щелочных гранитов (см. рис. 40, I, II). Содержание церия в этих двух типах пород достигает 20—40%, а La 10—20% от общей суммы редких земель и иттрия.

Крупнозернистые граниты, в отличие от мелкозернистых, обогащены также неодимом, количество которого находится в пределах 20—35% от суммы редких земель. Содержания лантаноидов иттриевой группы (Gd—Lu) в рассматриваемых типах пород низкие. Несколько увеличивается содержание иттрия, составляя 10—20% от общей суммы рассматриваемых элементов.

Следующая возрастная разновидность пород щелочногранитного комплекса представлена мелкозернистыми жильными лейкократовыми гранитами. Эти граниты, по сравнению с более ранними мелкозернистыми гнейсо-гранитами и крупнозернистыми

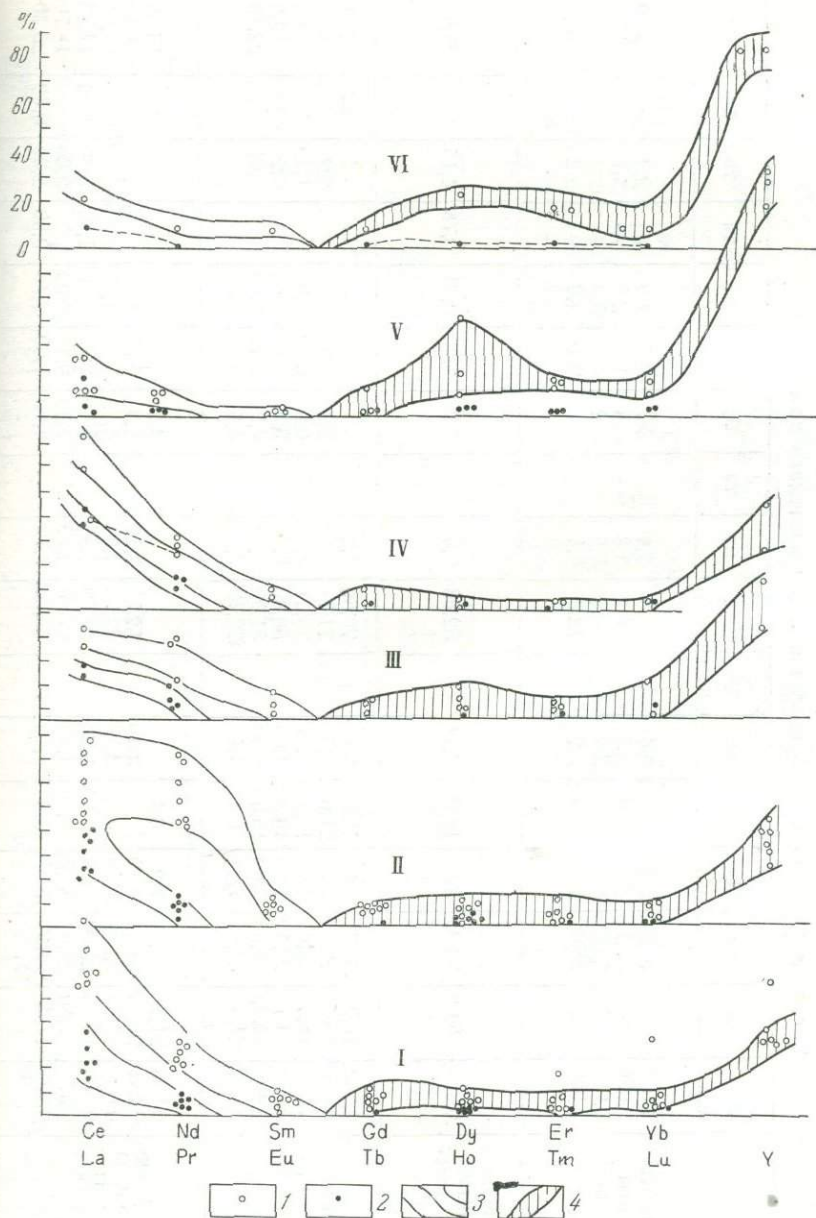


Рис. 40. Распределение лантаноидов и иттрия в породах щелочногранитного комплекса

I — мелкозернистые гнейсо-граниты периферической части интрузии; II — крупнозернистые граниты центральной части интрузии; III — лейкократовые жильные граниты; IV — незамещенные пегматиты; V — замещенные пегматиты; VI — альбит-кварцевые жилы. 1 — содержания четных лантаноидов, 2 — содержания нечетных лантаноидов, 3 — характер распределения редких земель цериевой группы, 4 — характер распределения редких земель иттриевой группы и иттрия

Состав лантаноидов в породах щелочногранитного комплекса

Породы	$\Sigma TR_2O_3$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	$\Sigma TR_{Ce}$	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y
Мелкозернистые гнейсо-граниты периферических частей интрузии	1,037	18,3	30,8	3,6	15,9	3,4	—	72,0	3,9	—	3,3	0,7	1,9	—	2,3	—	15,9
	0,020	11,2	42,1	2,3	11,0	3,5	—	70,1	3,8	—	3,5	1,3	2,2	—	3,7	—	15,2
	0,02	11,5	28,2	4,5	15,0	5,0	—	64,2	5,8	—	4,2	0,8	3,9	—	2,3	—	18,9
	0,026	14,7	36,0	3,8	13,9	3,9	—	72,3	4,1	—	3,1	0,4	2,0	—	2,2	—	16,0
Мелкозернистые гнейсо-граниты в контакте с пегматитовым телом	0,033	8,06	30,06	2,32	10,00	2,44	—	52,88	2,52	—	3,92	1,50	4,65	0,78	4,15	—	29,60
Крупнозернистые щелочные граниты центральных частей интрузии	0,038	16,2	30,3	4,6	18,8	6,7	—	76,60	4,2	—	—	—	—	—	—	—	19,1
	0,029	19,7	22,1	4,3	21,0	4,6	—	71,7	4,5	—	2,7	0,8	2,8	—	2,2	—	15,3
	0,039	18,00	36,6	4,70	15,90	3,01	—	78,21	3,9	—	0,09	0,60	1,00	—	1,50	—	13,3
	0,058	14,10	22,40	11,00	14,30	4,00	—	58,80	3,8	—	5,50	2,30	5,50	—	4,20	—	19,8
	0,30	14,00	26,50	2,60	15,50	3,30	—	61,90	3,40	—	3,80	1,40	2,90	—	4,60	—	22,10
	0,035	21,4	34,4	7,2	5,3	4,4	—	72,70	3,9	—	4,8	0,3	0,5	—	—	—	—
Измененные крупнозернистые граниты в зоне контакта с основными породами	0,035	21,7	31,3	7,3	6,4	—	—	—	—	—	4,1	—	—	—	—	—	16,00
	0,051	21,20	35,30	4,80	17,70	3,40	—	82,50	3,10	—	2,8	0,50	1,4	—	1,2	—	8,4
	0,003	13,60	35,80	3,30	7,60	3,30	—	63,60	3,30	—	4,30	—	4,30	—	—	—	24,5
	0,006	15,30	21,00	4,40	13,60	3,20	—	57,50	2,90	—	5,30	2,00	4,50	1,90	5,60	3,00	17,20
	0,37	17,50	28,3	3,50	14,30	3,80	—	67,40	3,70	—	3,80	0,80	2,80	—	2,80	—	18,70
	0,22	17,20	22,5	3,30	13,00	3,40	—	59,40	3,70	—	4,00	1,50	2,70	0,50	2,30	0,60	25,30
Мелкозернистые биотит-микроклиновые граниты	0,053	9,5	18,90	2,50	8,50	2,30	—	41,70	3,10	—	7,7	2,3	3,3	1,7	8,6	2,2	29,8
	0,038	12,0	16,0	3,1	16,7	5,7	—	—	0,8	—	0,8	2,6	—	0,5	—	—	41,6
Олигоклаз-микроклиновые пегматиты с мусковитом	0,053	17,7	36,1	4,2	14,8	3,3	—	76,10	3,3	—	1,8	0,3	1,2	0,3	1,9	2,00	13,00
Олигоклазовые пегматиты с биотитом	—	22,3	38,8	4,2	13,0	2,4	—	82,1	1,4	0,3	1,9	0,4	2	0,2	1,5	0,1	11,7
Микроклиновые пегматиты	0,003	21,0	29,4	7,1	13,50	3,50	—	74,50	3,5	—	—	—	—	—	—	—	22
Альбит-амазонитовые пегматиты	0,045	7,5	13,5	1,3	5,9	1,0	—	29,20	1,4	—	3,6	1,1	5,9	0,7	8,8	1,2	48,2
	0,107	2,5	5,5	1,7	4,0	2,4	—	16,1	1,4	—	20,5	2,3	7,9	0,6	7,5	—	43,7
Альбит-микроклиновые пегматиты	—	1,3	7,80	1,9	6,60	3,80	0,50	—	6,80	1,2	11,00	2,5	8,30	0,60	4,50	1,00	42,20
	—	5,3	14,00	2,2	6,90	2,80	0,40	—	4,40	0,8	6,60	1,50	4,90	0,40	3,00	1,10	45,70
	—	1,1	3,60	0,60	3,40	2,40	0,50	—	5,40	0,8	7,80	1,50	6,30	0,40	4,80	0,80	60,60
	—	1,1	3,00	0,70	3,50	2,50	0,50	—	5,10	1,0	8,10	1,80	6,70	0,50	5,30	0,60	59,60
	—	1,3	6,40	1,40	6,0	3,30	0,50	—	6,80	1,1	9,50	1,70	6,60	0,51	3,60	0,50	50,50
	—	1,4	4,20	0,90	4,30	2,80	0,60	—	6,70	1,2	10,00	2,40	8,60	0,60	5,60	0,70	50,00
	—	1,7	5,50	1,20	5,10	2,80	0,50	—	6,30	1,1	9,40	1,90	7,50	0,50	3,90	0,70	51,90
	—	1,5	6,50	1,30	5,40	3,10	0,60	—	6,60	1,2	9,20	2,00	7,90	0,60	4,60	0,70	48,80
Среднее	—	1,80	5,12	1,22	5,15	2,93	0,51	—	6,10	1,06	8,95	1,91	7,10	0,51	4,49	0,80	51,00
Альбит-кварцевые жилы	—	4,0	11,9	1,7	4,5	3,0	—	—	3,9	1,3	11,0	1,8	8,4	1,3	4,6	0,5	42,2

гранитами, характеризуются пониженными содержаниями лантаноидов цериевой группы (La, Ce) и немного более высоким — иттрия (до 20—30%) (см. рис. 40, III). Содержания лантаноидов иттриевой группы остаются низкими. Учитывая, что мелкозернистые биотит-микроклиновые граниты являются более поздними во времени образования, можно считать, что к концу процесса гранитообразования несколько возрастет концентрация иттрия.

Мелкозернистые гнейсо-граниты, а также крупнозернистые щелочные граниты являются пегматитоносными. С каждым из этих двух типов гранитоидов генетически связаны две группы пегматитов. Первую группу составляют незамещенные, а вторую — замещенные пегматиты. Состав лантаноидов незамещенных пегматитов очень близок к составу лантаноидов материнских гранитов (см. рис. 40, IV). Содержания La в незамещенных пегматитах достигают примерно 20%, что близко к содержанию этого элемента в гранитах. Вполне сопоставимы также содержания церия и иттрия в гранитах и незамещенных пегматитах. Общей закономерностью для гранитов и незамещенных пегматитов является также низкое содержание лантаноидов иттриевой группы. Мелкозернистые и крупнозернистые граниты, а также замещенные пегматиты максимально обогащены лантаном и церием, но обеднены иттрием. Несколько больше иттрия содержат мелкозернистые биотит-микроклиновые граниты. Эта разновидность гранитов более перспективна на итрий при несколько пониженном содержании лантаноидов цериевой группы.

Существенным образом изменяется состав лантаноидов в пегматитах с развитием в них кварц-альбитового, альбит-кварцевого и кварцевого замещающих комплексов. В замещенных пегматитах резко возрастает роль иттрия и повышаются содержания лантаноидов иттриевой группы (см. рис. 40, V). Содержание иттрия в замещенных пегматитах достигает 50%. Из лантаноидов иттриевой группы максимум падает на диспрозий. Содержания самых основных лантаноидов (La, Ce) в замещенных пегматитах не превышает 10%.

Аналогичная картина распределения лантаноидов характерна для альбит-кварцевых жил, где также преобладает итрий и в несколько повышенных количествах присутствуют лантаноиды иттриевой группы (см. рис. 40, VI). Четкое снижение содержания лантаноидов цериевой группы в пегматитах, обогащенных кварцем и альбитом, наталкивает на мысль, что существенные изменения минерального, а следовательно, и химического состава пород обуславливает изменения в них состава лантаноидов. Довольно четко намечается зависимость между отношением в породах кальция к натрию, содержанием кремнезема и составом лантаноидов. Так, например, в мелкозернистых гнейсо-гранитах отношение кальция к натрию равно 0,54, а в крупнозернистых гранитах оно снижается в среднем до 0,22, но ко-

личество кварца увеличивается более чем на 10%. По-видимому с этими изменениями состава крупнозернистых щелочных гранитов связано существенное увеличение неодимия в них — элемента несколько менее основного, чем лантан и церий. В следующей возрастной разновидности — биотит-микроклиновых гранитах — отношение кальция к натрию составляет 0,27, т. е. оно несколько выше, чем в крупнозернистых щелочных гранитах. Однако состав лантаноидов в этих гранитах несколько более иттриевый по сравнению с крупнозернистыми. В данном случае главную роль играет в формировании состава лантаноидов, по-видимому, не столько отношение кальция к натрию, сколько общее содержание свободного кремнезема. В биотит-микроклиновых гранитах количество свободного кварца в среднем выше 43%. По сравнению с крупнозернистыми гранитами здесь количество свободного кварца увеличивается примерно на 10%.

В незамещенных пегматитах среднее отношение кальция к натрию равно 0,28, т. е. в этом отношении они идентичны мелкозернистым биотит-микроклиновым гранитам. Однако состав лантаноидов в них несколько более цериевый. Связано это, по-видимому, с уменьшением в незамещенных пегматитах кремнезема, поскольку они содержат на 10% меньше свободного кварца по сравнению с биотит-микроклиновыми гранитами.

В пегматитах с широко развитыми альбитовым, кварц-альбитовым и кварцевым замещающими комплексами, в отличие от гранитов, состав лантаноидов существенно иттриевый. В замещенных пегматитах резко снижается отношение кальция к натрию, которое составляет 0,07. Значительным увеличением роли натрия, а также кремния, по-видимому, обусловлен селективно иттриевый состав лантаноидов в замещающих пегматитах. Роль кремния в повышении концентрации лантаноидов иттриевой группы особенно четко видна на примере альбит-кварцевых жил. Отношение кальция к натрию в этих образованиях составляет 0,25, а количество свободного кварца превышает 70%.

Рассмотренный выше фактический материал по отношению в породах кальция к натрию, содержанию в них кремнезема, а также составу лантаноидов, позволяет считать, что между ними существуют определенные корреляционные связи. С одной стороны, намечается определенная корреляционная связь относительно более основных лантаноидов цериевой группы с кальцием, а менее основных — с натрием. С другой стороны, при одинаковом или близком отношении кальция к натрию большое влияние на формирование тех или иных составов лантаноидов в породах играет их кремнеземистость. Таким образом, формирование различных составов лантаноидов в породах обуславливается кристаллохимическими факторами; поскольку выявляется корреляционная зависимость между кристаллохимически близкими элементами Ca, Na, La, Y.

Действительно, лантаноиды цериевой группы от La до Pr включительно, ионные радиусы которых изменяются от 1,14 до 1,04 Å, по своим кристаллохимическим свойствам ближе стоят к кальцию (ионный радиус 1,04 Å). Самарий имеет ионный радиус, равный 1, в силу чего занимает промежуточное положение между Ca и Na.

Начиная с Eu ( $r_i=0,98$  Å) и до Lu ( $r_i=0,85$ ) включительно лантаноиды по своим кристаллохимическим свойствам ближе стоят к натрию ( $r_i=0,98$  Å), чем к кальцию ( $r_i=1,04$  Å).

Закономерная корреляция в гранитах более основных лантаноидов с Ca, а менее основных с натрием хорошо объясняется, исходя из представлений о магматической природе пегматитового расплава—раствора. Согласно современным представлениям, основанным на многочисленных экспериментальных данных, расплавленные силикаты необходимо считать сильными электролитами, состоящими преимущественно из ионов.

Выше рассмотрены закономерности распределения лантаноидов в породах — гранитах, пегматитах, альбит-кварцевых жилах. Наряду с этим большой интерес представляет анализ состава лантаноидов в минералах. В настоящее время представляется возможным рассмотреть особенности состава лантаноидов в минералах пегматитов и полевошпат-кварцевых жил. Выделение в достаточном количестве для анализа состава лантаноидов редкоземельных минералов из гранитов — довольно сложная задача. Составы лантаноидов в минералах их пегматитов и альбит-кварцевых жил приведены в табл. 30. Графически состав рассматриваемых элементов иллюстрирует рис. 41. В замещенных пегматитах и альбит-кварцевых жилах присутствуют разнообразные редкоземельные минералы — абукумалит, гадолинит, торит, иттриевые титано-тантало-ниобаты и др. Биотит-олигоклазовый тип пегматитов характеризуется меньшим разнообразием редкоземельных минералов. В этих образованиях встречаются монацит, сфен, редкоземельный эпидот. Если в замещенных пегматитах и альбит-кварцевых жилах распространены различные, существенно иттриевые минералы, то в биотит-олигоклазовом типе жил иттрием несколько обогащены только сфен и редкоземельный эпидот. Наиболее широким распространением здесь пользуется существенно цериевый минерал — монацит. Преобладание монацита, а также довольно высокое содержание церия в редкоземельном эпидоте обуславливает преобладание в данном типе жил редкоземельных элементов цериевой группы (см. рис. 41). В противоположность данному типу жил в замещенных пегматитах и альбит-кварцевых жилах существенно цериевые минералы встречаются значительно реже. В пегматитах иногда встречается чевкинит, а в альбит-кварцевых жилах — бастнезит. Ввиду их ограниченной распространенности, по сравнению с существенно иттриевыми минералами, пегматиты и альбит-кварцевые жилы характеризуются преобладанием иттрия

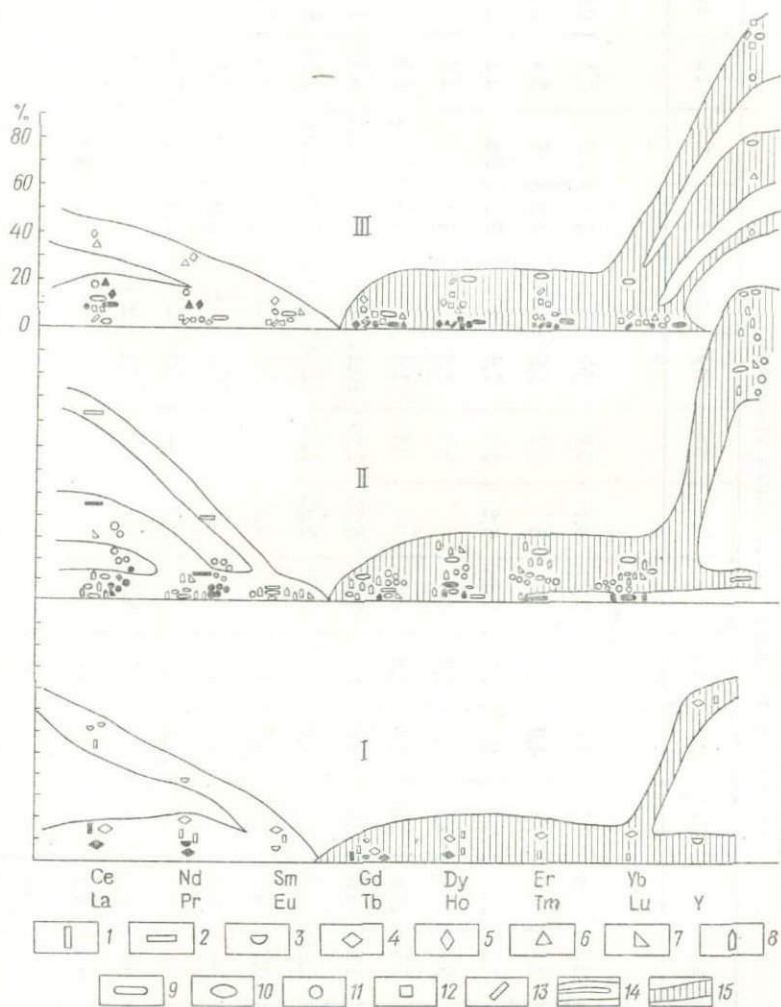


Рис. 41. Состав лантаноидов в минералах жильного комплекса

I — олигоклазовые пегматиты с биотитом; II — замещенные пегматиты; III — альбит-кварцевые жилы. 1 — редкоземельный эпитот; 2 — чевкиннит; 3 — монацит; 4 — сфен; 5 — бастнезит; 6 — редкоземельный пирохлор; 7 — торит; 8 — эвксенит; 9 — фергюсонит; 10 — гадолинит; 11 — абукумалит; 12 — иттриалит; 13 — таленит; 14 — характер распределения редких земель цериевой группы; 15 — характер распределения редких земель иттриевой группы и иттрия. Залитыми значками показано содержание нечетных лантаноидов, незалитыми — четных лантаноидов.

Состав лантаноидов в редкоземельных минералах  
жильного комплекса щелочных гранитов

№ п/п	Минералы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Ld	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Пегматиты																
1	Абукумалит	2,3	8,5	1,7	5,8	3,3	0,25	4,1	0,8	6,7	1,5	5	0,7	3,1	0,6	45,65
2	"	2,6	8	1,8	4,9	2,8	0,3	5	0,7	5,6	1,1	4,2	0,6	2,4	0,4	57
3	"	3,8	11	2,2	8	4,7	0,3	6,8	1	7,4	1,5	5,1	0,8	3,6	1	
4*	"	5,1	14,4	2,1	8,2	2,8	4,3		0,8	1,2		4,4		3,2		53,5
5	"	7,5	16,6	2,6	7,5	3,2	4,6		0,8	1,4		4,0		2,5		49,3
6	"	4,9	12,6	2,05	8,56	4,79	0,17	6,16	1,03	10,45	1,37	6,34	1,36	6,34	1,37	32,88
7	"	6,41	20,19	2,91	14,18	7,19	0,00	8,93	1,36	12,04	1,165	5,24	1,165	5,24	0,00	13,98
8	Фергюсонит	0,2	0,9	0,4	1,8	2,8		5,4		9,9	4,4	10,2	1,0	9,3	0,5	53,2
9	Эвксенит	—	5,4	—	4,6	2,50	—	3,4	—	10,5	—	9,0	—	4,60	—	60,00
10	"	—	3,7	—	2,4	2,6		2,7	—	6,9	2,1	8,4	—	6,00	—	65,5
11	"	0,1	0,9	0,3	1,3	1,9	0,3	3,7	1,0	7,3	2,1	8,1	1,9	6,00	1,2	63,9
12	"	0,6	1,5	0,4	1,5	2,0	0,3	4,8	1,0	13,0	3,1	13,0	1,8	8,3	1,5	(47)*
13	Гадолинит	1,3	4,3	1	2,5	1,1	0,2	1,7	0,3	3,4	1,1	5,2	0,7	7	1	69,2
14	"	1	3,2	1,1	2,5	1,2	0,2	2,6	0,4	3,6	1	6	1	6	0,9	69,3
15	Торит	3,8	14,5	1,9	4,9	1,7	0,2	2,0	0,7	7,0	1,8	6,8	0,8	5,3	1,1	52,5
16	Чевкиннит	21	43	5,6	18	3	0,15	2,2	0,3	1,4	0,15	0,5	0,1	0,5	0,1	5
17	Сфен	0,2	1	0,1	0,5	0,3		0,5	0,1	1	0,3	0,9	0,15	1,8	0,2	92,35
18																
Биотит-кварц-олигоклазовые жилы																
19**	Монацит	30,5	31,1	4,7	19,5	3,5	—	4,6	—	1,1	—	—	—	—	—	5,0
20	Сфен	5,3	8,8	3,7	10,5	8,4	—	3,2	1,3	7,7	2,1	7,3	—	5,8	—	35,8
21	Редкоземельный эпидот	9,25	28,5	5,55	5,35	—	—	3,35		5,7	0,2	2,50	0,2	1,85		30,20
Альбит-кварцевые жилы																
22	Таленит	?	1,5	—	1,5	1,0	—	2,7	1,3	10,6	1,5	8,5	1,4	3,3	0,5	66,5
23	Иттриалит		3,5	0,8	2,5	1,6	—	2,3	0,8	6,9	2,4	6	0,9	2,5	0,8	69
24	Абукумалит	4,5	9,7	1,4	7,6	3,8	—	4,2	0,8	5,9	1,5	3,8	0,6	1,8	0,5	57
25	Гадолинит	—	1,5	0,8	1,8	2,6	—	3,2	1,8	10,00	2,7	6	0,7	1,5	0,5	67
26	Редкоземельный пироксид	10	18,2	5,1	14,0	3,9	—	2,7	0,9	4,9	1,7	2,4		2,7	—	33,5
27	Фергюсонит	5,1	6,9	—	2,2	3,5	—	3,0	1,1	11,8	2,4	12,5	2,5	10,5	1,0	37,2
28	Бастнезит	8,15	20,3	5,3	15,65	6,2		7,25	1,65	6,7	1,55	3,85	—	2,05	—	21,2

\* Анализы 4, 5, 9 по Лунцу, 1962

\*\* 19—28 по Костину и Волженковой, 1965

(см. рис. 41). Лантаноиды иттриевой группы в этих образованиях присутствуют в сравнительно небольших количествах. Несколько повышенными содержаниями диспрозия, эрбия, иттербия характеризуются фергусонит, эвксенит. Небольшой диспрозий-эрбиевый максимум характерен для таленита. Большинство минералов, замещенных пегматитов и полевошпат-кварцевых жил характеризуются достаточно высокими содержаниями иттрия. Даже такой цериевый минерал, как бастнезит содержит свыше 20% иттрия от суммы редкоземельных элементов. В замещенных пегматитах самые высокие содержания иттрия характерны для гадолинита и эвксенита (см. рис. 41). Абукумалит, фергусонит и торит содержат несколько меньше иттрия. В альбит-кварцевых жилах сравнительно невысокими содержаниями иттрия характеризуются фергусонит и редкоземельный пироксид. Самые высокие содержания этого элемента характерны для таленита, иттриалита и гадолинита.

Рассмотренные особенности состава лантаноидов и содержаний иттрия в минералах показывают, что замещенные пегматиты и альбит-кварцевые жилы представляют наибольший интерес на диспрозий, эрбий, иттербий и в особенности на иттрий.

**Бериллий.** В породах щелочногранитного комплекса бериллий находится преимущественно в рассеянном состоянии. Собственные минералы бериллия (гадолинит, гентгельвин и даналит) образуются лишь в отдельных типах пегматитов. Однако сначала рассмотрим особенности распределения бериллия в гранитоидах, в направлении от более ранних типов пород к более поздним. Породы щелочногранитного комплекса характеризуются повышенным содержанием бериллия по сравнению с кларком (0,0003%) для гранитов, бедных кальцием [101].

Среднеарифметическое содержание бериллия в мелкозернистых гнейсогранитах в 4 раза выше кларка для гранитов, богатых кальцием. Однако учитывая точность доверительного интервала можно ожидать, что содержания бериллия в этих породах могут снижаться до кларкового уровня, либо превышать его в 5—6 раз. Доверительный интервал среднего содержания бериллия в мелкозернистых гранито-гнейсах и гнейсо-гранитах периферической части массива составляет  $0,0008 \pm 0,00044$ .

В крупнозернистых щелочных гранитах среднее содержание бериллия несколько возрастает. Наряду с этим уменьшается оценка точности средних содержаний, что указывает на существенное уменьшение пределов колебания истинного среднего содержания рассматриваемого элемента —  $0,0010 \pm 0,00029$ .

Приведенная характеристика доверительного интервала среднего содержания позволяет считать, что в крупнозернистых щелочных гранитах концентрация бериллия в 4—6 раз выше кларка.

В лейкократовых гранитах дайковой серии среднеарифметическое содержание бериллия составляет 0,0014%. Ввиду до-

гольно равномерного распределения, среднее содержание бериллия в этих породах мало отличается от среднеарифметического —  $0,0014 \pm 0,0001$ .

Рассматриваемые породы содержат в 6—7 раз больше бериллия по сравнению с кларком.

Таким образом, содержания бериллия в мелкозернистых гранито-гнейсах и гнейсо-гранитах, крупнозернистых гранитах и лейкократовых гранитах дайковой серии выше кларковых в несколько раз, что указывает на некоторую концентрацию этих элементов в перечисленных породах щелочногранитного комплекса. Более интересными в отношении бериллия являются гибридные метасоматически измененные породы, среднеарифметическое содержание бериллия в которых достигает  $0,0053\%$ . Однако распределение бериллия в этих породах довольно неравномерное, о чем свидетельствуют высокие оценки выборочного стандартного отклонения. Математическое выражение доверительного интервала среднего содержания бериллия в метасоматически измененных породах составляет  $0,0053 \pm 0,0027$ .

Большие значения оценки доверительного интервала свидетельствуют о весьма неравномерном распределении бериллия в метасоматически измененных гибридных породах щелочногранитного комплекса. Действительно, по имеющимся данным, минимальное содержание бериллия в этих породах составляет  $0,003\%$ , а максимальное — превышает  $0,01\%$ .

Повышенные содержания лантаноидов, иттрия, бериллия и других элементов позволяют считать, что метасоматически измененные гибридные породы зон контакта щелочных гранитов с габброанортозитами и амфиболитами, требуют дальнейшего изучения.

Бериллий концентрируется не только в гранитах, но и пегматитах. При этом различные типы пегматитов характеризуются различными содержаниями редких элементов. Согласно среднеарифметическим подсчетам, концентрация бериллия в незамещенных пегматитах составляет  $0,014\%$ . Однако с учетом точности среднее содержание элементов варьирует в широких пределах:  $0,0014 \pm 0,0013$ .

В целом незамещенные пегматиты содержат мало бериллия и его распределение в них неравномерное.

Более высокие концентрации бериллия отмечаются в замещенных пегматитах. В среднем альбит-кварц-амазонитовые пегматиты содержат  $0,01\%$  бериллия. В альбит-микроклиновых пегматитах, также являющихся замещенными, концентрация бериллия падает до  $0,0006\%$ . Из всех пород щелочногранитного комплекса данный тип пегматитов является самым бедным бериллием.

В альбит-амазонитовых пегматитах основное количество бериллия концентрируется в гадолините или гентгельвине. Гадолинит характерен для пегматитов, залегающих в биотитовых гней-

сах, а гентгельвин — для пегматитов, контаминированных биотитовыми гнейсами в гранитах. В олигоклаз-микроклиновых пегматитах с мусковитом, залегающих среди слюдястых сланцев, встречается берилл. Эти факты свидетельствуют о том, что минеральные формы концентрации бериллия зависят от химизма жильных тел, в частности от их кремнеземистости, глиноземистости, железистости, наличия редких земель, марганца, серы, цинка. В альбит-амазонитовом типе пегматитов, характеризующемся низкой глиноземистостью, но сравнительно высокой концентрацией кремнезема и иттрия, бериллий входит в состав бериллий-итриевого силиката — гадолинита. В жильных образованиях с проявленной сульфидной минерализацией встречается гентгельвин, а в богатых железом бериллий связывается в железистом силикате — даналите. В олигоклаз-микроклиновых с мусковитом пегматитах, характеризующихся высокой глиноземистостью, бериллий концентрируется в алюмосиликате — берилле.

Рассмотренные примеры свидетельствуют о том, что бериллий концентрируется преимущественно в зоне экзоконтакта щелочных гранитов. Значительная удаленность бериллия от материнской интрузии объясняется, по-видимому, образованием прочных, легко подвижных фтористых соединений, что все в большей мере подтверждается экспериментальными данными.

Ряд минералов пегматитов содержит бериллий в виде изоморфной примеси. Любопытно, что бериллий не обнаружен в амазоните и альбите из пегматитов, залегающих в биотитовых гнейсах, хотя общее содержание его достигает 0,01%. Формирование в этих пегматитах гадолинита, по-видимому, препятствовало вхождению бериллия в кристаллические решетки алюмосиликатов — амазонита и альбита.

**Литий.** В породах щелочногранитного комплекса литий является мало распространенным элементом. В гранитах, бедных кальцием, кларк лития равен 0,004% [101]. Нами проведено изучение распределения лития в шести типах пород, относящихся к щелочногранитному комплексу. Согласно среднеарифметическим данным, содержание лития в породах щелочногранитного комплекса находится на уровне кларка или ниже. В мелкозернистых гнейсо-гранитах, лейкократовых гранитах и замещенных пегматитах, среднеарифметическое содержание лития ниже кларка. В крупнозернистых щелочных гранитах, в замещенных пегматитах оно повышается до уровня кларка. Если же анализировать содержание лития в этих породах с учетом точности доверительного интервала, следует ожидать, что в крупнозернистых гранитах и замещенных пегматитах могут встретиться как пониженные, так и повышенные по сравнению с кларком количества лития. В крупнозернистых гранитах доверительный интервал среднего содержания лития  $0,005 \pm 0,0018$ .

В замещенных пегматитах доверительный интервал среднего

содержания лития также колеблется в широких пределах —  $0,004 \pm 0,0033$ .

Несмотря на вероятность обнаружения в крупнозернистых гранитах и замещенных пегматитах немного повышенных концентраций лития, практического интереса на рассматриваемый элемент они не представляют.

Самые высокие колебания доверительного интервала среднего содержания лития отмечаются в метасоматически измененных породах:  $0,015 \pm 0,026$ .

Жильный комплекс щелочных гранитов, представленный незамещенными и замещенными пегматитами, также содержит мало лития. В незамещенных пегматитах доверительный интервал среднего содержания этого элемента составляет  $0,0017 \pm 0,003$ .

С учетом точности доверительного интервала среднее содержание лития в замещенных пегматитах колеблется в пределах  $0,004 \pm 0,0033$ .

В породах щелочногранитного комплекса литий концентрируется, по-видимому, в арфведсоните, биотите и микроклине.

Подводя итоги рассмотрению закономерностей распределения лития в различных типах пород щелочногранитного комплекса, следует отметить, что все породы характеризуются сравнительно низкими содержаниями лития и только в метасоматически измененных образованиях несколько повышается его содержание.

**Рубидий.** Предварительные результаты изучения показали, что щелочные граниты и связанные с ними пегматиты характеризуются сравнительно низкими содержаниями рубидия.

В мелкозернистых гнейсо-гранитах периферических частей массива среднее содержание рубидия составляет  $0,028\%$ , что немного выше кларка ( $0,017\%$ ) для гранитов. Распределение рубидия в этих породах довольно неравномерное, поскольку величина выборочного стандартного отклонения составляет  $0,013\%$ . Точность доверительного интервала несколько ниже. Доверительный интервал среднего содержания рубидия составляет  $0,028 \pm 0,0089$ .

В породах, слагающих периферические части массивов щелочных гранитов, рубидий концентрируется преимущественно в микроклине и биотите.

Крупнозернистые щелочные граниты в среднем содержат  $0,023\%$  рубидия, что на  $0,006\%$  превышает кларк для гранитов. Ввиду весьма неравномерного распределения точность доверительного интервала достигает  $0,019\%$ . Поэтому доверительный интервал среднего содержания рубидия в крупнозернистых щелочных гранитах находится в пределах  $0,023 \pm 0,019$ .

Приведенная характеристика истинного содержания позволяет предполагать, что среди крупнозернистых щелочных грани-

Уровни концентраций редких элементов в различных типах пород  
щелочногранитного комплекса (в %)

Породы	Лантаноиды+ иттрий	Цирконий	Ниобий	Тантал	Бериллий	Литий	Рубидий
Мелкозерни- стые гранито- гнейсы и гнейсо- граниты	$0,021 \pm 0,008$	$0,0089 \pm 0,0072$	$0,0012 \pm 0,00069$	$0,0051 \pm 0,00038$	$0,0008 \pm 0,0044$	$0,018 \pm 0,00067$	$0,28 \pm 0,0089$
Крупнозерни- стые граниты	$0,025 \pm 0,0012$	$0,1046 \pm 0,0089$	$0,0018 \pm 0,00099$	$0,00027 \pm 0,00024$	$0,0010 \pm 0,0002$	$0,005 \pm 0,0018$	$0,023 \pm 0,019$
Лейкократо- вые граниты	$0,044 \pm 0,018$	0,0037	$0,0119 \pm 0,022$	0,0016	$0,0014 \pm 0,00011$	$0,0026 \pm 0,0027$	$0,030 \pm 0,053$
Метасомати- чески изменен- ные гибридные породы	$0,20 \pm 0,19$	$0,177 \pm 0,16$	$0,0210 \pm 0,0157$	$0,0020 \pm 0,018$	$0,0053 \pm 0,0027$	$0,015 \pm 0,0018$	$0,073 \pm 0,02$
Незамещенные пегматиты	0,011	0,0037	$0,0175 \pm 0,0024$	$0,00041 \pm 0,00099$	$0,0014 \pm 0,00098$	$0,0017 \pm 0,0037$	$0,022 \pm 0,025$
Замещенные пегматиты	$0,15 \pm 0,16$	$0,1030 \pm 0,0089$	$0,0570 \pm 0,025$	$0,0028 \pm 0,00173$	0,0006	$0,004 \pm 0,0033$	$0,02 \pm 0,0138$

тов встречаются бедные и несколько обогащенные рубидием породы.

В лейкократовых гранитах жильной серии содержание рубидия немного повышается по сравнению с крупнозернистыми гранитами и в среднем составляет 0,030%. Однако, распределение его в этом типе пород весьма неравномерное. Точность доверительного интервала составляет 0,053%. Следовательно, нижней границей содержания рубидия в рассматриваемых породах является предел чувствительности определений рассматриваемого элемента. Доверительный интервал среднего содержания рубидия в лейкократовых гранитах жильной серии составляет  $0,030 \pm 0,053$ .

Столь высокие колебания рубидия, по-видимому, обусловлены неравномерным распределением в них микроклина, биотита и альбита. По всей вероятности, нижнее содержание рубидия характерно для лейкократовых гранитов, обогащенных альбитом. Здесь необходимы дальнейшие исследования.

В следующем типе метасоматически измененных гибридных пород содержание рубидия повышается в среднем до 0,073%, что выше кларка примерно в 4 раза. Из всего щелочногранитного комплекса эти породы характеризуются самыми высокими содержаниями рубидия. Основное количество рубидия, по-видимому, связано с биотитом, которым рассматриваемые породы нередко обогащены. Доверительный интервал среднего содержания рубидия в метасоматически измененных гибридных породах следующий:  $0,073 \pm 0,02$ .

Таким образом, сравнительное изучение щелочногранитного комплекса показало, что самыми перспективными в отношении рубидия являются метасоматически измененные гибридные породы.

**Цезий.** В породах щелочногранитного комплекса содержание этого элемента редко достигает 0,005%. Количественное определение цезия в мелкозернистых гнейсо-гранитах показало, что в них содержание рассматриваемого элемента находится в пределах 0,003—0,005%. По предварительным данным крупнозернистые граниты содержат 0,003% цезия. В альбит-микроклиновом типе пегматитов количество цезия повышается до 0,007%. Предварительное изучение распределения цезия в породах щелочногранитного комплекса показало, что они характеризуются сравнительно низкими его содержаниями. Однако не исключена вероятность того, что отдельные минералы пород щелочногранитного комплекса окажутся обогащенными цезием. Следует обратить внимание на изучение закономерностей распределения цезия в различных минералах замещенных пегматитов и метасоматически измененных гибридных пород.

Рассмотренные особенности распределения аксессуарных редких элементов в различных типах пород щелочногранитного комплекса позволяют установить уровни их концентраций (табл. 31).

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И СВЯЗАННОГО С НИМИ ЖИЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Существуют различные взгляды на происхождение щелочных гранитов. Одни исследователи относят граниты к магматическим породам, кристаллизовавшимся из расплава, а другие считают, что они образовались путем гранитизации осадочных или осадочно-метаморфических пород восходящими из глубин растворами. При этом магматическое происхождение щелочных гранитов подтверждается следующими фактами:

- 1) межформационным характером массивов,
- 2) наличием ксенолитов пород кровли в гранитах,
- 3) наличием секущих апофиз щелочных гранитов во вмещающих породах,
- 4) секущим положением директивных структур внутренних частей гранитных массивов по отношению к гнейсовидности вмещающих пород.
- 5) залеганием щелочных гранитов в основных породах.

Наиболее вескими геологическими фактами, подтверждающими вторую точку зрения, считаются следующие:

совпадение директивных структур во вмещающих породах и краевых частях массива гранитов;

наличие в ряде случаев постепенных переходов по составу и структурным особенностям между вмещающими породами, представленными биотитовыми гнейсами, и щелочными гранитами. Как правило, зоны перехода между типичными гранитами и гнейсами сложены метасоматитами и инъекционными гнейсами.

А. А. Чумаков [84] пришел к выводу о гетерогенном петрогенезисе щелочногранитного комплекса «за счет сиалической магмы, кристаллизовавшейся как на месте возникновения, так и мигрировавшей за пределы очага». По его мнению, отсутствие интрузивных контактов между крупно- и среднезернистыми гранитами внутренних зон массива с их мелкозернистыми раз-

ностями периферии, а последних с вмещающими гнейсами свидетельствует о постепенном затухании анатектических процессов, обусловивших зарождение гранитов на месте. К таким автохтонным гранитам он относит краевые мелкозернистые разновидности. Другая крупнозернистая разновидность, слагающая центральные части массивов, согласно А. А. Чумакову, образовалась интрузивным путем.

При изучении разновидностей щелочных гранитоидов, а также различных типов пегматитов и пневматолито-гидротермальных жил на экспериментальную диаграмму гранитной системы, предложенной Люсом, Джонсом и Татлом [98], был нанесен состав сиалической части щелочных гранитов (табл. 32). Анализ

Таблица 32

**Нормативный минеральный состав лейкократовой части щелочных гранитоидов и пегматитов в пересчете на 100 %**

Породы	№ анализа	Нормативный состав, %			№ плагиоклаза
		кварц	микроклин	плагиоклаз	
Мелкозернистые гнейсограниты периферической части массива	1	32	31	37	24
	2	40,4	22	37,6	16
	3	35	26,4	31,70	25
	4	42,5	25,8	50,00	33
	5	39,00	30,00	30,00	30
	6	27,5	22,5	41,00	14
	7	26,0	44,00	30,00	12
	8	28,4	30,06	23	10
Крупнозернистые граниты центральной части массива	9	35,00	40,00	30,00	8
	10	42	35	23	18
	11	37	34,4	29,00	17
	12	46,6	32,10	20,80	5
	13	39	31	30	14
	14	35	27	38	1,3
Лейкократовые граниты дайковой серии	15	34	37	29	0
	16	45	25	30	13
	17	39	43	18	0
Пегматиты	18	39	25	36	8
	19	39,8	32,2	28,00	10
	20	52	23	25	6
	21	47	28	25	4
Альбит-кварцевые жилы [37]	22	72	4,95	23,3	1,5

диаграммы (рис. 42) показывает, что фигуративные точки составов щелочных гранитоидов группируются преимущественно в центральной ее части, в пределах поля эвтектической кристаллизации. Меньше фигуративных точек расположено по обе стороны от этого поля.

Мелкозернистые граниты периферической части массива (анализы 1—8) характеризуются довольно большим разбросом

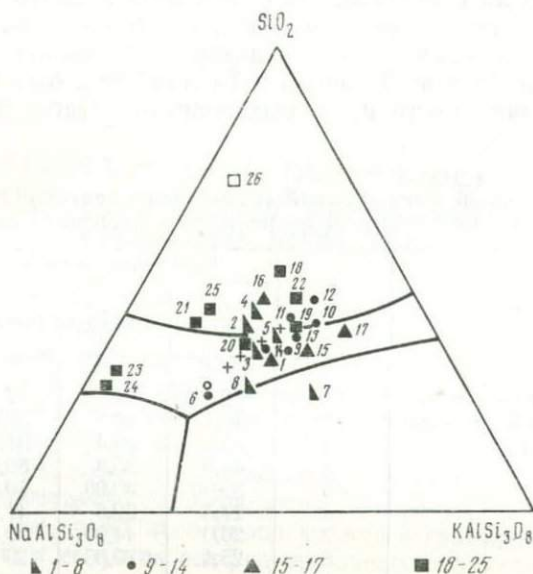


Рис. 42. Положение фигуративных точек химического состава пород щелочногранитного комплекса по диаграмме  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—KAlSi}_3\text{O}_8$

1—8 — мелкозернистые гнейсо-граниты; 9—14 — крупнозернистые граниты; 15—17 — лейкократовые биотит-микроклиновые граниты; 18—25 — пегматиты и гидротермалиты

фигуративных точек. Породы, соответствующие фигуративным точкам анализов 1, 3, 5, 6, характеризуются эвтектическими соотношениями силикатных компонентов гранитной системы. Другая часть пород (анализы 2, 4, 7, 8) отклоняется от эвтектических соотношений кварца, кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата. В одних случаях породы пересыщены кварцем, в других — содержат избыточный микроклин по сравнению с гранитной эвтектикой. Наблюдаемые отклонения от эвтектического состава, вероятно, связаны с явлениями недостаточно полного магматического замещения исходных пород в периферических частях гранитного массива.

Фигуративные точки составов крупнозернистых гранитов на диаграмме размещаются в поле анхивтектических распла-

вов, почти параллельно линии изобарических минимумов. Лишь анализ 12 расположен в пределах поля, пересыщенного кварцем. Эти данные позволяют считать, что крупнозернистые щелочные граниты кристаллизовались из типичных расплавов. Два анализа биотит-микроклиновых гранитоидов дайковой серии располагаются в поле существования насыщенного водой магматического расплава. Анализ 16 расположен в поле, пересыщенном кварцем. На поздних этапах формирования щелочные гранитоиды, по-видимому, пересыщались кремнеземом по отношению к гранитной эвтектике.

Интрузивные взаимоотношения щелочных гранитов с боковыми породами позволяют считать, что образование щелочно-гранитной магмы происходило в более низких структурных этапах земной коры по сравнению с горизонтами, к которым приурочены гранитные массивы. Возникшая в более глубоких горизонтах земной коры гранитная магма интродировала по межформационному разлому в более верхние горизонты. Приходя в соприкосновение с различными по составу породами, магма взаимодействовала с ними. Однако характер взаимодействия менялся в зависимости от состава вмещающих пород и их удаления от интрузии.

В непосредственной близости с крупнозернистыми гранитами располагаются щелочные мелкозернистые гнейсо-граниты, затем следует зона инъекционных гнейсов, которые постепенно переходят в обычные гнейсы. Последние довольно резко сменяются горизонтом кристаллических сланцев. В данном случае наблюдается следующее чередование магматических и метаморфических образований: граниты, гнейсо-граниты, мигматиты, гнейсы, кристаллические сланцы (мусковитовые, кварц-мусковитовые, иногда с гранатом, силлиманитовые, ставролитовые, кианитовые). Д. С. Коржинский [41] подобное чередование пород рассматривает как инфильтрационную метасоматическую колонку, образовавшуюся в глубинных условиях путем гранитизации восходящими растворами исходных пород, представленных глинистыми сланцами.

В возникновении подобной зональности большая роль принадлежит процессам плавления. Суть этих процессов заключается в частичном или полном переплавлении пород [102]. При этом такое переплавление может быть вызвано погружением пород в области высоких давлений и температур.

Проведенный анализ взаимоотношений мелкозернистых гнейсо-гранитов и гнейсов, метасоматитов, окружающих щелочные граниты, показал, что в их образовании основную роль играли явления селективного плавления гнейсов. Наблюдается постепенное затухание явлений плавления по направлению к периферическим частям массивов, где гнейсы субстрата частично переплавлялись, замещаясь эвтектической магмой, в которой оставались во взвешенном состоянии не замещенные реликты

гнейсов, представленные более тугоплавкими минералами. Таким способом образовались мигматиты и мигматизированные биотитовые гнейсы.

Наряду с гранитами сопоставлялся состав пегматитов и гидротермалитов с данными экспериментального изучения гранитных систем [98]. Особенности состава пегматитов на диаграмме (см. рис. 42) иллюстрирует положение фигуративных точек 18—21 (см. табл. 32). В поле близэвтектоидной кристаллизации располагаются фигуративные точки состава амазонитового и микроклинового типов пегматитов, в которых слабо выражены явления замещения. За пределы поля существования гранитного расплава, насыщенного водой, выходят фигуративные точки альбит-амазонитового и альбит-микроклинового типов пегматитов. Вследствие пересыщенности кремнеземом фигуративные точки этих пород располагаются над верхней котектической кривой экспериментальной системы.

По всей вероятности, в процессе дифференциации щелочно-гранитной магмы возникают пегматитовые расплавы-растворы, более богатые кремнеземом по сравнению с гранитной эвтектикой. Внедрившиеся пегматитовые расплавы-растворы в процессе формирования минеральных фаз дифференцируются вследствие выпадения на ранних этапах более высокотемпературных минералов — альбит-олигоклаза, микроклин-пертита и др. В остаточной, незакристаллизовавшейся части расплава остаются наиболее легкоплавкие компоненты системы. Это обуславливает возникновение более поздних парагенетических ассоциаций минералов стадии автометасоматического замещения. При этом каждая более поздняя ассоциация минералов может выполнять трецины в более ранней.

Проведенный анализ особенностей формирования пегматитов не позволяет считать рудоносные пневматолито-гидротермальные растворы совершенно оторванными от пегматитового процесса, как это допускает А. Я. Лунц [48], рассматривая вопросы генезиса акцессорной редкоземельной минерализации в пегматитах щелочных гранитов. Формирование рудоносных пневматолито-гидротермальных растворов, нередко замещающих ранее выделившиеся петрогенные минералы, обусловлено закономерным ходом эволюции генетически взаимосвязанных комплексов пород, в частности различных типов щелочных гранитоидов и пегматитов. Без рассмотрения истории формирования генетически взаимосвязанной серии пород нельзя решать вопросы генезиса рудоносных растворов.

В процессе последовательного формирования комплекса щелочных гранитоидов могут возникать не только пегматитовые расплавы-растворы, но и типичные пневматолито-гидротермальные и гидротермальные растворы, из которых образуются пневматолито-гидротермальные жилы. Среди изученного нами комплекса пород к таким образованиям относятся минерализован-

ные альбит-кварцевые и неминерализованные кварцевые жилы. Ранние полиминеральные дифференциаты щелочногранитной магмы, представленные гранитами, не содержат повышенных концентраций редких элементов. Начало повышения концентраций редких элементов связано с возникновением пегматитовых расплаво-растворов. Однако максимальная их концентрация наблюдается в тех случаях, когда в процессе дифференциации щелочногранитной магмы появляются пневматолито-гидротермальные растворы существенно кремнеземистого состава. Эти поздние, обогащенные редкими элементами, растворы могут формировать жилы выполнения или в благоприятных геологоструктурных условиях производить метасоматоз с образованием метасоматических редкометальных месторождений.

В районе наблюдается приуроченность различных типов пегматитов и гидротермалитов к различным вмещающим породам. Максимальное количество пегматитов располагается в мелкозернистых эгириновых гнейсо-гранитах. В биотитовых гнейсах, иногда амазонитизированных, располагаются альбит-амазонитовые пегматиты, обогащенные биотитом. К горизонтам кварц-мусковитовых сланцев приурочены мусковитсодержащие пегматиты. Наконец, в кварцитах или слюдисто-кварцевых сланцах залегает наибольшее количество кварцевых жил, встречающихся в районе. Близость состава петрогенных элементов в пегматитах и вмещающих породах свидетельствует о большой роли последних в формировании пегматитов и других жильных тел.

Поскольку расплаво-раствор или раствор заимствовали многие элементы из вмещающих пород, то эти жильные образования по составу ряда петрогенных элементов близки к вмещающим породам. Особенно они близки по содержанию щелочей и глинозема. По содержанию кремнезема пегматиты иногда также больше соответствуют вмещающим породам, чем расположенным поблизости гранитам или занимают как бы промежуточное положение между гранитами и вмещающими породами. Наряду с этим известны примеры, когда кремнезема в пегматитах больше, чем во вмещающих породах. По содержанию рассматриваемого элемента пегматиты нередко приближаются к гранитам.

Таким образом, кремнеземистость пегматитов, в отличие от содержания щелочей и глинозема, в меньшей мере зависит от состава вмещающих пород. Еще больше пегматиты отличаются от вмещающих пород по содержанию редких элементов (табл. 33).

Особенно четко это видно по соотношению ниобия, концентрация которого в пегматитах в 60 раз выше, чем во вмещающих породах. Отличаются пегматиты от вмещающих пород также по содержанию Ta, Zr, TR и Ti.

Пегматиты, в отличие от вмещающих их мелкозернистых гнейсо-гранитов, характеризуются повышенным содержанием Ta, Zr, TR и пониженным Ti (см. табл. 33). Из перечисленных

Соотношения редких элементов в породах

Породы	Nb	Ti	Zr	TR
Пегматиты	60	1	2,73	3,5
Крупнозернистые граниты	1	2,3	1,60	2
Мелкозернистые гнейсо-граниты	1	2,6	1	1

элементов в пегматитах преобладают редкие земли. В крупнозернистых гранитах редкоземельных элементов несколько меньше, чем в пегматитах, но больше, чем в мелкозернистых гнейсогранитах. В целом по содержанию редких элементов рассматриваемые пегматиты ближе стоят к крупнозернистым гранитам, чем к вмещающим их мелкозернистым гнейсогранитам.

Возникновение пегматитов рассматриваемого района связано с процессом становления гранитов, а также метаморфизмом вмещающих пород, обусловленным влиянием первых.

По сравнению с обычной гранитной магмой пегматитовый расплав-раствор является более легкоплавким, вследствие чего он образует своеобразные очаги в кристаллизующихся гранитных телах. При вскрытии таких очагов трещинами, заключенное в них подвижное вещество может мигрировать в закристаллизовавшиеся части гранитных массивов или даже в породы кровли. Локализованный в трещинах или других структурных элементах пегматитовый расплав-раствор взаимодействует с вмещающими породами. Степень его взаимодействия с боковыми породами определяется различиями их состава, температуры, характером контакта и другими факторами. В зависимости от степени взаимодействия пегматитового расплава-раствора с вмещающими породами А. Е. Ферсман [78] выделил пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения. В изучавшемся районе развиты преимущественно пегматиты контактового скрещения.

Поздние дифференциаты щелочногранитного расплава-раствора натрий-калий-кремнеземистого состава, взаимодействуя с вмещающими породами, извлекает из них глинозем, необходимый для образования полевых шпатов. На ранних этапах формирования интрузий трещины заполнялись расплавом-раствором, бедным редкими элементами. Это приводило к возникновению микроклиновых или амазонитовых не замещенных пегматитов. В крупных трещинах происходило формирование дифференцированных редкометалльных пегматитов.

Проанализируем особенности формирования редкометалльных пегматитов, залегающих в мелкозернистых гнейсо-гранитах. Большое сходство состава пегматитового расплава-раствора и мелкозернистых гнейсо-гранитов, являющихся вмещающими породами, ограничивают степень взаимодействия внедрившегося вещества и боковой породы. Выше отмечалось, что вокруг пегматитов наблюдаются ореолы перекристаллизации, которые обогащены цирконом и другими редкометалльными минералами. Связано это с интрузивной природой пегматитов и более высокой концентрацией редких элементов в пегматитовом расплава-растворе по сравнению с вмещающими гнейсо-гранитами. Из пегматитообразующего исходного вещества, локализованного в трещинах, в окружающую породу выносятся высокотемпературные жидкие и газообразные его составные части, содержащие редкие элементы. Под их влиянием и происходит перекристаллизация вмещающих гнейсо-гранитов и обогащение редкими элементами. Вследствие выноса из приконтактных частей пегматитовой камеры редких элементов во вмещающие породы, периферические зоны пегматитов, как правило, обеднены редкими элементами. Только после раскристаллизации периферических зон пегматитовые тела относительно изолируются от влияния вмещающих пород. Благодаря возникновению внешних зон прекращается непосредственное просачивание жидких и газообразных составных частей пегматитового расплава-раствора во вмещающие породы. Дальнейшее взаимодействие пегматитового расплава-раствора с вмещающими породами происходит только посредством «поровых» растворов, существующих как в закристаллизовавшихся зонах пегматитов, так и во вмещающих породах.

Понятие о «поровых» растворах впервые было предложено Д. С. Коржинским (1940). Затем Л. Н. Овчинников [62] показал, что размеры пор составляют несколько микрометров в поперечнике. Ничтожные размеры этих пор, по-видимому, резко уменьшают возможность обмена компонентами между незакристаллизовавшимся пегматитовым расплавом-раствором и вмещающими гнейсо-гранитами, что существенно снижает миграцию легколетучих соединений редких элементов за пределы пегматитовых тел. Благодаря этому создаются благоприятные условия для повышения их концентрации в незакристаллизовавшейся внутренней части пегматитовой камеры. Периферические зоны пегматитовых тел, как правило, слагаются кварцем и полевыми шпатами.

С возникновением существенно кварц-полевошпатовых периферических зон пегматитовых тел заканчивается этап магматической кристаллизации расплава-раствора, в течение которого возникает главная часть пегматитового тела. Вывод из кристаллизующейся системы значительного количества кальций-натриевых и калиевых полевых шпатов также способствует повыше-

нию концентрации редких элементов, поскольку полевые шпаты, не говоря уже о кварце, обладают ограниченной изоморфной емкостью в отношении таких редких элементов, как ниобий, тантал, бериллий, редкие земли, иттрий, цирконий, торий, уран и др. Накопление натрия, кремнезема, летучих и редкометалльных соединений в центральных частях пегматитовых тел приводит к тому, что внедрившийся пегматитовый расплав-раствор превращается в пневматолито-гидротермальный раствор, который нередко взаимодействует с минералами закристаллизовавшихся зон. Явления замещения ранее выделившихся минералов более поздними свидетельствует о начале следующего пневматолито-гидротермального этапа формирования пегматитовых тел. Особенно характерно для этого этапа развитие альбитизации микроклина, а также замещение кварцем более ранних минералов. Выпадение из пневматолито-гидротермального раствора натрия, глинозема и кремния в виде альбита, а также кристаллизация кварца поздних генераций за счет избыточного кремнезема настолько увеличивают концентрацию редких элементов, что создаются благоприятные условия для возникновения самостоятельной редкометалльной минерализации. Кроме редких элементов к концу пегматитового процесса увеличивается также концентрация других менее распространенных элементов, в частности натрия, железа, титана, фосфора, фтора, марганца и др. Сочетание редких и второстепенных элементов обуславливает появление поздних ассоциаций минералов в пегматитах. Возникают поздние альбитовые, кварц-альбитовые, альбит-кварцевые, магнетит-кварцевые комплексы, в которых встречаются редкометалльные минералы, представленные сфеном, ильменитом, цирконом и акцессорные — торитом, абукумалитом, пирохлором, фергюсонитом, гадолинитом, гентгельвином и др.

Поскольку формирование пегматитовых тел сопровождается, как правило, тектоническими подвижками, ранее закристаллизовавшиеся части пегматитовых тел подвергаются трещиноватости. Поэтому поздние ассоциации минералов нередко выполняются трещины в ранее закристаллизовавшихся зонах или минералах. Поздние дифференциаты пегматитовых камер оказываются неравновесными по отношению к ранее выкристаллизовавшимся минералам, которые они замещают. Развивается так называемый реакционный аутометасоматоз, когда образующийся минерал содержит инертные компоненты исходного минерала или породы. В рассматриваемых пегматитах широко распространены явления альбитизации микроклина под влиянием существенно натриевых пневматолито-гидротермальных растворов. В процессе такого реакционного замещения калий замещается натрием, в то время как глинозем и кремнезем — инертные компоненты замещаемого минерала — унаследуются замещающим альбитом. Более поздние, существенно редкометалльные растворы нередко реагируют с ранее выделившимися минера-

лами, в частности альбитом, кварцем, производя их частичное растворение. Это приводит к возникновению так называемых «метасоматических» кристаллов редкометалльных минералов.

Детальный анализ особенностей формирования пегматитов не позволяет нам согласиться с наложенной природой редкометалльной минерализации в пегматитах [50, 59]. Приуроченность редкометалльных минералов к трещинам в пегматитовых телах, замещение ими ранее выделившихся пороодообразующих минералов не доказывает наложенной природы редкометалльной минерализации. Эти явления связаны с более поздним формированием редкометалльной минерализации, когда в пегматитовых телах происходит широкое развитие реакционно-автометасоматических процессов. Поэтому в районах развития пегматитовых полей поиски существенных концентраций редкометалльной минерализации вне связи с пегматитами или полевошпатово-кварцевыми жилами являются бесперспективными. В таких районах основное внимание поисковиков и разведчиков должно быть сосредоточено на изучении пегматитовых, полевошпатово-кварцевых и кварцевых жил, на выявлении их геохимической зональности, на анализе внутреннего строения и закономерностей распределения элементов в жильных телах.

Рассмотренный пневматолито-гидротермальный этап формирования пегматитов сменяется типичным гидротермальным, когда в пустотах формируются кристаллы мориона, а по трещинам отлагаются различные сульфиды. Однако гидротермальный этап в пегматитах щелочных гранитов имеет сравнительно ограниченное распространение.

Заключительным этапом формирования пегматитов является гипергенный этап, имеющий еще более ограниченное распространение, чем предыдущий. В течение этого этапа по некоторым минералам развиваются гипергенные карбонаты — англезит, церуссит, кальцит. По эвксениту, ильмено-рутилу, сфену развивается лейкоксен, по абукумалиту — бастнезит. Гадолинит замещается окислами железа, титана и редких земель.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что пегматитоносный комплекс щелочных гранитоидов объединяет следующие типы пород: мелкозернистые гнейсо-граниты, крупнозернистые граниты, лейкократовые жильные биотит-микроклиновые граниты, различные типы пегматитов и пневматолито-гидротермальных жил. Выявленные сходство и различия между породами щелочногранитного комплекса, эволюционная направленность изменения химического состава пород, близэвтектоидные соотношения главных породообразующих минералов свидетельствуют о магматической природе рассматриваемых пород. Возникновение замещающих комплексов и зон связано с явлениями аутометасоматоза, сопровождающего магматическую дифференциацию гранитных и пегматитовых расплавов-растворов. В зонах контакта апикальных частей апофиз щелочных гранитов с габбро-анортозитами формируются метасоматически измененные редкометалльно-минерализованные сиенитоподобные породы. Для пород щелочногранитного комплекса наиболее характерны редкие элементы — лантаноиды, иттрий, ниобий, цирконий и акцессорные — торий, иногда бериллий. Все они, за исключением бериллия, относятся к группе тяжелых элементов, имеющих по два электрона на внешних оболочках атомов. В породах щелочногранитного комплекса наблюдается прямая корреляционная связь перечисленных тяжелых редких элементов с кальцием, магнием, железом, титаном, марганцем, характеризующихся одинаковым строением внешних электронных оболочек, которые обуславливают химические и геохимические особенности элементов.

Современными методами химических анализов перечисленные редкие элементы фиксируются практически во всех фазах гранитоидов, а также типах пегматитов. Однако повышенные концентрации редких элементов локализуются преимущественно в замещенных пегматитах, пневматолито-гидротермальных жилах и контактово-метасоматических образованиях, характеризующихся повышенным содержанием второстепенных элементов с двумя электронами на внешней оболочке их атомов.

Пегматиты щелочных гранитов содержат большое разнообразие минералов, что позволяет рассматривать их как возможный источник комплексного минерального сырья — амазонита, микроклина и кварца. При этом в альбит-микроклиновом типе пегматитов присутствуют акцессорные циркон, фергюсонит, абукумалит, эвксенит, чевкинит, иттротитанит, торит и др. В альбит-амазонитовых пегматитах главным редкометальным минералом является гадолинит при наличии циркона, фергюсонита и др. Для альбит-кварцевых жил характерны разновидности акцессорного торита, таленит и другие силикаты иттрия, иттриевые титано-тантало-ниобаты.

Различные типы жильных образований расположены зонально по отношению к материнским гранитам, что следует учитывать при их поисках. Ввиду повышенных содержаний в редкометальных рудах магнетита и присутствия радиоактивных минералов представляется возможным при поисках использовать гаммометрию и магнитометрию.

При изучении щелочногранитного комплекса следует особое внимание обратить на поиски редкометально-минерализованных гибридных сиенитоподобных пород, образующихся в зонах контакта апикальных частей апофиз щелочных гранитов с габбро-анортозитами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров В. Б., Пятенко Ю. А. Рентгенографическое исследование некоторых метамиктных титано-ниобатов.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 124, № 1, с. 179—182.
2. Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометаллической минералогической специализации. М., «Недра», 1967, 199 с. с ил.
3. Батиева И. Д. Новые данные о вещественном составе щелочных гранитов Кольского полуострова.— В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1966, с. 65—78.
4. Батиева И. Д. Щелочные граниты Канозера—Колвицкое озеро.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 146—179.
5. Батиева И. Д., Бергман И. А. О количественном минеральном составе щелочных гранитов Западных Кейв.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты, 1962, с. 143—148.
6. Бельков И. В., Батиева И. Д. Главные черты акцессорной минерализации гранитоидов центральной части Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1965, с. 63—80.
7. Бельков И. В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитов Кольского полуострова.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 2. М.—Л., 1958, с. 126—139.
8. Бельков И. В., Волкова М. И. Чевкинит из пегматитовых жил района Западных Кейв на Кольском полуострове.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. М.—Л., 1958, с. 140—145.
9. Бельков И. В. Титанит из щелочных гранитов района Канозера.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 2. М.—Л., 1960, с. 255—2587.
10. Бельков И. В. Акцессорная минерализация щелочных гранитов Западных Кейв.— В кн.: Материалы по геологии Кольского п-ова. М.—Л., 1962, с. 5—19.
11. Беус А. А., Соболев Б. П. О галогенном переносе элементов в эдигенных процессах.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 67—75.
12. Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., 1962, 196 с. с ил.; 7 л.
13. Белолицкий А. П., Денисов А. П., Кульчицкая Е. А. Находка даналита на Кольском п-ове.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. М.—Л., 1965, с. 190—194.
14. Бейтс Р. Д. Геология неметаллических полезных ископаемых. М., «Мир», 1965, 545 с.

15. Боровников П. П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений.— В кн.: Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Л., 1961, с. 5—44.

16. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964, 224 с. с черт.; 2 л. черт.

17. Васильев В. А. О гентгелвине.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1961, серия 2, ч. 90, вып. 5, с. 571—578.

18. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

19. Висьневский Я. С. Универсальные таблицы для пересчета минералогического состава горных пород на химический состав и химического состава на минералогический. Ташкент, «Наука», 1965, 198 с.

20. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозёрский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959, 623 с.

21. Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 30—55.

22. Власов К. А. Генезис редкометалльных гранитов пегматитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 5, с. 54—71.

23. Волженкова А. Я., Баталиева Н. Г. и др. Таленит северо-западной части СССР.— «Тр. минерал. музея им. А. Е. Ферсмана», 1968, вып. 18, с. 176—182.

24. Гинзбург А. И., Горжевская С. А. и др. О химическом составе кубических титано-тантало-ниобатов.— «Геохимия», 1958, № 5, с. 486—500 с табл.

25. Гинзбург И. В. К вопросу о петрохимии щелочных гранитов.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М., 1958, с. 260—307.

26. Гинзбург И. В. Геологическое положение и внутренняя тектоника щелочных гранитов на Кольском полуострове.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М., 1958, с. 213—224.

27. Елисеев Н. А. Щелочные граниты массива Гремяха — Вырмес.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М., 1958, с. 197—207.

28. Елисеев Н. А. Щелочные граниты массива Чагвеуайв.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М., 1958, с. 208—210.

29. Еськова Е. М. Гентгелвин из щелочных пегматитов.— «Докл. АН СССР», М., 1957, т. 116, № 3, с. 481—483.

30. Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1947, серия 2, ч. 76, вып. 1, с. 37—50.

31. Иванов А. М. Щелочные граниты Западных Кейв.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 19—65.

32. Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакурты и Приладожья. М., Изд-во АН СССР, 1961, 120 с.

33. Калита А. П. Пегматиты щелочных гранитов. «Тр. ИМГРЭ», 1963, вып. 16, с. 107—125.

34. Калита А. П. Особенности минерализации гранитных пегматитов редкоземельного ряда восточной части Балтийского щита.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., 1965, с. 266—304.

35. Костерин А. В., Зуев В. Н. Гидротермальный хуттонит.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1962, серия 2, ч. 91, вып. 1, с. 99—102.

36. Кроль О. Ф. О марганецсодержащем торите.— «Тр. Казахского НИИ минерального сырья», 1960, вып. 3, с. 162—167.

37. Костин Н. Е., Волженкова А. Я. О влиянии вмещающих пород на состав редкоземельной минерализации.— «Геология рудных м-ний», 1965, т. 7, № 1, с. 95—98.

38. Кудрина М. А., Кудрин В. С. Гадолинит щелочных пегматитов Сибири.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 9, 1961, с. 120—126.

39. Кузьменко М. В. Танталосные пегматиты и их роль в сырьевой базе тантала.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., 1965, с. 178—193.
40. Комков А. И. О минералах серий эвксенита — поликреза и приорит-бломстрандина.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 3, с. 641—644.
41. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 56—69.
42. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953, с. 332—452.
43. Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. Л., Изд-во АН СССР, 1932, 152 с. с илл.
44. Лунц А. Я. О природе гадолинита в амазонитовых пегматитовых жилах.— «Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва», 1961, серия 2, ч. 90, вып. 6, с. 704—709.
45. Лунц А. Я. Абукумалит из редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР.— «Изв. АН Латв. ССР», 1962, № 4 (177), с. 67—76.
46. Лунц А. Я., д. чл. Сальдау Э. П. Гентгельвин из пегматитов на Кольском полуострове.— «Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва», 1963, серия 2, ч. 92, вып. 1, с. 81—84.
47. Лунц А. Я. Минералогия и генезис гентгельвина из редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Европейской части СССР.— «Изв. АН Латв. ССР», 1963, № 6 (191), с. 75—84.
48. Лунц А. Я. Типы редкоземельных пегматитов щелочных гранитов и закономерности их пространственного размещения.— «Изв. АН Латв. ССР», 1963, № 12 (197), с. 61—69.
49. Лунц А. Я. К минералогии блонстрандина из редкоземельных пегматитов щелочных гранитов.— «Изв. АН Латв. ССР», 1965, № 2 (211), с. 51—67.
50. Лунц А. Я. О генезисе и времени образования аксессуарной редкоземельной минерализации в пегматитах щелочных гранитов.— «Изв. АН Латв. ССР», 1966, № 5 (226), с. 69—82.
51. Лунц А. Я. К минералогии и генезису аксессуарного ортита из пегматитов щелочных гранитов Восточной части Балтийского щита.— «Изв. АН Латв. ССР», 1968, № 2 (247), с. 77—85.
52. Лунц А. Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР. М., «Недра», 1972, 176 с.
53. Мирская Д. Д. Щелочные граниты района оз. Низьявр.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 140—145.
54. Морозов А. И. Особенности размещения щелочных гранитов в пределах Кольского полуострова и история их исследования.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 7—15.
55. Морозов А. И. Щелочные граниты Среднего Пооя.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 66—85.
56. Морозов А. И., Шукевич А. М. Щелочные граниты западной части Кольского полуострова.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 190—196.
57. Морозов А. И. Сравнительная петрографическая характеристика щелочных гранитов Кольского полуострова.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 225—259.
58. Нечаева Е. А., Борнеман-Старынкевич И. Д. Бритолит в скарнах западного Забайкалья.— «Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва», 1956, вып. 4, с. 509—514.
59. Никитин В. Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях.— В кн.: Кристаллография, вып. 4 (Тр. Федоровской сессии 1953 г.), Л., 1955, с. 47—68.
60. Никитин В. Д. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах.— «Зап. Ленингр. горного ин-та», 1953, т. 29, вып. 2, с. 3—32.

61. Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Экспериментальное изучение контактных процессов.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 34—42.
62. Овчинников Л. Н., Шур А. С. Исследования инфильтрации растворов под давлением. Труды Института рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 1956, вып. 6, с. 57—72.
63. Ожогин В. А. Циркон верхнепонойских щелочных гранитов как показатель их генезиса.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 3, с. 685—688.
64. Павленко А. С., Орлова Л. П., Ахманова М. В. Церфосфорхаттонит—минерал группы монацита.— «Тр. минералогич. музея им. А. Е. Ферсмана», 1965, вып. 16, с. 166—174.
65. Пазюк Л. И. Субщелочные граниты Доломитовой вараки (к югу от Хибинского массива).— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 180—189.
66. Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 3, с. 3—21.
67. Плетнева Н. И., Елина Н. А., Денисов А. П. Акцессорный редкоземельный силикат—апатит из пегматитов.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 2. Апатиты, 1962, с. 123—132.
68. Проценко Е. Г. К характеристике иттриалита.— «Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва», 1962, серия 2, ч. 91, с. 260—270.
69. Семенов Е. И. Окислы и гидроокислы титана и ниобия в щелочном массиве.— «Тр. ИМГРЭ», 1957, вып. 1, с. 41—59.
70. Семенов Е. И. Связь состава редких земель с составом и структурой минералов.— «Геохимия», 1958, № 5, с. 452—461.
71. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах.— «Геохимия», 1958, № 4, с. 314—333.
72. Семенов Е. И. О возможном новом фторкарбонате редких земель.— «Тр. ИМГРЭ», 1958, вып. 2, с. 181—186.
73. Семенов Е. И., Хомяков А. П., Быкова А. В. Гипергенный бастнезит в коре выветривания щелочного массива.— «Тр. минерал. музея», 1961, вып. 11, с. 202—204.
74. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963, 412 с.
75. 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—696.
76. Суслова С. Н. Контактново-метасоматические изменения кристаллических сланцев под воздействием щелочных гранитов в районе Западных Кейв.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 2, М.—Л., 1960.
77. Сидоренко Г. А. Рентгенографическая идентификация метамиктных минералов.— В кн.: Рентгенография минерального сырья. М., 1963, с. 55—65.
78. Ферсман А. Е. Пегматиты. М., Изд-во АН СССР, 1940, 744 с.
79. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966, 360 с.
80. Хитаров Н. И. Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных.— «Геохимия», 1958, № 6, с. 524—534.
81. Хитаров Н. И. О соотношениях между водой и магматическим расплавом.— «Геохимия», 1960, № 7, с. 586—589.
82. Хитаров Н. И., Пугин В. А. Зависимость начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления.— «Геохимия», 1962, № 4, с. 300—303.
83. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956, 348 с.
84. Чумаков А. А. О происхождении щелочных гранитов Кейв.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 308—368.

85. Хвостова В. А. Минералогия ортита. М., Изд-во АН СССР, 1962, 119 с. с илл.
86. Хвостова В. А. О редкометальной минерализации в метаморфизованных конгломератах одного из районов Урала.— В кн.: Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов. М., 1969, с. 36—57.
87. Юдин Б. А. Щелочные граниты района оз. Пурнач.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 108—116.
88. Юдин Б. А. Дайковый комплекс щелочных гранитов района р. Цаги.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., 1958, с. 127—139.
89. Adamson O. F. The granite pegmatite of Hittero, Southwestern Norway.— «Geol. foren. i Stokholm förhandl.», 1942, Bd 64, Hft 2, N 429, S. 97—116.
90. Brogger W. C., Vogt Th., Sehetelig F. Die Mineralien der Sud-norwegischen Granitepegmatitegänge, 11.— Silikate der seltenen Erden Vi-densk. Skr. Mat.—Naturv., 1922, Kl. N 1, Oslo.
91. Degenhardt H. Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre.— «Geoch. et cosmochim. acta», 1957, 11, N 4, S. 279—309.
92. Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Dresden — Leipzig, I—IV, 1912—1931.
93. Goldschmidt V. M. Atlas der Krystallformen. Heidelberg. Text. Bd 2, 1913, 200 S., Tafeln. Bd 2—9, 1913—1923.
94. Hata Sh. Abukumalite — a new yttrium mineral.— «Sci. Papers Inst. Physic. and Chemik. Res.», 1938, vol. 34, N 822.
95. Hidden W. a. Mackintosh J. A description of several yttria and thoria minerals from Liano County, Texas. Amer. Ibid., 38, 1889.
96. Kranek E. H., Oja R. V. Experimental studies of anatexis. — «Rep. XXI Session Int. Geol. Congr.», 1960, pt XIV, Copenhagen, 1960.
97. Lima de Faria. Heat treatment of metamict enxenites, polymignites, ytrotantalites, samarskites, pyrochlores and allanites.— «Min. Mag.», 1958, vol. 31, N 242, p. 937—942.
98. Luth W. C., Jahnc R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.— «J. Geophys. Res.», 1964, vol. 69, N 4.
99. Machatschki F. Sind Abukumalit und Britholith Glieder der Apatitreihe? — «Zbl. Mineral., Geol. und Paleontol.», 1939, Abt. A., N 6.
100. Machatschki F., Hagele G. Der Britolith ist ein Cererden Silikat — Apatit. — «Zbl. Mineral., Geol. und Paleontol.», 1939, Abt. A., Nr. 6.
101. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the element in some major units of Earths crust.— «Bull. Geol. Soc. America», 1961, vol. 72, N 2, p. 175—192.
102. Winkler H. G. F., von Platen H. Experimentelle Gesteins — Metamorphose IV. Bildung anatektische Schmelzen and metamorphisierten Grauwacken.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1961, 24.
103. Winkler H. G. F., von Platen H. Experimentelle Gesteins — Metamorphose. V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1961, 24.
104. Winther Chr. 1901. Britolith, ein neues mineral.— «Z. Kristallogr.», Bd 39, S. 686.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
<b>Обзор исследований и геолого-петрографическая характеристика щелочногранитного комплекса . . . . .</b>	<b>5</b>
История исследований . . . . .	5
Геологическое положение щелочных гранитов . . . . .	7
Петрографическая характеристика щелочных гранитов . . . . .	12
<b>Характеристика пегматитов и гидротермалитов . . . . .</b>	<b>16</b>
Общая систематика жильного комплекса . . . . .	16
Минеральные типы пегматитов . . . . .	21
Гидротермалиты . . . . .	43
<b>Минералогия пегматитов и гидротермалитов . . . . .</b>	<b>45</b>
Акцессорные минералы . . . . .	45
<b>Сравнительная петрохимическая и геохимическая характеристика пород щелочногранитного комплекса . . . . .</b>	<b>87</b>
Петрохимическая характеристика пород . . . . .	87
Закономерности распределения редких элементов в породах и минералах . . . . .	99
<b>Генетические особенности щелочных гранитов и связанного с ними жильного комплекса . . . . .</b>	<b>122</b>
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>132</b>
<b>Список литературы . . . . .</b>	<b>134</b>

Академия наук СССР  
Министерство геологии СССР  
Институт минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов  
(ИМГРЭ)

Антон Петрович Калита

**Пегматиты и гидротермалиты  
щелочных гранитов  
Кольского полуострова**

Редактор издательства М. Д. Мирзоева  
Обложка художника Ю. Г. Асафова  
Технический редактор В. В. Соколова  
Корректор Л. И. Окронгло

---

Сдано в набор 18/XII 1973 г.  
Подписано в печать 19/VI 1974 г. Т-11777.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага № 1. Печ. л. 8,75.  
Уч.-изд. л. 9,13. Тираж 1000 экз.  
Заказ № 885/11596—1. Цена 91 коп.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика  
объединения «Аэрогеология».

91 коп.

1529

НЕДРА, 1974