

А.А. БЕУС, Э.А. СЕВЕРОВ, А.А. СИТНИН, К.Д. СУББОТИН

АЛЬБИТИЗИРОВАННЫЕ  
И ГРЕЙЗЕНИЗИРОВАННЫЕ  
**ГРАНИТЫ**  
< АПОГРАНИТЫ >

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
АКАДЕМИИ НАУК СССР

*В. Г. Масловский*

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

---

---

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ  
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

А. А. БЕУС, Э. А. СЕВЕРОВ, А. А. СИТНИН,  
К. Д. СУББОТИН

**АЛЬБИТИЗИРОВАННЫЕ  
И ГРЕЙЗЕНИЗИРОВАННЫЕ  
ГРАНИТЫ  
(АПОГРАНИТЫ)**

---

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
МОСКВА 1962

Видеомагнитофон

ИЗДАНИЕ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР  
доктор геолого-минералогических наук  
Д. П. Сердюченко

ИЗДАТЕЛЬСТВО

## ВВЕДЕНИЕ

В течение многих лет исследователи-петрографы, детально изучавшие минералогический состав различных гранитоидов, уделяли очень небольшое внимание составу встречающихся в них акцессорных минералов и тем более количественной характеристике их распространения. Общепринятая до недавнего времени точка зрения Н. Боуэна, рассматривавшего акцессорные минералы как продукты самых ранних стадий магматической кристаллизации интрузивных пород, несомненно явилась одной из причин пониженного интереса к изучению акцессориев. Подобный подход исключал возможность взаимосвязи между образованием в гранитах акцессорных редкометальных минералов и послемагматическими процессами, что выводило проблему редкометальной акцессорной минерализации гранитов из сферы интересов широкого круга геологов-практиков, резко ограничивало круг исследователей, занимающихся этим вопросом. В большинстве петрографических описаний гранитоидов можно найти лишь простое перечисление наиболее распространенных акцессорных минералов — магнетит, ильменит, циркон, апатит, ортит, сфен и т. д., — а нередко большинство акцессориев скрывалось за малопонятным, но, к сожалению, довольно широко распространенным термином «рудный минерал». Традиционные представления о первично-магматической природе акцессорных минералов не были поколеблены даже тогда, когда на африканском континенте в пределах давно известной провинции колумбитоносных россыпей Северной Нигерии были обнаружены граниты, наиболее характерными акцессорными минералами которых оказались колумбит и пирохлор. Несмотря на то, что в подобных гранитах широко проявлены процессы послемагматического метасоматического изменения пород, в частности альбитизация, подавляющее большинство исследователей восприняло эти граниты как уникальные магматические образования и первично-магматическое происхождение в них ниобиевых минералов не вызывало сомнений.

Детальные геолого-петрографические и геохимические исследования комплексов интрузивных пород, проводимые в последние годы во все возрастающем объеме, особенно советскими геологами, наглядно показали, что многие из этих пород являются весьма перспективными источниками ряда полезных ископаемых, главным образом редких металлов. В пределах Советского Союза уже обнаружены альбитизированные и грейзенизированные граниты с акцессорными бериллом (Беус, Ситнин, 1959), микролитом и тантал-гачеттолитом (Беус, Ситнин, 1960), детально изучаются ниобийсодержащие граниты.

Анализ фактического материала, приводимого в работах советских и зарубежных исследователей (Jacobson и др., 1945, 1951, 1958; Beer, 1952;

Williams a. o., 1956 и др.; Сердюченко, 1959; Масгутов, 1960<sub>1,2</sub>; Павленко и др., 1960), наглядно показал, что характерной особенностью гранитов с аксессуарной редкометальной минерализацией является развитие в них процессов послемагматического метасоматоза, в частности альбитизации и грейзенизации. В то же время геохимический анализ связи между концентрацией редкометальных минералов и развитием процессов послемагматического метасоматоза (Беус, 1958, 1960<sub>2</sub>, 1961) приводит к вполне определенному и четкому выводу о том, что именно альбитизированные и грейзенизированные граниты — наиболее интересные объекты с точки зрения образования в них повышенных концентраций редких элементов.

Значение альбитизированных и грейзенизированных гранитов в качестве нового типа редкометальных месторождений трудно переоценить, так как уже на современном этапе развития техники эти породы являются реальным источником промышленного получения ниобия, тантала, лития, рубидия, бериллия, редких земель, циркония, олова, вольфрама, молибдена и других редких элементов, роль которых в развитии технического прогресса быстро и неуклонно возрастает. Весьма значительные масштабы редкометальных месторождений, связанных с измененными гранитоидами, сравнительная простота их промышленной обработки позволяют надеяться, что с освоением и улучшением техники обогащения подобных руд альбитизированные и грейзенизированные граниты в самом недалеком будущем могут быть экономически выгодно использованы для извлечения целого комплекса редких элементов.

Изучение метасоматически измененных гранитоидов, несущих повышенные концентрации редких элементов, несомненно имеет и большое научное значение, способствуя выяснению вопросов эволюции состояния и химического состава высокотемпературных послемагматических растворов, а также поведения породообразующих и редких элементов в природных процессах. Вполне естественно, что без детального изучения процессов, происходящих в гранитах в стадию их высокотемпературного послемагматического изменения, вряд ли возможно понять сложные закономерности, определяющие образование и поведение рудоносных растворов, с деятельностью которых связано формирование месторождений многих полезных ископаемых.

Изучая в течение длительного времени редкометальные альбитизированные и грейзенизированные гранитоиды, авторы настоящей работы встретились с серьезными трудностями в вопросах терминологии, применяемой при описании этих, еще в значительной степени новых и слабоизученных, метасоматических пород. В самом деле, редкометальные альбитизированные и грейзенизированные граниты формально по своему химическому составу в общем близки тем или иным разновидностям обычных неизмененных кислых или щелочных гранитоидов. Как и для обычных гранитов, главными породообразующими минералами рассматриваемых пород являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и темноцветные минералы из группы слюд или амфиболов, хотя в данном случае существенным отличием от нормальных гранитов является ведущая роль альбита. Однако внешнее сходство минералогического и химического состава обычных гранитов и описываемых альбитизированных и грейзенизированных пород — лишь формальный признак, не учитывающий важнейших особенностей их формирования. Практически все породообразующие минералы альбитизированных и грейзенизированных гранитов, как будет наглядно показано ниже, образовались в различные стадии послемагматического изменения пород в результате почти полного замещения всех минералов первично-магматических гранитоидов. Метасоматическая переработка первично-магматических пород оказывается в этих случаях настолько значительной,

что последние совершенно теряют свой первоначальный облик, приобретая принципиально новые структурные и текстурные особенности. Лишь тщательными геологическими и петрографическими исследованиями в них удастся установить реликтовые участки неизменных пород или отдельных минералов. Таким образом, при изучении редкометалльных альбитизированных и грейзенизированных гранитов мы встречаемся с метасоматическими образованиями, уже потерявшими облик первично-магматических материнских пород.

До настоящего времени при полевых исследованиях рассматриваемые породы, как правило, описываются геологами как лейкократовые граниты, аляскиты, аплиты или гранит-аплиты. При наличии порфировидных выделений кварца порода обычно определяется как гранит-порфир. Все это вносит путаницу в установившуюся классификацию горных пород и затушевывает существенные отличия описываемых метасоматических пород от нормальных интрузивных гранитов, гранит-аплитов, аплитов и гранит-порфиров. Вполне естественно, что породы, столь различные по условиям своего формирования, не могут быть объединены в единым термином, подобно тому, как не могут быть объединены граниты и аркозовые песчаники, обладающие сходным химическим и минералогическим составом. На основании этого применение к изученным и описываемым альбитизированным и грейзенизированным породам общепринятого термина «гранит» авторы считают принципиально неправильным. В данном случае не улучшает положения даже добавление к термину «гранит» таких определяющих понятий, как «альбитизированный» или «грейзенизированный».

Дело в том, что альбитизация, в частности, является одним из наиболее широко распространенных метасоматических процессов, проявление которого в большей или меньшей степени можно наблюдать почти в любом гранитном массиве. В большинстве случаев процесс альбитизации, однако, существенно не изменяет общего облика и структуры гранитов, хотя он отчетливо диагностируется по замещению микроклина или более основного плагиоклаза альбитом. Именно к подобным частично альбитизированным породам вполне целесообразно и оправданно применять термин «альбитизированный гранит». В то же время метасоматически измененные гранитоидные породы, описание которых посвящена настоящая работа, достаточно резко отличаются от подобных частично альбитизированных гранитов, через которые часто осуществляется переход от нормальных гранитов к их полностью измененным метасоматическим разностям. Следовательно, применение обычного термина «гранит» (даже с приставкой «альбитизированный» или «грейзенизированный») для характеризуемых четко обособленных типов метасоматических пород не дает правильного представления, о каких именно породах идет речь, и может привести лишь к словесной путанице.

Наиболее удачное название для описываемой группы метасоматических пород, образовавшихся в результате глубокого послемагматического изменения гранитоидов, — термин «апогранит», подчеркивающий, с одной стороны, связь альбитизированных и грейзенизированных пород с обычными гранитами, в результате изменения которых они образовались, и, с другой стороны, соответствующий терминам, широко применяемым для характеристики различных метасоматических образований (по-гречески приставка «апо» означает «происхождение от...»).

Таким образом термином «апогранит» авторы предлагают называть группу метасоматических пород, образовавшихся в результате интенсивной метасоматической переработки гранитоидов высокотемпературными послемагматическими растворами, обусловившими глубокое

изменение минералогического состава и первоначальной структуры первичной породы.

В настоящей работе, составленной коллективом сотрудников лаборатории геохимии метасоматических процессов, связанных с гранитоидами, Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов под руководством доктора геолого-минералогических наук А. А. Беуса, обобщены результаты их многолетних исследований распространения редких элементов в метасоматически измененных гранитах, а также подвергнуто анализу большое количество опубликованных в отечественной и зарубежной литературе данных, имеющих отношение к рассматриваемым вопросам. Как первая попытка геолого-петрографического и геохимического описания новых типов редкометалльных пород работа не лишена ряда недостатков. Многие аспекты рассматриваемых вопросов потребуют еще новых исследований, доработки, дополнительной аргументации и т. д. Авторы с благодарностью примут критические замечания и пожелания, которые, несомненно, появятся после выхода этой книги, и используют их в своей дальнейшей работе.

Приступая к созданию настоящей работы, авторы видели свою цель не только в том, чтобы дать возможно более полное описание нового типа редкометалльных метасоматических образований, но и в том, чтобы привлечь к изучению послемагматических процессов в гранитоидах и связанной с ними редкометалльной минерализации широкие круги геологов, что, в свою очередь, привело бы к открытию новых редкометалльных месторождений. Авторы будут считать свой долг выполненным, если настоящая работа поможет осуществлению этой большой и важной задачи.

В заключение авторы считают необходимым выразить свою глубокую благодарность всем химикам-аналитикам института, без большой помощи которых не смогла бы быть выполнена эта работа, а также Н. Е. Залашковой и Л. И. Агаповой, ценные материалы исследований которых использованы в монографии, и Д. Н. Устинову, положившему много труда для оформления графических приложений и иллюстраций.

Коллектив авторов выражает также глубокую благодарность геологам-разведчикам Забайкалья и Казахстана: |В. А. Орлову|, А. С. Бабкину, В. В. Сункинзяну, А. В. Фомивко, В. Н. Фадееву, Е. С. Пинчуку, В. А. Белову, Л. Ф. Думлеру, А. Т. Ситько, О. В. Иванову, С. Б. Минбаеву, Р. Н. Торчинюку, Н. А. Беляевой и другим товарищам оказывавшим всемерное содействие в процессе полевых исследований.

## Глава I

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ И ГРЕЙЗЕНИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ

Изучение метасоматически измененных гранитоидов, начавшееся сравнительно недавно, исторически сложилось так, что первоочередной задачей являлось выяснение петрографических, минералогических и геохимических особенностей этих интересных образований. Вопросам геологического и структурного положения тел метасоматически измененных гранитоидов, особенно в региональном масштабе, уделялось несравненно меньшее внимание. Материалы, характеризующие геологическое положение альбитизированных и грейзенизированных гранитов, в настоящее время еще недостаточно полные и в процессе дальнейших исследований должны быть уточнены и дополнены. Имеющиеся фактические данные позволяют лишь в первом приближении наметить некоторые структурно-геологические закономерности пространственного размещения редкометалльных альбитизированных и грейзенизированных гранитов в пределах платформенных и складчатых областей и показать роль складчатых и разрывных деформаций в локализации явлений послемагматического метасоматоза и формировании измененных разновидностей гранитов в определенных частях гранитных интрузивных комплексов и отдельных массивов.

Метасоматически измененные граниты, несущие редкометалльную минерализацию, в настоящее время уже известны во многих районах Советского Союза: на Урале, в Казахстане, Восточной Сибири, а также за рубежом, в частности на юге Китайской Народной Республики, в США, в Северной Нигерии и т. д. Имеющиеся данные показывают, что тела гранитоидов, характеризующиеся интенсивным развитием явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза, приурочены к петрографическим провинциям, отличающимся широким развитием неглубоко эродированных интрузивных массивов кислых гранитоидов средне- и верхнепалеозойского, а также мезозойского возраста. Возможно, что редкометалльные альбитизированные и грейзенизированные разновидности гранитов будут обнаружены в пределах как еще более молодых, так и особенно более древних (в частности, в нижнепалеозойских и докембрийских) гранитных комплексов, однако в настоящее время данные об этом отсутствуют.

На примерах ряда районов Казахстана и Восточной Сибири можно судить о том, что массивы гранитоидов герцинского возраста, подвергшиеся в дальнейшем интенсивной метасоматической переработке, локализуются преимущественно в ядрах антиклинорий каледонских и герцинских структур. Обычно это области сопряжений каледонских и

герцинских складчатых структур, часто сопровождающиеся развитием региональных глубинных разломов. Последние, в свою очередь, контролируют размещение кислых интрузивных комплексов, в определенных частях которых и получают интенсивное развитие процессы высокотемпературного послемагматического метасоматоза.

В каледонских структурах редкометалльные метасоматически измененные гранитоиды залегают главным образом в краевых частях докембрийских и кембрийских образований срединных массивов (Казахстан) и ядрах крупных антиклинориев (Казахстан, Тува). В герцинских сооружениях тела редкометалльных альбитизированных гранитов известны в трех структурных ярусах: нижнем ( $C_3 - O$ ), среднем ( $S - D_{1-2}$ ) и верхнем ( $C_2 - P$ ). В ряде случаев, однако, тела метасоматически измененных гранитоидов залегают в синклиниях, сложенных породами среднего и верхнего структурных ярусов (Казахстан). Подобные гранитоиды часто не вскрыты эрозией, не имеют выхода на современную поверхность и устанавливаются лишь по данным буровых скважин. Известны случаи, когда куполовидные выступы альбитизированных и грейзенизированных гранитов вскрывались буровыми скважинами на глубинах 100—500 м при разведке высокотемпературных жильных месторождений.

Породы кровли подобных массивов, как правило, разбиты сложной системой разрывных нарушений разной величины, контролирующей размещение высокотемпературных жильных образований, рудных тел штокверкового типа или различных по своему характеру зон метасоматически измененных пород.

Среди областей развития мезозойской складчатости редкометалльные альбитизированные и грейзенизированные граниты наиболее распространены в пределах Тихоокеанского складчатого пояса, протягивающегося вдоль побережья Тихого океана от южных границ КНР к советскому Приморью и заходящего более узкой зоной далеко на запад, до Забайкалья включительно.

В пределах Восточной Сибири зона мезозойской складчатости оказывается как бы зажатой между докембрийскими отложениями ядер антиклинориев, расположенных к югу от Амура, и древним Алданским кристаллическим щитом. (Строго говоря, положение зоны мезозойской складчатости более сложное, так как между древними структурами она заключена вместе с рифейской, а также с герцинской зонами складчатости).

В мезозойской зоне складчатости широко распространены продольные (а в районе блоковых поднятий и поперечные) разломы, с которыми, согласно Н. С. Шатскому (1957), «связано формирование мезозойских эффузивов и внедрение мезозойских рудоносных интрузий». Характерно, что большинство комплексов гранитных интрузий этого возраста локализуется в осевой части антиклинориев, сложенных палеозойскими образованиями, а также среди более молодых отложений триаса и юры.

Отдельные комплексы гранитоидов с редкометалльной минерализацией в альбитизированных и грейзенизированных разностях известны, однако, и за пределами зоны мезозойской складчатости. Эти комплексы залегают в соседних крупных антиклинориях, ядра которых сложены обычно каледонскими гранодиоритами и гранитами, прорывающими нижний структурный ярус рифейской складчатости. Имеются основания предпологать, что и в этом случае мезозойские интрузии гранитоидов развивались вдоль глубинных разломов, маркирующих зоны сопряжения древних структур с более молодыми, в частности мезозойскими структурами.

Интересно отметить, что общая геологическая позиция яньшаньских мезозойских интрузивных комплексов гранитоидов, расположенных на

юге КНР в пределах Тихоокеанского пояса и также характеризующихся широким развитием альбитизированных и грейзенизированных гранитов, во многом аналогична общему структурно-геологическому положению гранитоидов зоны мезозойской складчатости Восточной Сибири. В частности, яньшаньские лейкократовые и аляскитовые граниты, в которых процессы послемагматического метасоматоза проявились наиболее интенсивно, приурочены к подвижной зоне Нанлина, обрамляемой на севере структурами каледонской платформы Цзяннани, а на юге древним кристаллическим щитом Катазии. Как Забайкальская, так и Нанлинская мезозойские зоны, характеризующиеся развитием редкометалльных гранитоидов, имеют субширотное простираение.

Тела альбитизированных и грейзенизированных гранитов залегают в различных по литологическому составу и происхождению вмещающих породах (граниты, эффузивы, песчаники, сланцы, известняки, кварциты и т. д.), однако сколько-нибудь заметного влияния вмещающих пород на характер или интенсивность послемагматических процессов, протекающих в гранитах, не отмечается. В то же время характер и степень изменения, а также редкометалльная минерализация пород, вмещающих метасоматически измененные граниты, находится в прямой зависимости от особенностей развития послемагматического процесса в гранитоидах. Так, например, контакты альбитизированных или грейзенизированных гранитов с другими магматическими породами (в частности, с неизменными гранитами), в зависимости от характера трещиноватости, могут быть и резкими и постепенными. В соответствии с этим в одних случаях магматические породы, окружающие альбитизированные или грейзенизированные разновидности гранитов, вблизи контакта с последними не несут даже незначительной редкометалльной минерализации (Казахстан), в других они могут быть слабо минерализованы (Северная Нигерия).

Четкие, резкие контакты альбитизированных и грейзенизированных гранитов с карбонатными породами, как правило, сопровождаются мощными зонами флюоритизации последних. В некоторых случаях подобные зоны флюоритизации значительно обогащены бериллием, оловом и, в меньшей степени, литием (Казахстан, Восточная Сибирь, КНР).

Контакты альбитизированных и грейзенизированных гранитов с песчаниками или сланцами обычно характеризуются развитием мощных экзоконтактных зон, в пределах которых вмещающие породы претерпели очень сильную метасоматическую переработку. В большинстве случаев такие зоны также содержат редкометалльную минерализацию, характер которой определяется геохимическими особенностями метасоматических процессов, протекавших в гранитах. Несколько более подробно взаимоотношения альбитизированных и грейзенизированных гранитов и вмещающих их пород будут изложены ниже, на конкретных примерах.

В заключение необходимо подчеркнуть, что общей закономерностью размещения редкометалльных альбитизированных гранитов в пределах отдельных интрузивных комплексов, вне зависимости от возраста последних, а также от состава и возраста вмещающих пород, является их локализация в апикальных участках, куполовидных выступах или апофизах гранитных массивов, причем важнейшую роль в этих случаях играют характер и интенсивность разрывных нарушений, располагающихся как внутри самих интрузивных массивов, так и во вмещающих их породах. Мощность альбитизированной эндоконтактной части массивов, характеризующейся концентрацией тех или иных редких элементов, редко превышает первые сотни метров, а площади развития альбитизации в гранитах колеблются обычно от единиц до первых десятков квадратных километров. Масштабы грейзенизации альбитизированных

участков еще более узкие и определяются почти исключительно развитием и характером трещиноватости апикальных частей массивов.

В зависимости от характера складчатых и разрывных структур вмещающих пород и внутренней структуры гранитных массивов могут быть выделены следующие структурные типы массивов и тел метасоматических редкометальных гранитоидов.

#### *Структуры, обусловленные складчатостью вмещающих пород*

1. Сводовые части массивов, купола, штокообразные тела.
2. Межпластовые апофизы гранитных тел.

#### *Структуры, обусловленные характером разрывных нарушений вмещающих пород*

В осадочных или метаморфических породах кровли

1. Массивы или тела, расположенные вдоль крупных разрывных нарушений.
2. Гребневидные выступы гранитных массивов и их апофизы.
3. Дайки.

#### В магматических породах

1. Тела, расположенные вдоль разломов или зон повышенной трещиноватости внутри массивов магматических пород.
2. Кольцевые структуры в массивах.
3. Жилоподобные и дайкоподобные тела замещений вдоль трещин.

#### **Структуры, обусловленные складчатостью вмещающих пород**

1. Сводовые части массивов, купола, штокообразные тела. В подавляющем большинстве случаев эти структуры обусловлены антиклинальными или брахиантиклинальными поднятиями вмещающих интрузию пород. Пути проникновения послемагматических растворов в первую очередь являлись ослабленные зоны эндоконтакта интрузий а также контракционные и разрывные трещины различных систем, развивающиеся в апикальных участках интрузивных массивов. Большинство куполовидных поднятий, в которых получают развитие метасоматические процессы, имеют пологие своды. В случае асимметричного падения плоскости контакта интрузии и вмещающих пород метасоматические процессы имеют наибольшее развитие на участках пологого контакта (рис. 1).

2. Межпластовые апофизы гранитных тел. Сравнительно редко встречающаяся форма тел метасоматически измененных гранитов (рис. 2). Возможны случаи, когда межпластовая апофиза гранитного тела лишь на определенном участке является согласной по отношению к вмещающим породам, а на другом участке она секущая и выполняет полость какого-либо секущего вмещающие породы разрывного нарушения.

#### **Структуры, обусловленные характером разрывных нарушений вмещающих пород**

В осадочных или метаморфических породах кровли

1. Массивы или тела, расположенные вдоль крупных разрывных нарушений. Размещение массивов или тел редкометальных метасоматических гранитов в зонах развития крупных разломов или в участках их пересечения — одна из наиболее характерных черт геологического положения этих пород. Магматические массивы или тела кото-

рых расположены поблизости, но за пределами зоны разлома, метасоматическим изменениям обычно не подвержены (рис. 3).

2. Гребневидные выступы гранитных массивов и их апофизы. Распространенный вид структур редкометалльных метасоматических гранитоидов, развивающихся в нарушенных ядрах антиклинальных и синклиналиных складок или на их крыльях. Нередки слепые, не выходящие на поверхность гребни и апофизы интрузий (рис. 4).

3. Дайки. Типичные дайки гранитоидов, аналогичные по составу и структуре крупным телам альбитизированных или грейзенизированных гранитов, встречаются сравнительно редко. В отдельных случаях одна часть дайки может быть сильно изменена метасоматическими процессами, а другая ее часть может остаться практически неизменной.

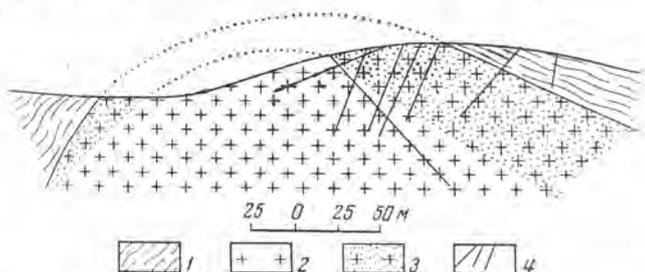


Рис. 1. Асимметричная форма купола интрузии  
1 — кристаллические сланцы; 2 — гранит двуслюдяной;  
3 — апогранит мусковит-альбитовый; 4 — кварцевые жилы

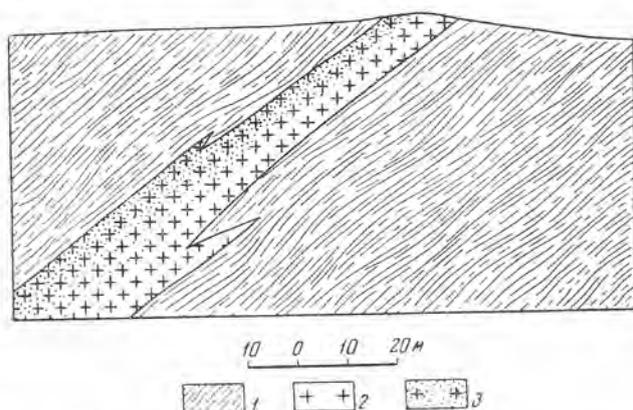


Рис. 2. Межпластовая апофиза альбитизированных гранитов  
1 — кристаллические сланцы; 2 — гранит; 3 — альбитизированный гранит

## В магматических породах

1. Тела, расположенные вдоль разломов или зон повышенной трещиноватости внутри массивов магматических пород. Форма тел метасоматически измененных гранитов, расположенных в практически неизменных магматических породах, главным образом гранитоидах, полностью зависит от характера развития трещиноватости в неизменных породах. В одних случаях альбитизированные и грейзенизированные граниты образуют крупные тела неправильной (рис. 5) или жилородной формы; в других случаях процессы послемагматического метасоматоза развиваются вдоль густой сети мелких трещин (рис. 6).

2. Кольцевые структуры тел редкометалльных метасоматических гранитов известны лишь в Северной Нигерии, где широко развиты кольцевые разломы (рис. 7). Следует отметить, что подобные структуры при рассмотрении их в плане могут быть обусловлены и эрозионным срезом куполовидных структур.

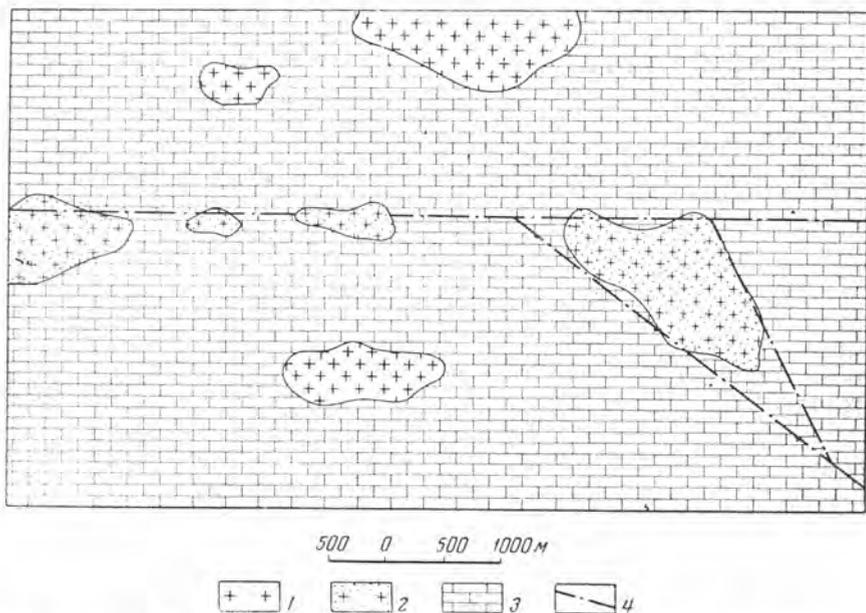


Рис. 3. Массивы апогранитов, расположенные вдоль крупных разрывных нарушений  
 1 — граниты биотитовые; 2 — апограниты рибекит-альбитовые; 3 — известняки; 4 — тектонические нарушения

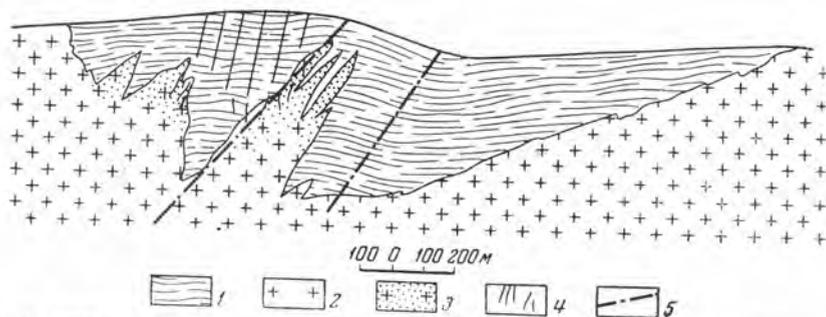


Рис. 4. Гребневидный выступ мусковит-альбитовых окварцованных апогранитов с алофизами в породы кровли  
 1 — сланцы и песчаники; 2 — биотитовый гранит; 3 — мусковит-альбитовый окварцованный апогранит; 4 — кварцевые жилы; 5 — тектонические нарушения

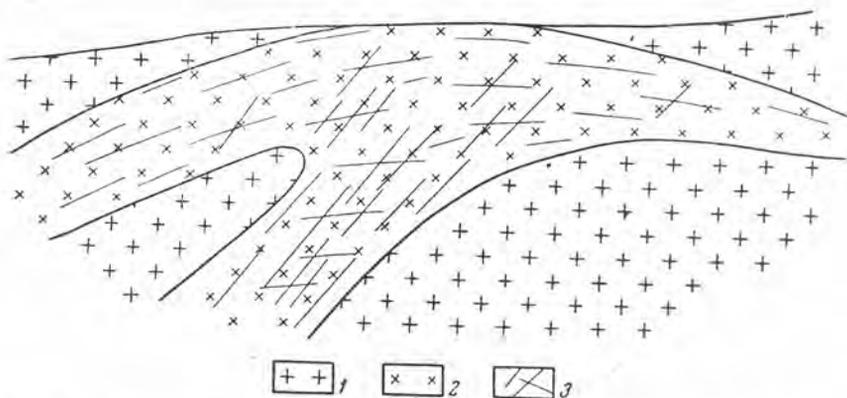


Рис. 5. Куполовидное тело биотит-альбитовых апогранитов, контролируемое системами пологих и крутых трещин, среди неизменных гранитоидов  
1 — лейкократовый гранит; 2 — биотит-альбитовый апогранит; 3 — трещины

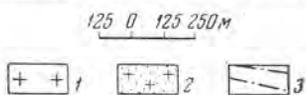
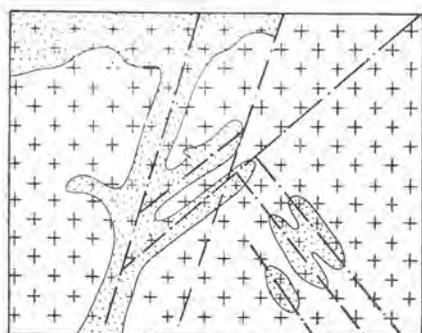


Рис. 6. Жилоподобные и дайкоподобные метасоматические тела рибекит-альбитовых апогранитов вдоль трещин в биотитовом граните

1 — биотитовый гранит; 2 — рибекит-альбитовый апогранит; 3 — тектонические нарушения

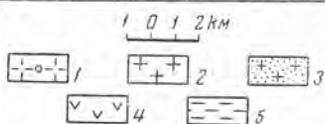
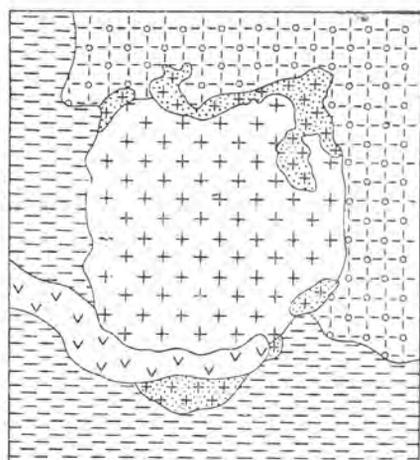


Рис. 7. Кольцевые структуры рибекит-альбитовых апогранитов

1 — крупнозернистые биотитовые граниты; 2 — мелкозернистые биотитовые граниты; 3 — биотит-альбитовые апограниты; 4 — ранние гранит-порфиры и роговообманково-биотитовые граниты; 5 — вмещающие породы

## Глава II

### ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ АПОГРАНИТОВ

Исходя из парагенетических особенностей, редкометальные апограниты могут быть разделены на ряд достаточно четко ограниченных типов, каждый из которых отличается только ему присущим комплексом типоморфных и аксессуарных минералов (табл. 1). В соответствии с характером проявления альбитизации и грейзенизации рассматриваемые

Таблица 1

Главные парагенетические типы редкометальных альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов

Парагенетические типы	Главные породообразующие минералы	Типоморфный минерал	Характерные редкометальные аксессуарные минералы
<i>Альбитизированные и грейзенизированные</i>			
Биотитовые и двуслодные слабо альбитизированные и грейзенизированные граниты с минералами бериллия	Микроклин, олигоклаз-альбит (олигоквит), альбит, кварц	Биотит, мусковит	Берилл (хризоберилл)
Мусковит-альбитовые апограниты с минералами бериллия	Альбит, кварц, микроклин	Мусковит	Берилл (хризоберилл, фенакит, берtrandит), вольфрамит
Литионит-амазонит-альбитовые апограниты с минералами тантала и ниобия	Альбит, амазонит, кварц	Литионит (криофиллит, лепидолит, циннвальдит)	Пироклор-микролит, микролит, танталит, колумбо-танталит, колумбит, касситерит
<i>Альбитизированные</i>			
Биотит-альбитовые апограниты с минералами циркония и ниобия	Альбит, микроклин, кварц	Биотит	Циркон (малакон), колумбит, фергусонит
Рибекит-альбитовые апограниты с минералами циркония, ниобия и редких земель	То же	Рибекит	Циркон (малакон), пироклор (гачеттолит), колумбит, минералы редких земель иттриевой группы, торит

метасоматические гранитоиды разделены на две группы. При этом в характеристике парагенетического типа кроме типоморфного минерала породы используется название преобладающего полевого шпата, а также подчеркиваются особенности редкометальной аксессуарной минера-

лизации. Для типов, содержащих в качестве одного из породообразующих полевых шпатов амазонит, последний целесообразно вводить в наименование типа наряду с альбитом, как весьма характерный и яркий типоморфный минерал. Для того чтобы избежать усложнения, микроклин (кроме амазонита) и кварц, присутствующие во всех типах апогранитов, в названии типа не используются.

Крайние мономинеральные и биминеральные продукты полевошпатового метасоматоза гранитоидов, часто присутствующие среди апогранитов, в соответствии с установившимися принципами выделяются как альбититы или микроклиниты. При этом биминеральные разновидности, в зависимости от минералогического состава, получают название биотитовый альбитит, кварцевый микроклинит и т. д.

Ниже приведена геолого-петрографическая и минералогическая характеристика изученных парагенетических типов редкометальных апогранитов, а также переходных частично измененных процессами альбитизации и грейзенизации бериллсодержащих биотитовых и двуслюдяных гранитов, сохранивших еще структурные особенности и большое количество реликтовых минералов первичного гранита.

### **БИОТИТОВЫЕ И ДВУСЛУДЯНЫЕ СЛАБО АЛЬБИТИЗИРОВАННЫЕ И ГРЕЙЗЕНИЗИРОВАННЫЕ ГРАНИТЫ С МИНЕРАЛАМИ БЕРИЛЛИЯ**

Биотитовые и двуслюдяные граниты, слабо измененные процессами альбитизации и грейзенизации и несущие редкую аксессуарную вкрапленность мелких кристаллов берилла, известны в ряде районов Восточной Сибири в позднегерцинских и киммерийских грейзеноносных комплексах гранитоидов, типичных для этой геохимической провинции. Массивы биотитовых гранитов, в апикальных частях которых получают развитие явления альбитизации и грейзенизации, обычно располагаются в пределах региональных тектонических зон или на стыках герцинских и каледонских структур, где также можно предполагать наличие разломов глубокого заложения. От массивов во вмещающие породы часто отходят апофизы, сложенные мусковит-альбитовыми или биотит-альбитовыми апогранитами, несущими бериллиевые минералы в виде аксессуарной вкрапленности или в виде скоплений в трещинных зонах бериллсодержащих грейзенов.

Наиболее распространенные породы рассматриваемых массивов — лейкократовые средне- и крупнозернистые, местами порфиоровидные, биотитсодержащие граниты с темным кварцем. Гранит состоит из крупных зерен розового микроклина, плагиоклаза (альбит-олигоклаза и альбита), идиоморфных зерен темного или черного кварца и небольшого количества неравномерно распределенных скоплений пластинок биотита.

Микроклин-пертит слагает до 50% породы, являясь главным минералом гранита. Его крупные (до 2 см) зерна содержат разрозненные реликты первичного альбит-олигоклаза и ленточные пертиты. Изредка встречаются мелкие (до 1 мм) правильные свежие зерна микроклина с четкой двойниковой решеткой. Вероятно, эта разновидность микроклина более поздняя.

В породах обычно содержится до 30% кварца, который образует порфиоровидные изометричные выделения размером до 1 см. Кроме того, наблюдаются мелкие выделения позднего кварца, корродирующего полевые шпаты и биотит. Первичный альбит-олигоклаз № 12—18 тонкодвойникован, обычно серицитизирован. Он отчетливо замещается микроклин-пертитом с образованием мирмецитовых вростков кварца.

Пластинки биотита образуют неправильные скопления до 0,5 см (обычно 0,1—0,2 см) в поперечнике. Повсеместно наблюдается замеще-

ние биотита хлоритом или мусковитом. В ассоциации с биотитом отмечаются апатит, циркон, очень редко — касситерит.

Судя по результатам исследований Л. И. Агаповой, в пределах апикальных частей массивов повсеместно, но очень неравномерно проявлена альбитизация. Наряду с интенсивно альбитизированными участками, наблюдаются участки с более слабым проявлением альбитизации, характеризующиеся значительным количеством микроклина и резко подчиненной ролью альбита № 4—6. Последний развивается в виде отдельных лейст по микроклин-пертиту или на стыке зерен микроклин-пертита с альбит-олигоклазом. Границы сильно и слабо альбитизированных участков в ряде случаев довольно четкие — прямолинейные. При этом у границы в слабо альбитизированном граните нередко наблюдается обогащение биотитом. Наиболее интенсивная альбитизация (выражающаяся в появлении мелкозернистых кварц-альбитовых пород (кварцевых альбититов), четко связана с трещиноватостью в гранитах.

Под микроскопом мелкозернистые кварцевые альбититы состоят в основном из мелких лейст альбита и зерен кварца и содержат реликты первичного альбит-олигоклаза и микроклин-пертита. В качестве второстепенных минералов отмечается присутствие небольшого количества хлоритизированного или мусковитизированного биотита и флюорита.

Альбитизированные участки гранита характеризуются рассеянной вкрапленностью мелких голубовато-зеленых зерен берилла, хорошо заметных на светлом фоне породы. Эти зерна размером до 1—2 мм часто концентрируются в граните около прожилков метасоматической кварц-альбитовой породы. При этом отдельные призматические кристаллы берилла иногда вырастают в порфиробласты микроклина.

Альбитизированные зоны, содержащие акцессорный берилл, вытягиваются в пространстве в соответствии с ориентировкой зон трещиноватости в гранитах, служащих путями проникновения замещающих растворов. Явления грейзенизации в гранитных массивах этой группы проявлены в весьма различной степени. В связи с этим наблюдаются все переходы от биотитовых альбитизированных гранитов, в которых явления грейзенизации развиты лишь в зачаточной степени, через двуслюдяные альбитизированные и слабо грейзенизированные граниты к существенно грейзенизированным гранитам с преобладанием явлений грейзенизации над более ранней альбитизацией. Обычно степень грейзенизации биотитовых бериллсодержащих гранитов незначительна и выражается замещением плагиоклаза мелкочешуйчатым мусковитом, часто в ассоциации с флюоритом. В ряде случаев наблюдается замещение плагиоклаза и микроклина мелкозернистым кварцем.

В некоторых массивах альбитизированные граниты, приуроченные к апикальным участкам, с глубиной постепенно переходят в крупнозернистые микроклиновые граниты, в которых альбит практически отсутствует. До 50—60% породы слагают крупные зерна микроклин-пертита с реликтами плагиоклаза. Последний представлен тонкодвойникованным олигоклазом или альбит-олигоклазом и составляет около 25% массы породы. Как уже отмечалось, плагиоклаз отчетливо замещается микроклином. Количество кварца в микроклиновом граните не превышает 20%. Слюды немного, она представлена биотитом в ассоциации с апатитом и цирконом и обычно приурочена к выделениям кварца. Берилл в этих породах отсутствует.

Примером гранитов, содержащих акцессорную вкрапленность хризоберилла, являются слабо грейзенизированные киммерийские граниты одного из массивов Восточного Забайкалья (рис. 8). Массив, детально изученный Н. Е. Залашковой, сложен генетически связанной серией гранитоидов, сформировавшихся последовательно в четыре этапа тектономагматической деятельности; он представлен биотитовыми и биотито-

роговообманковыми гранодиоритами (I этап), порфиридовыми биотитовыми гранитами (II этап), мелкозернистыми и неравномернозернистыми двуслюдяными гранитами (III этап), крупнозернистыми двуслюдяными и мусковитовыми слабо грейзенизированными гранитами с акцессорным хризобериллом (IV этап). По геологическим данным с неравномернозернистыми двуслюдяными гранитами III этапа связаны пегматитовые образования, распространенные как в массиве, так и в экзоконтактовой его части, а с крупнозернистыми грейзенизированными гранитами IV этапа — кварцевые жилы с вольфрамом.

Весьма характерно для гранитов массива широкое развитие микроклинизации, следствием которой является резко порфиридовый облик биотитовых гранитов в связи с образованием в них крупных порфиробласт микроклина, содержащих реликты плагиоклаза (рис. 9), а также наличие многочисленных пегматоидных метасоматических обособлений в гранитах двух более поздних этапов формирования.

Крупнозернистые двуслюдяные и мусковитовые граниты с хризобериллом слагают самую молодую (IV этап) небольших размеров трещинную интрузию в юго-западной части массива. Граниты представляют собою метасоматически измененную породу, состав которой непостоянен. Содержание породообразующих минералов варьирует в довольно широких пределах: кварц 17—43%, плагиоклаз (альбит-олигоклаз и альбит) 7—34%, микроклин 30—56%, мусковит 4—13%, биотит 0—4%.

Наиболее ярко в гранитах проявлен процесс микроклинизации. В микроклине повсеместно отмечаются реликты плагиоклаза (альбит-олигоклаза); микроклин развивается также по тонким трещинкам в плагиоклазе (рис. 10). Кроме того, в породе присутствует более поздний альбит, замещающий плагиоклаз и микроклин. Альбит, иногда вместе с мусковитом, проникает по тонким прожилкам и между зерен более ранних минералов, но альбитизация в общем проявлена довольно слабо.

Процесс грейзенизации развит в большей степени. Наряду с замещением биотита и плагиоклаза грейзеновым мусковитом обычно также развитие мусковита и позднего кварца по тонким микроскопическим прожилкам. Реже кварц образует округлые выделения до 5 мм в поперечнике, в которых отмечаются включения альбита или агрегата зерен незамещенной породы, сложенной ранним плагиоклазом, микроклином и альбитом. Таким образом, в отличие от микроклинизации, развитой повсеместно, альбитизация и грейзенизация связаны с тонкой

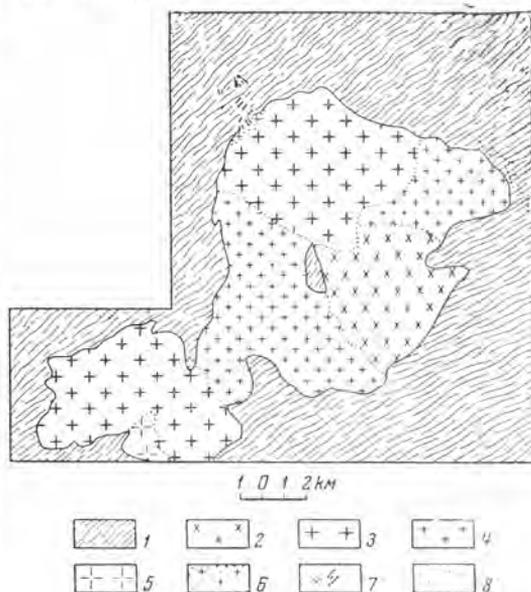


Рис. 8. Массив биотитовых и двуслюдяных киммерийских гранитоидов с куполовидными обособлениями апогранитов и участками частично альбитизированных и грейзенизированных гранитов

1 — песчано-сланцевая толща; 2 — гранодиориты; 3 — порфиридовидные биотитовые граниты; 4 — двуслюдяные граниты; 5 — слабо альбитизированные и грейзенизированные граниты; 6 — мусковит-альбитовые апограниты; 7 — кварцевые жилы; 8 — пегматитовые тела

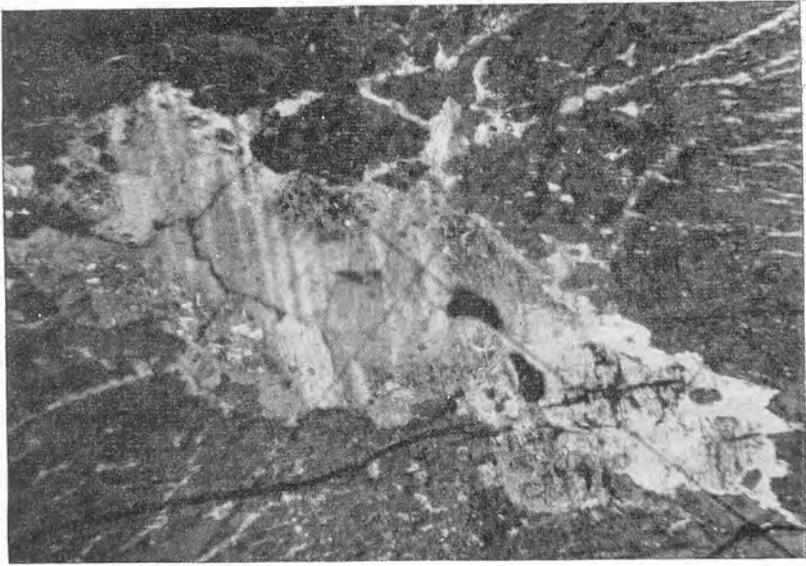


Рис. 9. Реликт плагиоклаза в порфиробласте микроклин-пертита. Ув. 72

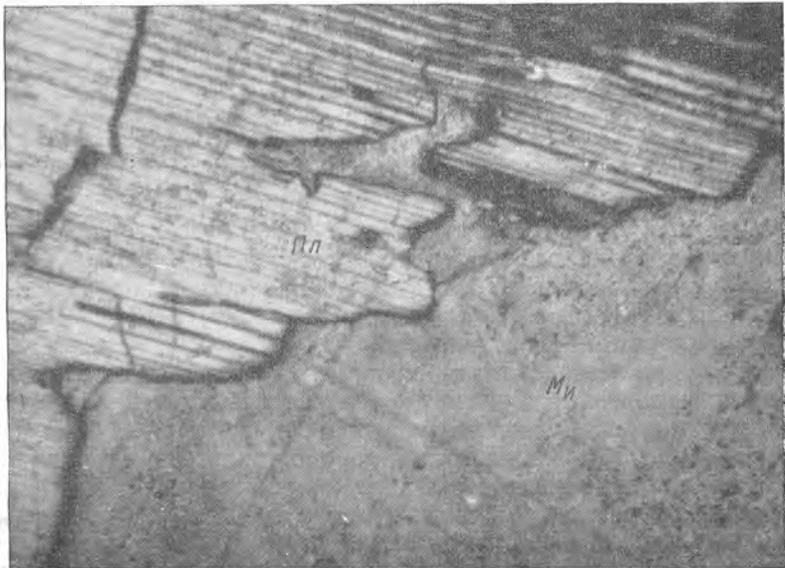


Рис. 10. Замещение плагиоклаза (Пл) микроклином (Ми) по тонким трещинкам. Ув. 160

трещиноватостью, обнаруживаемой только при микроскопическом изучении породы.

Среди акцессорных минералов в породе весьма обычны апатит, гранат, циркон, являющиеся остаточными акцессориями нормального гранита. Довольно широко распространен также турмалин. В участках гранита с заметным проявлением грейзенизации присутствует хризоберилл в виде мелких (десятые доли миллиметра) зерен, растающих в полевые шпаты и кварц.

Ниже приведены результаты химических анализов биотитовых и двуслюдяных слабо альбитизированных и грейзенизированных гранитов и их пересчеты по системе А. Н. Заварицкого (табл. 2) <sup>1</sup>.

#### **МУСКОВИТ-АЛЬБИТОВЫЕ АПОГРАНИТЫ С МИНЕРАЛАМИ БЕРИЛЛИЯ**

Мусковит-альбитовые апограниты с минералами бериллия представляют собой наиболее глубоко измененные процессами альбитизации и грейзенизации метасоматические фации грейзеноносных гранитоидных комплексов.

Впервые бериллсодержащие альбитизированные и грейзенизированные граниты в СССР были обнаружены в 1955 г. (Беус, Ситнин, 1959) в пределах Восточной Сибири, а позднее в Казахстане, на Урале и в других районах Советского Союза. В 1960 г. Н. Е. Залашковой были выявлены и изучены альбитизированные и грейзенизированные граниты с акцессорным хризобериллом. К числу бериллиевых минералов, обнаруженных в качестве акцессориев в апогранитах, прибавились также берtrandит и фенакит. В последние годы стало известно об открытии массивов метасоматически измененных гранитоидов, содержащих минералы бериллия, в США (Stager, 1960; Sharp а. о., 1960 и др.). Таким образом, рассматриваемый тип редкометальных апогранитов распространен достаточно широко.

Геологическое положение мусковит-альбитовых апогранитов с бериллиевыми минералами в пределах гранитоидных комплексов достаточно определенное. В подавляющем большинстве случаев это апикальные участки, куполовидные выступы, апофизы гранитных массивов. Иногда бериллоносные фации метасоматически измененных гранитов, как уже отмечалось выше, располагаются в эндоконтактовых (реже в центральных) частях крупных гранитных массивов, обнаруживая при этом пространственную связь с тектонически нарушенными зонами.

С трещинами, секущими альбитизированные и грейзенизированные граниты, обычно связаны зоны околотрещинной грейзенизации, грейзеновые тела или кварцевые жилы, несущие молибденовую, вольфрамовую, бериллиевую, реже оловянную минерализацию.

В породах, вмещающих массивы альбитизированных и грейзенизированных гранитов, при наличии соответствующих трещинных зон, местами наблюдается интенсивное проявление альбитизации, идущее вплоть до образования крупных метасоматических тел альбитизированных пород, контролируемых тектоническими нарушениями. Особенно интенсивно эти процессы развиваются в контактах альбитизированных и грейзенизированных гранитов с более древними гранитоидными породами, обогащенными плагиоклазом (плагиогранитами, гранодиоритами).

Таким образом, по особенностям образования мусковит-альбитовые апограниты могут быть разделены на: а) сформировавшиеся в пределах материнских массивов и б) сформировавшиеся среди вмещающих более древних гранитоидов за пределами материнской интрузии.

<sup>1</sup> Особенности химического состава всех разновидностей метасоматических гранитоидов рассмотрены в гл. IV.

Таблица 2

## Химический состав биотитовых и двуслюдяных слабо альбитизированных гранитов с минералами бериллия

Компоненты	Химический состав, %					Пересчет по системе А. Н. Заварицкого					
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	
SiO <sub>2</sub>	71,47	72,32	71,93	76,60	76,10	S	78,1	78,9	79,0	82,8	81,9
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,41	Следы	0,40	0,06	a	15,4	13,8	15,4	13,8	13,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,99	15,00	14,95	12,67	13,07	c	0,7	0,6	0,7	0,6	0,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,26	0,71	He обн.	1,21	1,41	b	5,8	6,7	4,9	2,8	3,9
FeO	1,89	1,83	2,08	0,44	0,19	m'	10,1	5,9	12,1	11,4	17,7
MnO	0,07	0,07	0,07	0,04	0,02	n	65,0	61,0	57	61,3	51,7
MgO	0,37	0,25	0,38	0,22	0,33	f'	47,2	33,3	39,2	45,4	46,7
CaO	0,60	0,54	0,56	0,53	0,47	a'	42,7	60,8	48,7	43,2	35,6
Na <sub>2</sub> O	4,69	3,98	4,42	3,98	3,71	Q	24,8	29,6	26,5	27,5	27,3
K <sub>2</sub> O	3,92	3,94	4,92	3,91	4,23	a:c	21,3	23,0	23,4	23,7	26,5
F	—	0,25	0,09	0,19	0,05	a':f'	0,90	1,84	4,23	0,97	0,76
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,49	0,18	—	—	—						
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,44	0,65	—	—						
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—						
П. п. п.	0,51	4,00	—	0,53	0,47						
Сумма . . .	100,07	100,32	99,75	100,42	100,11						
Аналитик	Н. Пахомова	Н. Шталь	Б. Солонинская	Н. Пахомова							

Примечание. 1—2—двуслюдяной альбитизированный и грейзензированный гранит с бериллом и хризобериллом (Вост. Сибирь); 3—5—биотитовые альбитизированные граниты с бериллом (Вост. Сибирь).

## Мусковит-альбитовые апограниты, сформированные в пределах материнской интрузии

Среди метасоматически измененных гранитов рассматриваемого типа, формировавшихся в пределах материнского интрузивного комплекса, по характеру проявления альбитизации достаточно четко выделяются три основные группы.

1. Равномерно альбитизированные массивы апогранитов, в которых связь альбитизации с трещиноватостью практически не проявляется.

2. Массивы апогранитов с относительно неравномерным развитием альбитизации, которая контролируется тонкой трещиноватостью (в ряде случаев связь альбитизации с тонкой трещиноватостью расшифровывается с трудом).

3. Массивы апогранитов, в которых развитие альбитизации ограничивается линейными или площадными зонами, четко контролируемой трещиноватостью.

Во всех перечисленных группах альбитизация апогранитов завершается грейзенизацией, которая в метасоматических породах рассматриваемого типа проявлена наиболее сильно по сравнению с прочими типами апогранитов. При этом следует отметить, что интенсивность грейзенизации альбитизированных гранитов весьма различна. В слабо грейзенизированных разновидностях продукты грейзенизации, представленные поздним мелкозернистым кварцем и мелкочешуйчатым мусковитом, присутствуют в незначительном количестве. В подавляющем большинстве случаев они приурочены к тонкой трещиноватости в альбитизированном граните, замещая альбит по трещинам. Интенсивное развитие грейзенизации ведет к полному замещению альбита, в результате чего осуществляется переход к существенно грейзенизированным породам, которые в одних случаях обогащены кварцем, в других — слюдой. Наиболее сильно грейзенизированные разновидности местами по составу отвечают альбит-кварцевому или мусковит-кварцевому грейзену и характеризуются преобладанием кварца над альбитом (или мусковитом).

Весьма характерным примером мусковит-альбитовых апогранитов первой группы, содержащих акцессорную вкрапленность берилла, является один из куполовидных выступов небольшого (около 10 км<sup>2</sup>) интрузива киммерийских гранитов в Восточной Сибири, прорывающего песчано-сланцевые породы палеозоя.

Главный интрузивный массив, с которым предположительно связан бериллоносный купол, сложен достаточно пестрой гаммой гранитоидов, среди которых выделяются биотитовые и двуслюдяные граниты порфириовидного, среднезернистого и мелкозернистого сложения, а также аплитовидные сильно альбитизированные разновидности, в том числе своеобразные литионит-амазонит-альбитовые апограниты, содержащие микролит и колумбо-танталит. В пределах интрузивного массива, а также в зоне экзоконтакта широко развиты грейзеновые и кварцево-жильные образования, несущие вольфрамовую и в меньшей мере оловянную минерализацию.

Порфириовидные двуслюдяные граниты главного интрузивного массива содержат 0,0008% Ве, что более чем в полтора раза выше среднего содержания бериллия в гранитах (Беус, 1959, 1960<sup>1</sup>). Микроскопическое изучение порфириовидных гранитов позволяет однозначно судить о широком развитии в этих гранитах явлений микроклинизации. Продуктами этого процесса, в частности, являются метасоматические порфириовидные вкрапленники микроклина. Межпластовый купол грейзенизированных вольфрамоносных гранитов, содержащих акцессорную вкрапленность берилла, располагается в пределах ослабленной зоны, прослеживающейся во вмещающих породах в экзоконтактной части главного

интрузивного массива (рис. 11). Ширина полосы рассланцованных метаморфических пород, вмещающих куполовидную залежь гранитов достигает 300—400 м. В разрезе куполовидная залежь (рис. 12) имеет гораздо более сложную форму, чем это можно было предполагать, наблюдая падение всех контактов тела в сторону вмещающих пород на

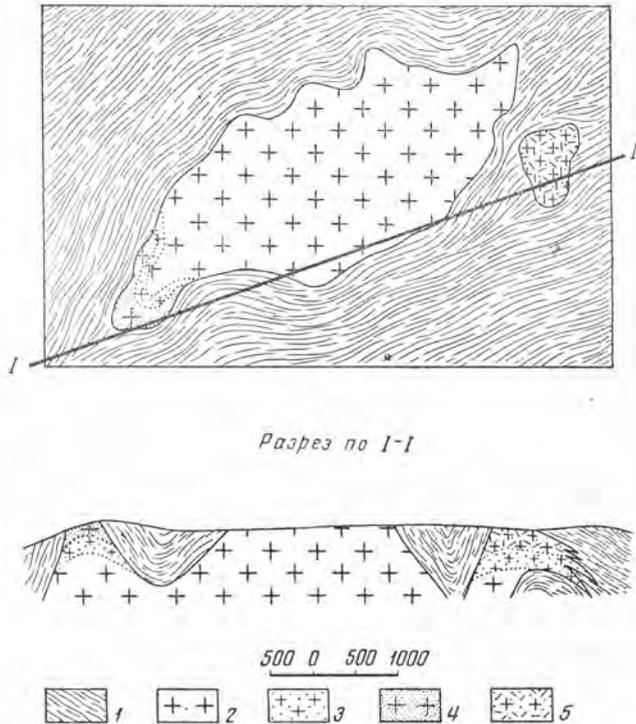


Рис. 11. Массив киммерийских порфиroidных биотитовых и двуслюдяных гранитов с куполовидными выступами, сложенными мусковит-альбитовыми и литионит-амазонит-альбитовыми апогранитами  
 1 — песчано-сланцевые породы; 2 — двуслюдяные порфиroidные граниты; 3 — мусковит-альбитовые апограниты; 4 — литионит-амазонит-альбитовые апограниты; 5 — мусковит-альбитовые вольфрамоносные апограниты

поверхности эрозионного среза. В трещинах купола развиты вольфрамит-содержащие кварцевые жилы, а в апикальной части купола, непосредственно на границе со сланцевой кровлей, наблюдается крупное линзовидное обособление кварца, окруженное зоной полосчатого кварц-мусковитового грейзена. Все граниты массива до глубины более 250 м в той или иной степени альбитизированы и грейзенизированы. На глубоких горизонтах, кроме того, ясно прослеживаются явления ранней микроклинизации. При этом метасоматически измененные разности гранитов располагаются в пространстве весьма закономерно, определяя характерную вертикальную зональность массива: сильно грейзенизированные метасоматические породы с реликтовым альбитом в апикальной части, альбитизированные и слабее грейзенизированные продукты метасоматического изменения гранитов на глубине более 80—100 м, альбитизированные микроклиновые граниты со слабым проявлением грейзенизации на глубине более 200 м.

Явления альбитизации гранитов наиболее четко прослеживаются на глубине более 100 м от апикальной части массива, где замещение порфиробласт раннего микроклина зернами и призматическими кристаллами альбита легко фиксируется при микроскопическом изучении шлифов.

Грейзенизация в пределах гранитного купола проявилась в замещении альбита (а также реликтов микроклина) кварцем и в меньшей степени мусковитом. Подобное замещение может быть прослежено от начальных стадий резорбции полевых шпатов кварцем до образования участков мусковит-кварцевой породы, близкой к настоящему грейзену. Разобщенные реликты альбита в этом случае рассеяны в существенно кварцевой метасоматической породе, содержащей заметное количество пластинок мусковита. Следует отметить обычное резкое преобладание кварца над мусковитом, характерное для основной массы апогранитов. Однако в зоне эндоконтакта в ряде случаев наблюдаются участки апогранитов, обогащенные грейзеновым мусковитом.

С глубиной, как уже отмечалось, интенсивность проявления грейзенизации уменьшается, количество альбита по отношению к кварцу увеличивается, наконец появляются порфиробласты микроклина и реликты раннего олигоклаз-альбита. Среднезернистый мусковитовый альбитизированный гранит с глубоких горизонтов купола, вскрытых скважинами (150—180 м), представляет собой мусковитсодержащую кварц-альбит-микроклиновую породу гранитной структуры, отличающуюся присутствием свежих крупных зерен решетчатого микроклина, иногда с реликтами раннего плагиоклаза. Мусковит в

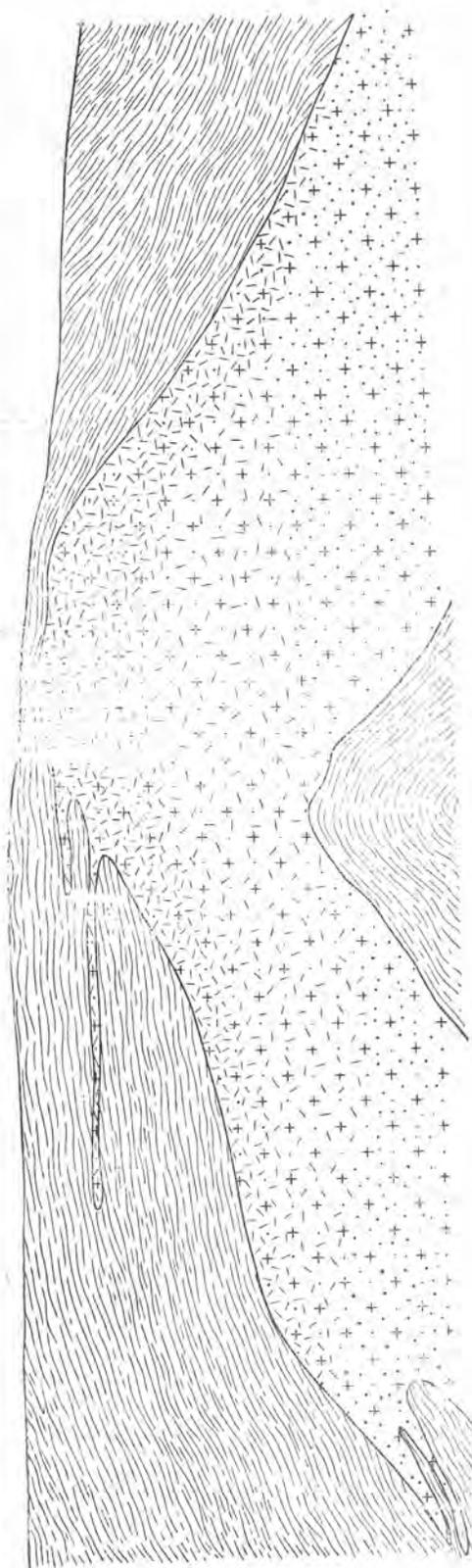


Рис. 12. Межпластовый купол бериллосодержащих мусковит-альбитовых апогранитов  
1 — мусковит-альбитовый апогранит; 2 — мусковит-альбитовый апогранит с интенсивным проявлением грейзенизации; 3 — песчано-сланцевые породы

этих участках образуется по альбиту и реликтам олигоклаз-альбита.

Таким образом, сильно грейзенизированные метасоматические гранитоиды, приуроченные к апикальной части купола, с глубиной сменяются альбитизированными и грейзенизированными гранитами, в которых по мере углубления уменьшаются следы грейзенизации и увеличивается количество реликтов раннего микроклина. Минералогический состав метасоматически измененных гранитов из различных частей куполовидной залежи, как и следовало полагать, изменяется достаточно широко и характеризуется следующими колебаниями (в %):

Кварц . . . . .	35—60
Альбит . . . . .	10—40
Микроклин . . . . .	10—20
Мусковит . . . . .	5—15

**Кварц.** В мусковит-альбитовых апогранитах массива наиболее широко развита поздняя генерация грейзенового кварца, замещающего ранний микроклин, а также альбит и берилл первой генерации. С поздним микроклином у грейзенового кварца взаимоотношения сложные, что усугубляется явлениями перекристаллизации реликтов микроклина ранней генерации, о чем будет сказано ниже. Во всяком случае наряду с реликтовыми зернами микроклина, которые по внешнему виду могут быть отнесены к поздней генерации, отмечены факты проникновения позднего микроклина по мелким трещинкам в кварц. Более поздними по отношению к кварцу являются мусковит, часто выделяющийся по трещинам в кварце, а также вольфрамит. Грейзеновый кварц образует в апограните крупные неправильные зерна и сплошные выделения, переполненные реликтовыми включениями полевых шпатов. Обычно тесно ассоциирует с мусковитом вплоть до образования почти биминерального кварц-мусковитового агрегата, развивающегося местами в верхних горизонтах купола. Как правило, характеризуется одновременным погасанием, которое изредка сменяется на облачное. В связи с повсеместным наложенным грейзенизацией ранние генерации кварца в шлифах практически неразличимы.

**Альбит № 5—10** является главным полевым шпатом метасоматически измененного гранита, определяющим характерный облик альбитизированной породы. Его кристаллы, имеющие размеры, как правило, не более 2—3 мм, полисинтетически сдвойникованы, простые двойники очень редки. Кристаллы альбита отличаются четкой таблитчатой формой и обычно идиоморфны по отношению к раннему олигоклаз-альбиту и раннему микроклину (рис. 13), отчетливо замещая эти минералы. В то же время альбит замещается поздним микроклином (рис. 14), мусковитом, флюоритом и особенно грейзеновым кварцем, в котором очень часто наблюдаются сильно резорбированные остатки призматических кристаллов альбита. При этом наиболее интенсивному замещению обычно подвергаются внутренние части кристаллов альбита (рис. 15).

**Олигоклаз-альбит № 15—18** — минерал первичного гранита. Он встречается только на глубоких горизонтах купола ниже 120—150 м от апикальной части в виде реликтовых неправильных зерен в порфиробластах раннего микроклина и между ними. Интенсивно замещается микроклином, мусковитом и альбитом (рис. 16).

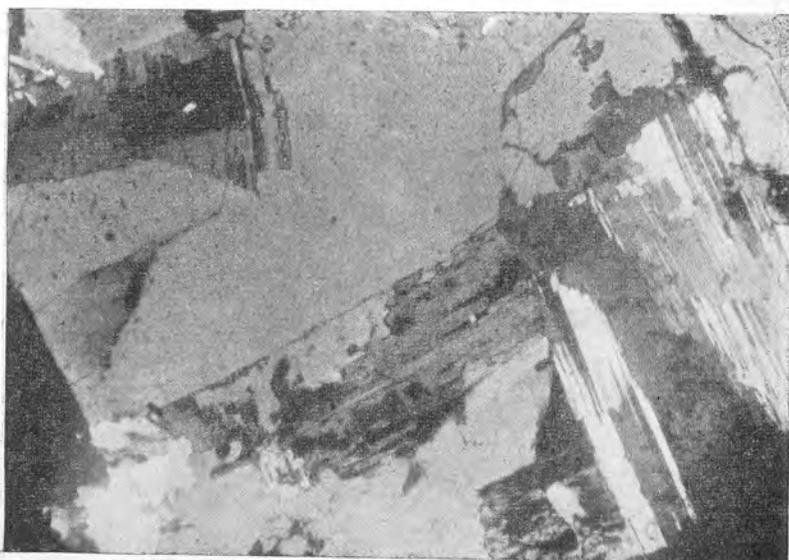
**Микроклин** в мусковит-альбитовых апогранитах по сравнению с альбитом и кварцем играет подчиненную роль. С глубиной его значение, как уже отмечалось выше, заметно увеличивается.



Рис. 13. Альбитизированный гранит с реликтами раннего микроклина (М)  
Ув. 36



Рис. 14. Альбит (Аб), замещающий микроклин первой генерации, в свою очередь замещается поздним микроклином. Ув. 36



✓ Рис. 15. Характер замещения альбита грейзеновым кварцем. Ув. 60

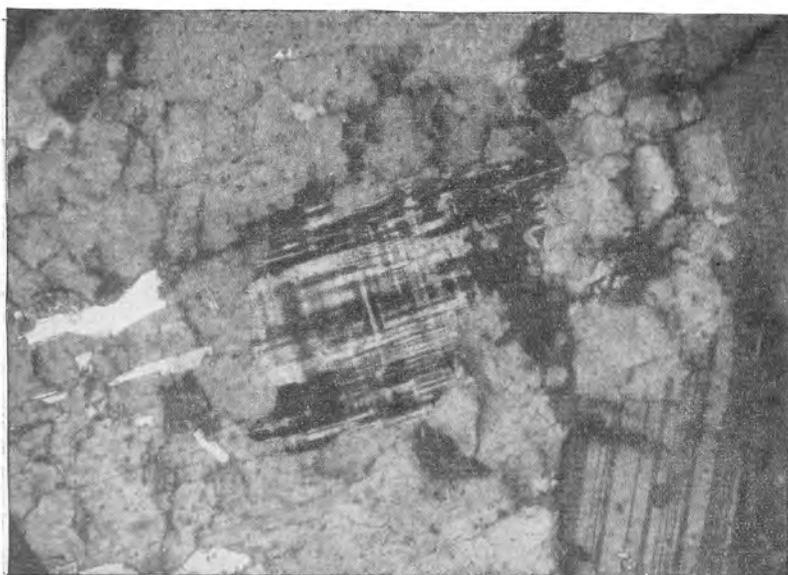


Рис. 16. Замещение олигоклаз-альбита микроклином и поздним альбитом.  
Ув. 60

Достаточно четко выделяются две генерации микроклина, резко отличающиеся по времени образования. Первая генерация микроклина, представленная пертитсодержащей разностью, наблюдается лишь на глубоких горизонтах, где ранний микроклин образует порфиоровидные вкрапленники в частично альбитизированном граните. Вкрапленники имеют идиоморфные очертания, присущие микроклину, или образуют неправильные зерна. Весьма характерно наличие в порфиробластах раннего микроклин-пертита реликтов олигоклаз-альбита. В то же время этот микроклин замещается альбитом и его реликты в ряде случаев обнаруживаются в мусковит-альбитовом апограните на глубине 60—80 м. Ранний микроклин-пертит всегда сдвойникован, однако двойниковая решетка часто нечеткая; отмечаются явления катаклаза.

В апикальных участках массива прослеживаются явления перекристаллизации раннего микроклин-пертита и образования по нему микроклина второй генерации. Перекристаллизация раннего микроклина сопровождается его депертитизацией и упорядоченном двойниковой структуры. В новообразованиях четко сдвойникован свежего микроклина II (МиII) иногда наблюдаются перекристаллизованные реликты раннего микроклин-пертита (МиI) (рис. 17).

Микроклин второй генерации резко отличается от раннего микроклина наличием очень четкой двойниковой решетки, отсутствием пертитовых вростков и формой выделений. В отличие от микроклина первой генерации он развивается преимущественно в участках массива, претерпевших наиболее сильную альбитизацию и грейзенизацию, ассоциируя с грейзеновым кварцем, мусковитом и вольфрамитом. Поздний микроклин отчетливо замещает альбит (фиг. 14), в ряде случаев его идиоморфные кристаллы образуются по раннему микроклину (рис. 18). С грейзеновым кварцем, как уже отмечалось выше, взаимоотношения у позднего микроклина противоречивые. Наряду с идиоморфными кристаллами в кварце часто присутствуют реликты зерен микроклина, свежий характер и четкая двойниковая решетка которых не позволяют отнести их к ранней генерации этого минерала. Наличие остатков раннего микроклин-пертита в центре некоторых наиболее крупных зерен микроклина второй генерации указывает на то, что подобные образования, по-видимому, представляют собой перекристаллизованные реликты раннего микроклина.

Мусковит является наиболее характерным типоморфным минералом мусковит-альбитовых апогранитов. Он представлен мелкопластинчатой разностью светло-зеленого цвета, что придает этим породам характерный зеленоватый оттенок. Под микроскопом четко прослеживается замещение мусковитом раннего кварца и олигоклаз-альбита, альбита, берилла и в меньшей степени раннего микроклина. Весьма характерен тесный парагенезис мусковита с поздним грейзеновым кварцем. При этом взаимоотношения между этими двумя минералами расщифровываются с трудом, хотя в отдельных случаях наблюдается проникновение листочков мусковита по трещинам грейзенового кварца, что свидетельствует о более позднем образовании мусковита.

Весьма типична ассоциация мусковита с вольфрамитом и флюоритом. Судя по взаимоотношениям, оба эти минерала являются более поздними по отношению к мусковиту.

Количество мусковита в апогранитах заметно убывает с глубиной. В обогащенных микроклином разностях с глубоких горизонтов куполовидной залежи мусковит присутствует в незначительном количестве, развиваясь в первую очередь по реликтам олигоклаз-альбита, сохранившимся среди микроклина.

Химический состав мусковита из мусковит-альбитового апогранита характеризуется несколько повышенным содержанием натрия, замеща-

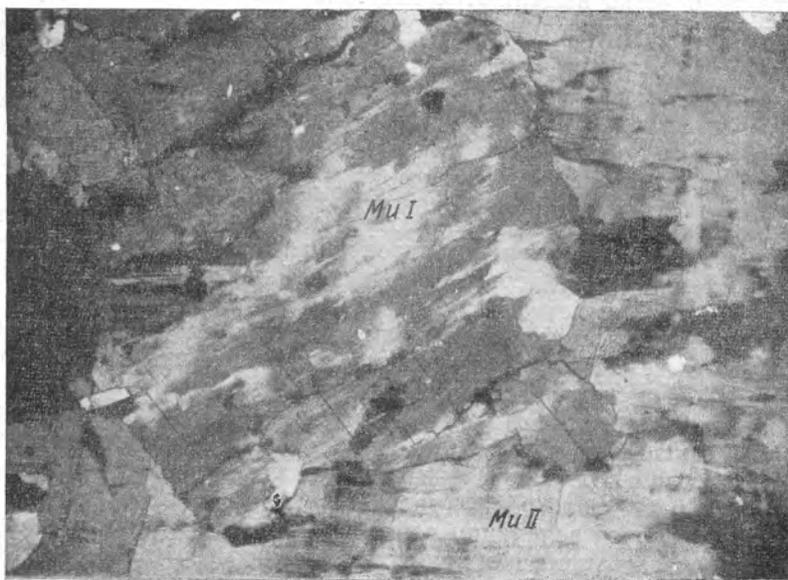


Рис. 17. Реликт раннего микроклин-пертита (Ми I) в позднем микроклин-е (Ми II). Ув. 72

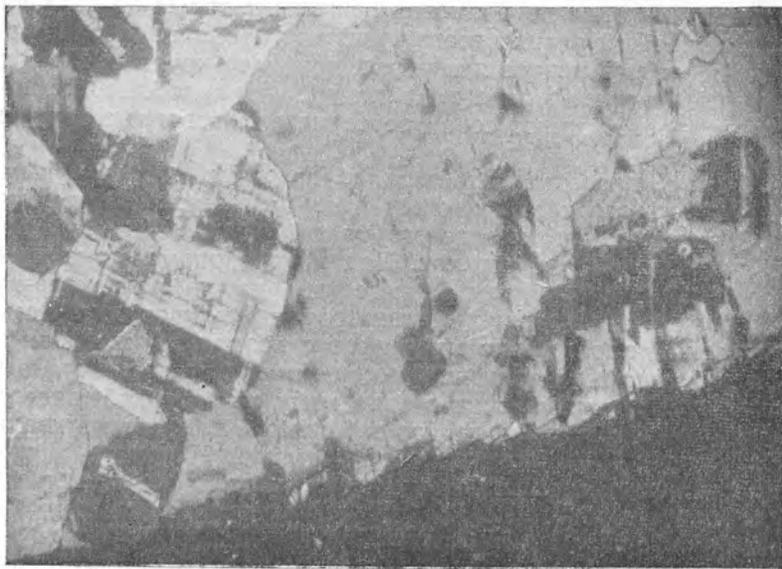


Рис. 18. Реликты олигоклаза-альбита и новообразование позднего микроклина в порфиробласте микроклина первой генерации. Ув. 36

ющего калий, и отвечает обычной формуле мусковита. Содержание редких элементов: лития, рубидия, цезия и бериллия обычно для мусковита связанного с процессом грейзенизации (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав мусковита из мусковит-альбитового апогранита

Компоненты	Вес. %	Атомные количества		Число атомов на O+F=12
		катионов	кислорода	
SiO <sub>2</sub>	44,30	738	1476	3,0
TiO <sub>2</sub>	0,20	003	0006	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,69	682	1023	2,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	018	0027	0,15
FeO	1,43	019	0019	
MnO	Следы	—	—	—
MgO	0,30	007	0007	0,03
CaO	0,63	011	0011	0,04
BeO	0,007	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	1,43	048	0024	0,20
K <sub>2</sub> O	8,83	190	0035	0,77
Li <sub>2</sub> O	0,10	006	0003	0,02
Rb <sub>2</sub> O	0,19	002	0001	0,01
Cs <sub>2</sub> O	0,02	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,88	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,40	488	0244	1,96
П. п. п.	0,68	—	—	—
F	0,50	—	0026	0,11
Сумма . . .	100,16			
—O=F	0,20			
Сумма . . .	99,96			

Аналитик А. Быкова

Флюорит, являющийся характерным второстепенным минералом мусковит-альбитовых апогранитов, встречается в метасоматических породах характеризуемого массива довольно часто, однако в небольшом количестве. Обычно ассоциирует с мусковитом и, реже, с поздним микроклином, замещающими альбит (рис. 19). При этом широко распространены явления замещения флюоритом как альбита, так и микроклина.

Вольфрамит, наиболее широко распространенный рудный акцессорный минерал метасоматически измененных гранитов рассматриваемого типа, тесно связан с явлениями грейзенизации. С глубиной, по мере ослабления грейзенизации, количество вольфрамита, рассеянного в гранитах, заметно уменьшается и на глубине более 100 м от апикальной части купола он уже встречается в ничтожных количествах. Распределение вольфрамита в грейзенизированных гранитах в рассматриваемом случае не контролируется четкой трещиноватостью в масштабах всего массива, однако его связь с системой весьма тонких неправильных трещин в зонах грейзенизации отмечается при микроскопическом изучении шлифов.

Берилл встречается во всех разностях мусковит-альбитовых апогранитов в виде микроскопических кристаллов, относительно равномерно рассеянных в массиве породы<sup>1</sup>. При этом равномерное распределение

<sup>1</sup> Минералогическое описание акцессорных минералов апогранитов приведено в гл. III.



Рис. 19. Образование флюорита по альбиту. Ув. 60

берилла, характерное для альбитизированных и слабо грейзенизированных пород, нарушается в зонах более интенсивной грейзенизации. В этих участках, наряду с активным разведанием берилла грейзеновым мусковитом и кварцем, отмечается образование берилла второй генерации, длинно-призматические кристаллы которого образуют скопления, часто имеющие форму берилловых солнц. Размер подобных радиально-лучистых образований достигает 1—2 см в диаметре.

Характерной особенностью распределения берилла в пределах массива апогранитов является то, что прямая корреляция между степенью грейзенизации пород и накоплением в них берилла отсутствует. В ряде случаев усиление степени грейзенизации апогранита сопровождается исчезновением берилла и соответственно уменьшением концентрации бериллия. Таким образом, в зонах сильной грейзенизации наряду с участками повышенной концентрации бериллия наблюдаются участки с весьма низким его содержанием (десятитысячные доли процента Be). Соответственно отсутствует корреляция между содержанием в апогранитах бериллия и вольфрама, который тесно связан с развитием процесса грейзенизации. Если вольфрамовая минерализация практически не продолжается ниже зоны развития грейзенизации, то повышенные концентрации бериллия столь же характерны и для зоны мусковит-альбитовых апогранитов со слабым проявлением грейзенизации. Обогащенная вольфрамитом зона апогранитов в рассматриваемом массиве отмечена до глубины 80—100 м, в то время как берилловая минерализация прослежена до глубины более 180 м.

Интересно, что для вольфрамит-кварцевых жил, пересекающих массив бериллсодержащих апогранитов, берилл не является характерным минералом; нетипичен он также и для маломощных грейзеновых оторочек кварцевых жил. В данном случае исключения представляют только верхние ярусы жил, залегающие в сланцах кровли. В этих жилах места отмечаются спорадически рассеянные кристаллы берилла.

Исследования проб, специально отобранных по разрезам вкрест простирания вольфрамит-кварцевых жил, позволяют сделать следующие выводы: 1) в апогранитах в непосредственной близости от кварцевых жил привноса бериллия не наблюдается. В отдельных случаях

даже намечается понижение содержания бериллия вблизи контакта с жилой, по сравнению с содержанием бериллия в апограните вдали от жилы; 2) в сланцах на контакте с кварцевыми жилами наблюдается четкий привнос бериллия, содержание которого резко уменьшается при удалении от кварцевого тела (Беус, 1960<sub>1</sub>).

Таким образом, обе стадии концентрации бериллия в апогранитах, сопровождавшиеся формированием берилла, в данном случае предшествовали образованию вольфрамит-кварцевых жил и не имеют связи с жильным процессом.

Отмеченный выше разрыв во времени между образованием берилла в альбитизированном граните и более поздними процессами высокотемпературного околотрещинного выщелачивания особенно четко проявляется в массивах бериллсодержащих мусковит-альбитовых апогранитов рассмотренной группы, в которых получают развитие зоны грейзенизации, контролируемые трещиноватостью. В пределах подобных зон акцессорный берилл, связанный с процессом альбитизации гранита, исчезает полностью или же от него остаются отдельные резорбированные реликты. Соответственно содержание бериллия в грейзенизированной породе, по сравнению с альбитизированным гранитом, снижается с 0,01—0,015% до 0,001% и менее. В то же время в центральной части грейзенизированных зон в трещинах в ряде случаев обособляются прожилки сплошного берилла второй генерации или маломощные кварц-берилловые жилы.

Наряду с массивами мусковит-альбитовых апогранитов, в которых явления альбитизации, а вместе с тем и распределение берилла не имеют видимой связи с трещиноватостью, известны массивы, в которых альбитизация, а также распределение берилла в метасоматической породе достаточно четко контролируются тонкой трещиноватостью.

Явления альбитизации в подобных апогранитах, в отличие от описанных выше, развиты весьма неравномерно. В шлифах из слабо альбитизированных участков гранитов преобладают минералы первичной породы и сохраняется типичная гранитовая структура. Пластинки позднего альбита проникают между зернами раннего плагиоклаза и микроклина, местами замещая их по трещинам. В наиболее сильно альбитизированных разностях порода в основном состоит из мелких пластинок альбита и зерен кварца, среди которых рассеяны чешуйки мусковита и редкие разведенные зерна ранних полевых шпатов.

Весьма неравномерным распределением в апогранитах рассматриваемой группы отличается и берилл, связанный с процессом альбитизации. Размер вкрапленности его кристаллов колеблется от десятых долей миллиметра до 1—5 мм. Даже при величине зерен берилла менее 1,0 мм благодаря характерному густо-зеленому или голубовато-зеленому цвету они хорошо заметны на светлом фоне альбитизированной породы. В отдельных участках апогранитов отмечается концентрация зерен берилла, количество которого в этих участках составляет до нескольких процентов от массы породы. Связь подобных скоплений с зонами мелкой трещиноватости несомненна, хотя в ряде случаев устанавливается с трудом.

Переходя к характеристике гранитов с сильным проявлением грейзенизации, необходимо подчеркнуть, что, подобно альбитизации, грейзенизация в них отчетливо контролируется трещиноватостью. Особенно ясно это прослеживается при микроскопическом изучении шлифов. Как правило, явлениям грейзенизации предшествует катаклаз альбитизированной породы. Наиболее широко развито замещение полевых шпатов грейзеновым кварцем. Мусковит имеет подчиненное значение и только местами, преимущественно в экранированных участках вблизи контакта, его количество увеличивается до 10—15%.

Минералы грейзенового комплекса интенсивно замещают не только полевые шпаты, но также и берилл первой генерации, связанный со стадией альбитизации гранитов. В то же время в грейзенизированных участках наблюдается образование светло-зеленых, желтоватых или голубоватых тонкопризматических кристаллов берилла второй генерации размером от долей миллиметра до 5—10 мм по длинной оси, часто образующих лучистые скопления. Обычны также мелкие неправильные скопления берилла, образованные сплошным агрегатом тесно сросшихся кристаллов. Берилл в грейзенизированном граните, как правило, распределен весьма неравномерно. Заметная его концентрация отмечается в ряде случаев вблизи от наиболее сильно грейзенизированных трещинных зон в граните, или же около экранирующей поверхности кровли массивов. Иногда обогащение альбитизированных и грейзенизированных гранитов бериллом имеет место не в непосредственной близости от контакта с породами кровли, а на некотором удалении от него (от 30 до 80 м) (Некрасов, 1960).

Для сильно грейзенизированных участков гранитов типичны тонкие кварцевые, слюдяно-кварцевые, бериллово-кварцевые, топазово-кварцевые прожилки, в ряде случаев содержащие молибденит. Местами зоны или участки максимальной грейзенизации в массе альбитизированного гранита окружены сильно альбитизированным ореолом, в котором кроме раннего, догрейзенового альбита в значительном количестве присутствует поздний мелкотаблитчатый или лейстовидный альбит, накапливающийся на передовом фронте грейзенизации.

В качестве примера метасоматически измененных гранитов, в которых явления альбитизации и особенно грейзенизации отчетливо контролируются трещиноватостью, может быть приведен один из массивов герцинских гранитов Казахстана. Буровыми скважинами в пределах этого массива под покровом крупного ксенолита кристаллических сланцев был вскрыт «слепой» гребневидный выступ интенсивно альбитизированных и грейзенизированных гранитов. Ксенолит кристаллических сланцев окружен заметно катаклазированными мелко- и среднезернистыми, местами порфиоровидными, биотитовыми гранитами с довольно значительным количеством олигоклаз-альбита и широким развитием явлений микроклинизации. Микроклин-пертит, слагающий порфиоровидные вкрапленники, включает в себя мелкие корродированные зерна раннего плагиоклаза и как бы цементирует пелитизированные зерна первичного калиевого полевого шпата гранита. Вблизи контакта гранитов со сланцами в гранитах под микроскопом отмечаются отдельные новообразования альбита, замещающего калиевый полевой шпат. Однако в общем альбитизация в этих участках имеет зачаточное развитие.

В отличие от гранитов, окружающих ксенолит кристаллических сланцев, граниты «слепого» выступа интрузии характеризуются интенсивным проявлением альбитизации и особенно грейзенизации, существенно изменивших первоначальный облик гранита.

В нарушенных несколькими системами трещин метаморфизованных сланцах над гребневидным выступом гранитов залегает свита кварцевых жил, сопровождаемых маломощными околожильными зонами грейзенизированных сланцев. Кварцевые жилы содержат берилл, топаз, вольфрамит, молибденит и другие минералы, характерные для парагенезиса высокотемпературных кварцевых жил, происхождение которых связано с грейзеновым процессом. Жильная свита пород кровли гранитной интрузии своими корнями связана с системой тонких прожилков, развивающихся в участках альбитизированных гранитов, подвергшихся наиболее интенсивной грейзенизации. На всю глубину, пересеченную скважинами (150—200 м от апикальной части), гребневидный выступ

интрузии сложен мелко- или среднезернистым сильно альбитизированным гранитом, содержащим многочисленные реликты нерешетчатого микроклина и единичные реликты раннего олигоклаз-альбита. Среди аксессуарных минералов в породе обычны гранат, циркон, колумбит, рутил, уранинит и ксенотим. Альбитизированные граниты почти во всей массе подвергались более позднему окварцеванию так, что участки подобных гранитов, не затронутые окварцеванием, редки и нетипичны для разреза. Окварцевание, являющееся начальным этапом грейзенизации породы, проявляется в замещении кварцем как реликтов первичных полевых шпатов гранита, так и альбита. Степень окварцевания варьирует очень сильно, в результате чего характер породы изменяется от альбитизированного гранита с повышенным содержанием кварца до сильно окварцованного гранита, в котором среди преобладающего кварца рассеяны отдельные пластинки альбита и их резорбированные реликты.

Количество слюды (мусковит) в альбитизированных и окварцованных гранитах в общем незначительно, однако ее роль возрастает с увеличением степени окварцевания породы. В результате участки максимального проявления грейзенизации в пределах гранитного выступа превращены в типичные мусковит-кварцевые грейзены с отдельными реликтами альбита, рассеянными в существенно кварцевой породе, содержащей 5—20% мусковита. На основании изучения зерна можно сказать, что максимальное развитие грейзенизации в гранитах связано с зонами трещиноватости, по мере удаления от которых уменьшается степень окварцевания породы. Связь явлений метасоматоза в пределах гребневидного выступа с трещиноватостью подтверждается также наличием среди альбитизированных гранитов участков первичных слабо альбитизированных плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Характерно, что эти участки также подверглись сильному окварцеванию, выразившемуся в замещении микроклина и плагиоклаза многочисленными червеобразными прожилками кварца.

Окварцевание в ряде случаев сопровождается образованием агрегата мелкой слюдки по вкрапленникам микроклин-пертита и зернам плагиоклаза.

Таким образом, при изучении разреза по скважинам наблюдается чередование участков альбитизированных гранитов с различной степенью проявления грейзенизации (рис. 20). Зоны сильно грейзенизированных гранитов мощностью до 10 м разделены горизонтами альбитизированных гранитов, в которых грейзенизация проявлена слабее. Любопытно, что пальцеобразные маломощные алофизы выступа гранитов, залегающие среди песчаников и сланцев в кровле гранитной интрузии, как правило, нацело грейзенизированы и превращены в мусковит-кварцевые и кварцевые грейзены. При этом по падению мусковит-кварцевые грейзены сменяются сильно окварцованными альбитизированными алогранитами, почти не содержащими слюд.

Альбитизированные и грейзенизированные граниты в пределах гребневидного выступа характеризуются повышенными концентрациями бериллия и молибдена, обусловленными присутствием берилла и молибденита. В отличие от равномерно альбитизированных гранитов с относительно слабым проявлением грейзенизации, рассматриваемые граниты характеризуются весьма неравномерным распределением берилла, скопления которого преимущественно приурочены к зонам максимальной грейзенизации в пределах гребневидного выступа. При этом для альбитизированных и существенно окварцованных гранитов в данном случае присутствие аксессуарной мелкой вкрапленности берилла нехарактерно. Отдельные мелкие кристаллы берилла, связанные с альбитизацией, могут присутствовать в участках альбитизированных гранитов.



Рис. 20. Строение апофиз гребневидного выступа мусковит-альбитовых апогранитов  
 1 — кварцевые жилы с бериллом; 2 — грейзены мусковит-кварцевые; 3 — мусковит-альбитовые апограниты; 4 — мусковит-альбитовые апограниты сильно окварцованные; 5 — окварцевание вмещающих пород; 6 — пегматондные кварц-микроклиновые выделения; 7 — песчано-сланцевая толща

наименее затронутых грейзенизацией. Основная масса берилла (второй генерации) связана с процессом грейзенизации и концентрируется в сильно грейзенизированных участках гранитов в виде мелких скопленных неправильной формы (размером 1—5 см в поперечнике), микроскопических прожилкоподобных образований и типичных прожилков. Подобно бериллу, неравномерным распределением характеризуется и молибденит, повышенные концентрации которого также приурочены к зонам максимальной грейзенизации в альбитизированных гранитах. Следует отметить, однако, что интенсивно грейзенизированные пальцевидные апикальные апофизы гребневидного выступа гранитного массива практически не содержат берилла, отличаясь очень низкими содержаниями бериллия, близкими к его кларку.

Обращаясь к альбитизированным гранитам третьей группы, в которых развитие альбитизации ограничивается линейными или площадными зонами, четко контролируемые трещиноватостью, необходимо отметить переходный характер этих метасоматических образований, близких по типу к околотрещинным зонам грейзенизации. Специфической особенностью бериллоносных околотрещинных альбитизированных зон является значительный (до  $3 \times 6$  см) размер кристаллов берилла, образующихся в альбитизированном граните. При этом кристаллы, как правило, переполнены реликтами минералов неполностью замещенного гранита (плагноклаз, биотит, микроклин, кварц) и имеют пойкилитовый характер.

В ассоциации с бериллом в зонах альбитизации часто обнаруживаются минералы грейзенового парагенезиса: молибденит, вольфрамит, висмутовые минералы.

Характерным примером, иллюстрирующим развитие околотрещинных зон альбитизации среди порфировидных биотитовых гранитов, может служить один из гранитных куполов Алтая, описанный А. Н. Леонтьевым и Т. Ф. Бойко (1959). Он представляет собой шток площадью около  $6 \text{ км}^2$ , сложенный среднезернистыми порфировидными гранитами. В пределах вскрытой эрозионным срезом апикальной части купола гранитов сохранились останцы ороговикованных сланцев и габбро-диоритов кровли. В эндоконтактной части массива, а также вблизи останца габбро-диоритов граниты альбитизированы и в интервале до 5—10 м превращены в лейкократовую почти лишенную слюд кварц-полевошпатовую породу, в которой полевой шпат в основном представлен альбитом.

Как отмечают А. Н. Леонтьев и Т. Ф. Бойко, берилл в виде крупных (0,5—3 см) идиоморфных кристаллов приурочен к крутопадающим трещинам, которые сопровождаются хорошо выраженными зонами альбитизации гранитов. Последние имеют незначительную мощность и затухают на расстоянии 30—40 см от стенок трещины, сменяясь нормальным порфировидным биотитовым гранитом. Основную роль в составе метасоматически измененного гранита играют альбит и кварц. Мусковит, представляющий стадию более позднего метасоматического изменения альбитизированного гранита, развивается по альбиту, биотиту и бериллу, обнаруживая ясную связь с тонкой трещиноватостью в породе. Альбит, помимо мусковита, замещается топазом и флюоритом.

Наряду с крупными идиоморфными кристаллами берилла в альбитизированных гранитах присутствует вторая генерация берилла, выполняющая сплошным зернистым агрегатом более мелкие трещины, секущие уже измененный гранит (рис. 21).

В табл. 4—5 приведены данные химических анализов мусковит-альбитовых апогранитов и результаты их пересчета по системе А. Н. Заварицкого.

Химический состав мусковит-альбитовых апогранитов, формировавшихся в пределах материнской интрузии (в %)

Компоненты	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	73,77	76,20	75,43	75,50	71,33	73,80	75,63	75,33	72,30	72,80	72,70	78,14	78,52
TiO <sub>2</sub>	Следы	Следы	Следы	0,06	Не обн.	Не обн.	Следы	0,05	0,07	0,10	0,07	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	14,14	13,79	14,54	18,33	14,61	14,25	14,96	15,83	15,57	15,87	12,04	12,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,68	0,52	0,63	0,46	0,40	0,58	0,42	0,40	0,48	0,88	0,59	0,26
FeO	0,36	—	0,28	0,40	Не обн.	Не обн.	—	0,34	0,39	0,68	0,35	0,57	1,07*
MnO	0,14	0,18	0,10	0,11	0,03	0,12	0,08	0,09	0,15	0,10	0,21	0,26	0,46
MgO	0,22	0,15	0,50	0,40	0,20	0,70	0,23	0,15	0,27	0,12	0,07	0,41	0,63
CaO	0,68	0,65	1,04	1,00	1,36	1,33	0,40	0,50	0,77	0,83	0,83	0,44	0,07
Na <sub>2</sub> O	3,62	3,17	3,80	3,23	3,34	3,50	3,13	3,92	3,70	3,78	3,40	3,80	3,50
K <sub>2</sub> O	3,92	3,72	3,15	2,22	3,21	3,20	3,85	3,26	4,65	4,14	4,60	3,70	2,90
F	—	—	—	0,74	1,25	0,65	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O-	0,19	0,20	0,22	Не обн.	0,20	0,11	0,14	0,11	0,10	0,19	0,10	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,52	0,60	0,77	—	0,65	0,69	0,94	0,11	0,46	0,41	0,35	—	—
Прочие**	0,28	—	—	—	—	—	—	0,18	0,37	0,30	0,12	—	—
П. п. п.	—	0,57	0,56	1,20	0,47	0,83	0,51	0,61	0,34	0,47	0,48	0,63	0,88
Сумма	99,80	100,26	100,16	100,09	100,83	93,94	99,74	100,03	99,80	99,97	100,03	100,63	100,61
—O=F	—	—	—	0,31	0,53	0,23	—	—	—	—	—	—	—
Аналитик	И. Разина	З. Бурова	О. Дорондова	А. Быкова	Н. Короткова	З. Бурова	З. Бурова	—	Н. Пахомова	—	—	Л. Плещач и Хван-Ю-Хен	—

Примечание. 6—12—мусковит-альбитовые апограниты с минералами бериллия (Вост. Сибирь);  
13—16—то же (Алтай);  
17—18— » » (Казахстан).

\* Повышенное содержание железа связано с загрязнением при бурении дробью.

\*\* Прочие: в анализе 6—P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Li<sub>2</sub>O, S; в анализах 13—16—BaO.

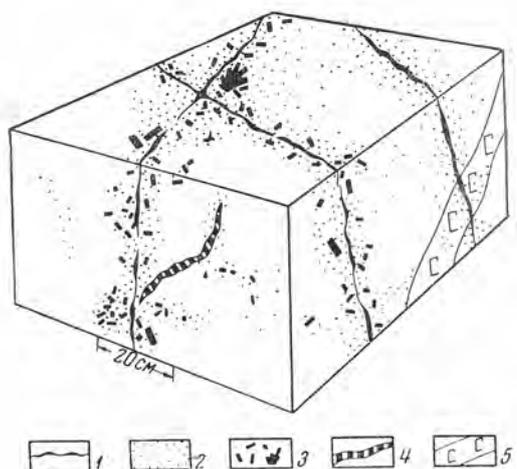


Рис. 21. Схема околотрешинных изменений гранитов  
 1 — турмалиновые прожилки; 2 — участки альбитизации гранитов;  
 3 — мелкая вкрапленность берилла; 4 — прожилки зернистого берилла; 5 — пегматит (Леонтьев, Бойко, 1959)

Таблица 5

Пересчеты анализов мусковит-альбитовых апогранитов, формировавшихся в пределах материнской интрузии по системе А. Н. Заварицкого

	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
S	79,7	81,9	82,1	81,1	77,5	81,1	81,6	80,7	79,4	79,6	78,3
a	12,8	11,7	12,3	9,7	11,4	11,9	11,8	12,5	14,5	13,8	13,5
c	0,8	0,8	1,2	1,2	1,6	1,5	0,4	0,6	0,9	0,9	0,9
b	6,7	5,6	4,4	8,0	9,5	5,5	6,2	6,2	5,2	5,7	7,3
m'	4,8	4,3	15,4	8,0	3,4	20,2	5,4	4,2	7,6	3,5	15,1
f'	6,7	12,7	14,1	12,0	4,1	8,3	9,4	12,7	12,6	19,5	17,7
a'	88,5	83,0	70,5	80,0	92,5	71,5	85,2	83,1	79,8	77,0	67,2
n	58,6	57,0	62,5	69,3	61,1	62,2	55,0	64,6	54,9	58,2	53,0
Q	30,8	39,7	33,2	41,6	30,6	36,9	33,2	35,9	28,9	30,7	29,5
a : c	15,3	15,2	10,5	8,4	7,3	7,8	29,4	21,6	16,1	15,0	14,8
a' : f'	13,1	6,9	5,0	6,7	22,4	8,6	9,0	6,5	6,3	4,0	4,5

### Мусковит-альбитовые апограниты, сформированные за пределами материнской интрузии

Проявления альбитизации и грейзенизации вмещающих интрузивных пород за пределами массивов кислых гранитов, являвшихся источником замещающих растворов, развиты достаточно широко и во всех случаях четко контролируются крупными разрывными структурами в эндоконтактной зоне или кровле материнского интрузивного массива (рис. 22). В пределах нарушенной зоны тела альбитизированной породы образуют подобие залежей, мелких массивов и даже даек, часто имеющих визуально четкий контакт с замещаемой породой.

До настоящего времени подобные образования наблюдались только среди гранодиоритов и обогащенных плагиоклазом гранитов, залегающих в экзоконтакте более молодого грейзеноносного комплекса кислых

гранитоидов. Однако нет оснований думать, что явления такого рода не могут иметь место и среди пород иного состава, в частности диоритов и более основных пород. Естественно, что парагенетические особенности состава и облик метасоматических образований в этих случаях будет иным, чем в рассматриваемых примерах.

Мусковит-альбитовые апограниты, образованные по плагиогранитам или гранодиоритам, макроскопически характеризуются мелкозернистым сложением и четко выраженным аплитовидным обликом. При внима-

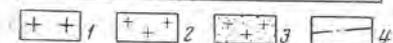
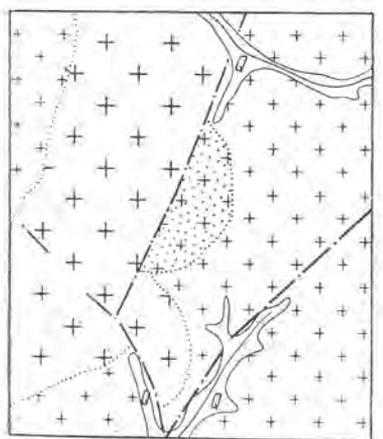


Рис. 22. Тело мусковит-альбитовых апогранитов, контролируемое разломом, секущим интрузивные породы

1 — порфиридные биотитовые граниты; 2 — мелкозернистые граниты; 3 — мусковит-альбитовые апограниты; 4 — разрывные нарушения

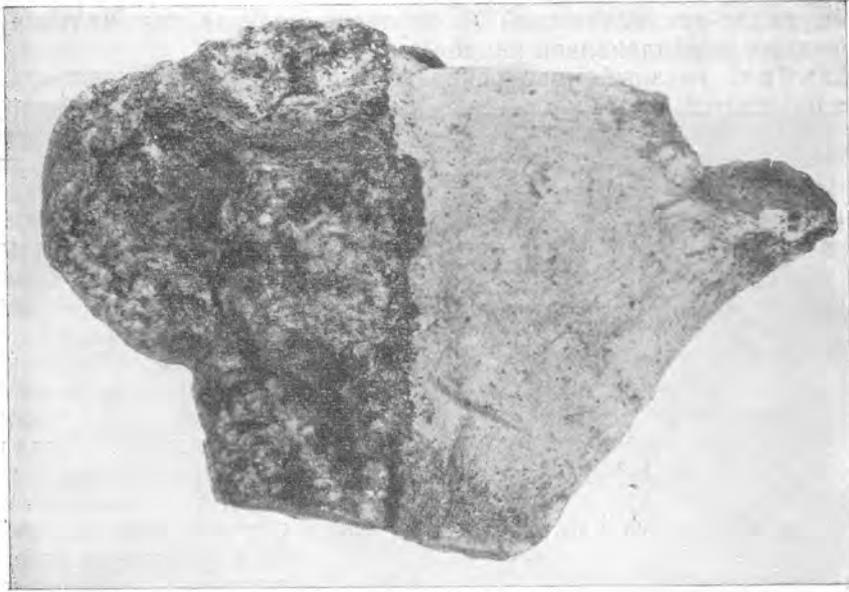
тельном визуальном изучении штуфов среди мелкозернистого альбита различаются серые округлые зерна кварца и мелкие серебристые или зеленоватые чешуйки мусковита. В ряде случаев отдельные более крупные зерна кварца придают породе порфиривидный облик.

В зависимости от характера трещиноватости, использованной замещающими растворами, контакты мусковит-альбитовых апогранитов с вмещающими плагиогранитами или гранодиоритами могут быть весьма четкими или же переход от одной породы к другой осуществляется постепенно. Отметим только, что изучение внешне четкого контакта мусковит-альбитовых апогранитов под микроскопом во всех случаях свидетельствовало о его типично метасоматическом характере (рис. 23, а, б). Мелкозернистый альбитовый агрегат, слагающий основную массу апогранита в этих участках, разъедает плагиоклаз на контакте с гранитом и проникает в гранит по тонким трещинам. Интересно отметить, что в экзоконтакте мусковит-альбитовых апогранитов в плагиогранитах и особенно в

гранодиоритах наблюдаются зоны интенсивной микроклинизации, формирующие вокруг массивов апогранитов своеобразную метасоматическую оторочку, обогащенную порфиробластами микроклина.

Минералогический состав мусковит-альбитовых апогранитов рассматриваемой группы достаточно прост. Мелкопластинчатый альбит № 5—8 и кварц составляют основную массу рассматриваемой породы<sup>1</sup>. Соотношения между этими двумя главными компонентами составляют 2:1—3:1 и более. Реже встречаются участки, существенно обогащенные идиоморфными зернами кварца. Местами появляется поздний микроклин, мелкие зерна которого рассеяны среди альбита. Мусковит, являющийся типичным второстепенным минералом породы, присутствует в незначительном количестве и заметной роли в ее составе не играет. Характерными акцессорными минералами апогранита являются флюорит и берилл, в ряде месторождений присутствуют весьма незначительные количества колумбита или тантало-колумбита. Спорадически в породе рассеяны реликты первичного олигоклаза или олигоклаз-альбита, реже наблюдаются реликты микроклина. Максимальное количест-

<sup>1</sup> В ряде случаев при отсутствии или малом содержании микроклина характеризующие разности мусковит-альбитовых апогранитов могут быть названы кварцевыми альбититами.



a



б

Рис. 23. Контакт мелкозернистых мусковит-альбитовых апогранитов с вмещающим плагиогранитом  
 а — в штуде породы; б — под микроскопом. Ув. 17

во зерен реликтовых минералов обнаруживается вблизи границы тел апогранитов с вмещающими гранодиоритами или плагиогранитами.

Структура породы, обусловленная наличием относительно изометрических зерен кварца среди основной массы призматического альбита, в зависимости от количества и размеров зерен кварца изменяется от трахитоидной (почти без кварца) до призматически-зернистой и

порфировидно-призматической (в последнем случае при наличии порфировидных вкрапленников кварца).

Альбит, главный породообразующий минерал мусковит-альбитовых апогранитов, сформированных за пределами материнской интрузии,



Рис. 24. Реликты альбита в порфиробластах кварца.  
Ув. 90

по внешнему виду весьма характерен. Как правило, это мелкие вытянутые, часто лейстовидные, пластинчатые кристаллы, образующие полисинтетические, реже — простые, двойники. Размер кристаллов колеблется в пределах десятых долей миллиметра, редко превышая этот предел. Наряду с кристаллами, имеющими четкую призматическую форму, обычны лейстовидные кристаллы с волнистыми ограничениями. Агрегат подобных кристаллов в шлифах имеет характерную бостонитоподобную структуру. В апогранитах, обогащенных поздним кварцем и микроклином, в ряде случаев удается различить две генерации альбита.

По составу и внешнему виду обе генерации очень сходны. Альбит второй генерации в этих породах, как правило, присутствует в резко подчиненном количестве. Он представлен мелкими призматическими просто сдвойникованными кристалликами, обычно связанными с трещинами. Альбит первой генерации замещается кварцем и поздним микроклином (рис. 24—25), в то же время поздний альбит проникает в кварц по трещинам, а также располагается в стыках зерен кварца и микроклина.

Олигоклаз и олигоклаз-альбит. Реликты плагиоклазов первичного гранодиорита или плагиогранита довольно часто встречаются в апогранитах в виде сильно резорбированных зерен. Их количество обычно увеличивается в эндоконтактных участках массивов мусковит-альбитовых апогранитов.

Микроклин. Весьма редко в мусковит-альбитовых апогранитах при микроскопическом изучении наблюдаются реликты раннего микроклина-пертита, обычно приуроченные к зоне эндоконтакта. Гораздо более распространены микроклины второй генерации, хотя его количество в различных массивах варьирует в широких пределах, от первых единиц процента в существенно кварц-альбитовых породах (кварцевых альбититах) до 10—15% в породах, обогащенных поздним микроклином. Последний развивается в мелкозернистом альбитовом агрегате, замещающая как альбит, так и кварц. При систематическом изучении шлифов под микроскопом можно наблюдать все стадии преобразования мелких зерен свежего решетчатого микроклина, переполненных пойкилитовыми вростками альбита, в идиоморфные порфировидные вкрапленники микроклина с включениями зерен альбита, закономерно располагающихся по зонам роста микроклина (рис. 25—26). Порфиробласты позднего микроклина с пойкилитовыми включениями альбита идиоморфны по

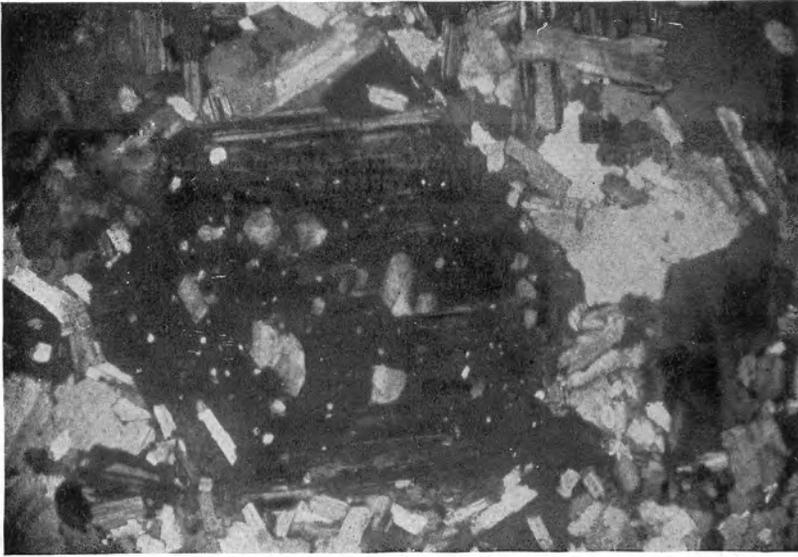


Рис. 25. Реликты альбита в идиоморфном порфиробласте позднего микроклина. Ув. 17

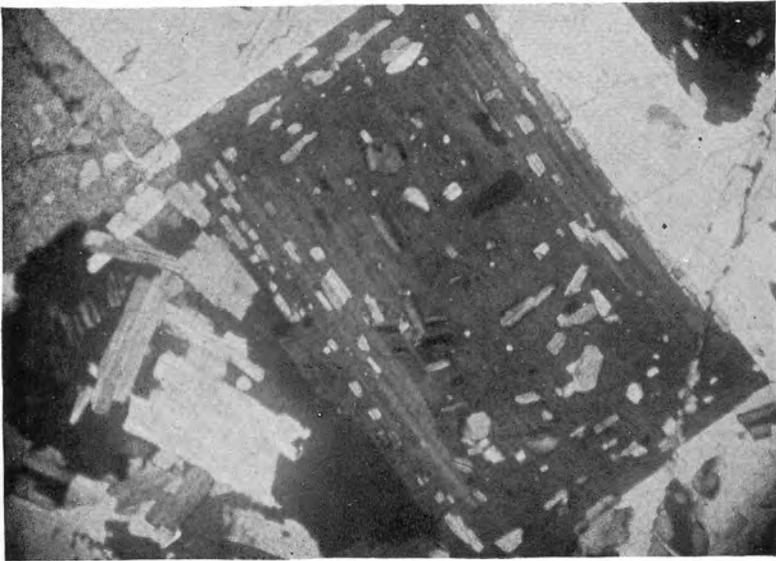


Рис. 26. Порфиробласт позднего микроклина, идиоморфный по отношению к кварцу. Ув. 25

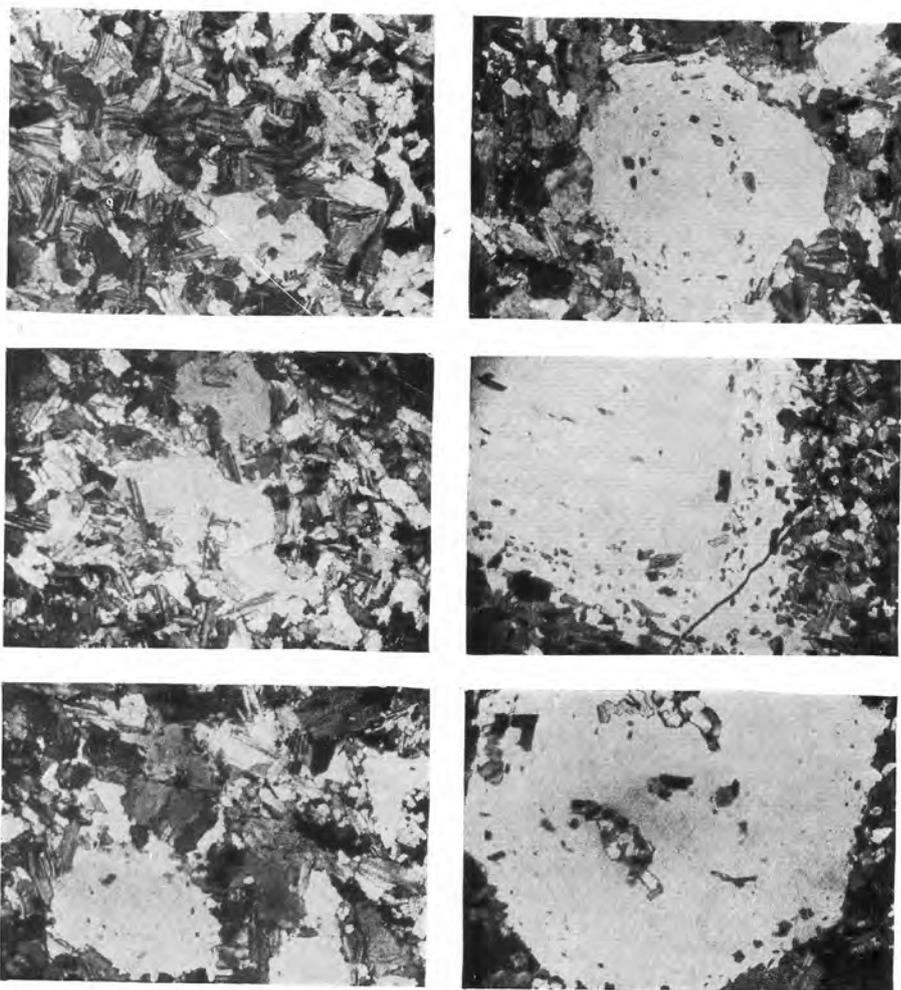


Рис. 27. Формирование порфиробласт кварца в мусковит-альбитовом апограните. Ув. 25 (левая сторона), 17 (правая сторона)

отношению ко всем минералам, присутствующим в шлифах, в том числе и к порфиroidным выделениям кварца (рис. 26).

**Кварц.** Зерна кварца первичного гранита на ранних стадиях формирования метасоматической породы, по-видимому, значительных изменений не претерпевают, в результате часто можно наблюдать типичные для гранитондов неправильные зерна кварца, разбросанные в массе мелкопластинчатого альбита. В участках, подвергшихся более существенной переработке, обнаруживается тенденция к разрастанию зерен кварца и образованию его идиоморфных выделений. В шлифах могут быть прослежены все переходы от неправильных зерен к идиоморфным кристаллам кварца, имеющим в разрезе правильные гексагональные очертания (рис. 27).

Весьма характерной особенностью преобразованных кристаллов кварца является их зонарное строение, которое подчеркивается включениями мелких зерен альбита, располагающихся по зонам, соответствующим граням призмы кварца. В зернах кварца довольно часто наблюдаются и реликты раннего олигоклаза. Что же касается пойкилитовых включений альбита, расположенных по зонам роста кристаллов кварца, то их взаимоотношения с кварцем достаточно сложны. Многие зерна в значительной степени резорбированы, имеют округлые или извилистые очертания, являясь типичными реликтами. В то же время встречаются и более или менее идиоморфные пластинки альбита, не проявляющие признаков более раннего образования по сравнению с кварцем. В ряде случаев начавшаяся резорбция кристаллов альбита выявляется только при изучении шлифов с использованием большого увеличения (рис. 24). Обобщение наблюдений нескольких сотен шлифов позволяет сделать вывод о том, что пойкилитовые включения альбита в порфиroidных вкрапленниках кварца имеют в большинстве случаев реликтовый характер.

Следует отметить, что для рассматриваемой группы мусковит-альбитовых апогранитов не характерен типичный грейзеновый кварц, описанный выше для апогранитов, развивающихся в пределах материнских интрузий. В то же время образование порфиroidных вкрапленников кварца для этих пород — обычное явление, которое часто служит поводом для неправильного отнесения рассматриваемых метасоматических пород к гранит-порфирам.

**Мусковит.** Светло-зеленый мелкочешуйчатый мусковит является наиболее характерным второстепенным минералом мусковит-альбитовых апогранитов. Его количество в породе колеблется от долей до первых единиц процента, размер чешуек — от десятых долей миллиметра до 1—2 мм. В виде отдельных неправильных пластинок, реже — их скоплений мусковит рассеян в кварц-альбитовом агрегате, местами проникая в мелкие трещинки между зернами породообразующих минералов. В отличие от мусковит-альбитовых апогранитов, формирующихся в пределах материнской интрузии, в характеризуемых разностях мусковитизация очень редко приобретает доминирующее значение, определяющее облик породы.

**Биотит** характерен лишь в апогранитах, сформировавшихся по гранодиоритам, относительно обогащенным железом. Количество биотита обычно не превышает 2% от массы породы и только изредка приближается к 5%. Обычно он представлен темной железистой разновидностью, но в участках более сильной грейзенизации, обогащенных флюоритом, наблюдается заметное просветление слюд. При этом местами образуются зональные пластинки с почти бесцветными слабо плеохроирующими краями.

Биотит в породе распределен неравномерно, образуя мелкие (до 2 мм) скопления отдельных чешуек. Изредка отмечаются порфиroidные

выделения биотита размером до 5 мм в поперечнике. Форма пластинок неправильная, извилистая. Наблюдается замещение биотита кварцем и альбитом второй генерации, реже — мелкочешуйчатым мусковитом. С биотитом обычно ассоциируют магнетит, флюорит, апатит, касситерит и циркон. Следует отметить, что апатит, магнетит и циркон характерны только для биотитсодержащих апогранитов.

Таблица 6

Химический состав мусковит-альбитовых апогранитов (в %),  
формировавшихся за пределами материнской интрузии,  
и его пересчеты по системе А. Н. Заварицкого

Компоненты	19	20		19	20
SiO <sub>2</sub>	73,13	73,92	S	78,9	79,0
TiO <sub>2</sub>	0,03	He обн.	a	17,3	13,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,85	15,74	c	0,5	0,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,54	b	3,3	7,5
FeO	0,78	0,56	m'	9,0	4,4
MnO	0,03	0,02	f'	32,0	13,9
MgO	0,15	0,22	a'	59,0	81,7
CaO	0,43	0,18	n	81,0	63,4
Na <sub>2</sub> O	6,74	4,01	Q	22,7	30,7
K <sub>2</sub> O	2,43	3,56	a:c	35,0	51,0
F	0,08	0,05	a':f'	1,8	5,9
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	He обн.	0,12			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,31	1,38			
BaO	0,41	—			
Сумма . .	100,30	100,30			
—O=F	0,03	0,02			
	100,27	100,28			
Аналитик	А. Ману- хова	В. Швец			

Примечание. 19—20—мусковит-альбитовые апограниты  
(Вост. Сибирь.)

Берилл в апогранитах рассматриваемой группы присутствует в виде мелких призматических кристаллов, в большинстве случаев неразличимых невооруженным глазом. Размер кристаллов колеблется в пределах десятых долей миллиметра; лишь изредка в мелких стяжениях кварца наблюдаются более крупные кристаллы, достигающие 1—3 мм по длинной оси и до 1 мм в поперечнике. Характерно относительно равномерное распределение кристаллов берилла в массе альбитизированной породы.

В табл. 6 приведены результаты химических анализов апогранитов, формировавшихся за пределами материнской интрузии, и их пересчеты по системе А. Н. Заварицкого.

#### ЛИТИОНИТ-АМАЗОНИТ-АЛЬБИТОВЫЕ АПОГРАНИТЫ С МИНЕРАЛАМИ ТАНТАЛА И НИОБИЯ

Литионитсодержащие апограниты, в которых калиевый полевой шпат представлен зеленым или голубовато-зеленым амазонитом, представляют собой наиболее яркую разновидность метасоматических гра-

нитойдов, отличающихся сложностью проявления метасоматических процессов и своеобразием свойственно<sup>ю</sup> им редкометальной минерализации (Беус, Ситнин, 1960; Беус, 1961).

Геологическое положение метасоматических пород рассматриваемого типа определяется их приуроченностью к самым апикальным эндоконтактовым участкам массивов альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов. При этом в одних случаях с глубиной наблюдается переход амазонитсодержащих разностей в мусковит-альбитовые апограниты и далее в двуслюдяные порфиroidные граниты с обильной вкрапленностью метасоматических порфиробласт микроклин-пертита. В других случаях наряду с эндоконтактовыми зонами подобного рода литионит-амазонит-альбитовые апограниты образуют обособленные небольшие (единицы кв. километров) массивы, контролируемые разрывными нарушениями.

Глубокие эрозионные срезы таких массивов обычно представлены биотит-амазонит-альбитовыми апогранитами. Для последних отмечены факты постепенного перехода в биотит-альбитовые апограниты (с литиевым биотитом), которые, в свою очередь, с глубиной сменяются порфиroidными биотитовыми гранитами, обогащенными микроклином.

Примером развития литионит-амазонит-альбитовых апогранитов в эндоконтактовой зоне куполовидного выступа метасоматически измененных гранитоидов может служить массив биотитовых и двуслюдяных гранитов киммерийского возраста (Восточная Сибирь), кратко охарактеризованный выше при описании мусковит-альбитовых апогранитов с бериллиевыми минералами (стр. 21). Метасоматические мелкозернистые существенно альбитовые породы, содержащие литиевую слюду и вкрапленность амазонита, получили развитие в пределах куполовидного выступа массива, вскрытого эрозионным срезом в его юго-западной оконечности (рис. 11).

Литионит-амазонит-альбитовые апограниты слагают эндоконтактовую зону куполовидного выступа и на глубине 50—90 м от контакта со сланцами переходят в мусковит-альбитовые апограниты с мелкочешуйчатым зеленым мусковитом.

Последние на глубине в свою очередь сменяются двуслюдяными порфиroidными гранитами, в которых альбитизация проявлена в зачаточной степени (рис. 28).

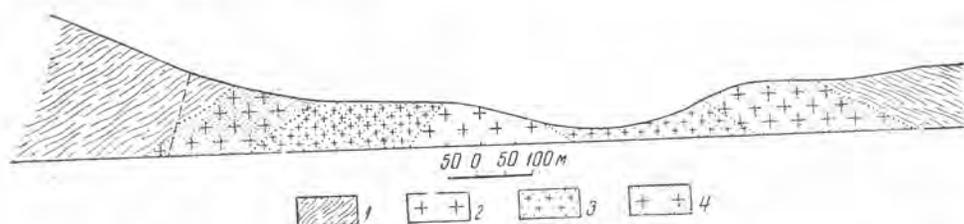


Рис. 28. Разрез через купол метасоматически измененных гранитоидов  
1 — сланцы; 2 — двуслюдяной и порфиroidный гранит; 3 — мусковит-альбитовый апогранит;  
4 — литионит-амазонит-альбитовый апогранит

Ниобо-танталовая минерализация, представленная микролитом и манган-танталитом, развивается в эндоконтактовых участках куполовидного выступа в верхней части зоны литионит-амазонит-альбитовых апогранитов. Весьма характерно отсутствие накопления минералов тантала в нижней части литионитсодержащей зоны, которая с этой точки зрения практически не отличается от нижележащей зоны мусковит-альбитовых апогранитов.

Значительно сложнее строение массивов собственно литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, апикальная часть которых отличается интенсивным развитием трещиноватости. При этом следует отметить, что особенности парагенезиса метасоматических пород, содержащих амазонит и литиевые слюды, в значительной степени зависят от глубины эрозионного среза массива и во всех случаях наибольший интерес с точки зрения концентрации редких элементов, в частности талала, представляют наименее эродированные массивы литионит-амазонит-альбитовых апогранитов.

Характерным примером образований подобного рода может служить массив литионит-амазонит-альбитовых апогранитов (Восточная Сибирь), на современном уровне эрозионного среза которого обнажены как остатки апикальной части, тяготеющие к контакту висячего бока массива, так и его внутренние участки, вскрытые в центральной части тела метасоматических пород.

Массив, имеющий площадь несколько более 1 км<sup>2</sup>, приурочен к ослабленной тектонической зоне в пределах толщи верхнеюрских песчаников и сланцев. По отношению к многочисленным разностям гранитоидов, развитых в районе, литионит-амазонит-альбитовые апограниты являются наиболее молодыми. По петрографическим признакам в пределах массива выделяются следующие четыре группы пород, подразделяющиеся на отдельные разновидности:

1. Неравнозернистые порфиробластовые апограниты:

а) литионит-амазонит-альбитовые апограниты однородной текстуры;

б) литионит-амазонит-альбитовые апограниты такситовой (участковой) текстуры.

2. Равномернозернистые, мелкозернистые апограниты:

а) литионит-альбит-амазонитовые и литионит-амазонит-альбитовые апограниты;

б) окварцованные амазонит-альбитовые апограниты.

3. Метасоматические комплексы трещинных зон:

а) мелко- и тонкозернистые амазонит-альбит-кварцевые породы зон окварцевания;

б) мелкозернистые альбититы и кварцевые альбититы;

в) средне- и крупнозернистые кварцевые амазонититы.

4. Жильные породы:

а) амазонит-кварцевые и кварцево-амазонитовые жилы;

б) кварцевые и топаз-кварцевые жилы.

Порфиробластовые литионит-амазонит-альбитовые апограниты составляют основную часть поверхности массива, а также его глубокие горизонты. Это то, что обычно понимают под термином «амазонитовый гранит».

Вторая группа пород имеет ограниченное распространение и тяготеет к апикальной части массива (рис. 29). Как будет показано ниже, многочисленные признаки свидетельствуют в пользу образования рассматриваемой группы пород за счет преобразования порфиробластовых литионит-амазонит-альбитовых апогранитов.

Наконец, метасоматические комплексы трещинных зон играют еще более ограниченную роль, залечивая трещины, пересекающие породы двух первых групп.

Между всеми тремя группами пород наблюдаются постепенные, но четкие переходы, имеющие метасоматический характер. Жильные породы, являющиеся наиболее поздними образованиями, секут как порфиробластовые, так и мелкозернистые апограниты.

Породообразующие минералы всех групп метасоматических пород, слагающих массив, — альбит, микроклин (амазонит), кварц и литиевая

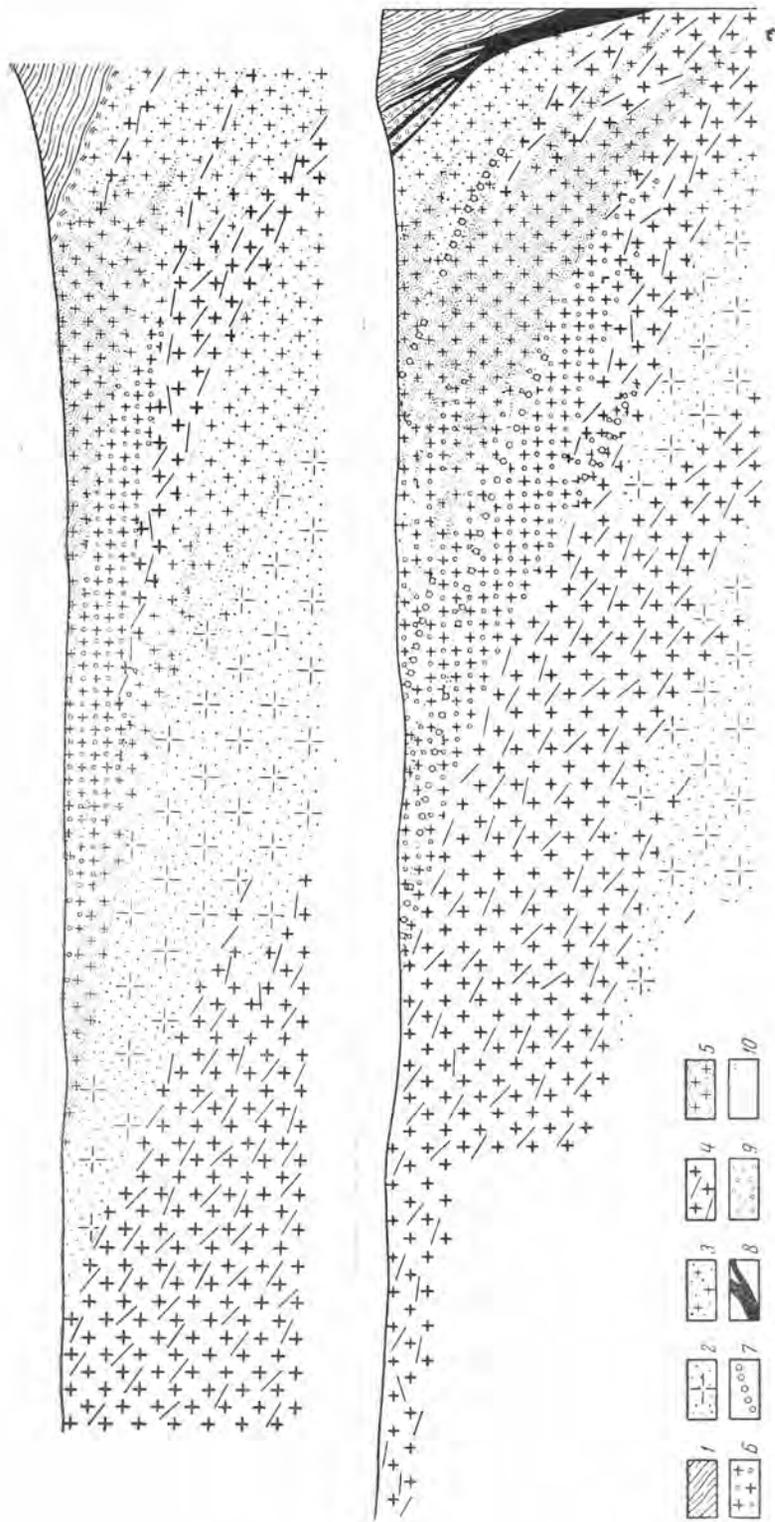


Рис. 29. Разрезы через массив литионит-амазонит-альбитовых апогранитов сложного фациального строения

1 — песчано-сланцевые породы юрского возраста; 2 — порфиристые литионит-амазонит-альбитовые апограниты внутренней частей массива; 3 — актинонит-амазонит-альбитовые апограниты внешней части массива; 4 — литионит-амазонит-альбитовые апограниты такситовой (участковой) текстуры; 5 — мелкозернистые литионит-амазонит-альбитовые апограниты; 6 — мелкозернистые окварцованные литионит-амазонит-альбитовые апограниты; 7 — мелко- и тонкозернистые амазонит-альбит-кварцевые породы зон окварцевания; 8 — амазонит-кварцевые жилы; 9 — эндоконтактовые кварц-топаз-криофиллитовые грейзены; 10 — граниты метасоматических комплексов

слюда из группы лепидолита. Характерным второстепенным минералом является топаз. Редко и в малом количестве встречаются пироксены. Наиболее распространенные акцессорные минералы — это колумбит, пирохлор-микролит, касситерит, циркон (циртолит), торит, монацит, сульфиды (пирит, сфалерит, галенит, молибденит и др.). Очень редки лопарит, обручевит и вольфрамит.

Количественные соотношения породообразующих и акцессорных минералов для каждой разновидности пород характеризуются заметными колебаниями, что вообще характерно для метасоматических образований. Как показали исследования, редкометальная минерализация метасоматических пород в пределах массива в первую очередь контролируется экранирующей ролью контакта. В связи с этим в породах первой группы по концентрации в них минералов редких элементов, особенно тантала, различаются эндоконтактовая фация и фация внутренних частей массива.

### **Порфиробластовые литионит-амазонит-альбитовые апограниты**

Порфиробластовые литионит-амазонит-альбитовые апограниты представляют собой неравномернозернистую породу, основная масса которой сложена мелкопластинчатым альбитом и микроклином (амазонитом), в зависимости от соотношения которых выделяются амазонит-альбитовые или альбит-амазонитовые разновидности (см. табл. 7). В этом мелкозернистом агрегате рассеяны округлые порфиробласты кварца (размером 4—8 мм) и вкрапленники зеленого или голубовато-зеленого амазонита (размером 2—4 мм). Вкрапленники амазонита часто имеют идиоморфные (призматические) очертания. В незначительном количестве (2—4%) в породе присутствует литиевая слюда (криофиллит).

Пластинки слюды обычно также имеют идиоморфные гексагональные ограничения и размер от 1—2 до 6—8 мм в поперечнике. Цвет слюды изменяется от светло-серого до темно-бурого.

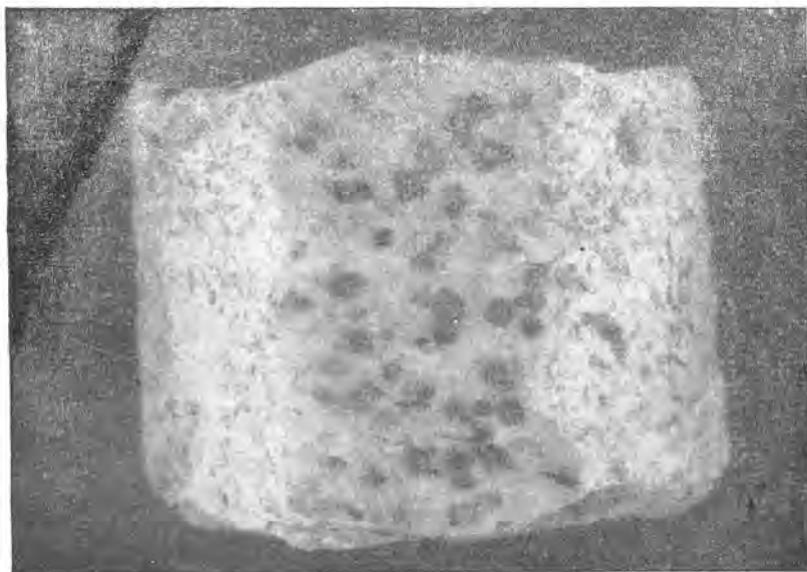


Рис. 30. Порфиробластовый литионит-амазонит-альбитовый апогранит (пришлифовка зерна). Натур. вел.



Рис. 31. Порфиробластовый литионит-амазонит-альбитовый апогранит. Ув. 8

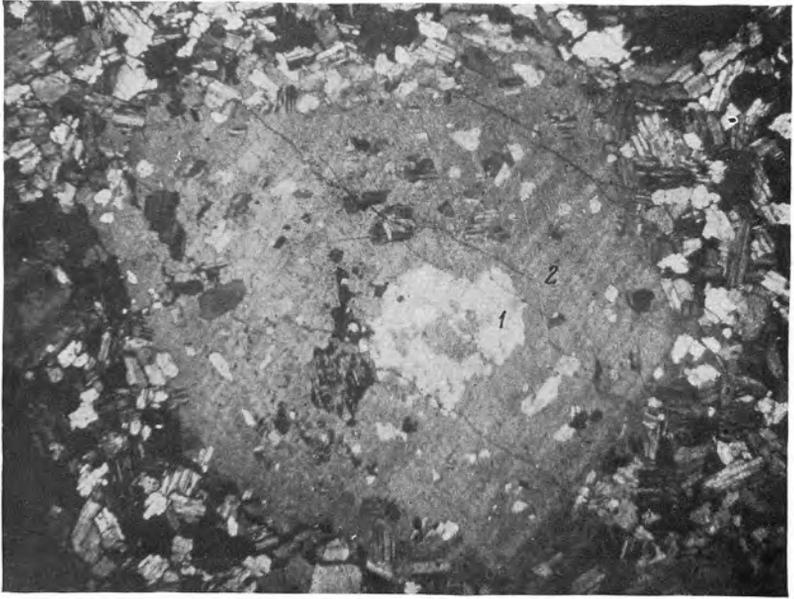


Рис. 32. Реликты олигоклаз-альбита (1) в кристалле микроклина (амазонита) (2). Ув. 17



Рис. 33. Замещение альбитом порфиробласта кварца. Ув. 17

Довольно равномерное распределение порфиробластов кварца и вкрапленников амазонита в массе породы определяет однородную текстуру характеризуемой разновидности порфиробластовых апогранитов.

Важной особенностью описываемой породы при микроскопическом изучении является ее структура, которая резко отличается от гранитной, характеризуясь сложными метасоматическими взаимоотношениями альбита с микроклином и кварцем.

Кристаллы микроклина и порфиробласты кварца, находящиеся в массе беспорядочно расположенных мелких (десятые доли миллиметра в поперечнике) призматических кристаллов альбита, определяют крайне специфический облик порфиробластовых амазонитосодержащих апогранитов (рис. 30, 31). Следует отметить, что аналогичная структура и состав порообразующих минералов (за исключением слюды) характерны для описанных выше разновидностей мусковит-альбитовых апогранитов с минералами бериллия, формировавшимися среди гранитоидов, обогащенных плагиоклазом, за пределами массива материнских гранитов.

В качестве акцессорных минералов в порфиробластовых литионит-амазонит-альбитовых апогранитах присутствуют:

а) в фации внутренних частей массива — колумбит (до 300 г/т), циркон (циртолит) — 100—150 г/т, торит (40—50 г/т), касситерит (менее 100 г/т), пирохлор-микролит (единичные зерна);

б) в эндоконтактной фации — пирохлор-микролит (до 400 г/т), колумбит (менее 100 г/т), касситерит (100—200 г/т), циркон (циртолит) — менее 100 г/т, монацит (единичные знаки).

Типоморфным минералом апогранитов фации внутренних частей массива является криофиллит, для фации внешних частей массива характерен лепидолит.

В табл. 7 приведены данные о количественном составе порообразующих минералов порфиробластовых литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, в том числе их разности, обогащенной амазонитом. Характеристика редкометалльных акцессорных минералов апогранитов будет дана в отдельном разделе.

Ниже приводится краткая характеристика порообразующих минералов породы.

**Плагиоклаз.** В порфиробластовых апогранитах присутствуют две разновидности плагиоклаза: олигоклаз-альбит № 12—16, который наблюдается только в виде реликтов, и альбит № 2—6, являющийся, как уже отмечалось, главной составной частью породы.

Реликты олигоклаз-альбита № 12—16 присутствуют достаточно часто (рис. 32) в крупных кристаллах микроклина, обычно имеют очень неправильные очертания и размеры от десятых долей до 1—2 мм.

Альбит наблюдается в виде мелких полисиенитически двойникованных длиннопризматических кристаллов.

Изредка встречаются несдвойникованные кристаллы альбита. Размер кристаллов обычно не превышает 1—2 мм по длинной оси и десятых долей миллиметра в поперечнике.

Одна из главных особенностей описываемой породы — сложный, двойственный характер взаимоотношений альбита с микроклином и кварцем. Наряду с проникновением мелких пластинок альбита в кристаллы микроклина и кварца по трещинкам и замещением зерен этих минералов с периферии (рис. 33, 34), в кристаллах микроклина и особенно кварца присутствуют резорбированные реликтовые пойкилитовые включения зерен альбита (рис. 35, 36). Особенно четко явления замещения альбитом порфиробласт кварца прослеживаются в порфиробластовых апогранитах эндоконтактной фации. Разъедание порфиробласт

Количественный минеральный состав (в %) литионитсодержащих амазонит-альбитовых и альбит-амазонитовых порфиробластовых апогранитов

Минерал	Литионит-амазонит-альбитовые апограниты		Литионит-альбит-амазонитовые апограниты	
	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Плагиоклаз (преимущественно альбит, небольшое количество реликтов олигоклаз-альбита) . . .	40—52	44	12—58	23
Микроклин (амазонит)	15—39	30	29—57	46,5
Кварц . . . . .	16—43	24	13—48	27
Слюда (криофиллит) . .	0,4—4,5	2	2—6	3,4
Топаз . . . . .	ед. знаки	—	0—0,5	0,1

кварца в эндоконтактных участках идет вплоть до превращения крупного вкрапленника в агрегат мелких зерен. Взаимоотношения альбита со слюдой нечеткие.

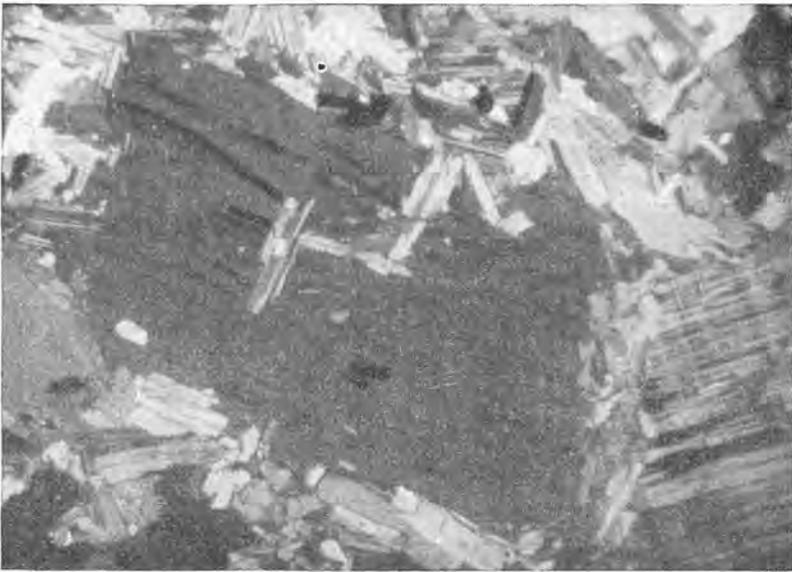


Рис. 34. Проникновение альбита в кристалл микроклина. Ув. 17

Таким образом в порфиробластовых апогранитах, казалось бы, выделяются две генерации альбита — ранняя, образовавшаяся до образования вкрапленников микроклина и порфиробласт кварца, и вторая, более поздняя. При этом обе «генерации» по внешнему виду не различаются. К вопросу о взаимоотношениях альбита с микроклином и кварцем мы вернемся ниже, при обсуждении особенностей формирования рассматриваемых метасоматических пород.

**Микроклин.** В порфиробластовых литионит-амазонит-альбитовых апогранитах микроклин представлен зеленовато-голубыми кристаллами амазонита размером от  $2 \times 3$  до  $3 \times 4$  мм. Очень редко встречаются

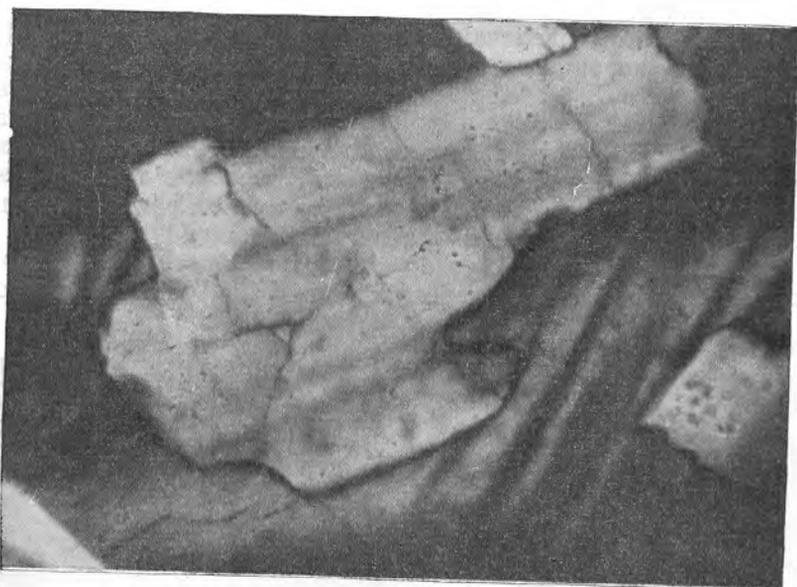


Рис. 35. Реликтовые пойкилитовые включения альбита в микроклине.  
Ув. 90

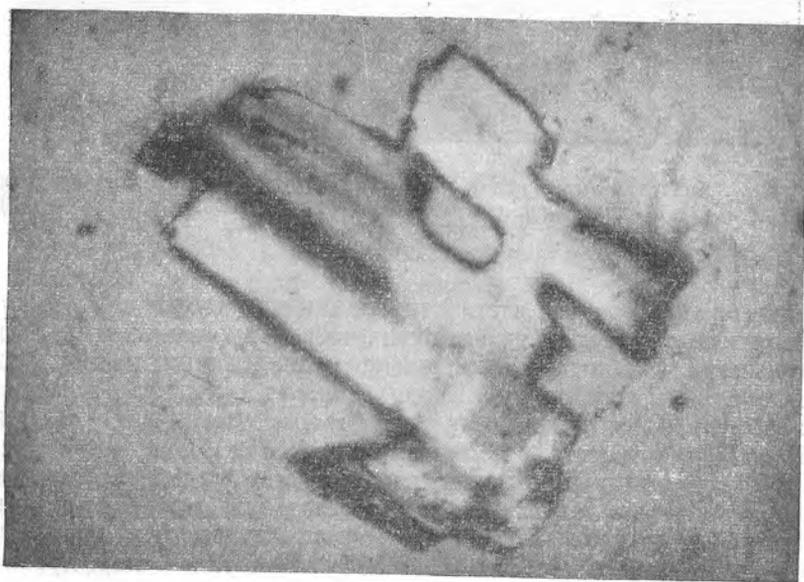


Рис. 36. Реликтовые пойкилитовые включения альбита в кварце. Ув. 90

сильно разрушенные реликты розового микроклина. В отдельных случаях розовый микроклин был обнаружен в центре идиоморфных кристаллов амазонита.

Под микроскопом различаются две генерации микроклина (амазонита). Первая генерация присутствует в виде неправильных часто деформированных зерен, нередко содержащих реликты олигоклаз-альбита (рис. 32). Двойниковая решетка у этой генерации микроклина иногда проявлена слабо. Альбит интенсивно замещает зерна микроклина первой генерации. В то же время реликты пластинок альбита в зернах микроклина описываемой генерации отсутствуют. Границы зерен микроклина I с кварцем неровные или прямолинейные.

В кристаллах амазонита, содержащих ядро розового микроклина, по-видимому, имеет место перекристаллизация раннего микроклина (рис. 37).



Рис. 37. Кристалл амазонита (1) с реликтовым ядром раннего микроклин-пертита (2). В микроклин-пертите видны реликты альбит-олигоклаза (3).  
Ув. 17

Микроклин (амазонит) второй генерации отличается от более раннего микроклина свежестью зерен, очень четкой двойниковой решеткой и идиоморфными в общем очертаниями, проявляющимися несмотря на то, что кристаллы микроклина II, как правило, с периферии резорбированы альбитом. В отличие от микроклина I в кристаллах микроклина второй генерации наряду с мелкими более поздними пластинками альбита, проникшими в микроклин по трещинам, присутствуют пойкилитовые реликтовые включения альбита, замещенные микроклином в различной степени (рис. 35). Особенно четко идиоморфизм микроклина II проявляется по отношению к кварцу. В крупных порфиробластах кварца часто присутствуют прекрасно образованные псевдогексагональные кристаллы микроклина этой генерации. Слюда обычно прорастает кристаллы микроклина, при этом ассоциация слюда — микроклин в рассматриваемых породах гораздо менее характерна, чем слюда — альбит или слюда — кварц.

Кварц в порфиробластовых апогранитах также присутствует в виде двух генераций. Сравнительно малое распространение имеет ран-

няя генерация, представленная неправильными зернами, разьедаемыми альбитом. По-видимому, это слабо измененный остаточный кварц первичного гранита. Главная масса кварца породы представлена округлыми порфиробластами, переполненными пойкилитовыми вростками альбита, располагающимися по зонам роста. В центральной части вкрапленников в ряде случаев наблюдаются реликты олигоклаз-альбита (рис. 38). Эта генерация кварца аналогична описанной выше при характеристике мусковит-альбитовых апогранитов (рис. 27). При большом увеличении четко проявляется реликтовый характер пойкилитовых вросток альбита (рис. 36). Наряду с реликтами альбита в порфиробластах кварца присутствуют более поздние включения пластинок альбита, проникновение которых связано с наличием трещинок в зернах кварца.

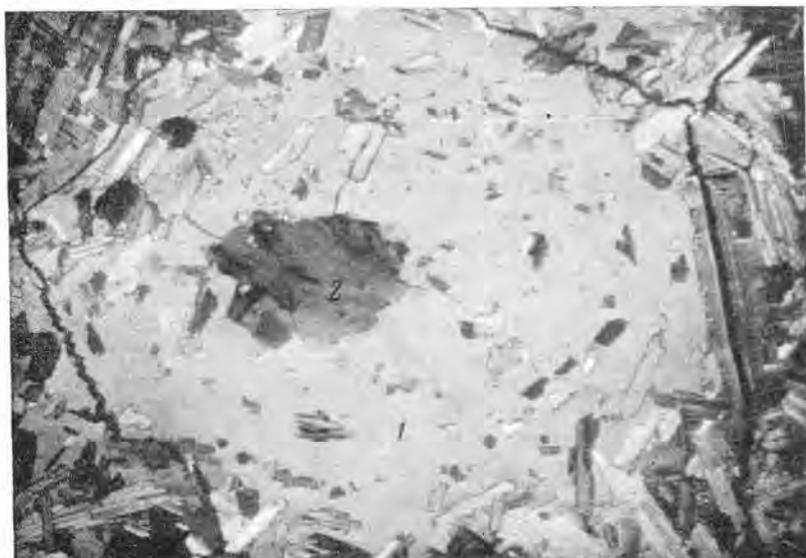


Рис. 38. Порфиробласт кварца (1) с реликтами олигоклаз-альбита (2).  
Ув. 17

**Криофиллит.** Литиево-железистая слюда, встречающаяся в порфиробластовых апогранитах, по своему химическому составу и физическим свойствам близка криофиллиту (минералогическое описание литиевых слюд будет дано в главе «Редкометалльные минералы апогранитов»). В порфиробластовых апогранитах пластинки слюды часто ориентированы в одном направлении. В этих случаях отмечается приуроченность слюды к тонким трещинам в породе, что и определяет ориентировку пластинок. Кристаллы слюды тесно сростаются с другими породообразующими минералами породы — кварцем, микроклином и особенно с альбитом. Судя по характеру взаимоотношений с другими минералами, криофиллит является одним из наиболее поздних минералов рассматриваемого комплекса.

Как уже отмечалось выше, цвет слюд, по всей вероятности зависящий от переменного содержания железа, изменяется от почти бесцветного серебристого до темно-бурого. При этом характерно, что для амазонит-альбитовых разновидностей (по сравнению с альбит-амазонитовыми) в целом характерна более темная, т. е. более железистая, слюда. Для криофиллита из порфиробластовых апогранитов характерно присутствие реликтов литиевого биотита и циннвальдита.

Топаз. В порфиробластовых апогранитах внутренних частей массива топаз встречается в значительно меньшем количестве, чем в разностях пород, слагающих эндоконтактные части массива. Он образует небольшие (от десятых долей до 1—2 мм по длинной оси) прозрачные кристаллы. Характерно, что кристаллы топаза, как правило, очень сильно резорбированы альбитом. В то же время в них отмечаются пойкилитовые разъединенные включения более раннего альбита, имеющие округлую или неправильную форму.

### **Порфиробластовые литионит-амазонит-альбитовые апограниты такситовой (участковой) текстуры**

Порфиробластовые апограниты такситовой текстуры, весьма характерная разновидность метасоматических пород рассматриваемого массива, залегают в виде мощных зон среди апогранитов однородной текстуры, прослеживаясь от эндоконтакта до внутренних частей массива.

Наиболее характерная черта этой породы — крайне неравномерное распределение породообразующих минералов, что и определяет специфическую участковую текстуру описываемой разновидности. Весьма обычным является скопление в одних участках порфиробласт кварца, в других — кристаллов амазонита, или появление практически мономинеральных мелкозернистых альбитовых масс. В целом же в пределах порфиробластовых литионит-амазонит-альбитовых апогранитов такситовой текстуры может быть выделено два ведущих комплекса, достаточно четко обособляющихся в пространстве: кварц-амазонитовый (или амазонит-кварцевый, в зависимости от количественных взаимоотношений амазонита и кварца, рис. 39) и альбитовый. Каждый из выделенных комплексов имеет тенденцию к обособлению в виде струевидных образований, вытянутых шпир или прожилкоподобных выделений, характеризующихся наличием нечетких контактов и постепенными переходами в обычный порфиробластовый апогранит. Для зон апогранитов такситовой текстуры типично развитие прожилков, выполненных теми же комплексами минералов или кварцем. Необходимо отметить тесную пространственную связь между комплексами различного состава, свидетельствующую об их генетической общности.

Так, например, отмечено, что альбитовые струи и прожилки в ряде случаев по восстанию сменяются существенно амазонитовыми, почти вертикальные кварц-амазонитовые «струи» ответвляются от пологих прожилков сплошного альбита, наконец, вокруг пятен или струй мелкозернистого альбита, как правило, обособляются участки, нацело сложенные порфиробластами кварца и крупными идиоморфными кристаллами амазонита (фиг. 40).

Таким образом, порфиробластовые апограниты такситовой текстуры в пределах массива располагаются в залеченных тектонических трещинных зонах, представлены неоднородной кварц-амазонит-альбитовой породой, пересеченной по строго определенным направлениям прожилками и струями крупнозернистого кварц-амазонитового комплекса и мелкозернистого альбита (альбитита).

Состав главных породообразующих минералов порфиробластовых апогранитов такситовой текстуры практически не отличается от аналогичных пород однородной текстуры, охарактеризованных выше. По сравнению с последними существенно различие лишь в количестве акцессорных минералов. Так, порфиробластовые апограниты такситовой текстуры содержат значительно меньшее количество касситерита

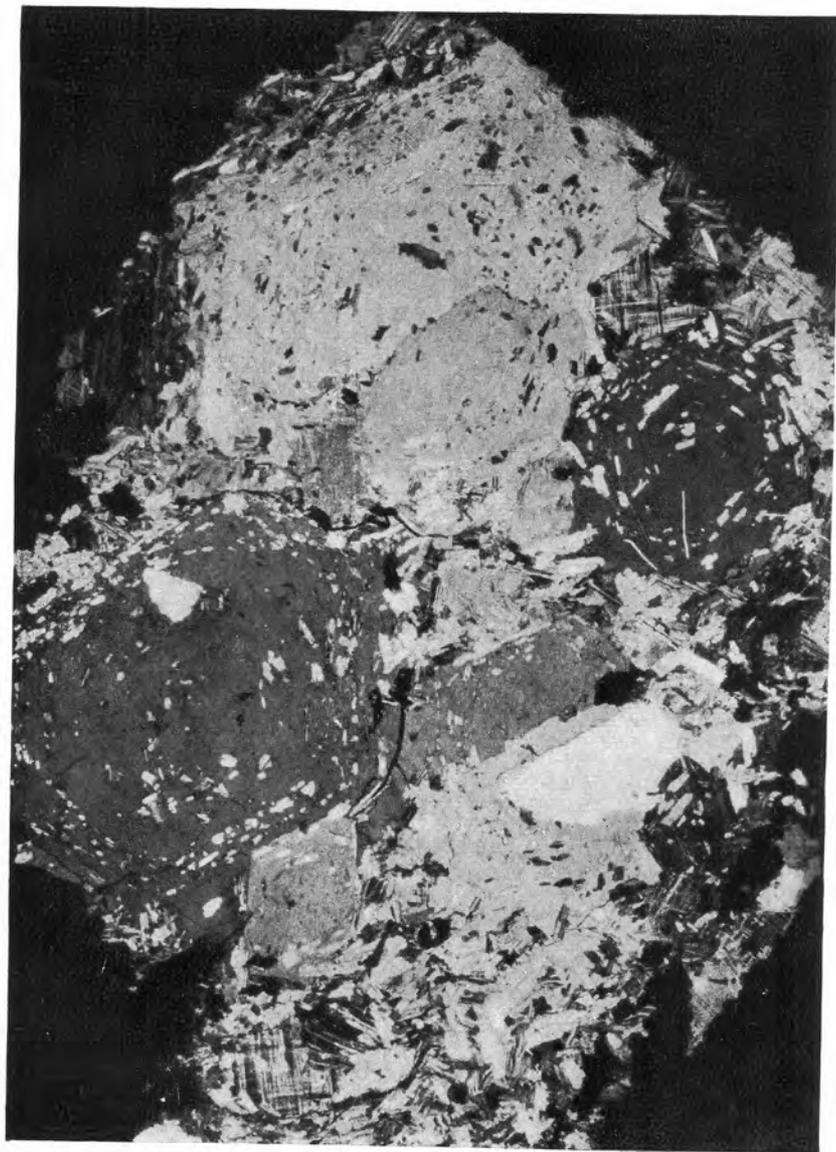


Рис. 39. Участок амазонит-альбитового апогранита, обогащенный кварцем. Ув. 8

(около 50 г/т) и торита (единичные знаки) и несколько меньшее — циркона (около 100 г/т) и колумбита (200—250 г/т). В то же время они заметно обогащены сульфидами (около 150 г/т) — галенитом, сфалеритом и пиритом, что и является характерной особенностью минерализации рассматриваемых пород.

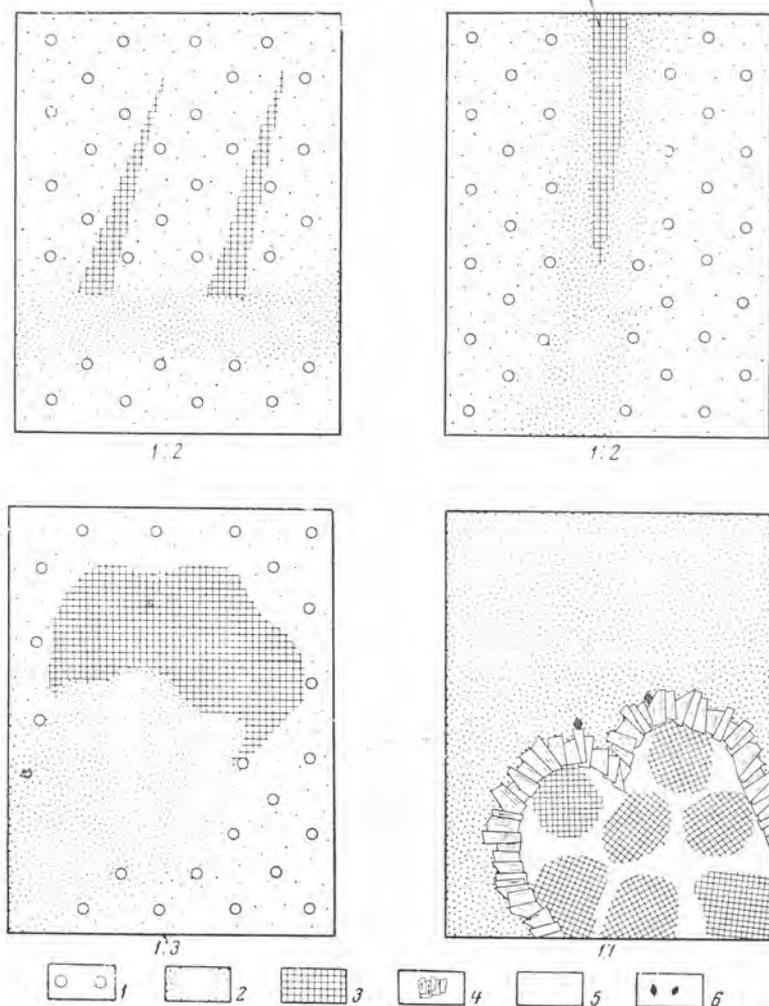


Рис. 40. Взаимоотношения альбитизированных и амазонитизированных участков в апограните такситовой текстуры

1 — порфиробластовый апогранит; 2 — альбит; 3 — амазонит; 4 — слюда; 5 — кварц; 6 — микролит

Обращаясь к специфическим отличиям породообразующих минералов апогранитов такситовой текстуры, необходимо отметить заметно большую степень идиоморфизма кристаллов микроклина (амазонита) и кварца.

Микроклин, преобладающая часть которого представлена второй генерацией минерала, образует четкие свежие кристаллы размером от  $2 \times 3$  до  $6 \times 8$  мм, идиоморфизм которых особенно ярко проявляется в участках породы, обогащенных кварцем (фиг. 41). Округлая форма порфиробласт кварца, характерная для порфиробластовых апогранитов однородной текстуры, здесь приобретает гексагональные очертания

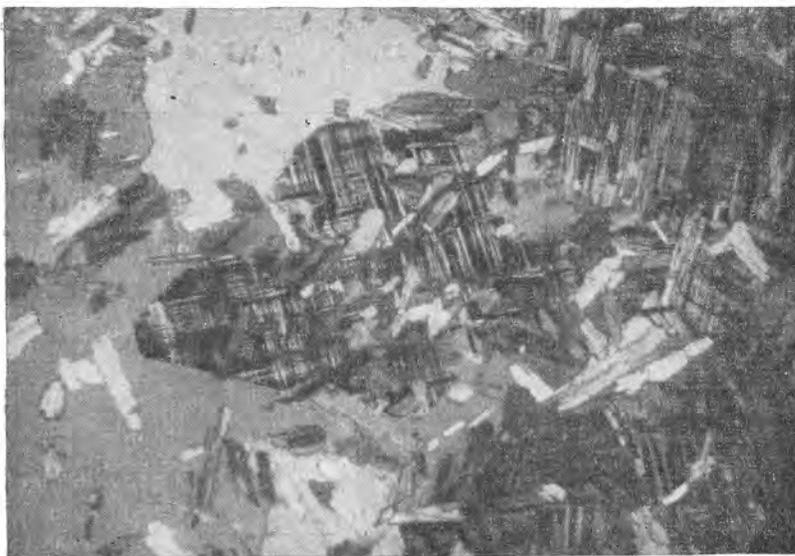


Рис. 41. Идиоморфизм микроклина второй генерации по отношению к кварцу. Ув. 17

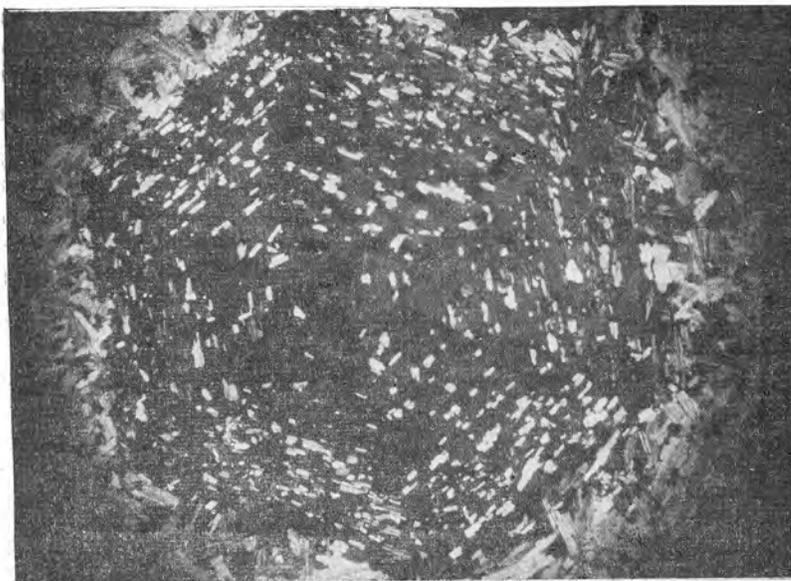


Рис. 42. Пойкилитовые включения альбита по зонам роста порфиробласта кварца. Ув. 10

и, в конечном итоге, порфиробласты преобразуются в прекрасно образованные дипирамидальные кристаллы кварца, переполненные пойкилитовыми включениями альбита. Последние весьма закономерно располагаются по зонам роста кристаллов кварца (рис. 42), определяя их характерное зональное строение, которое часто можно наблюдать невооруженным глазом. Под микроскопом отчетливо виден реликтовый характер пойкилитовых включений альбита, убедительно свидетельствующий о метасоматическом происхождении порфиroidных вкрапленников кварца.

### **Мелкозернистые, равномернозернистые литоинит-амазонит-альбитовые и литоинит-альбит-амазонитовые апограниты**

Мелкозернистые разности амазонитсодержащих апогранитов, отличающиеся отсутствием порфиroidных вкрапленников кварца, представляют собой более позднюю метасоматическую фацию порфиroidблaстовых литоинит-амазонит-альбитовых апогранитов, приуроченную к апикальным участкам массива, нарушенным несколькими системами трещин. Переход от порфиroidблaстовых апогранитов к мелкозернистым разностям осуществляется постепенно, хотя и на коротком расстоянии.

При изучении пород переходной зоны под микроскопом обнаруживается, что главный признак мелкозернистых апогранитов — отсутствие порфиroidблaст кварца — обусловлен их интенсивной резорбцией в переходной зоне мелкопластинчатым альбитом, что приводит к преобразованию вкрапленников в агрегат мелких зерен кварца, а местами к их полному замещению.

В зависимости от соотношения главных породообразующих минералов: альбита, амазонита и кварца выделяются амазонит-альбитовые, альбит-амазонитовые и окварцованные разности мелкозернистых апогранитов (табл. 8).

Таблица 8

**Количественный минеральный состав (в %) мелкозернистых  
литоинит-амазонит-альбитовых, литоинит-альбит-амазонитовых  
апогранитов и окварцованных амазонит-альбитовых апогранитов**

Минерал	Литоинит-амазонит-альбитовые и литоинит-альбит-амазонитовые апограниты		Окварцованные литоинит-амазонит-альбитовые апограниты	
	пределы колебания	среднее	пределы колебания	среднее
Альбит . . . . .	19—84	49	30—55	42
Микроклин (амазонит) . . . . .	6—59	30	12—33	20
Кварц . . . . .	10—22	17	27—44	34
Слюда . . . . .	0,2—2,6	2	1—4	2
Топаз . . . . .	До 4,4	2	0,1—7	2

Из аксессуарных минералов мелкозернистых апогранитов наиболее характерны пироклор-микролит, касситерит, колумбит, циртолит, монацит.

Редко встречаются торит, лопарит.

Отличительной особенностью мелкозернистых разностей апогранитов является неравномерность распределения в них редкометаллических

акцессорных минералов, в частности пирохлора-микролита. Так, например, мелкозернистые литионит-альбит-амазонитовые разности апогранитов обогащены микролитом (до 300—500 г/т). В то же время окварцованные и обогащенные топазом мелкозернистые апограниты характеризуются гораздо более низким содержанием этого минерала (менее 50 г/т). Таким образом, увеличение степени окварцевания влечет за собой уменьшение содержания пирохлора-микролита. В то же время окварцованные разности в большей степени обогащены касситеритом (400—500 г/т против 200—300 г/т). Колумбит и циркон в обеих разновидностях встречаются в незначительном количестве (50—100 г/т). В единичных знаках наблюдаются монацит и торит. Сульфиды в общем не характерны для мелкозернистых апогранитов. Они накапливаются только в окварцованных разностях (до 400 г/т). Более распространены пирит, галенит и сфалерит, реже встречается молибденит. Комплекс акцессорных минералов рассматриваемых пород практически аналогичен отмечавшемуся выше для эндоконтактовой фации порфиробластовых апогранитов, в результате переработки которых были образованы мелкозернистые разности.

Что же касается главных минералов, то, несмотря на качественное сходство состава порфиробластовых и мелкозернистых апогранитов, для них характерны существенные отличия в генерациях породообразующих минералов.

**Альбит.** По внешнему виду альбит мелкозернистых разностей аналогичен описанному выше для порфиробластовых апогранитов. Однако, в отличие от последних, практически весь альбит рассматриваемой породы является более поздним по отношению к кварцу, который интенсивно замещается альбитом.

**Микроклин (амазонит).** Отличительная особенность мелкозернистых апогранитов заключается в присутствии в них пород третьей генерации микроклина (амазонита). Реликты измененных зерен микроклина первой генерации в мелкозернистых разностях апогранитов редки. Больше распространен микроклин второй генерации, однако его кристаллы также обычно имеют реликтовый облик и с периферии в значительной степени резорбированы альбитом. Третья генерация микроклина для рассматриваемых пород является преобладающей. Микроклин III представлен мелкими (до 1—2 мм) четко идиоморфными, хорошо образованными кристаллами, относительно равномерно рассеянными в существенно альбитовой породе. Кристаллы, обычно очень свежие, имеют псевдогексагональный облик и изредка содержат реликты альбита. Двойниковая решетка, как правило, ясно выражена (рис. 43, а, б). Явления замещения поздней генерации микроклина альбитом не отмечаются.

**Кварц.** В рассматриваемых породах кварц присутствует в виде двух генераций, наиболее четко проявленных в окварцованных разностях мелкозернистых апогранитов. Ранняя генерация кварца представляет собой реликты порфиробласт, от которых обычно сохраняются лишь центральные участки зерен. Эта генерация кварца, как уже отмечалось, интенсивно замещается альбитом. Она преобладает в сравнительно бедных кварцем разностях, обогащенных альбитом. В окварцованных мелкозернистых апогранитах в значительном количестве появляются мелкие (от десятых долей до 1 мм) зерна кварца, более поздние по отношению к альбиту. Зерна позднего кварца проникают между пластинками альбита и кристаллами микроклина II и замещают их.

**Лепидолит, криофиллит.** В мелкозернистых апогранитах лепидолит представлен небольшими (до  $2 \times 3$ — $3 \times 4$  мм) пластинками, которые часто образуют веерообразные сростки. Пластинки лепидолита

окрашены в светлые тона. Реже встречаются более темные (до бурых) листочки криофиллита. Окрашенные темнее слюды характерны преимущественно для окварцованных разностей. Слюда тесно сростается с кварцем и полевыми шпатами, часто проникая в тонкие трещины амазонит-альбитовой породы.

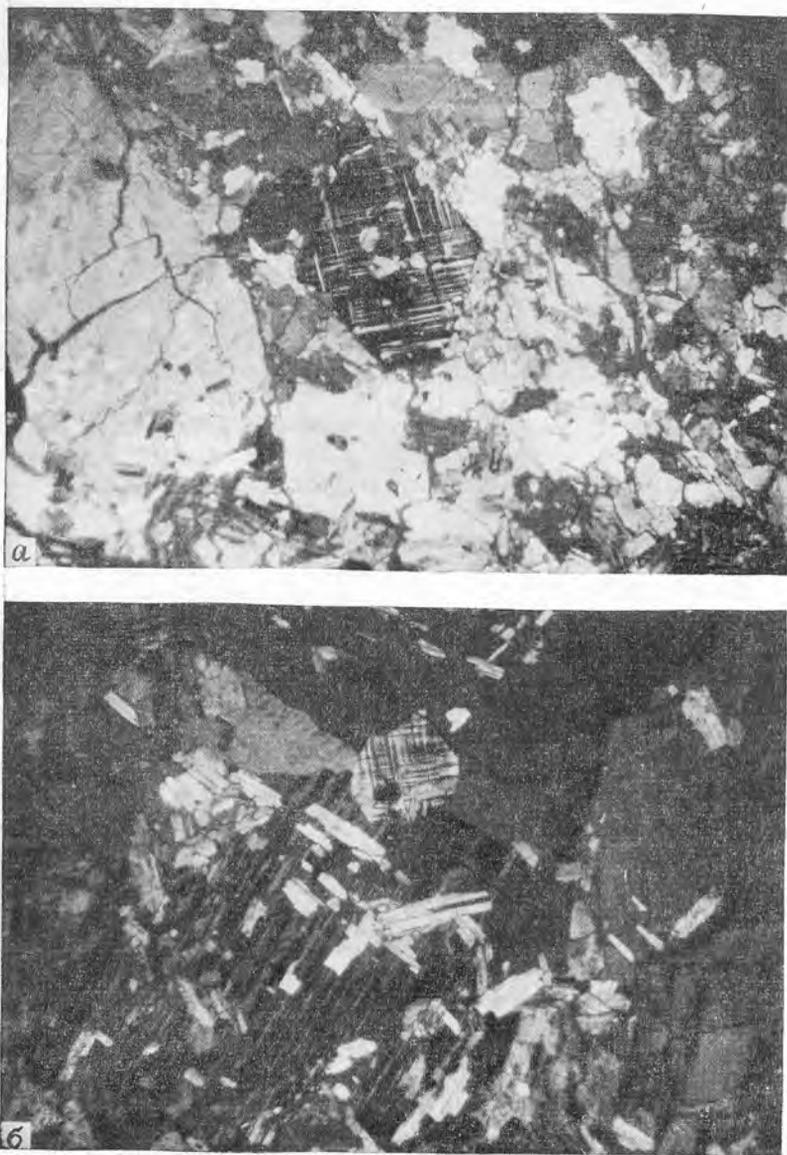


Рис. 43 *a, б.* Поздний микроклин с ясно выраженной двойниковой решеткой ассоциирует с ранней генерацией микроклина. Ув. 17

Топаз — весьма характерный второстепенный минерал мелкозернистых литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, повсеместно обнаруживающийся в виде мелких (десятые доли миллиметра) неправильных зерен, сильно разъеденных поздним альбитом (рис. 44, *a, б.*)

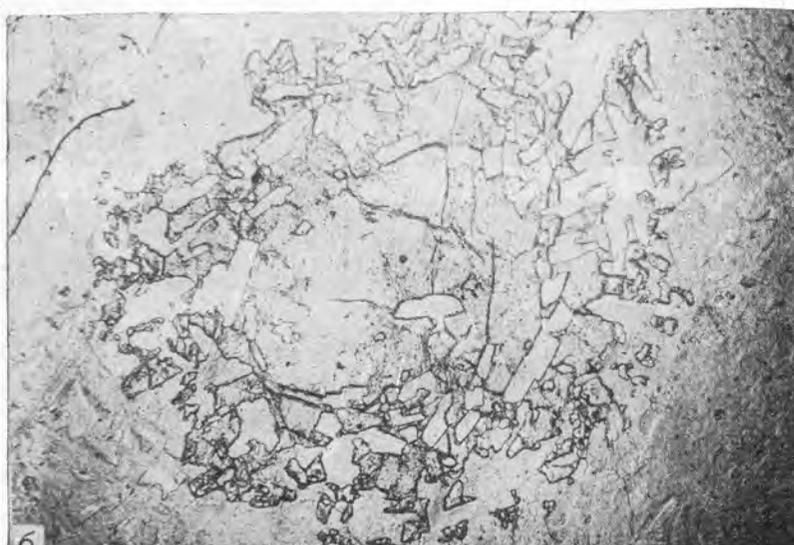


Рис. 44. Замещение топаза поздним альбитом в мелкозернистом литионит-амазонит-альбитовом апограните. Ув. 17  
*a* — с анализатором; *b* — без анализатора

### Метасоматические комплексы трещинных зон

Метасоматические комплексы, получившие развитие в зонах трещиноватости массива, по своему составу и происхождению принципиально не отличаются от слагающих его пород и, как правило, имеют с ними постепенные переходы. Однако четкий трещинный контроль, определяющий специфику пространственного положения рассматриваемых комплексов в пределах массива, обуславливает целесообразность их отдельного описания, тем более что четкие возрастные взаимоотношения трещинных образований с различными типами вмещающих метасоматических пород и друг с другом в значительной степени облегчают понимание условий послемагматического преобразования пород массива.

Амазонит-альбит-кварцевые породы зон окварцевания развиты в

основном в апикальной части и на незначительном удалении от эндоконтакта массива апогранитов. Зоны окварцевания, рассекающие как мелкозернистые, так и порфиробластовые разности апогранитов, представлены очень плотной тонкозернистой породой, существенно отличающейся по внешнему виду от прочих разновидностей метасоматических пород, слагающих массив. Мощности зон окварцевания изменяется от 10 см до нескольких десятков метров.

Основная масса породы состоит из кварца, мелколейстового альбита, амазонита и небольшого количества мелкочешуйчатой литиевой слюды. Характерной особенностью альбитизированных и амазонитизированных пород в зонах окварцевания является заметно повышенное количество кварца. Этим рассматриваемые породы отличаются от близких по составу и структуре окварцованных мелкозернистых апогранитов, которые имеют с ними постепенные переходы. В зависимости от преобладания альбита или амазонита различаются существенно альбитизированные или существенно микроклинизированные разности метасоматических кварцевых пород вплоть до образования биминеральных мелкозернистых альбит-кварцевых и амазонит-кварцевых комплексов. Последние пользуются значительно меньшим распространением.

Под микроскопом отчетливо видны две генерации полевых шпатов. Альбит присутствует как в виде реликтов, так и в виде идиоморфных тонкопризматических кристаллов, проникающих в зерна кварца по трещинкам. Микроклин присутствует так же в виде двух генераций. Одна из них, более ранняя, соответствует второй генерации микроклина гранитоидов и представлена относительно крупными (до 2—3 мм) реликтовыми зернами. Поздний микроклин так же, как и в мелкозернистых апогранитах, представлен мелкими (до 1 мм) идиоморфными кристаллами, не несущими следов замещения другими минералами.

Биминеральные мелкозернистые амазонит-кварцевые породы под микроскопом представляют собой агрегат мелких неправильных зерен кварца и свежих кристаллов амазонита (рис. 45). Скопления амазонита образуют подобие струй, глубоко проникающих в кварц-альбитовые мелкозернистые породы.

Обычным второстепенным минералом породы является топаз, содержание которого в отдельных участках довольно резко колеблется.

Ассоциация акцессорных минералов в зонах окварцевания аналогична отмечавшейся для мелкозернистых окварцованных гранитов и характеризуется низкими содержаниями редкометаллических минералов (колумбит — 50 г/т, касситерит — 80 г/т, циртолит — 30 г/т, микролит — единичные знаки) и сульфидов — пирита, сфалерита и галенита (40 г/т).

Мелкозернистые кварцевые альбититы и альбититы являются широко распространены в пределах массива парагенетическим комплексом, преимущественно связанным с пологой трещиноватостью в метасоматических породах. Под микроскопом кварцевые альбититы представляют собой мелкозернистую породу призматически-зернистой структуры, сложенную агрегатом неправильных зерен кварца и мелких пластинок альбита, обычного для пород массива. Преобладающая масса мелких призматических кристаллов альбита имеет идиоморфные очертания и отчетливо замещает зерна кварца. В то же время в отдельных зернах кварца можно наблюдать реликты более раннего альбита, аналогичные наблюдаемым в зонах окварцевания. Преобладание позднего альбита над кварцем, обычное для характеризуемых пород, в ряде случаев ведет к образованию существенно альбитовой породы (альбитит). Кварц в этих породах присутствует в виде редких реликтовых зерен, разъедаемых альбитом.

Очень характерные акцессорные минералы кварцевых альбититов и альбититов — колумбит и галенит, кроме того, присутствуют циркон и

сфалерит. Колумбит образует равномерную, иногда богатую вкрапленность или накапливается в тонких прожилках в ассоциации с мелкими чешуйками темной слюды.



Рис. 45. Мелкозернистая амазонит-кварцевая порода (кварцевый амазонитит). Ув. 10

Средне- и крупнозернистые кварцевые амазонититы и амазонититы в пределах массива являются наиболее поздним комплексом, преимущественно связанным с крутой (до вертикальной) трещиноватостью в метасоматических породах. Отмечены факты пересечения струевидными обособлениями кварцевых амазонититов как альбититов, так и тонкозернистых пород, развитых в зонах окварцевания. Рассматриваемая кварц-амазонитовая биминеральная порода проста по составу, но характеризуется довольно сложными взаимоотношениями слагающих ее минералов. Микроклин (амазонит), составляющий основную массу породы, присутствует в виде двух генераций (микроклин II и III), при этом отмечается образование мелких идиоморфных кристаллов микроклина III по крупным зернам микроклина второй генерации. Кварц образует неправильные крупные зерна, причем в одних случаях наблюдается идиоморфизм позднего микроклина по отношению к кварцу, в других — кварц резорбирует кристаллы микроклина. Возможно, что кварц резорбирует только микроклин второй генерации, однако различие генераций микроклина в рассматриваемой породе проявлено недостаточно четко.

Резкое преобладание амазонита над кварцем определяет переход к мюноминеральным амазонитам, которые в общем довольно редки. Следует отметить, что кварцевые амазониты и амазониты — единственные в пределах массива породы, для которых альбит не является характерным минералом. В микроклине и кварце отмечаются редкие реликтовые пластинки альбита. Идиоморфные таблички альбита изредка наблюдаются в трещинах между зернами кварца и микроклина.

В заметных количествах в кварцевых амазонитах местами присутствуют крупные пластинки буроватой литиевой слюды (криофиллита). Под микроскопом достаточно ясно проявляется связь пластинок слюды с тонкими трещинами в кварц-микроклиновой породе.

Кварцевые амазониты и амазониты отличаются также от других метасоматических пород массива крайне убогим (менее 50 г/т) содержанием редкометальных акцессорных минералов, обычных для прочих разновидностей метасоматических образований.

Интересно, что столь же бедны акцессорными минералами жильные кварц-амазонитовые тела, развивающиеся в крутопадающих трещинах апикальной части массива и особенно вблизи контакта с вмещающими породами (местами жилы выходят в трещины вмещающих пород). Жилы сложены тем же комплексом минералов, что и кварцевые амазониты, отличаясь развитием пегматоидных блоковых текстур, характеризующихся идиоморфизмом амазонита по отношению к кварцу. Следует отметить, что висячем боку массива на контакте с вмещающими породами образуется пегматоидная оторочка, аналогичная по составу и текстуре кварц-амазонитовым телам. Мощность пегматоидной оторочки, измеряемая обычно первыми десятками сантиметров, иногда достигает 1 м. Как кварц-амазонитовые жилы, так и пегматоидная эндоконтактовая оторочка того же состава, являются более поздними по отношению к метасоматическим литионит-амазонит-альбитовым породам, слагающим массив апогранитов. Они секут также экзоконтактовый ореол кварц-топаз-слюдяных грейзенов, развивающихся в висячем боку массива апогранитов.

Обобщая изложенные фактические материалы по петрографии и минералогии литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, необходимо отметить удивительное сходство в характере породообразующих и акцессорных минералов описываемых метасоматических пород, проявляющееся в массивах различных провинций и различного возраста.

Наиболее характерные петрографические особенности всех амазонитсодержащих пород — наличие двух или даже трех генераций микроклина (амазонита), двух или трех генераций кварца, а также сложный характер взаимоотношений между кварцем и микроклином, с одной стороны, и альбитом — с другой. Последний, как уже отмечалось, интенсивно замещает кварц, а также микроклин I и II и в то же время присутствует в виде реликтов в порфиroidных вкрапленниках кварца и кристаллах микроклина II. Подобное кажущееся противоречие, характерное для метасоматических пород, будет объяснено ниже при рассмотрении генезиса различных типов апогранитов.

Характерной особенностью литионит-амазонит-альбитовых апогранитов является своеобразный парагенезис редкометальных акцессорных минералов, среди которых присутствуют микролит и тантало-колумбит. Последние накапливаются в апикальных участках массивов, образуя специфические фации метасоматических литионит-амазонит-альбитовых пород, обогащенных минералами тантала. Другая отличительная черта амазонит-альбитовых апогранитов — широкое развитие литиевых слюд, которые вместе с амазонитом придают неповторимый облик этим крайне интересным с научной и практической точек зрения метасоматическим образованиям.

Имеются данные о том, что на глубоких горизонтах массивов литиево-железистые слюды сменяются литийсодержащим биотитом. Таким образом, намечается тенденция накопления литиевых слюд в верхних частях метасоматических комплексов. Однако эта тенденция гораздо резче выражена для танталовых минералов, так как масштаб распространения литиевых слюд на глубину, по сравнению с минералами, концентрирующими тантал, значительно больший.

В табл. 9 и 10 приведены данные о химическом составе метасоматических пород из массивов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов Восточной Сибири (анализ 38 — Центральный Казахстан) и их пересчеты по системе А. Н. Заварицкого.

#### **БИОТИТ-АЛЬБИТОВЫЕ АПОГРАНИТЫ С МИНЕРАЛАМИ НИОБИЯ И ЦИРКОНИЯ**

Известные до настоящего времени тела биотит-альбитовых апогранитов (Казахстан, Нигерия) располагаются главным образом в пределах биотитсодержащих порфиридных гранитов лейкократового облика, за счет метасоматического изменения которых они образовались. Тела метасоматических пород приурочены к зонам повышенной трещиноватости в гранитах, служившим путями проникновения замещающих растворов. Биотит-альбитовые апограниты в отдельных случаях развиваются и как метасоматические фации в массивах рибекит-альбитовых апогранитов.

Наиболее характерным примером биотит-альбитовых апогранитов может служить крупное метасоматическое тело, располагающееся в эндоконтактной части массива микроклиновых гранитов лейкократового облика. Биотит-альбитовые апограниты образуют пластообразное куполовидно изогнутое тело большой мощности, залегающее среди микроклиновых гранитов (рис. 46). Для периферических частей куполовидной залежи характерен простой трехчленный разрез: гранит — биотит-альбитовый апогранит — гранит. В центральной части купола разрез гораздо сложнее. Здесь наблюдается многократное чередование микроклиновых гранитов и биотит-альбитовых апогранитов, плоскости контактов между которыми обычно крутопадающие и даже вертикальные. Обнажающаяся на поверхности центральная часть куполовидного тела биотит-альбитовых апогранитов площадью около 1 км<sup>2</sup> имеет в плане округлую форму, слегка вытянутую в северо-восточном направлении. Крылья купола полого (под углом 12—20°) падают на юго-запад, несколько круче (до 45°) — на северо-восток. Мощность залежи увеличивается от 30—40 м на северо-востоке до 200—250 м на юго-западе, т. е. здесь очень четко отмечается закономерность более широкого развития метасоматических процессов вдоль пологих экранирующих контактов, по сравнению с более крутыми.

Как было отмечено выше, тело биотит-альбитовых апогранитов залегающее среди порфиридных микроклиновых гранитов, содержащих незначительное количество биотита. Граниты представляют собой серые или розовато-серые неравнозернистые порфиридные породы, имеющие средний размер минеральных зерен (исключая порфировые выделения микроклина) около 3 мм. Минералогический состав гранитов: кварц (30—35%), микроклин-пертит (35—40%), плагиоклаз (олигоклаз-альбит № 8—13) — 20—30%, биотит (до 3%). В незначительном количестве отмечаются мусковит, флюорит. Акцессорные минералы — циркон, сфен, апатит, магнетит; вторичные — хлорит, эпидот, гидроокислы марганца и железа. Очень редко в гранитах встречаются единичные зерна роговой обманки.

Таблица 9

Химический состав (в %) литионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Компоненты	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO <sub>2</sub>	73,01	71,78	70,00	71,20	72,40	70,47	67,74	73,46	74,34	75,08	76,43	72,83	70,50
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Следы	Не обн.	Следы	Не обн.	Следы	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Следы	Не обн.	Следы	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	16,8)	17,30	17,4)	15,83	18,55	16,18	14,96	13,88	14,52	13,35	15,2)	18,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,22	—	0,20	0,20	0,31	0,10	0,07	Не обн.	Не обн.
FeO	0,27	0,62	0,28	0,37	0,30	0,19	1,77	0,77	0,61	0,87	0,18	0,23	0,25
MnO	Следы	0,03	0,04	0,02	0,02	0,05	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02
MgO	0,43	Не обн.	0,85	Не обн.	0,10	—	0,49	0,20	0,32	0,19	0,35	0,29	—
CaO	Следы	0,33	0,40	0,34	0,69	0,32	0,40	0,20	0,42	0,33	0,29	0,54	0,40
Na <sub>2</sub> O	6,33	6,29	6,36	6,71	3,55	7,13	3,58	3,63	5,33	4,72	4,60	5,18	2,57
K <sub>2</sub> O	3,68	3,88	4,03	3,57	5,44	3,44	7,70	6,55	4,16	3,48	3,16	5,03	7,58
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,22	Не опр.	0,16	0,03	0,16	0,18	0,14	0,13	Не опр.
H <sub>2</sub> O-	0,11	0,13	То же	0,14	0,19	0,16	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,61	0,29	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,08	0,23	»	Не обн.	1,06	0,13	0,20	0,22	0,47	—	0,76	0,31	0,23
П. п. п.	—	—	0,65	—	—	—	—	—	—	0,47	—	—	—
Сумма	93,71	100,18	99,97	93,84	100,02	100,20	100,44	100,23	100,01	99,97	99,95	100,1)	93,98
—O=F	—	—	—	—	0,03	—	0,06	0,04	0,06	0,08	0,05	0,05	—
Сумма	—	—	—	—	93,93	—	100,38	100,25	99,95	99,89	99,90	100,14	—
Аналитик	В. Швец	Н. Пахомова	Б. Соломинская	Н. Пахомова	В. Швец	Н. Пахомова	Б. Соломинская	Б. Соломинская	Н. Пахомова	Н. Пахомова	В. Швец	В. Швец	Н. Пахомова

Таблица 9 (окончание)

Компоненты	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	
SiO <sub>2</sub>	75,64	61,30	70,51	74,56	74,87	75,85	73,98	74,20	70,85	61,60	74,96	75,40	
TiO <sub>2</sub>	Следы	Следы	Нз обн.	Нз обн.	0,03	0,03	Следы	Нз обн.	Нз обн.	Следы	Нз обн.	0,03	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,60	10,21	18,40	14,35	14,81	14,51	15,32	14,00	17,60	17,38	13,72	13,02	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	—	0,20	0,46	0,20	0,18	0,11	0,07	0,13	0,10	Не обн.	0,58	
FeO	0,14	0,19	0,12	0,97	0,72	0,34	0,41	0,77	0,31	0,50	0,93	2,38	
MnO	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,01	0,01	0,05	0,02	0,02	
MgO	Следы	—	Следы	0,22	0,16	0,17	0,12	0,11	0,06	—	0,63	0,49	
CaO	0,37	0,30	0,31	0,37	0,10	0,40	0,27	0,33	0,22	0,35	0,73	0,67	
Na <sub>2</sub> O	5,30	7,34	6,98	6,15	5,40	5,11	5,41	6,65	7,85	4,56	4,16	3,23	
K <sub>2</sub> O	2,36	3,19	2,80	2,37	3,81	2,94	3,25	3,56	2,42	7,31	3,88	3,57	
F	0,55	Не опр.	0,37	0,26	Не опр.	Не опр.	0,22	0,15	0,16	Не опр.	Не опр.	0,37	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	0,18	0,26	0,20	0,32	0,17	Не обн.	—	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,44	0,55	0,34	0,68	0,20	0,21	0,72	0,23	0,23	0,23	0,86	0,42	
Сумма	100,56	100,19	100,33	100,42	100,52	99,97	93,81	100,35	100,24	100,31	99,81	99,91	
—O=F	0,24	—	0,46	0,11	—	—	0,40	0,05	0,06	—	—	0,17	
Сумма	100,32	—	100,17	100,31	—	—	99,79	100,29	100,18	—	—	99,74	
Аналитик	Н. Пахомова			З. Шаец		Н. Пламенев-Н. Пахомова		В. Калинина		Н. Шаец		Н. Пахомова	
Примечание.	21—25 — порфиробластовый амазонит-альбитовый апогранит из внутренних частей массива;			»		»		»		»		»	
26—	»			»		»		»		»		»	
27—30—	»			»		»		»		»		»	
31—33—	мелкозернистый амазонит-альбитовый апогранит;			»		»		»		»		»	
34—35—	мелкозернистые окварцованные и обогащенные топазом амазонит-альбитовые апограниты;			»		»		»		»		»	
37—	циннабарит-амазонит-альбитовые апограниты;			»		»		»		»		»	
38—	то же			»		»		»		»		»	
39—41—	амазонит-альбитовые породы зон окварцевания;			»		»		»		»		»	
42—	альбит;			»		»		»		»		»	
43—	кварцевый амазонит;			»		»		»		»		»	
44—	биотит-альбитовый апогранит с глубочких горизонтов массива литионит-амазонит-альбитовых апогранитов;			»		»		»		»		»	
45—	То же			»		»		»		»		»	

## Пересчет анализов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов по системе А. Н. Заварицкого

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
S	79,1	78,2	76,5	77,5	79,8	76,1	76,8	79,9	81,3	81,0	82,8	79,6	76,7
a	18,4	18,7	19,1	19,1	14,9	20,0	18,5	16,7	17,0	14,6	13,8	18,0	16,0
c	0,0	0,4	0,5	0,4	0,9	0,3	0,5	0,3	0,4	0,3	0,3	0,6	0,5
b	2,5	2,7	3,9	3,0	4,4	3,6	4,2	3,1	1,3	4,1	3,1	1,8	6,8
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	5,0	—	—	—	—
m'	8,0	—	35,8	—	4,5	—	49,1	10,6	35,0	7,8	16,6	25,9	—
f'	10,5	19,0	7,9	13,0	9,0	5,0	42,7	27,8	60,0	17,2	8,3	44,5	2,9
a'	81,5	81,0	56,3	87,0	86,5	95,0	38,2	61,6	—	75,0	75,1	29,6	97,1
n	72,5	71,4	70,0	74,0	49,0	75,0	41,4	45,6	66,0	67,2	68,9	61,0	34,0
Q	21,4	18,6	14,0	16,5	30,3	11,8	16,1	26,1	25,4	32,5	37,7	22,6	14,4
a:c	—	47,0	42,0	47,7	17,6	67,0	37,0	55,6	43,5	48,8	46,0	30,0	32,0
a':f'	7,8	4,3	7,1	6,7	9,6	17,3	0,9	2,2	—	4,4	9,5	0,7	36,6

Таблица 10 (продолжение)

	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
S	80,7	75,6	76,7	80,6	80,2	83,3	80,2	80,6	77,0	77,1	81,4	82,0
a	14,0	19,8	18,6	16,1	16,4	15,0	15,5	17,9	20,0	20,3	14,2	11,6
c	0,4	0,3	0,3	0,4	0,1	0,5	0,3	—	0,3	0,4	0,9	0,8
c'	—	—	—	—	—	—	—	0,8	—	—	—	—
b	4,9	4,3	4,4	2,9	3,3	1,2	4,0	0,7	2,7	2,2	3,5	5,6
c'	—	—	—	—	—	—	—	45,6	—	—	—	—
m'	—	—	—	—	—	—	—	27,2	4,5	—	—	5,2
f'	3,9	4,2	4,5	45,0	7,8	22,2	4,8	—	15,9	24,3	23,0	42,8
a'	96,1	95,8	95,5	44,0	66,7	38,9	84,0	—	79,6	75,7	49,0	52,0
n'	—	—	—	—	—	—	—	27,2	—	—	—	—
n	77,9	77,6	79,0	80,0	68,5	72,2	71,0	73,0	83,5	98,3	62,0	58,4
Q	33,0	19,8	16,5	28,6	27,5	36,1	29,1	24,8	14,2	13,0	33,5	40,0
a:c	35,0	66,0	62,0	40,0	164,4	30,0	51,8	—	66,0	57,0	15,8	14,5
a':c	—	—	—	—	—	—	—	17,8	—	—	—	—
a':f'	24,6	24,0	21,2	0,9	2,5	1,0	7,5	—	5,0	3,7	2,1	1,2

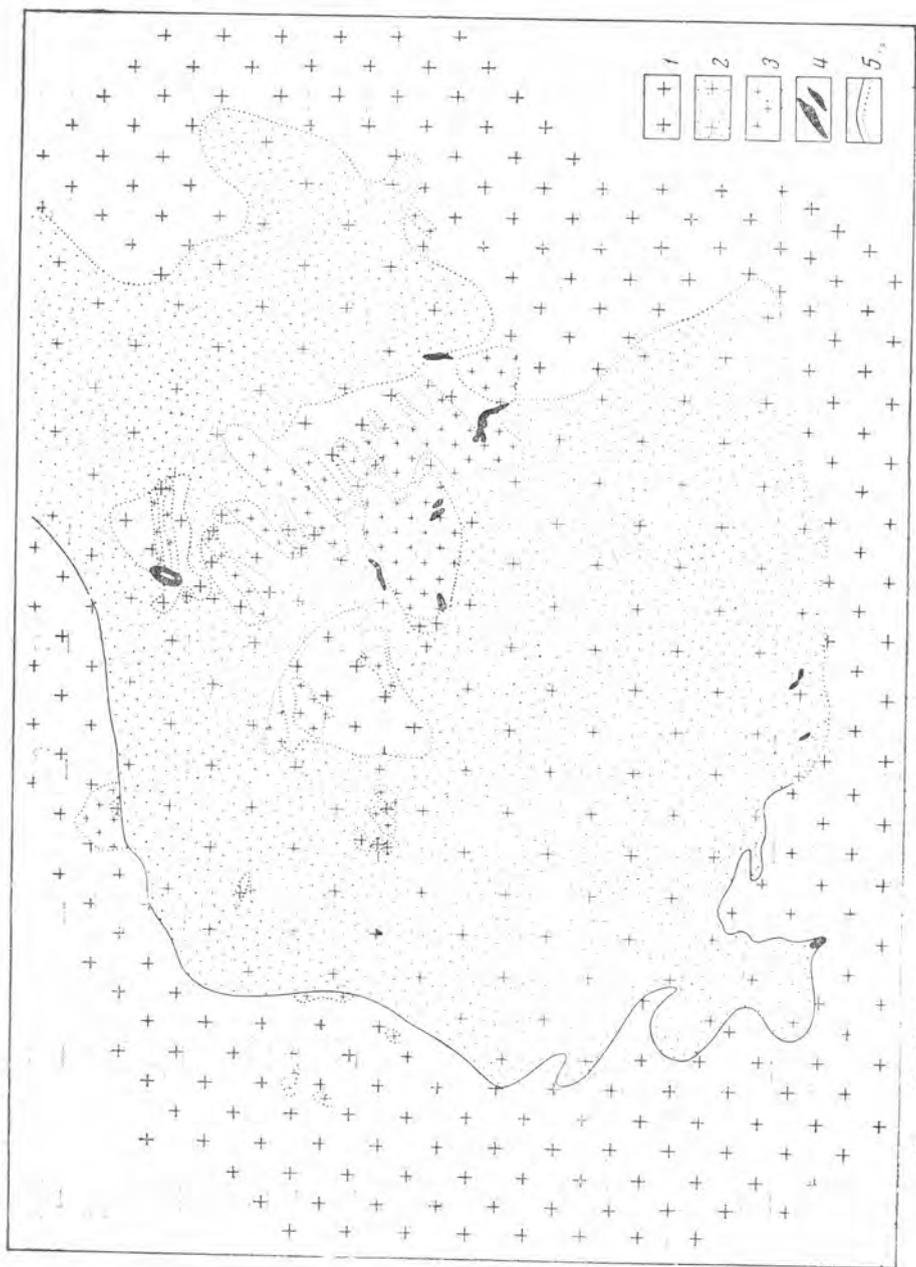


Рис. 46. Изометричный выход биотит-альбитовых апогранитов среди лейкократовых гранитов (по материалам Н. Ф. Девятерикова и др.)

1 — среднезернистые лейкократовые граниты; 2 — биотит-альбитовые апограниты; 3 — аплитовидные граниты; 4 — кварц-полевошпатовые жилы; 5 — геологические границы прослеженные и предполагаемые

Биотит-альбитовые апограниты макроскопически легко отличаются от окружающих их лейкократовых гранитов. Это светло-серые (иногда почти белые), серые, зеленовато-серые, желтовато-серые, розовато-серые, иногда до розовых, плотные породы, в которых на фоне мелкозернистой основной массы, имеющей средний размер зерен не более 1 мм, четко выделяются округлые зерна кварца размером до 3—5 мм, что и обуславливает частое применение к ним термина «гранит-порфиры». Невооруженным глазом в этих породах можно различить мелкие листочки биотита и, редко, колумбит и малакон.

Для биотит-альбитовых апогранитов весьма характерен их пятнистый облик, обусловленный большим количеством бурых ореолов вокруг листочков биотита и зерен малакона, а также черных пятен гидроокислов марганца. Количество таких пятен очень непостоянно, но иногда они занимают более половины поверхности штуфа породы. Размеры пятен достигают 10 см в поперечнике, обычно они гораздо меньше.

Под микроскопом установлен следующий минералогический состав апогранитов: кварц, альбит, микроклин (главные минералы), биотит, магнетит, колумбит, малакон, флюорит, турмалин, кальцит, хлорит, мусковит, онкозин, гидроокислы марганца и железа. Из темноцветных минералов крайне редко встречается рибекит.

Если по своему качественному минералогическому составу биотит-альбитовые апограниты из различных участков залежи практически совершенно одинаковы, то количественные соотношения между главными минералами даже в пределах примерно одного горизонта изменяются в очень больших пределах. В частности, с глубиной четко устанавливается общее уменьшение содержания альбита за счет соответственного увеличения количества микроклина и отчасти кварца.

Кварц содержится в породе в количестве от 12 до 40% при среднем содержании (у поверхности залежи) 24%. Он образует округлые зерна размером до 3—5 мм (иногда и до 8 мм) в поперечнике, хорошо выделяющиеся на фоне более мелкозернистой микроклин-альбитовой массы (рис. 47). Характерной особенностью кварца является почти постоянный, иногда довольно сильный катаклаз его зерен. Никакой другой минерал породы, кроме кварца, следов катаклаза не имеет.

Плагиоклаз представлен альбитом № 2—4. Содержится в породе в количестве 15—65%. Среднее содержание альбита у поверхности залежи 50%, с глубиной снижается до 30—35%. Образует беспорядочно расположенные лейсты размером до 0,3—0,5 мм в длину, при соотношении ширины к длине от 1:4 до 1:8. С глубиной зерна альбита постепенно становятся более изометричными. Лейсты и зерна альбита обычно заполняют промежутки между зернами кварца и микроклина и трещины в этих минералах. Альбит в породе совершенно чистый, прозрачный и не подвержен никаким вторичным изменениям.

Микроклин. Содержание микроклина в породе колеблется от 8 до 40—45%. В верхних горизонтах залежи среднее содержание его 23%, в более глубоких — повышается до 40—45%. Обычно он представлен более или менее изометричными часто идиоморфными зернами размером до 1 мм, редко до 2 мм. Отличительной особенностью микроклина является его очень четкая и тонкая двойниковая решетка.

Как и альбит, микроклин не затронут никакими процессами изменения и при наблюдениях в шлифах без анализатора совершенно прозрачный. Пертитовых вростков, в отличие от микроклина лейкократовых гранитов, совершенно не содержит.

Биотит содержится в породе в количестве 1—5%, в среднем около 3%, в виде мелких листочков размером 0,3—0,7 мм. Свежий.



Рис. 47 Биотит-альбитовый апогранит с крупными округлыми зернами кварца. Ув. 17

неизменный биотит наблюдается редко. Чаще всего он мусковитизирован или хлоритизирован.

Взаимоотношения главных породообразующих минералов биотит-альбитовых апогранитов в прозрачных шлифах устанавливаются достаточно четко. Кварц, единственный минерал породы, носящий следы сильного катаклаза, интенсивно замещается альбитом и микроклином, которые проникают по мелким трещинам и разобцают крупные зерна кварца на отдельные округлые одинаково ориентированные и угасающие зерна (рис. 48). В свою очередь альбит корродирует зерна микроклина, располагаясь часто в трещинах спайности последнего (рис. 49). Таким образом, порядок кристаллизации трех главных породообразующих минералов: кварц — микроклин — альбит — является обратным нормальному ряду кристаллизации этих минералов в магматическом процессе. По всей вероятности, кварц биотит-альбитовых апогранитов — единственный реликтовый минерал, оставшийся от первичной породы, впоследствии подвергшейся метасоматическому изменению. В апогранитах данного тела каких-либо других реликтов первичной породы не наблюдается.

Распределение акцессорных минералов в биотит-альбитовых апогранитах сравнительно равномерное, однако наибольшие концентрации колумбита, циркона, торита, флюорита отмечены в апикальной, приконтактной части тела апогранитов. С глубиной содержание этих минералов постепенно снижается.

Контакты между биотит-альбитовыми апогранитами и лейкократовыми гранитами внешне иногда резкие и четкие, иногда же характеризуются постепенными переходами. На контакте или вблизи его висячем боку тела апогранитов часто наблюдается тонкая прерывистая пегматоидная оторочка. На контакте у лежачего бока подобная оторочка отсутствует.

При изучении больших прозрачных шлифов (площадью до 20—25 см<sup>2</sup>) отчетливо выявилось, что, несмотря на внешние различия характера контакта биотит-альбитовых апогранитов и лейкократовых

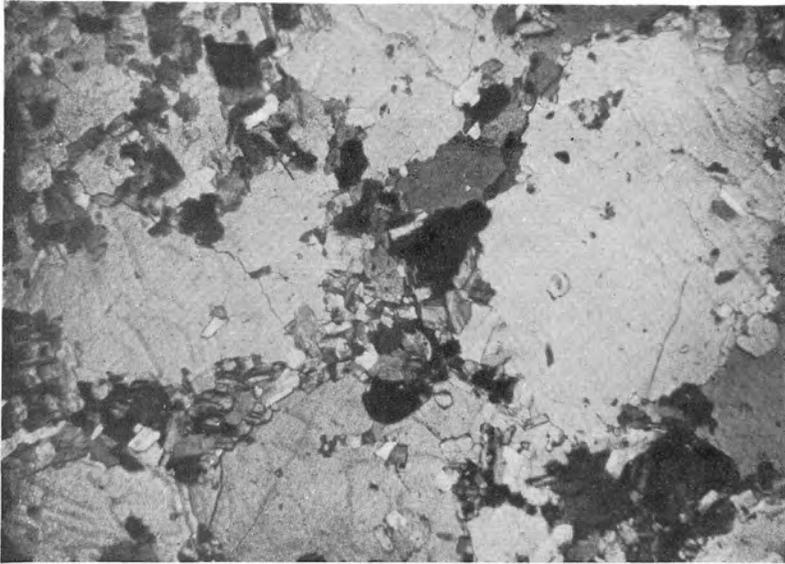


Рис. 48. Замещение крупных зерен кварца альбитом. Ув. 17

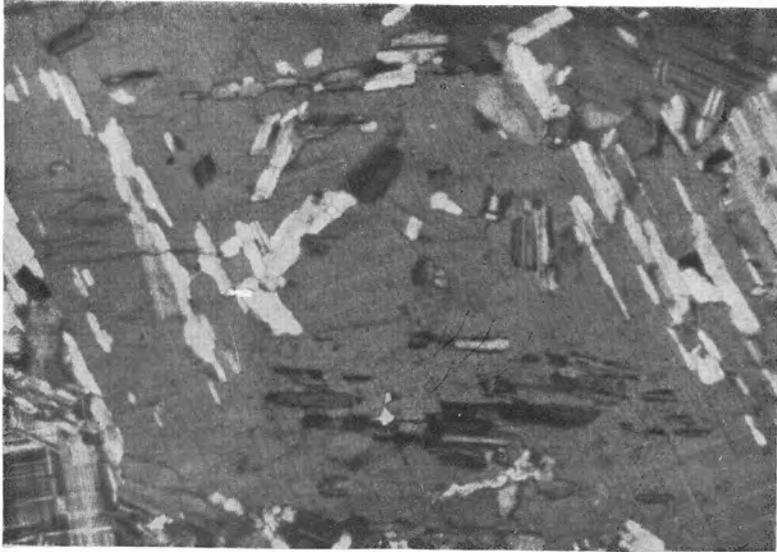


Рис. 49. Лейсты альбита в трещинах спайности микроклина. Ув. 17



Рис. 50. Контакт лейкократового гранита и биотит-альбитового апогранита.  
Ув. 5

гранитов, практически они имеют совершенно одинаковый характер. В этих шлифах очень отчетливо виден постепенный переход от одной породы к другой, а также все стадии альбитизации лейкократовых гранитов, конечной из которых является обычный биотит-альбитовый апогранит (рис. 50). Хорошо видно проникновение лейст альбита по трещинам спайности и другим трещинам в зернах плагиоклаза и микроклина лейкократовых гранитов. Альбит цепочками проникает по границам зерен минералов лейкократовых гранитов и все это придает породе неравномернозернистую и весьма своеобразную текстуру, близкую к такситовой. Часто в больших шлифах можно отчетливо видеть еще не полностью замещенные участки лейкократовых гранитов в виде реликтов, остающиеся несколько позади «передового фронта» альбитизации. Крупные зерна плагиоклаза лейкократовых гранитов замещаются лейстовым альбитом с образованием флюорита за счет высвобождающегося при альбитизации кальция, причем этот флюорит чаще всего наблюдается в трещинах спайности плагиоклазов, замещаемых альбитом (рис. 51).

Постмагматические жильные образования в пределах и лейкократовых гранитов и биотит-альбитовых апогранитов пользуются незначительным распространением и приурочены в основном к апикальной части биотит-альбитовых апогранитов. За редким исключением они встречаются лишь в виде маломощных кварц-полевошпатовых и кварцевых жил, быстро выклинивающихся как по простиранию, так и на глубину. Центральную часть жил обычно слагает мощное кварцевое ядро, далее, к зальбандам, располагаются последовательно сменяющие друг друга зоны кварц-микроклинового состава пегматоидного облика крупно-, средне- и мелкозернистого строения, причем последняя зона постепенно переходит в окружающие биотит-альбитовые апограниты. В некоторых частях жил отмечаются небольшие гнездообразные участки мелкозернистого мусковит-альбитового замещающего комплекса. Развитие таких участков замещения незначительно, и в целом жилы практически не затронуты альбитизацией.

Встречаются кварц-полевошпатовые тела, в которых кварцевое ядро не получает развития, и в этих случаях вся жила сложена разнородной кварц-полевошпатовой породой, размер кристаллов которой закономерно увеличивается по направлению от зальбандов к центру.

Кроме главных породообразующих минералов — кварца и микроклина — в кварц-полевошпатовых жилах встречены альбит, биотит, мусковит, жильбертит, колумбит, малакон, сфен, апатит, ксенотим, монацит, торит, пирохлор, молибденит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит, гематит, ильменит, касситерит, флюорит, карбонаты, эпидот и т. д., однако подавляющее большинство этих минералов содержится в породе в виде мелких единичных зерен и представляет лишь минералогический интерес.

По минералогическому составу и структуре жильным телам соответствует упоминавшаяся выше пегматоидная оторочка, встречающаяся висячем боку залежи биотит-альбитовых апогранитов в виде прерывистой зоны мощностью от 1 до 30 см. Эта оторочка имеет совершенно постепенный переход к апограниту и довольно четко отделяется от среднезернистых лейкократовых гранитов. Размер зерен главных породообразующих минералов пегматоидной оторочки — кварца и полевых шпатов — обычно не превышает 1—2 см. Основным полевым шпатом является микроклин, альбит содержится в резко подчиненном количестве. Микроклин пегматоидных образований, в отличие от микроклина биотит-альбитовых апогранитов, содержит очень большое количество пертитовых включений и несколько пелитизирован. Следует подчеркнуть, что пегматоидные кварц-микроклиновые образования, обособляю-



Рис. 51. Замещение мелкозернистым альбитом крупного зерна плагиоклаза с образованием по трещинам спайности флюорита. Ув. 17  
 а — с анализатором; б — без анализатора

щиеся в виде жильных тел или эндоконтактных оторочек среди биотит-альбитовых апогранитов, имеют крайне незначительное распространение.

Аналогичный характер, судя по имеющимся описаниям, имеют биотит-альбитовые колумбитоносные граниты, развитые за рубежом, в частности в Северной Нигерии. Здесь, в пределах развития гранитоидов комплекса Молодых интрузий, выделено большое количество разновидностей гранитов и, в частности, альбит-биотитовые.

Что касается редкометальной минерализации гранитов Нигерии, то четко устанавливается, что колумбит содержат только те их разновидности, которые приурочены к разрывным нарушениям, в частности к широко распространенным в этих районах кольцевым разломам.

Именно эти разновидности содержат значительные количества альбита, главным образом вторичного, лейстового. В связи с этим наиболее богатые колумбитом граниты разновидностей Рейфилд Гона и Форум получили специальное название альбит-биотитовых гранитов.

Петрографические описания колумбитоносных гранитов Северной Нигерии (Greenwood, 1951; Jacobson a. o., 1958) свидетельствуют о том, что в альбит-биотитовых гранитах содержание альбита значительно повышается по сравнению с обычными биотитовыми гранитами; по количеству он преобладает над калиевым полевым шпатом и отчетливо замещает последний. Джекобсон и др. (Jacobson a. o., 1958) прямо указывают, что «для некоторых альбит-биотитовых гранитов имеются данные, свидетельствующие о наличии по крайней мере двух генераций позднего альбита».

Из аксессуарных минералов в альбит-биотитовых гранитах встречаются флюорит, колумбит, магнетит, ильменит, монацит, ксенотим, циркон, торит, ортит, редко — касситерит. Наиболее характерный из перечисленных аксессуаров — флюорит, который встречается во всех разновидностях биотитовых гранитов, причем в альбит-биотитовых разновидностях его содержание достигает иногда 2—3%.

Химический состав альбит-биотитовых гранитов Нигерии (табл. 11, 12) показывает их большое сходство с описанными выше биотит-альбитовыми апогранитами, встречаемыми в пределах Советского Союза. Таким образом, минералогические особенности альбит-биотитовых гранитов Северной Нигерии, их структура и химический состав позволяют отнести эти породы к метасоматическим гранитоидам — биотит-альбитовым апогранитам.

Важным обстоятельством является тот факт, что биотит-альбитовые апограниты образуют не только самостоятельные тела, но могут быть встречены как метасоматические фации и среди других типов апогранитов, в первую очередь среди рибекит-альбитовых апогранитов. Примером тому может служить одно из тел метасоматически измененных пород Восточной Сибири, в пределах которого встречены как биотит-альбитовые, так и рибекит-альбитовые апограниты, связанные друг с другом совершенно постепенными переходами с образованием промежуточных биотит-рибекитовых разновидностей. Совместное присутствие в одном теле биотит-альбитовых, рибекит-альбитовых и переходных биотит-рибекит-альбитовых апогранитов отмечено также в ряде районов Казахстана, в Северной Нигерии и т. д. Интересны явления перехода в биотит-альбитовые апограниты литионит-амазонит-альбитовых метасоматических пород. Подобные факты убедительно свидетельствуют о тесной генетической связи различных типов апогранитов и позволяют рассматривать их как фации одного и того же метасоматического процесса.

#### **РИБЕКИТ-АЛЬБИТОВЫЕ АПОГРАНИТЫ С МИНЕРАЛАМИ НИОБИЯ, ЦИРКОНИЯ И РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ**

Рибекит-альбитовые апограниты пользуются сравнительно широким распространением и в настоящее время известны в Казахстане, Восточной Сибири, Центральной Африке (в частности в Северной Нигерии) и т. д. В подавляющем большинстве случаев рибекит-альбитовые апограниты в петрографической литературе описываются как обычные щелочные граниты. Можно предполагать поэтому, что во многих случаях описываемые при характеристике различных интрузивных комплексов щелочные рибекитовые граниты в действительности, после детальных петрографических исследований, должны быть отнесены к группе рибекит-альбитовых апогранитов.

Химический состав (в %) биогитт-альбитовых апогранитов

Компоненты	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
SiO <sub>2</sub>	74,05	73,95	71,67	74,21	74,42	75,64	76,48	73,56	70,60	72,26	76,70	76,19
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,12	0,02	0,02	0,10	0,05	0,03	0,10	0,06	—	0,05	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,81	14,14	14,56	13,15	13,23	14,70	14,11	14,58	14,20	16,35	12,06	13,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,05	1,49	1,31	2,12	1,42	0,72	0,72	0,96	2,42	4,19	0,61	0,43
FeO	0,20	Нет	Нет	Нет	0,42	0,07	0,14	0,88	0,88	0,14	0,60	0,61
MnO	0,38	0,28	0,05	Следы	0,12	0,12	0,12	0,20	0,03	—	0,01	0,01
MgO	0,19	0,20	0,21	0,18	0,33	0,03	0,03	0,14	0,14	0,08	0,13	0,08
CaO	0,25	0,30	0,23	0,29	0,30	0,16	0,16	0,21	0,32	0,93	0,42	0,10
BaO	—	—	—	—	0,17	—	—	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	5,48	4,88	8,11	5,71	5,71	4,53	3,96	4,73	5,14	6,28	4,35	4,23
K <sub>2</sub> O	3,67	3,93	3,44	3,54	3,21	4,38	3,80	3,93	5,68	2,35	4,43	4,61
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,07	0,04	0,03	0,08	—	Не опр.	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	0,02	0,04	0,06	0,06	—	Не опр.	Следы
F	—	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—	0,30	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,26	0,37	—	0,17	Не обн.	0,00	0,04	0,22	0,08	0,08	0,23	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	0,05	0,18	0,22	—	—	—	—	—	0,56	0,13
П. п. п.	Нет	0,25	0,45	0,30	0,23	0,40	0,58	0,66	0,04	0,64	—	—
Сумма	100,36	99,91	100,10	99,87	99,96	100,89	100,31	100,26	99,73	100,30	100,45	100,33
—O=F	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	0,13	0,09
Сумма	—	—	—	—	99,93	—	—	—	—	—	100,32	100,24
Аналитик или источник	З. Бурова	Н. Короткова	О. Сазонова	Р. В. Масгутов (1960 <sub>1</sub> , 1960 <sub>2</sub> )	Р. Д. Гавридин, 1957	Джекобсон и др. (Якобсон а. о., 1958)						

Пересчеты анализов биотит-альбитовых апогранитов по системе А. Н. Заварицкого

	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
<i>S</i>	80,3	80,5	76,0	80,3	81,0	81,0	81,6	79,8	78,1	78,9	83,0	82,1
<i>a</i>	16,7	15,7	18,2	17,3	16,5	15,5	13,3	15,2	18,4	16,5	15,2	15,2
<i>c</i>	0,3	0,3	3,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,7	1,1	0,1	0,1
<i>b</i>	2,7	3,5	2,5	2,3	2,3	3,3	4,9	4,7	2,8	3,5	1,7	2,6
<i>c'</i>	—	—	10,0	14,7	5,5	—	—	—	11,9	—	23,1	—
<i>m'</i>	12,0	9,5	12,5	14,7	23,0	2,0	3,9	5,4	9,5	3,8	15,4	4,9
<i>f'</i>	78,5	41,5	—	70,6	71,5	49,0	14,5	37,0	78,6	30,2	61,5	34,1
<i>a'</i>	9,5	49,0	—	—	—	79,0	81,6	57,6	—	66,0	—	61,0
<i>n'</i>	—	—	77,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	69	66	92	72	75	61	62	65	60	81	60	58
<i>Q</i>	26,9	29,3	12,3	25,9	28,8	30,8	36,4	28,1	18,5	23,7	32,5	33,7
<i>a:c</i>	55,7	52,4	5,5	173,0	82,5	77,5	66,5	50,7	26,3	15,0	152,0	152,0
<i>a':f'</i>	0,12	1,18	0	0	0	4,16	5,62	1,56	0	2,19	0	1,79

Необходимо подчеркнуть уже упомянутую выше тесную генетическую связь рибекит-альбитовых и биотит-альбитовых апогранитов, которые в большинстве известных случаев встречаются совместно в пределах одних и тех же массивов и повсеместно связаны друг с другом постепенными переходами, образуя промежуточные биотит-рибекит-альбитовые разновидности. Приуроченность рибекит-альбитовых апогранитов к куполовидным выступам крупных гранитных массивов, зонам разломов и повышенной трещиноватости пород, а также их генетическая связь с первичными породами, впоследствии подвергшимся метасоматической переработке, прослеживается весьма отчетливо. Как будет показано ниже, изучение контактов рибекит-альбитовых апогранитов с неизменными породами предоставляет много данных для установления последовательности и характера послемагматических метасоматических изменений гранитов.

Очень интересным и типичным примером рибекит-альбитовых апогранитов является апикальная часть куполовидных выступов крупного массива биотитовых гранитов (Казахстан).

Как весь массив, так и изолированные в плане от главного массива куполовидные выступы расположены среди пород песчано-сланцевой толщи нижнего карбона, представленной серыми и темно-серыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами и углистыми и кремнистыми сланцами. Вблизи гранитных интрузий обычного состава эти породы интенсивно ороговикованы, вплоть до образования типичных биотитовых роговиков, а на контакте с рибекит-альбитовыми апогранитами, кроме того, подвергнуты довольно сильной метасоматической переработке, главным образом альбитизации. Мощность метасоматической зоны экзоконтакта рибекит-альбитовых апогранитов колеблется от первых метров до нескольких десятков метров и зависит от положения кровли купола апогранитов. В участках пологого контакта рибекит-альбитовых апогранитов зона экзоконтакта имеет наибольшую мощность, а в участках крутого контакта кровли куполов — минимальную. Метасоматические изменения вмещающих пород заключаются прежде всего в появлении в песчаниках значительного количества мелкого, иногда лейстового альбита и кристаллов рибекита, располагающихся полосами согласно слоистости или сланцеватости пород (рис. 52, 53). Естественно, что метасоматиче-

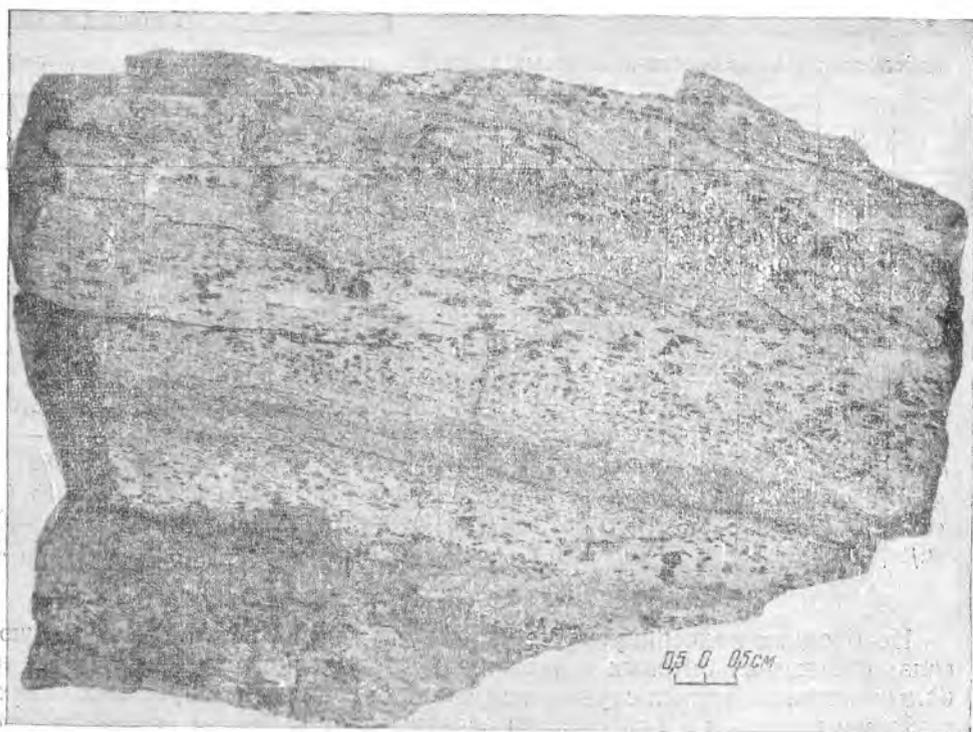


Рис. 52. Метасоматически измененный сланец экзоконтакта рибекит-альбитовых апогранитов

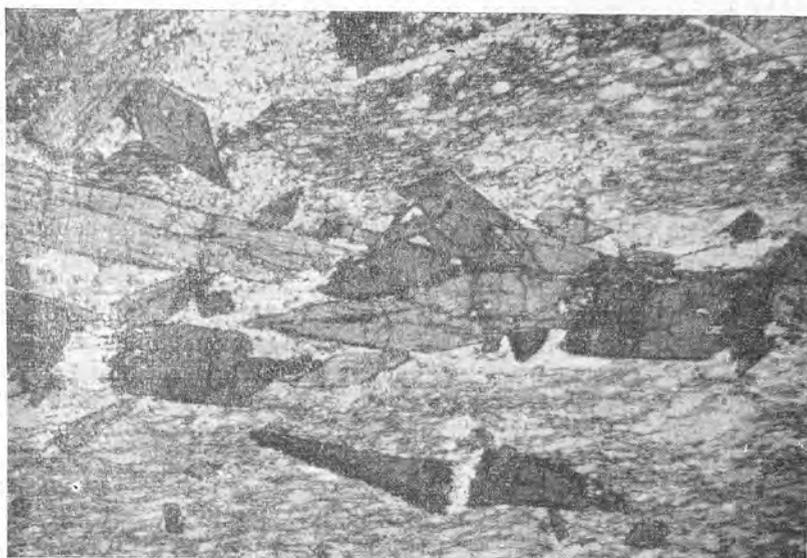


Рис. 53. Метасоматический рибекит в сланцах экзоконтакта рибекит-альбитовых апогранитов. Ув. 17. Без анализатора

ские изменения вмещающих пород находят свое отражение и в их химическом составе, что отчетливо видно из табл. 13.

Оба купола рибекит-альбитовых апогранитов расположены на расстоянии около 400 м друг от друга, имеют овальные, вытянутые в ССВ

Таблица 13

Химический состав (в %) пород зоны экзоконтакта рибекит-альбитовых апогранитов

Компоненты			Компоненты		
	1	2		1	2
SiO <sub>2</sub>	61,30	60,06	Na <sub>2</sub> O	2,20	8,40
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,50	K <sub>2</sub> O	6,32	2,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,30	17,02	F	0,18	2,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,75	2,86	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,53
FeO	2,43	2,43	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,34	0,25
MnO	0,05	—	П. п. л.	0,46	—
MgO	1,20	1,70	—O=F	0,08	0,90
CaO	2,86	3,13	Сумма . . .	100,04	100,30
			Аналитик	Н. Короткова	

Примечание. 1—песчаник слабоизмененный; 2—измененный песчаник с рибекитом, альбитом.

направлении очертания, площадь соответственно около 3 и 1 км<sup>2</sup> (рис 54). На глубине около 80—100 м оба купола соединяются в единое тело, имеющее пологую кровлю. По минералогическим и структурным особенностям в пределах обнаженной эрозионным срезом части куполов различаются:

- а) мелкозернистые порфиroidные биотитовые граниты;
- б) среднезернистые рибекит-альбитовые апограниты;
- в) мелкозернистые рибекит-альбитовые апограниты;
- г) мелкозернистые лейкократовые альбитовые апограниты.

Мелкозернистые порфиroidные биотитовые граниты встречаются в пределах более эродированного большего купола, причем опять-таки в наиболее глубоко эродированной его части. Биотитовые граниты имеют розовый цвет, обусловленный окраской основного породообразующего минерала — микроклина, и сложены неравномернозернистым агрегатом зерен микроклина, плагиоклаза и кварца, в котором довольно четко выделяются порфиroidные вкрапленники микроклин-пертита размером в длину до 5—10 мм. Состав гранитов (в %): микроклин — 40—45, кварц — 25—30, плагиоклаз — 20—25, биотит — 5—7. Акцессорные минералы — циркон, сфен, магнетит, гематит, ильменит, флюорит, апатит, пирит.

Главные породообразующие минералы основной массы породы имеют обычную петрографическую характеристику, а их взаимоотношения и степень идиоморфизма зерен указывают на нормальную для гранитов последовательность кристаллизации: плагиоклаз — микроклин — кварц. Порфиroidные вкрапленники микроклина являются наиболее идиоморфными и, по-видимому, образовались позже минералов, слагающих мелкозернистую массу породы. Важно отметить, что микроклин гранитов содержит обильные пертитовые включения, слабо пелитизирован и очень часто с краев зерен замещается альбитом. Плагиоклаз гранитов представлен двумя генерациями: первая — кислый олигоклаз № 12—15, содержащийся в мелкозернистой массе породы, вторая — альбит № 4—6, развивающийся по микроклину.

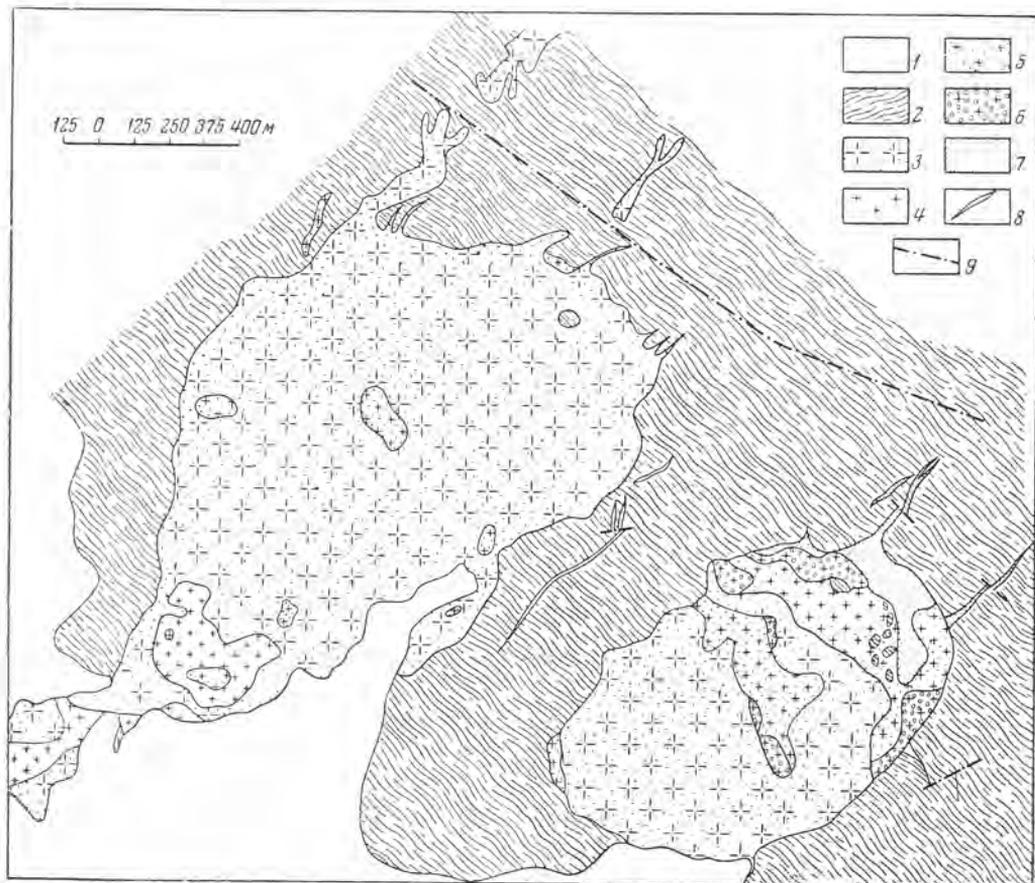


Рис. 54. Куполовидные выступы рибекит-альбитовых апогранитов  
(по материалам В. А. Белова)

1 — четвертичные отложения; 2 — песчанки, алевриты, сланцы; 3 — среднезернистые рибекит-альбитовые апограниты; 4 — мелкозернистые порфириновые биотитовые граниты; 5 — мелкозернистые рибекит-альбитовые апограниты; 6 — лейкократовые апограниты; 7 — метасоматически измененные породы песчано-сланцевой толщи; 8 — дайки и апофизы апогранитов; 9 — разрывные нарушения

Рибекит-альбитовые апограниты, как мелкозернистые, так и среднезернистые, макроскопически представляют собой плотные породы светло-серого цвета. На фоне основной кварц-альбит-микроклиновой массы породы отчетливо выделяются длинные тонкие призматические кристаллы черного рибекита, реже — зеленого эгирина, а иногда и золотисто-коричневые слюдоподобные кристаллики астрофиллита. Мелкозернистые и среднезернистые разновидности апогранитов выделяются условно, главным образом по размерам кристаллов рибекита, так как размеры зерен альбита, кварца и микроклина практически одинаковы в обеих разновидностях. Так же условно выделение и лейкократовых мелкозернистых альбитовых апогранитов, хотя они четко отличаются по своему внешнему облику: темноцветные минералы в них макроскопически не видны. Как показало микроскопическое изучение, они являются теми же мелкозернистыми рибекит-альбитовыми апогранитами, темноцветные минералы которых разрушены и выщелочены. Подобное явление легко объясняется геологическим положением лейкократовых апогранитов в эндоконтакте купола рибекит-альбитовых апогранитов.

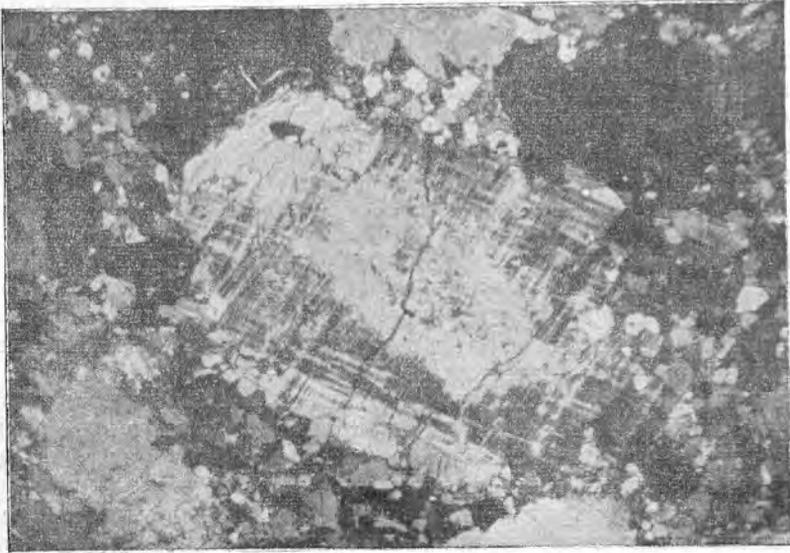


Рис. 55. Реликты ранней генерации плагиоклаза в микроклине рибекит-альбитового апогранита. Ув. 17

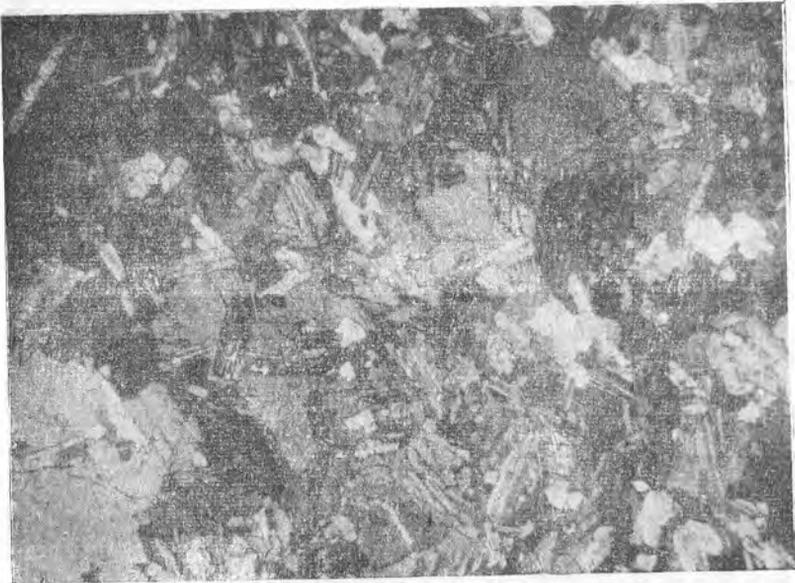


Рис. 56. Лейстовый альбит в рибекит-альбитовом апограните. Ув. 17

Минералогический состав рибекит-альбитовых апогранитов следующий: альбит, микроклин, кварц, рибекит — главные минералы; эгирин, астрофиллит, флюорит, светлая литиевая слюда, криолит — второстепенные, спорадически присутствующие минералы. Наиболее распространенными аксессуарными минералами являются циркон, торит, пирохлор, гагаринит, магнетит, гематит. Значительно реже, обычно в виде мелких единичных зерен, встречаются монацит, ксенотим, касситерит, ильменит, рутил, лейкоксен, колумбит, пирит, галенит, молибденит, ортит, сфен, апатит. Очень редко в апогранитах встречаются мелкие листочки биотита, ассоциирующего с рибекитом.

Количественные соотношения главных породообразующих минералов рибекит-альбитовых апогранитов, так же как и биотит-альбитовых, характеризуются очень большими колебаниями, однако специфической особенностью первых является наличие нескольких отчетливо различающихся генераций этих минералов.

**Плаггиоклаз.** В рибекит-альбитовых апогранитах можно наблюдать четыре генерации плаггиоклаза.

Наиболее ранняя и редко отмечаемая генерация представлена альбит-олигоклазом № 10—14 и в породе сохраняется лишь в виде реликтов внутри зерен более позднего микроклина (рис. 55). Вторая генерация — шахматный альбит, интенсивно развивающийся по микроклину первой генерации. Третья генерация — лейстовый альбит — количественно развит наиболее сильно и определяет своеобразный петрографический облик породы (рис. 56).

Лейсты альбита обычно имеют размер не более 1 мм в длину и отношение длины к ширине не превышающее 4—5:1. Наконец, наиболее поздняя генерация альбита представлена мелкими изометричными зернышками, часто не сдвойникованными, которые совместно с кварцем третьей генерации заполняют мелкие трещинки в породе и слагающих ее минералах более ранних генераций (рис. 57). Состав альбита второй, третьей и четвертой генераций примерно одинаков и колеблется в пределах, отвечающих № 2—6. Общее количество альбита в апогранитах варьирует очень сильно в пределах от 15—20 до 70—90% от общей

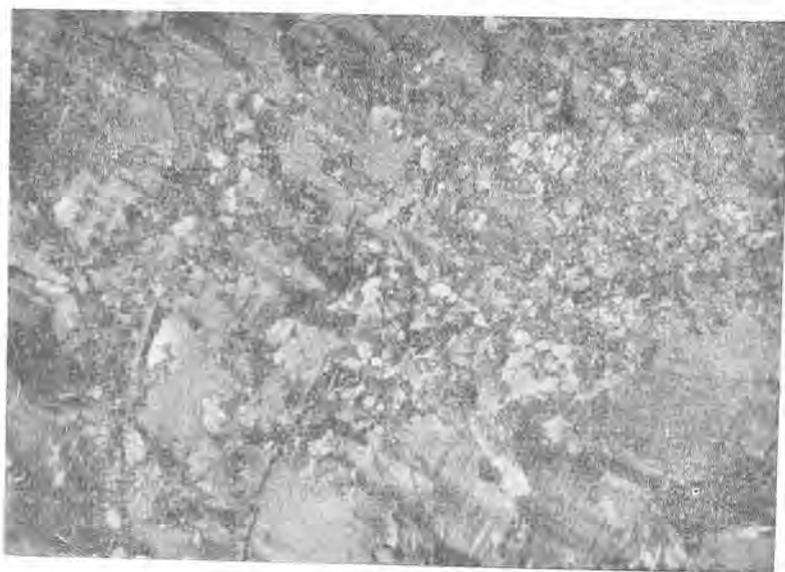


Рис. 57. Агрегат мелкозернистого альбита и кварца, заполняющий тонкие трещинки в микроклине рибекит-альбитового апогранита. Ув. 17



Рис. 58. Альбитит. Ув. 17

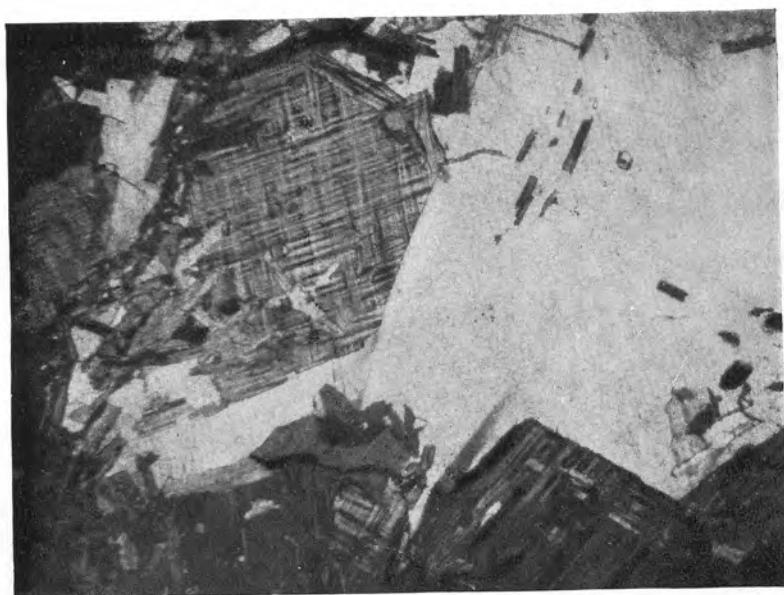


Рис. 59. Идиоморфные кристаллы микроклина в рибекит-альбитовом апограните. Ув. 17

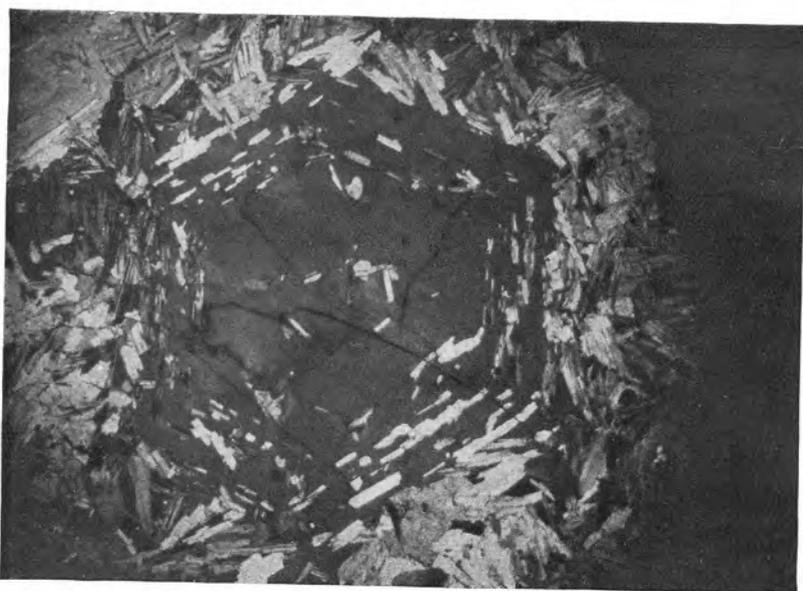


Рис. 60 Порфиробласты кварца с пойкилитовыми лейстами альбита, параллельными граням кристаллов кварца. Ув. 5

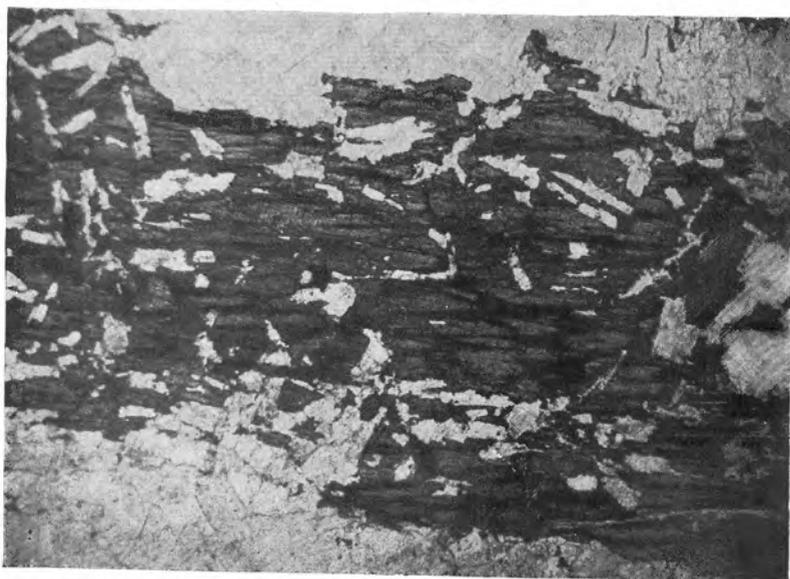


Рис. 61. Кристалл рибекита корродированный альбитом в алограните.  
Ув. 17

массы породы. В последнем случае порода имеет характер типичного альбитита (рис. 58).

**Микроклин.** Отчетливо наблюдаются две разновидности микроклина, отвечающие по крайней мере двум генерациям этого минерала. Первая — более ранняя — представлена сравнительно крупными (1—3 мм) обычно ксеноморфными зернами, характеризующимися грубой, часто нечетко выраженной решеткой и обилием пертитовых включений. Микроклин этой генерации почти всегда несколько катаклазирован и интенсивно пелитизирован. Вторая генерация микроклина, несравненно значительно более широко распространенная, представлена более мелкими обычно четко идиоморфными кристаллами, отличительная особенность которых — наличие тонкой очень четкой решетки, полное отсутствие пертитовых вростков, даже слабых следов катаклаза и каких-либо вторичных изменений (рис. 59). Суммарное содержание микроклина обеих генераций в породе колеблется в пределах 10—40%, в среднем около 30%. При этом надо отметить, что обычно поздний микроклин резко преобладает над микроклином первой генерации, который нередко совсем отсутствует.

**Кварц.** Совершенно несомненно наличие трех генераций кварца. Наиболее ранняя генерация представлена сравнительно крупными (до 2—4 мм в поперечнике) округлыми зернами кварца, интенсивно корродированными зернами альбита и микроклина. Этот кварц обычно очень сильно катаклазирован. Вторая генерация кварца представлена также сравнительно крупными четко идиоморфными шестиугольными кристаллами, практически без всяких следов катаклаза. Характерная особенность таких зерен кварца — наличие в них большого количества мелких лейст альбита, расположенных в несколько рядов параллельно гексагональным контурам зерна (рис. 60). Кварц третьей генерации образует очень мелкие (до 0,1 мм) изометричные зернышки, которые вместе с альбитом четвертой генерации заполняют мелкие трещины в породе и минералах более ранних генераций (фиг. 57). Содержание кварца в породе колеблется от 10 до 40%, среднее составляет около 25%.

**Рибекит** постоянно присутствует в апогранитах описываемого типа в качестве основного темноцветного минерала. Под микроскопом хорошо видно, что большинство зерен рибекита, длина которых достигает 8—10 мм в среднезернистых и 4—5 мм в мелкозернистых разновидностях апогранитов, интенсивно корродировано альбитом (рис. 61). Как обычно, рибекит обладает очень резким плеохроизмом от зеленовато-синего по Ng до темно-синего, иногда практически черного по Np. Очень часто наблюдается замещение рибекита эгирином, хлоритом и вторичными гидроокислами железа. Содержание рибекита в породе составляет 5—7%.

**Эгирин** встречается в рибекит-альбитовых апогранитах гораздо реже рибекита и почти всегда в ассоциации с последним. В большинстве случаев отчетливо видно, что он замещает рибекит.

**Астрофиллит** отмечается в апогранитах данного типа редко, главным образом в разновидностях, богатых поздним микроклином и, соответственно, сравнительно бедных альбитом. По золотисто-коричневому цвету слюдоподобных кристалликов он легко отличим в породе, а в шлифах по высокому двупреломлению и резкому плеохроизму в оранжево-желтых тонах.

Взаимоотношения главных породообразующих минералов под микроскопом устанавливаются достаточно четко. В частности, отчетливо видно, что альбит-олигоклаз первой генерации замещается ранним микроклином (рис. 55) и сохраняется в последнем лишь в виде реликтов, а микроклин I, в свою очередь, замещается шахматным альбитом второй генерации.



Рис. 62. Скопление рибекита, приуроченное к трещинам в рибекит-альбитовом апограните

Идиоморфизм кристаллов позднего микроклина по отношению к кварцу первой генерации и зернам шахматного альбита, отсутствие следов катаклаза в микроклине II, по сравнению с кварцем первой генерации, достаточно убедительно свидетельствуют о том, что этот микроклин кристаллизовался позже и кварца I и шахматного альбита, но несколько ранее лейстового альбита, так как последний четко корродирует кристаллы микроклина II, располагаясь в том числе и в трещинах спайности последнего. Наличие лейст альбита в кварце второй генерации свидетельствует о том, что образование кварца II происходило позже альбита III, лейсты которого захватывались при росте кристаллов кварца. Образование альбита IV и кварца III в еще более поздние стадии послемагматического изменения гранитов достаточно наглядно подтверждается тем фактом, что агрегат зерен минералов этих генераций по мелким трещинам пересекает все ранее образовавшиеся минералы, в том числе и лейсты альбита III. Взаимоотношения альбита IV и кварца III между собой неясны. Таким образом, последовательность образования различных генераций трех главных породообразующих минералов, отмечаемая при изучении прозрачных шлифов, дает вполне определенные данные для решения вопроса о стадиях послемагматического изменения гранитов и превращения их в рибекит-альбитовые апограниты.

Несколько неясных моментов остается при решении вопроса о времени кристаллизации рибекита. Позднее метасоматическое его образование хорошо подтверждается тем, что часто скопления рибекита четко приурочены к трещинам в породах и минералах (рис. 62). В то же время отмечается коррозия кристаллов рибекита лейстами альбита III и, естественно, зернами альбита IV и кварца III. Взаимоотношения рибекита с поздним микроклином не совсем ясны, хотя ни в одном случае не наблюдалось четкой коррозии рибекита этим микроклином. Некоторые косвенные данные указывают, однако, что рибекит образовывался и позже лейстового альбита (часть его кристаллов не корродирована альбитом III). Возможно, что и рибекит имеет две или более генерации, но убедительных фактов для подтверждения такого предположения пока нет.

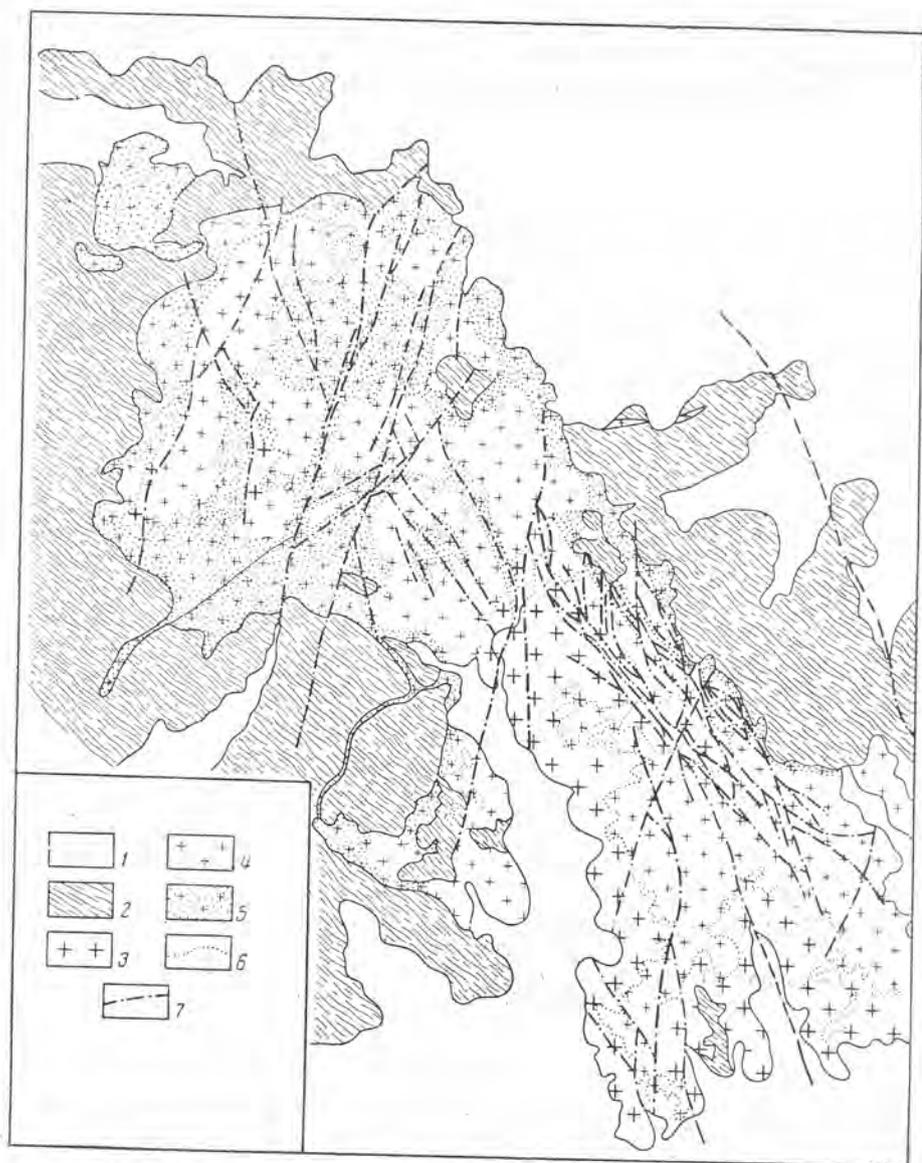


Рис. 63. Схематическая карта гранитного массива с участками рибекит-альбитовых апогранитов (по материалам В. Е. Гендлера и др.)  
 1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — среднезернистые порфировидные биотитовые граниты; 4 — мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты; 5 — альбитизированные биотитовые, биотит-рибекитовые и рибекитовые апограниты; 6 — границы фаций; 7 — разрывные нарушения

Наличие реликтовых обособлений биотитовых гранитов, располагающихся в пределах купола рибекит-альбитовых апогранитов, позволяет предположить, что эти граниты могли быть той первоначальной породой, метасоматическая переработка которой привела к образованию рибекит-альбитовых апогранитов.

Более четкие взаимоотношения между аналогичными биотитовыми порфировидными гранитами и замещающими их рибекит-альбитовыми апогранитами могут быть иллюстрированы на примере другого небольшого гранитного массива, расположенного вблизи описываемых куполов (рис. 63). Основная часть этого массива сложена среднезернистыми

и связанными с ними постепенными переходами мелкозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами, совершенно аналогичными встреченным в пределах описанного выше купола апогранитов.

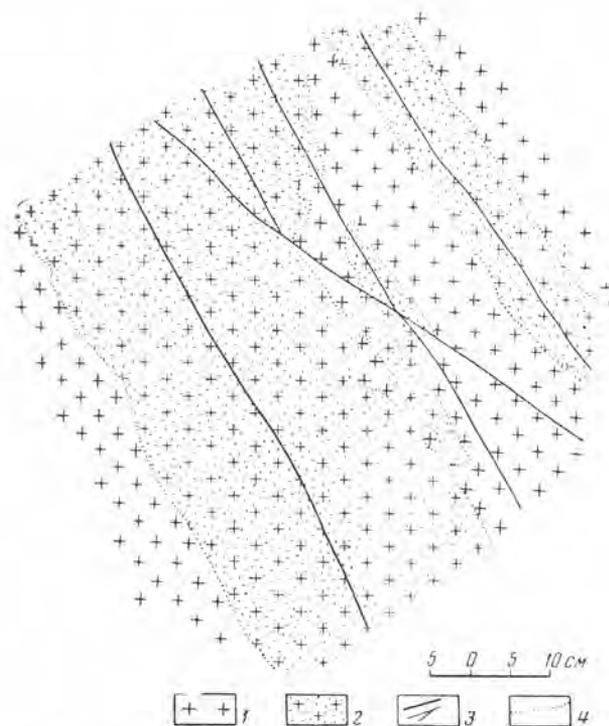


Рис. 64. Развитие альбитизации по мелким трещинам в биотитовых гранитах

1 — биотитовый порфиroidный гранит; 2 — рибекит-альбитовый апогранит;  
3 — трещины; 4 — границы фаций

Рибекит-альбитовые апограниты описываемого массива четко приурочены к краевой, приконтактной его части, а также к очень широко распространенным здесь разрывным нарушениям и зонам дробления. Развитие рибекит-альбитовых апогранитов наблюдается даже вдоль мелких трещин в биотитовых гранитах (рис. 64).

Под микроскопом (особенно в больших шлифах) весьма отчетливо видны все стадии альбитизации микроклин-пертита и первичного плагиоклаза (олигоклаза) биотитовых гранитов, а также образования псевдоморфоз шахматного альбита по микроклину. Весьма характерно, что в зоне перехода широко развиты сравнительно слабо альбитизированные граниты, содержащие в качестве темноцветных минералов как биотит, так и развивающийся по нему рибекит (рис. 65). Таким образом, имеются весьма убедительные данные, свидетельствующие о том, что рибекит-альбитовые апограниты в данном случае образовались в результате метасоматической переработки мелкозернистых биотитовых порфиroidных гранитов.

Большой интерес представляет сравнение рибекит-альбитовых апогранитов, встреченных в пределах Советского Союза, с аналогичными

породами из зарубежных стран, в частности с пироклорсодержащими рибекитовыми породами Северной Нигерии. Эти породы (по терминологии английских геологов — рибекитовые граниты) широко распространены в составе комплекса так называемых Молодых интрузий, где ассоциируют главным образом с биотитовыми гранитами. Взаимоотношения биотитовых и рибекитовых гранитов до настоящего времени остались невыясненными. Так, например, Гринвуд (Greenwood, 1951) считает эти разновидности гранитов сингенетичными образованиями, отмечая наличие между ними постепенных переходов и промежуточных биотит-рибекитовых разновидностей. Бир (Beer, 1952), специально изучавший рибекитовые граниты Нигерии, приходит к выводу о более позднем образовании рибекитовых гранитов по сравнению с биотитовыми. Наконец, Джекобсон и другие (Jacobson a. o., 1958) указывают, что «порядок внедрения этих двух гранитов непостоянный и каждый может встречаться в любом интрузивном цикле первым».

В результате анализа литературных данных (Beer, 1952; Jacobson a. o., 1958), а также исследования типичного образца рибекитового гранита из массива Лируэй<sup>1</sup> очевидно, что рибекитовые граниты Северной Нигерии представляют собой мелко- или среднезернистую светло-серую, иногда желтоватую породу, на светлом фоне которой четко выделяются мелкие черные призматические кристаллы рибекита. Часто в породе невооруженным глазом хорошо видны мелкие (до 1 мм) кристаллики оранжевого пироклора.

Главными породообразующими минералами рибекитовых гранитов являются кварц, калиевый полевой шпат, альбит и рибекит. Иногда породы содержат значительное количество эгирина или биотита, вследствие чего выделяются рибекит-эгириновые, биотит-рибекитовые и т. п. разновидности. Интересен состав акцессорных минералов, среди которых присутствуют пироклор, циркон, флюорит, горит, астрофиллит, криолит, реже — монацит и ильменит, а из редких вторичных минералов отмечены томсенит и нонтронит.

Калиевый полевой шпат рибекитовых гранитов почти во всех массивах представлен четко решетчатым микроклином, за исключением района IIIa, где рибекитовые граниты содержат ортоклаз. Интересно заметить, что, по данным Гринвуда (Greenwood, 1951), биотитовые граниты содержат ортоклаз тоже только в этом районе, а в других участках в биотитовых гранитах наблюдается микроклин. Среднее содержание калиевого полевого шпата в породе около 30%. Обычно калиевый полевой шпат пертитовый, но почти постоянно встречаются зерна, совершенно свободные от вростков плагиоклаза.

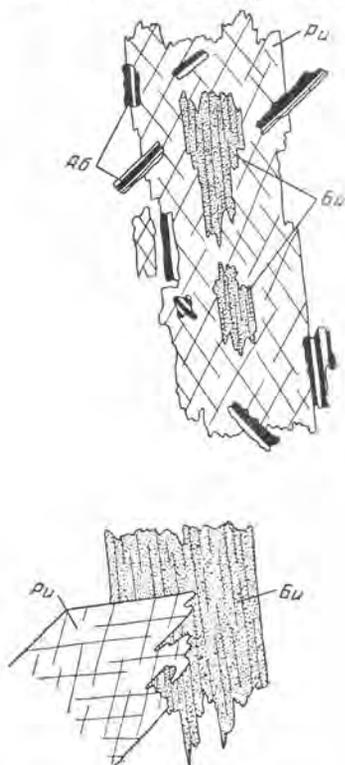


Рис. 65. Замещение биотита (Би) рибекитом (Ри) в рибекит-альбитовом (Аб) апограните

<sup>1</sup> Образцы горных пород Северной Нигерии были любезно присланы в ИМГРЭ директором Геологической службы Нигерии д-ром Р. Р. Е. Джекобсоном.

## Химический состав (в %) рибекита и эгирина

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	51,01	49,05	48,83	51,92
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,71	1,12	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	2,91	2,31	1,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,41	13,98	10,90	31,44
FeO	17,62	19,04	21,77	0,75
MnO	0,48	0,06	0,27	Не обн.
MgO	0,22	0,33	0,06	То же
CaO	0,19	1,36	1,32	» »
Na <sub>2</sub> O	7,98	9,19	8,75	12,86
K <sub>2</sub> O	1,80	1,27	1,22	0,19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,91	0,38	1,47	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0,42	0,28	Не обн.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	Следы	Не опр.
S	То же	То же	0,03	То же
ZrO <sub>2</sub>	» »	» »	0,31	» »
LiO <sub>2</sub>	0,56	» »	Не опр.	» »
F	1,70	» »	2,30	» »
Сумма . . .	100,64	—	100,94	—
—O=F	0,71	—	0,97	—
Сумма . . .	99,93	98,70	99,97	99,95

Примечание. 1—рибекит из рибекит-эгиринового гранита; 2—рибекит из альбит-рибекитового гранита; 3—рибекит из рибекитового гранита; 4—эгирин из рибекит-эгиринового гранита.



Рис. 66. Рибекит-альбитовый апогранит (Северная Нигерия). Ув. 17

**Альбит.** Количество альбита в рибекитовых гранитах очень непостоянно и колеблется в пределах от 10 до 50%. В тех случаях, когда содержание альбита значительное, породы называются альбит-рибекитовыми. Все авторы (Beer, 1952; Greenwood, 1951; Jacobson a. o., 1958, и др.) указывают, что значительная часть альбита имеет несомненно позднемагматическое происхождение, однако никто из них не указывает примерного соотношения первичного и позднемагматического альбита и не приводит каких-либо критериев их различий. Содержание анортовой молекулы в альбите колеблется в пределах 2—10%. В альбит-рибекитовых гранитах, где содержание альбита наиболее высоко, этот минерал образует главным образом удлиненные (до 0,2—0,3 мм) лейсты и интенсивно замещает все ранее образовавшиеся минералы, особенно калиевый полевой шпат.

**Кварц.** Колебание содержания кварца в породе менее значительно, чем альбита. Среднее содержание кварца около 30%. Степень катаклаза зерен кварца также различна: наряду с довольно сильно катаклазированными зёрнами нередко встречается кварц, совершенно лишенный катаклаза.

**Рибекит** является наиболее важным темноцветным минералом породы; среднее его содержание составляет около 3%. Минерал образует призматические кристаллы размером до 10 мм в длину, обычно сильно корродированные. В тех случаях, когда в породе встречается эгирин, оба эти минерала находятся в тесном сростании друг с другом, однако их взаимоотношения неясны, и до сих пор не установлено, какой из этих минералов кристаллизовался первым. Гринвуд (Greenwood, 1951) указывает, что кристаллы рибекита, «как кажется, нарастают на кварц и полевой шпат», и отмечает, что в районе южнее Бутра «имеются кристаллы рибекита, образующие псевдоморфозы по плагиоклазу». Предположение о том, что как рибекит, так и эгирин образовались в поздние этапы кристаллизации породы, высказано также и Джекобсоном и др. (Jacobson a. o., 1958).

**Эгирин** в рибекитовых гранитах не является постоянно присутствующим минералом, но в некоторых участках, в частности к югу от Кигом Хиллс, он составляет до 3% породы. Химический состав рибекита и эгирина из пород Северной Нигерии приведен в табл. 14 (анализы заимствованы из работы Джекобсона и др.) (Jacobson a. o., 1958).

Проведенное нами петрографическое изучение шлифов альбит-рибекитового гранита из массива Лируэй показало, что по своему составу, структуре, текстуре, взаимоотношениям главных породообразующих минералов, а также по химическому составу (табл. 15 и 16) альбит-рибекитовые граниты Северной Нигерии (рис. 66) практически неотличимы от рибекит-альбитовых апогранитов, встреченных в пределах Советского Союза, в частности от вышеописанных апогранитов Казахстана. Это сходство подчеркивается и весьма своеобразным комплексом акцессорных минералов, совершенно идентичным для сравниваемых пород, в которых присутствуют пироксен, торит, астрофиллит, криолит, флюорит. Таким образом, мы считаем, что имеется достаточно оснований утверждать, что рибекитовые граниты Северной Нигерии и, особенно, их альбит-рибекитовые разновидности являются теми же рибекит-альбитовыми апогранитами, что были изучены нами в различных районах СССР (Северов, 1962).

Химический состав (в %) рибекит-альбитовых апогранитов

Компоненты	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	
SiO <sub>2</sub>	72,13	74,23	74,00	74,53	75,00	73,03	72,67	75,87	76,33	73,34	75,44	74,77	72,23	
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Следы	0,08	0,07	0,10	0,10	0,13	0,08	0,05	Следы	0,10	0,28	Следы	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,47	12,00	13,40	12,67	12,54	14,93	13,27	11,83	12,16	14,33	12,20	13,48	12,74	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,69	2,45	2,31	1,85	2,28	1,10	1,99	2,17	1,71	1,10	0,93	—	2,22	
FeO	0,64	0,70	0,73	0,67	0,61	0,24	0,73	0,59	0,50	0,52	1,24	1,11	0,92	
MnO	0,05	0,02	0,03	0,03	0,03	Следы	0,07	0,03	0,02	0,02	0,05	0,06	0,04	
MgO	0,15	0,15	0,34	0,29	0,36	0,13	0,17	0,23	0,23	0,67	0,75	0,19	0,21	
CaO	0,43	0,60	0,40	0,30	0,46	1,20	1,36	0,45	0,45	0,90	0,12	0,67	0,81	
Na <sub>2</sub> O	5,30	5,30	4,80	4,19	4,49	4,19	4,53	4,45	4,38	4,33	4,47	4,07	5,47	
K <sub>2</sub> O	4,35	4,17	3,82	4,80	3,82	3,79	3,82	3,72	3,76	4,53	4,07	4,85	4,15	
F	Не опр.	Не опр.	0,32	0,37	0,14	0,69	0,93	0,60	0,12	0,14	0,14	0,09	1,40	
H <sub>2</sub> O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,25	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,09	0,20	Не обн.	Не обн.	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	Не опр.	0,33	0,59	0,53	0,67	0,64	0,37	0,44	0,32	—	Не опр.	0,58	
П. п. п.	0,87	0,47	—	—	—	—	—	—	—	—	0,38	0,29	—	
—O=F	—	—	0,13	0,16	0,06	0,29	0,35	0,21	0,05	0,06	0,06	0,03	0,60	
Сумма	100,08	100,09	100,43	100,20	100,30	100,03	99,96	100,18	100,10	100,23	100,03	99,83	100,17	
Аналитик				Н. Пахомова							В. Швец	М. Кухарчик	О. Сазонова	Б. Соломинская

Таблица 15 (окончание)

Компоненты	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
SiO <sub>2</sub>	73,59	75,29	71,31	70,04	76,25	75,26	71,38	71,13	76,84	75,26
TiO <sub>2</sub>	0,22	Следы	0,08	0,20	0,11	0,26	0,07	0,04	0,07	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,50	13,33	13,97	10,53	10,86	10,48	12,34	13,39	11,24	11,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,04	0,52	1,46	3,00	1,23	2,42	1,96	1,63	1,06	0,91
FeO	1,12	1,40	1,14	4,61	0,76	1,32	0,91	1,12	1,27	0,90
MnO	0,04	—	0,02	0,09	0,03	0,10	0,05	0,04	0,02	0,01
MgO	0,07	0,22	0,13	Следы	0,18	0,35	0,16	0,38	0,11	0,19
CaO	1,22	0,64	0,50	0,27	0,37	0,57	0,17	0,75	0,54	0,70
Na <sub>2</sub> O	4,56	3,80	7,67	5,00	4,68	4,04	7,17	6,00	4,29	4,45
K <sub>2</sub> O	5,05	3,97	3,83	4,36	4,65	4,66	4,17	4,40	4,28	4,53
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,09	0,30	0,06	0,20	0,50	0,48	0,30	0,45	0,08	0,52
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,40	0,08	0,61	—	0,08	0,12	0,15	0,04	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,02	Следы	0,01	0,08	0,01	0,02	0,01	0,01
CO <sub>2</sub>	—	—	0,02	0,07	Не опр.	0,01	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
BeO	Следы	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—
ZrO <sub>2</sub>	—	Следы	—	0,25	0,10	0,18	0,37	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Li <sub>2</sub> O	—	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—
Cl	Следы	0,01	Следы	—	0,03	0,06	—	0,03	0,07	0,06
F	—	—	—	0,41	0,29	0,09	1,08	1,69	0,04	0,52
S	—	Следы	0,01	Следы	—	—	0,05	Не опр.	Следы	Не опр.
—O=F+Cl	—	—	—	0,17	0,10	0,04	0,48	0,72	0,03	0,23
Сумма	100,64	99,91	100,30	99,47	99,95	100,40	100,05	100,50	99,93	100,08

Джекобсон и др. (Jacobson а. о., 1958)

Бир (Beer, 1952)

Примечание. 58—59—рибекит-альбитовый апогранит (Вост. Сибирь); 60—70— то же (Казахстан); 71—80— то же (Сев. Нигерия).



### Глава III

## РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ АПОГРАНИТОВ

В настоящее время в различных парагенетических типах апогранитов известно более 20 собственно редкометальных минералов (табл. 17), в подавляющем большинстве (практически все, кроме литневых слюд) типичных аксессуаров, содержание которых в породе, как правило, колеблется в пределах десятков и первых сотен граммов на тонну и лишь в единичных случаях измеряется килограммами на тонну породы.

Незначительный срок изучения редкометальных апогранитов не позволяет в настоящее время дать исчерпывающую минералогическую характеристику всем минералам редких элементов, обнаруженным в рассматриваемых метасоматических породах. Нет никакого сомнения, что благодаря продолжающемуся изучению этих интереснейших образований в ближайшие годы предлагаемый список уже известных в них редкометальных минералов значительно пополнится.

### Минералы лития и рубидия

Литневые и литиево-железистые слюды известны в качестве второстепенных минералов некоторых грейзенизированных разностей оловяносных гранитоидов очень давно (Рудные горы). Эти слюды обычно относились к циннвальдиту, без более детальной характеристики их принадлежности к той или иной разновидности литиево-железистых слюд. Исследования литневых слюд, встречающихся в качестве типоморфных минералов в литионитсодержащих разностях апогранитов, показали, что в этих породах развит широкий ряд слюд, начиная от литийсодержащего биотита и кончая лепидолитом. При этом наблюдаются совершенно постепенные переходы типа биотит—литиевый биотит—циннвальдит—криофиллит — лепидолит —  $K(Mg Fe)_3[Si_3AlO_{10}](OH, F)_2 - KLi_{0,25}(Fe, Mg)_{1,5-2}Al_{0,75-1}[Si_{2,5-2,75}Al_{1,25-1}, -O_{10}](OH, F)_2 - KLi_{0,25}(Fe, Mg)_{0,50}Al[Si_{3,50}Al_{0,50}O_{10}](F, OH)_2 - KLi_{1,50}(Fe, Mg)_{0,25}Al_{1,25}[Si_{3,25}Al_{0,75}O_{10}](F, OH)_2$ .

Ряд биотит—мусковит—лейпидолит характеризуется более резкими границами между различными видами слюд. Диаграмма состава литийсодержащих слюд (рис. 67), в которой использованы данные А. И. Гинзбурга (Гинзбург и Берхин, 1953) и наши анализы литиевого биотита, циннвальдита, криофиллита и лепидолита из апогранитов, достаточно полно характеризует состав литневых слюд, встреченных в редкометальных апогранитах.

Литийсодержащие слюды особенно характерны для апогранитов, содержащих зеленый микроклин—амазонит, хотя известны и массивы собственно литионит-альбитовых апогранитов с обычным калиевым полевым шпатом.

## Редкометалльные минералы апогранитов

Название минерала	Мусковит-альбитовые	Литионит-амазонит-альбитовые и литионит-альбитовые	Биотит-альбитовые	Рибекит-альбитовые
1	2	3	4	5
<i>Минералы лития и рубидия</i>				
Литиевые и литиево-железистые слюды (литиевый биотит, циннвальдит, криофиллит, лепидолит) . . .	—	++++	+	+
Амблигонит . . . . .	—	+	—	—
<i>Минералы бериллия</i>				
Берилл . . . . .	+++	+	—	—
Фенакит . . . . .	++	—	—	+
Берtrandит . . . . .	++	—	—	—
Хризоберилл . . . . .	++	—	—	—
<i>Минералы редких земель и тория</i>				
Монацит . . . . .	—	+	+	+
Ксенотим . . . . .	—	+	+	+
Гагаринит . . . . .	—	—	—	++
Бастнезит . . . . .	—	—	—	+
Иттрофлюорит . . . . .	—	—	—	+
Ортит . . . . .	—	—	—	+
Торит . . . . .	—	+	+	++
<i>Минералы циркония</i>				
Циркон (циртолит, малакон) . . .	+	++	+++	+++
<i>Минералы ниобия и тантала</i>				
Колумбит-танталит . . . . .	++	+++	+++	+
Пироклор-микролит . . . . .	—	+++	+	+++
Лопарит . . . . .	—	+	—	+
Фергюсонит . . . . .	—	—	—	+
Поликраз-эвксенит . . . . .	—	—	—	+
Приорит . . . . .	—	—	—	+
<i>Минералы олова</i>				
Касситерит . . . . .	++	+++	+	+
<i>Минералы вольфрама</i>				
Вольфрамит . . . . .	+++	+	—	—
<i>Минералы молибдена</i>				
Молибденит . . . . .	+++	+	+	+

Примечание: ++++ — типоморфные минералы; +++ — характерные акцессорные минералы, образующие повышенные концентрации; ++ — обычные акцессорные минералы; + — редкие минералы; — минерал не встречен.

**Литиевый биотит** является обычным типоморфным минералом в участках наиболее глубокого эрозионного среза массивов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, обычно уже не содержащих амазонита. Встречается в виде мелких удлиненных пластинчатых кристаллов размером 2—4 мм, иногда замещающих альбит. По внешнему виду, окраске, характеру изменения и т. д. литиевый биотит неотличим от нормального биотита. Однако в шлифах под микроскопом литиевый биотит окра-

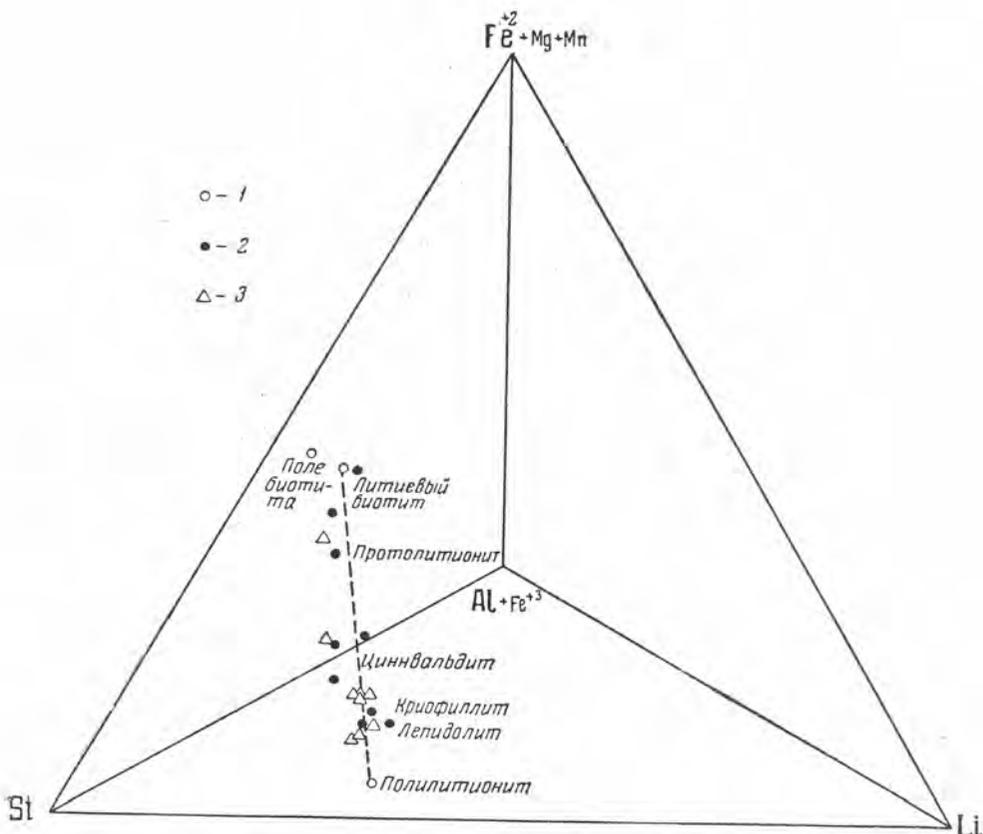


Рис. 67. Диаграмма состава литийсодержащих слюд ряда биотит — поллитуонионит (проекция на основание тетраэдра Si—Fe<sup>2+</sup>, Mg, Mn—Li—Al, Fe<sup>3+</sup>)  
 Проекция точек, расположенных: 1 — на поверхности и вычисленных по типовым формулам минералов; 2 — внутри тетраэдра и вычисленных по типовым формулам минералов; 3 — внутри тетраэдра и вычисленных по химическим анализам минералов

шен гораздо слабее. По Ng он светло-зеленый, слегка буроватый по Np и по Nm — бесцветный. В табл. 18 приведены данные, характеризующие содержание окиси лития и величину угла оптических осей литиевых биотитов из глубоко эродированных массивов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов.

Таблица 18

Углы оптических осей и содержание окиси лития и рубидия в литиевых слюдах из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Слюда	2V	Li <sub>2</sub> O, %	Rb <sub>2</sub> O, %
Литиевый биотит . . . . .	От— 7° до—22°	1,0 —1,97	0,5 —0,81
Циннвальдит* . . . . .	От—20 до—34	3,10—4,95	1,08—1,40
Криофиллит . . . . .	От—34 до—40	4,06—4,55	0,70—1,80
Лепидолит . . . . .	От—41 до—45	5,11—5,50	0,70—1,50

\* Циннвальдит из месторождения Циновец (ЧССР), любезно переданный нам доктором М. Штемпроком, имеет 2V=34—37° и содержит 3,50% Li<sub>2</sub>O и 1,35% Rb<sub>2</sub>O.

**Циннвальдит, криофиллит и лепидолит** в литионитсодержащих апогранитах распространены очень широко. При этом, судя по оптическим данным, наблюдаются все постепенные переходы между литиевым биотитом и циннвальдитом, с одной стороны, и циннвальдитом, криофиллитом и лепидолитом — с другой.

Циннвальдит встречается в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах, развитых в эндоконтактной части массива биотитовых гранитов. Наблюдается он в виде удлиненной формы пластинок или идиоморфных кристаллов гексагонального облика, размер которых колеблется от долей миллиметра до  $4 \times 4$  и даже  $8 \times 8$  мм. Цвет пластинок бурый до темно-бурого. В шлифах почти бесцветный, слабо плеохромурующий в светлых желтоватых тонах. Местами в пластинках циннвальдита наблюдаются реликты литиевого биотита. В участках развития порфиробластовых литионит-амазонит-альбитовых апогранитов такситовой текстуры циннвальдит обычно замещается более светлой слюдой — криофиллитом. Частично замещенные криофиллитом пластинки циннвальдита характеризуются довольно резкими колебаниями  $2V$  в пределах одного кристалла (от  $25$  до  $40^\circ$ ).

Отмечено, что слюда, близкая к циннвальдиту, в большей степени тяготеет к разностям апогранитов, в которых альбит заметно преобладает над амазонитом.

В то же время для альбит-амазонитовых разностей более типичен криофиллит.

Криофиллит является наиболее распространенной литиевой слюдой апогранитов. Обычно наблюдается в виде крупных (до  $4 \times 6$  мм) идиоморфных пластинок гексагонального облика. Часто образует псевдоморфозы замещения по циннвальдиту, отличаясь от последнего светло-серой или серебристо-кремовой окраской и перламутровым блеском кристаллов.

Пачки пластинок криофиллита располагаются между порфиробластовыми кристаллами амазонита и кварца и в значительной степени подвержены разъеданию альбитом.

В литионит-амазонит-альбитовых апогранитах для криофиллита характерна ассоциация с колумбитом, касситеритом, цирконом, в меньшей степени с пироклор-микролитом.

Лепидолит является более поздней генерацией литиевых слюд апогранитов и характеризуется значительно меньшими размерами пластинок, обычно имеющих удлиненную форму. Размер пластинок колеблется от долей миллиметра до  $2-5$  мм по удлинению. Наибольшим распространением лепидолит пользуется в порфиробластовых апогранитах эндоконтактных частей массивов и в мелкозернистых поздних разностях амазонит-альбитовых апогранитов, обычно значительно обогащенных танталом (рис. 28, 29). Мелкие пластинки лепидолита проникают в микроклин и кварц.

В то же время чешуйки лепидолита интенсивно разъедаются поздним альбитом и иногда наблюдаются в виде реликтов в мелкозернистой массе альбита.

Как уже отмечалось выше, с глубиной литионит-амазонит-альбитовые апограниты переходят в криофиллитсодержащие или мусковит-альбитовые. При этом лепидолит сменяется в одних случаях криофиллитом, в других — светло-зеленым мелкочешуйчатым мусковитом. В ассоциации с лепидолитом в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах наблюдаются пироклор-микролит, касситерит и колумбо-танталит. В литионит-альбитовых апогранитах с лепидолитом в отдельных случаях ассоциирует амблигонит (Слепнев, 1958).

Химический состав литиевых слюд из амазонит-альбитовых апогранитов приведен в табл. 19.

Химический состав литневых слюд из литнионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Компо- ненты	Литневый биотит			Цинцвальдит			Криофиллит			Лепидолит		
	вес. %	атомные коли- чества		вес. %	атомные коли- чества		вес. %	атомные коли- чества		вес. %	атомные коли- чества	
		пересчет на O+F=12	катно- нов		аннонов	пересчет на O+F=12		катно- нов	аннонов		пересчет на O+F=12	катно- нов
SiO <sub>2</sub>	35,50	591	4182	42,49	708	1416	47,75	795	1590	53,03	883	1766
TiO <sub>2</sub>	4,61	020	040	0,28	004	008	0,42	001	002	Следы	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	47,53	344	542	22,26	437	655	19,74	387	579	18,97	372	558
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,68	072	108	1,50	018	027	0,95	012	018	0,92	012	018
FeO	23,34	324	324	13,18	184	184	8,43	113	113	2,74	038	038
MnO	0,50	007	007	0,97	014	014	1,43	16	16	0,92	013	013
MgO	0,67	017	017	0,44	011	011	0,73	18	18	0,48	012	012
CaO	0,69	013	013	0,54	009	009	0,57	10	10	0,94	017	017
Na <sub>2</sub> O	0,82	026	013	0,88	028	014	1,00	32	16	1,16	037	018
K <sub>2</sub> O	7,33	155	078	9,01	190	095	8,84	187	93	8,64	183	091
Rb <sub>2</sub> O	0,31	033	016	0,87	020	010	1,67	38	19	1,51	017	008
Li <sub>2</sub> O	0,47	036	018	2,41	442	071	4,25	284	142	5,26	350	175
С <sub>2</sub> О	0,007	—	—	0,23	002	001	0,04	002	001	He опр.	—	—
F	4,95	—	105	4,71	—	248	6,46	—	341	7,10	—	374
H <sub>2</sub> O-	0,92	—	—	0,47	—	—	0,53	—	—	0,49	—	—
H <sub>2</sub> O+	3,91	436	218	1,82	202	101	1,49	165	082	0,97	108	054
Сумма	101,24	—	2651	101,76	—	2864	103,40	—	3040	103,13	—	3142
—O = F	0,82	—	—	1,95	—	—	2,71	—	—	2,98	—	—
Сумма	100,42	—	—	99,81	—	—	100,69	—	—	100,15	—	—
Формула	(K, Rb...) <sub>1,03</sub> Li <sub>0,16</sub> (Fe, Mg...) <sub>1,60</sub> · ·(Fe, Al) <sub>0,56</sub> [Si <sub>2,97</sub> Al <sub>1,33</sub> O <sub>10</sub> ]· ·[F <sub>0,48</sub> (OH) <sub>1,52</sub> ]											
	(K, Rb...) <sub>1,00</sub> Li <sub>1,12</sub> (Fe, Mg...) <sub>0,58</sub> · ·(Fe, Al) <sub>0,72</sub> [Si <sub>3,13</sub> Al <sub>0,80</sub> O <sub>10</sub> ]· ·[F <sub>1,35</sub> (OH) <sub>0,65</sub> ]											
	(K, Rb...) <sub>0,98</sub> Li <sub>1,34</sub> (Fe, Mg...) <sub>0,24</sub> · ·(Fe, Al) <sub>0,84</sub> [Si <sub>3,37</sub> Al <sub>0,63</sub> O <sub>10</sub> ]· ·[F <sub>1,42</sub> (OH) <sub>0,58</sub> ]											

Примечание. Аналитик И. Разина.

**Амблигонит.** Амблигонит в общем нехарактерный минерал редкометалльных апогранитов, хотя в отдельных массивах литионитсодержащих интенсивно альбитизированных и грейзенизированных пород он пользуется достаточно широким распространением (Слепнев, 1958).

В подобных массивах амблигонит тесно ассоциирует с лепидолитом, встречаясь в виде рассеянных мелких зерен в основной массе альбитизированной породы. Изредка амблигонит наблюдается в виде крупных неправильных обособлений, размер которых достигает 3—5 см в поперечнике. Распределение амблигонита в апограните, как правило, неравномерное. В ассоциации с ним, кроме литиевой слюды, обычно наблюдаются касситерит и фосфаты — тонколучистый апатит и аугелит. В породе также присутствует флюорит и, в незначительном количестве, мусковит.

### Минералы бериллия

**Берилл** является характерным акцессорным минералом мусковит-альбитовых апогранитов. Довольно обычен он и в частично альбитизированных и грейзенизированных биотитовых и двуслюдяных гранитах, развитых в пределах грейзеноносных интрузивных комплексов гранитоидов. Очень редко берилл отмечается в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах, непосредственно у контакта под экраном пород кровли.

В частично альбитизированных и грейзенизированных биотитовых и двуслюдяных гранитах мелкие (от десятых долей миллиметра до 1—2 мм) зеленые или голубовато-зеленые кристаллики берилла распределены весьма неравномерно в зависимости от характера альбитизации гранита. Как уже отмечалось, альбитизация в рассматриваемых породах, а вместе с ней и распространение берилла достаточно четко контролируются трещиноватостью.

Под микроскопом берилл наблюдается в виде идиоморфных гексагональных, реже — призматических зерен, неправильных выделений или в виде микроскопических прожилков, секущих зерна микроклин-пертита и альбит-олигоклаза (рис. 68, 69).

Весьма постоянной является тесная ассоциация берилла с мелкопластинчатым альбитом и флюоритом.

В мусковит-альбитовых апогранитах присутствуют две четко различимые генерации берилла. Кристаллы берилла первой генерации, размеры которых колеблются в пределах десятых, реже — сотых долей миллиметра, обычно имеют призматическую форму и четкие гексагональные ограничения в разрезах, перпендикулярных длинной оси. Кристаллы находятся в ассоциации с альбитом (рис. 70) и чаще всего обнаруживаются в кварце, реже — микроклин.

Под микроскопом наблюдается отчетливое замещение берилла поздним грейзеновым кварцем (рис. 71), мусковитом (рис. 72) и вольфрамитом (рис. 73).

Взаимоотношения с альбитом позволяют судить о близости времени формирования обоих минералов.

Интенсивное развитие грейзенизации ведет к полной резорбции берилла первой генерации. В то же время в грейзенизированных участках появляются вытянутые тонкопризматические кристаллы более позднего берилла, группирующиеся в лучистые сростки (берилловые солнца), гнездовидные скопления и плотные прожилковидные образования. Равномерность распределения берилла в таких участках, как уже отмечалось ранее, резко нарушается.

Неравномерное распределение акцессорного берилла характерно также для апогранитов, в которых проявлен четкий контроль альбитизации трещиноватостью.

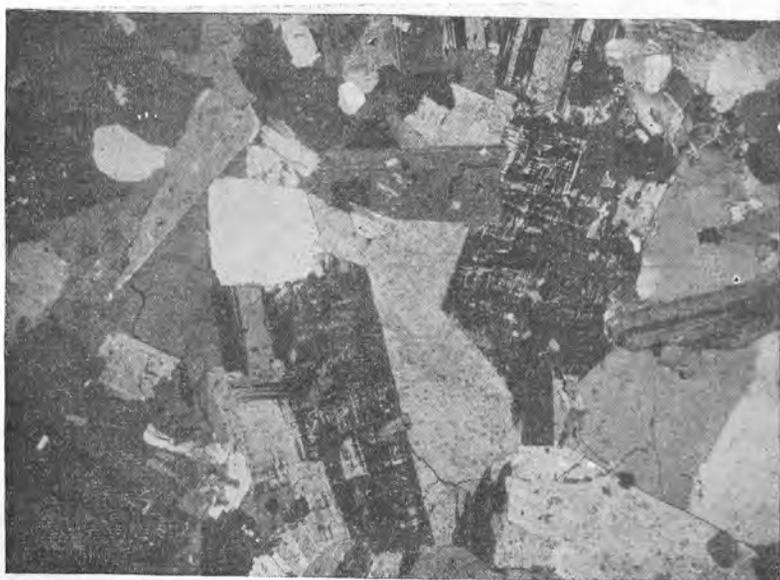


Рис. 68. Кристаллы берилла (Б) неправильной формы в альбитизированном граните. Ув. 8

Под микроскопом кристаллы берилла в породах этой группы, как правило, имеют идиоморфные ограничения. При этом наряду с гексагональными разрезами кристаллов встречаются разрезы более сложной формы, ограниченные как положительными, так и отрицательными двугранными углами гексагональной призмы. Кристаллы берилла вырастают в зерна плагноклаза и микроклина. Крупные кристаллы в ряде случаев содержат резорбированные реликты плагноклаза, от которых местами

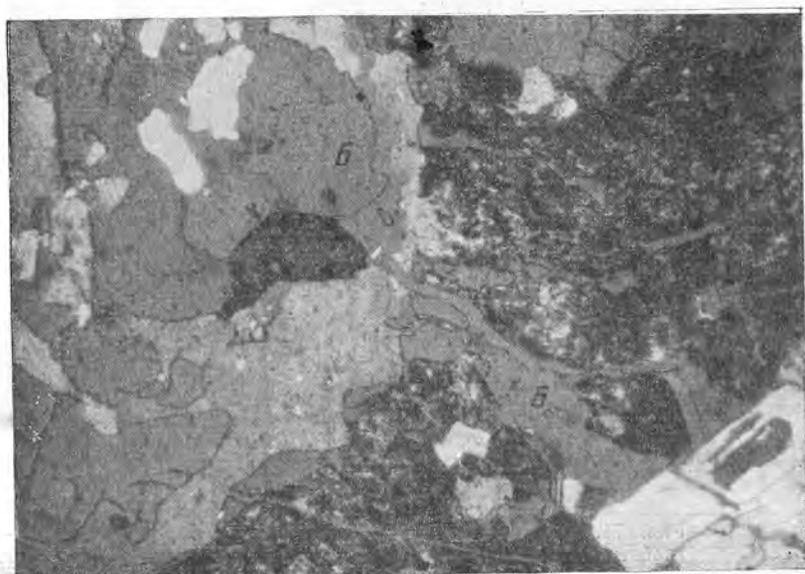


Рис. 69. Прожилки берилла (Б) в микроклине в слабо альбитизированном и грейзенизированном граните. Ув. 34

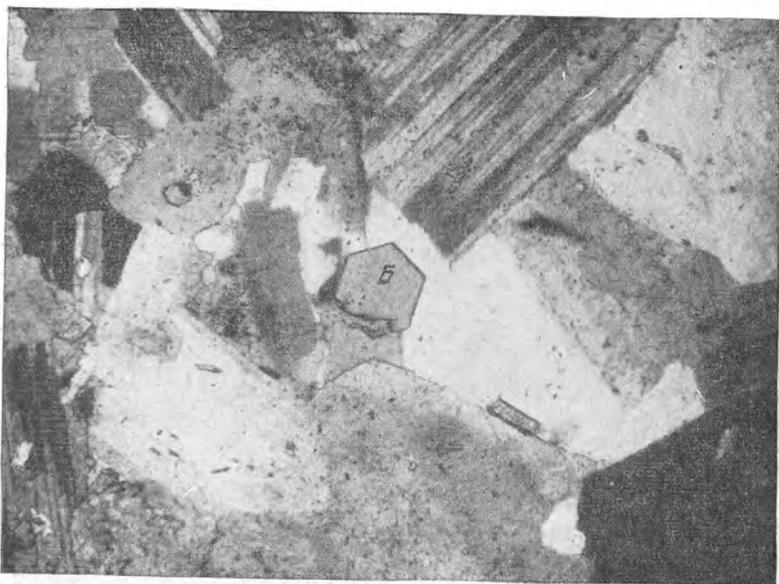


Рис. 70. Идиоморфный кристалл берилла (Б) в мусковит-альбитовом апограните. Ув. 25

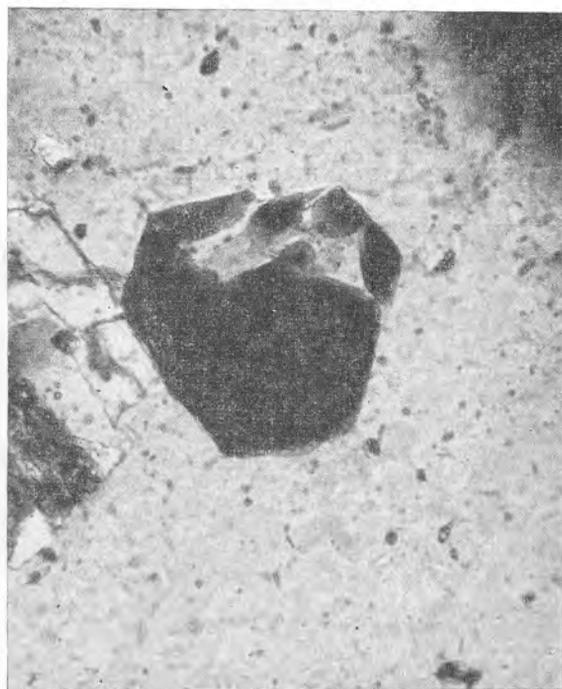


Рис. 71. Начальная стадия замещения берилла грейзеновым кварцем в мусковит-альбитовом апограните. Ув. 60

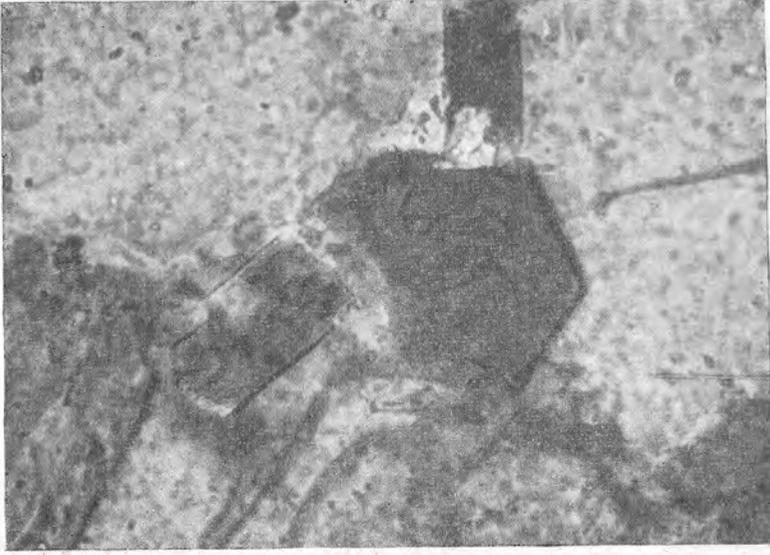


Рис. 72. Замещение берилла мусковитом. Ув. 150

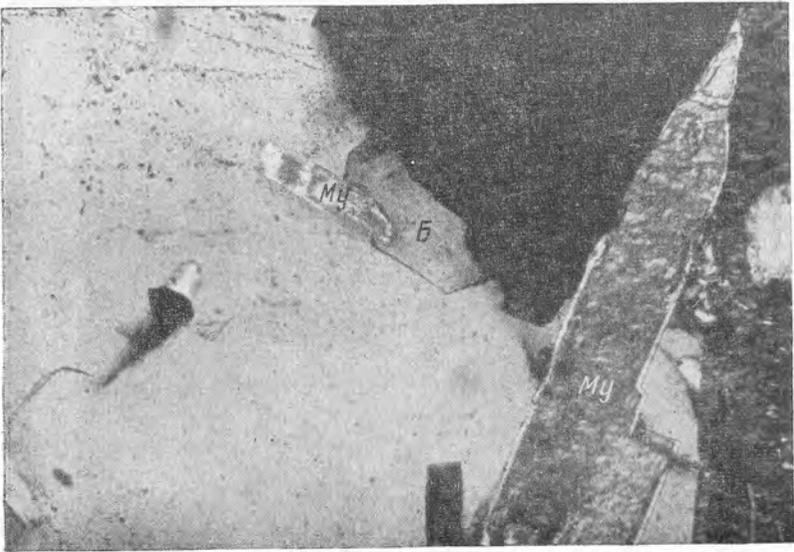


Рис. 73. Замещение берилла (Б) вольфрамитом (черное) и мусковитом (Му) в мусковит-альбитовом апограните. Ув. 60

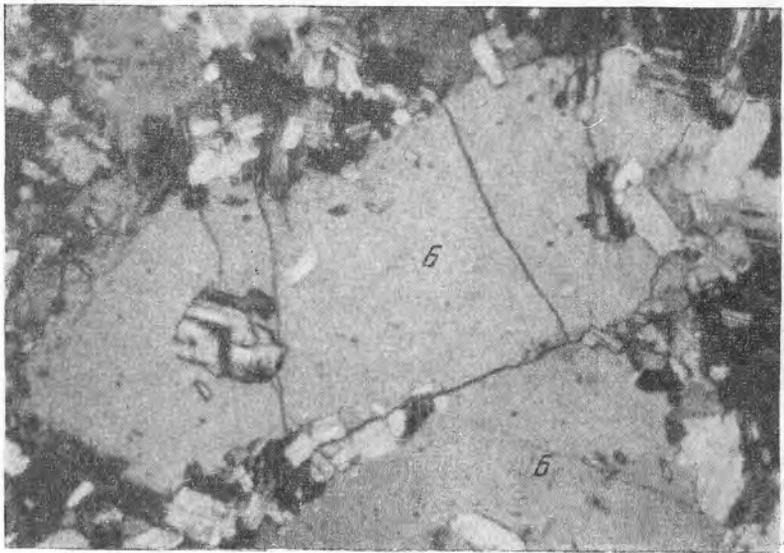


Рис. 74. Кристаллы берилла, корродированные альбитом. Ув. 34

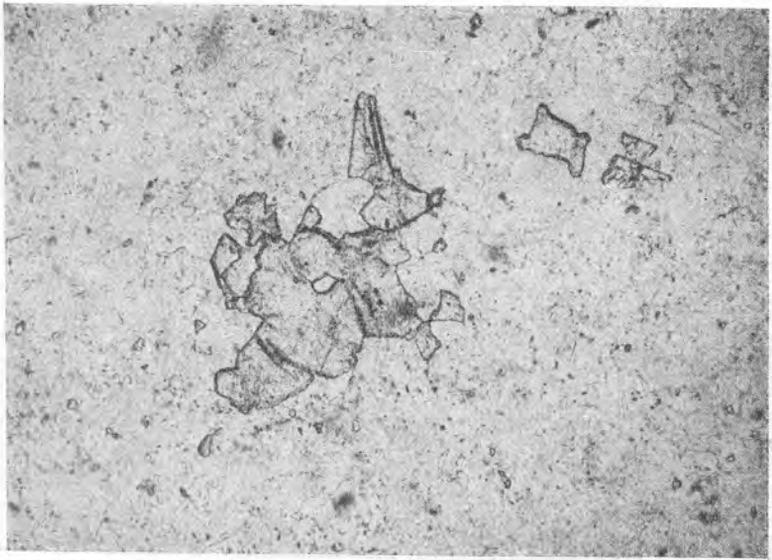


Рис. 75. Реликтовые зерна берилла в мусковит-альбитовом апограните. Ув. 34. Без анализатора

сохраняются лишь скелетные контуры призматических кристаллов (рис. 76).

Аксессуарный берилл в мусковит-альбитовых апогранитах, сформировавшихся за пределами массивов материнских гранитов в породах, обогащенных плагиоклазом, также характеризуется сравнительно равномерным распределением в породе.

Кристаллы берилла, располагающиеся среди мелкозернистого альбита, часто корродированы альбитом (рис. 74). В ряде случаев разъедание кристаллов берилла альбитом заходит так далеко, что в породе остаются лишь реликтовые зерна берилла (рис. 75). В то же время в отдельных кристаллах берилла обнаруживаются реликтовые зерна олигоклаз-альбита.

Интересна намечающаяся прямопропорциональная зависимость между степенью идиоморфизма порфиروбласт кварца в апограните и степенью резорбции кристаллов берилла.

Берилл второй генерации в рассматриваемых породах встречается обычно в виде плотных массивных прожилковых образований, секущих мелкозернистые мусковит-альбитовые апограниты (или кварцевые альбититы).

Две генерации берилла присутствуют также в линейных трещинных зонах альбитизации, секущих нормальные биотитовые и двуслюдяные граниты (см. рис. 21). Кристаллы берилла первой генерации, расположенные в околотрещинном альбитизированном и грейзенизированном граните, в большинстве случаев имеют неправильную, реже — призматическую форму и содержат многочисленные реликтовые включения минералов основной массы гранита (рис. 77). От трещин в альбитизированный и грейзенизированный гранит проникают сростки кристаллов берилла, типа берилловых «солнц», а также конусовидные пучки кристаллов берилла, обращенные острым концом к трещине, которая иногда выполнена тонким турмалиновым прожилком (турмалиновый шов). Размеры кристаллов берилла, связанных с альбитизированными зонами гранитов, достигают  $4 \times 2$  см, хотя преобладающая масса рассеянных кристаллов характеризуется размерами, не превышающими  $0,5 \times 1$  см. Широко развиты процессы частичного замещения берилла грейзеновым мусковитом, свидетельствующие о сравнительно раннем образовании берилла, предшествующем грейзенизации. Судя по взаимоотношениям берилла и альбита, а также по наличию в кристаллах берилла многочисленных реликтов минералов первичного гранита и их агрегатов, образование берилла происходило в начальные этапы стадии альбитизации. Берилл второй генерации в виде тонкозернистого агрегата выполняет тонкие трещины в мусковит-альбитовой породе.

**Фенакит.** Отдельные весьма редкие зерна фенакита были диагностированы в шлифах мусковит-альбитовых, а также рибекит-альбитовых апогранитов. В мусковит-альбитовых апогранитах фенакит в виде неправильных мелких (десятые доли миллиметра) зерен или игольчатых кристаллов образуется по бериллу (рис. 78, 79). Под микроскопом легко диагностируется по высокому показателю преломления и ярким интерференционным окраскам.

**Берtrandит** в виде мелких (доли миллиметра) таблитчатых кристаллов встречается лишь в разностях мусковит-альбитовых апогранитов; характеризующихся сильным проявлением грейзенизации; он обычно ассоциирует с мусковитом. Несмотря на то, что образованию берtrandита во всех известных случаях предшествует растворение берилла первой генерации, который замещается кварцем и мусковитом, непосредственно замещения берилла берtrandитом не наблюдалось.

**Хризоберилл** встречен в двуслюдяных частично альбитизированных и грейзенизированных гранитах одного из мезозойских массивов.

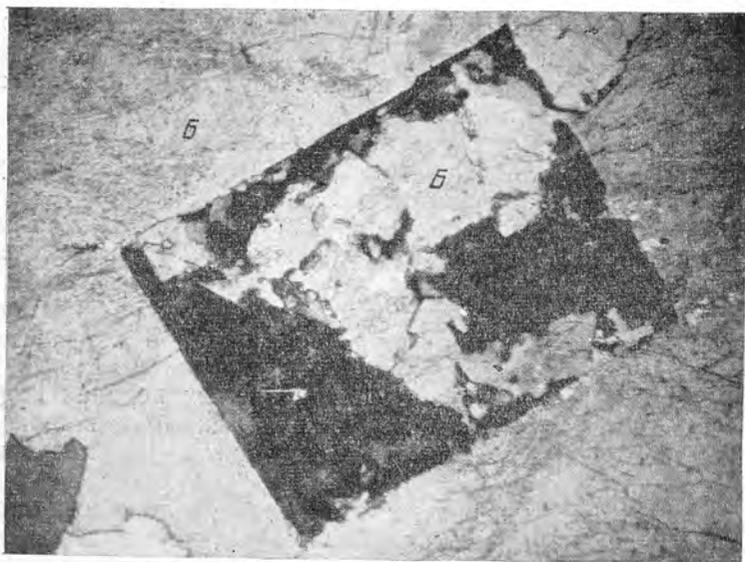


Рис. 76. Реликты измененного плагиоклаза в берилле из мусковит-альбитового апогранита. Ув. 17

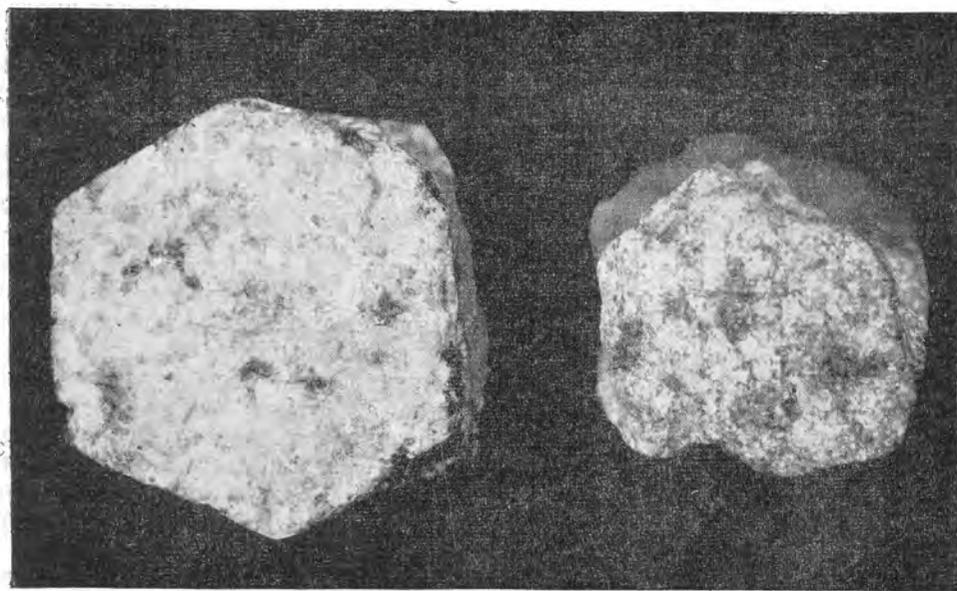


Рис. 77. Кристаллы берилла из зон альбитизации в гранитах с пойкилитовыми реликтовыми включениями породообразующих минералов гранита. Натур. вел.

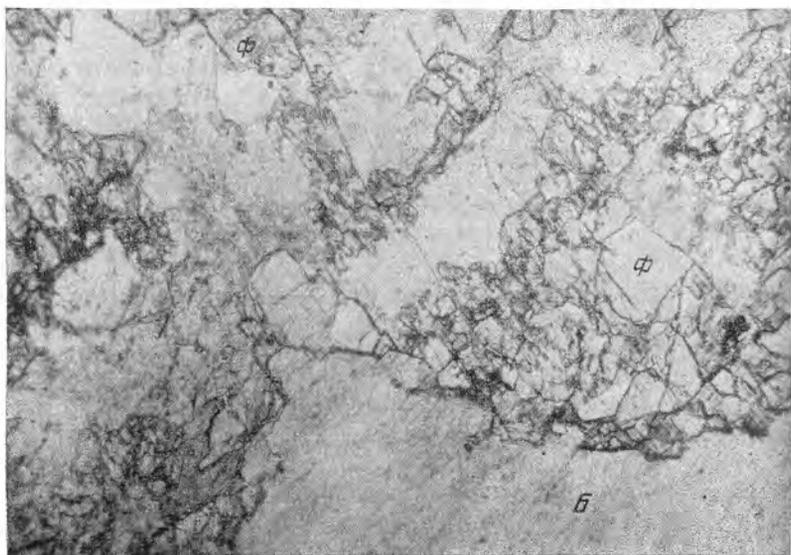


Рис. 78. Замещение берилла (Б) фенакитом (Ф) в кварцевом альбитите.  
Ув. 17

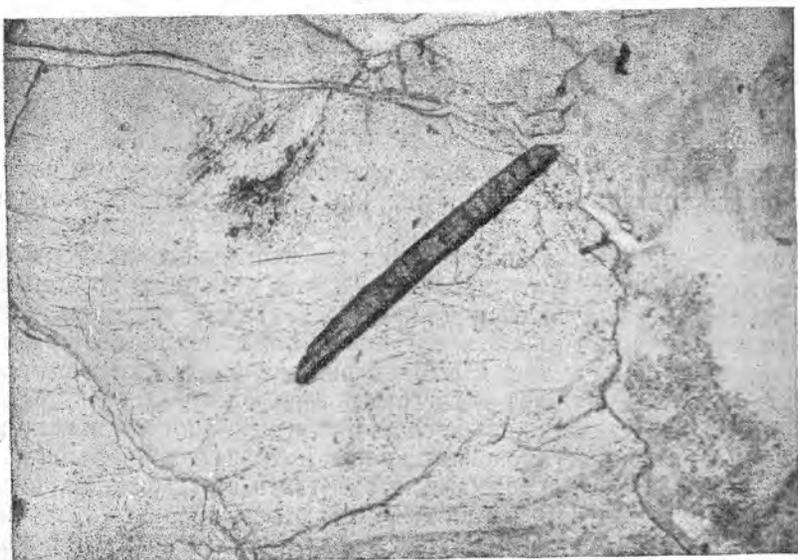


Рис. 79. Игольчатый кристалл фенакита в берилле в мусковит-альбитовом  
апограните. Ув. 17



Рис. 80. Кристаллы хризоберилла из альбитизированного и грейзенизированного гранита. Ув. 90

Восточной Сибири в виде толстотаблитчатых, призматических или ромбоздрического облика кристаллов размером 0,1—0,2 мм (рис. 80). Кристаллы располагаются в виде включений либо в плагиоклаз, либо в микроклине на продолжении микроскопических трещинных прожилков позднего кварца.

### Минералы редких земель и тория

**Монацит** не является характерным акцессорным минералом редкоземельных апогранитов, встречаясь в них, как правило, в очень небольшом количестве.

В мусковит-альбитовых апогранитах до настоящего времени были встречены лишь редкие резорбированные зерна монацита, по всей вероятности, являющиеся реликтами монацита первичных гранитов.

В литионит-амазонит-альбитовых апогранитах монацит встречается в незначительном количестве, и его содержание в изученных разностях этих пород не превышает десятков граммов на тонну.

Обычно наблюдается в виде светло-коричневых, иногда янтарно-желтых или ярко-желтых полупрозрачных зерен неправильной формы размером в десятые и сотые доли миллиметра. Часто обнаруживается спайность в одном направлении. Блеск жирный. Излом неровный. Для монацита характерен пластинчатый облик. Образует тесные срастания с полевыми шпатами, кварцем и слюдой, а также с колумбитом.

Состав редких земель (аналитик Р. Баринский) в монаците из мелкозернистых литионит-амазонит-альбитовых танталоносных апогранитов следующий (%): La 11,7; Ce 55,5; Pr 7,4; Nd 20,4; Sm 3,0; Eu 0,1; Gd 0,7; Tb 0,10; Dy 1,0; Ho 0,1; Er 0,1.

В биотит-альбитовых и рибекит-альбитовых апогранитах, содержащих повышенные концентрации минералов ниобия, монацит также редок. Единичные зерна этого минерала размером около 0,1 мм изредка отмечаются в искусственных шлихах. Монацит образует прозрачные или полупрозрачные плоскотаблитчатые кристаллы обычно светло-желтого, реже — более темного цвета.

**Гагаринит** — новый природный фторид редких земель, натрия и кальция, был обнаружен в рибекит-альбитовых апогранитах и связанных с ними кварц-микроклиновых жилах одного из массивов Казахстана, а также на контакте с гранитами в альбитизированных породах песчано-сланцевой толщи (Степанов, Северов, 1961). Единичные зерна гагаринита были найдены также в аналогичных породах других районов Советского Союза.

Минерал имеет кремовый, реже — розовато-желтый цвет и встречается обычно в виде скрытокристаллических агрегатов неправильной формы, прожилков, редко в виде шестигранных призматических кристаллов размером до нескольких сантиметров в длину (в кварц-полевошпатовых жилах). Минерал полупрозрачный до непрозрачного, блеск матовый до стеклянного, черта белая. Спайность средняя по призме. Хрупкий. Твердость  $4\frac{1}{2}$ , микротвердость, определенная на микротвердомере ПМТ-3, равна  $370 \text{ кг/мм}^2$  (что соответствует примерно 4,6 по шкале Мооса). Удельный вес определен методом гидростатического взвешивания и равен 4,21.

В ультрафиолетовых лучах ( $\lambda = 2600\text{—}2800 \text{ \AA}$ ) не светится. Нерадиоактивен или слабо радиоактивен. По магнитным свойствам близок к таким минералам, как рибекит, эгирин, астрофиллит.

В прозрачных шлифах бесцветный, прозрачный с четким отрицательным рельефом. Показатели преломления  $N_g = 1,492$ ,  $N_p = 1,472$ . Одноосный, положительный. Иногда аномально двусный с  $2V$  до  $20^\circ$ . Угасание относительно трещин спайности прямое, удлинение положительное. Сингония гексагональная;  $a_0 = 5,99 \pm 0,02$ ;  $c_0 = 3,53 \pm 0,02$ .

Как видно из табл. 20, анализы двух образцов гагаринита практически идентичны и состав минерала хорошо может быть выражен формулой  $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Y}_3\text{F}_{15}$ . Наличие в одном из анализов хлора в количестве 3,79% свидетельствует о том, что в анионной группе может присутствовать этот элемент, хотя фтор, несомненно, преобладает. Кроме того, при изучении образца № 2 в инфракрасном излучении была отмечена слабая полоса поглощения (3,0  $\mu$ ), соответствующая наличию небольшого количества гидроксила (аналитик В. Климов, КазИМС). Важно отметить и наличие в анализе № 1 2,38% воды. На основании этого, как вариант, формула гагаринита может быть представлена в виде  $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Y}_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})_{15} \cdot \text{H}_2\text{O}$ .

Рентгеноспектральным анализом в тех же образцах гагаринита установлен следующий состав редкоземельных элементов (табл. 21).

Как видно из приведенной таблицы, состав редкоземельных элементов характеризуется отношением  $\Sigma\text{YTR}:\Sigma\text{CeTR}$  около 3:1 с четким максимумом на Dy.

Гагаринит довольно легко подвергается вторичным изменениям. В качестве минералов, образующихся по гагариниту, определены бастнезит и иттрофлюорит.

**Торит.** В мусковит-альбитовых апогранитах торит не встречается. В литионит-альбитовых и биотит-альбитовых апогранитах этот минерал содержится в незначительном количестве (до 50 г/т), а в рибекит-альбитовых является одним из наиболее распространенных акцессорных минералов.

Среди литионит-амазонит-альбитовых апогранитов порфиرويدные разновидности содержат больше торита, чем более поздние мелкозернистые. Торит из порфиرويدных литионит-амазонит-альбитовых апогранитов представлен короткопризматическими, почти изометричными кристалликами с хорошо развитыми дипирамидальными головками. Размер кристаллов не превышает десятых долей миллиметра. Цвет минерала оранжевый или коричневый, реже — светло-коричневый. В литионит-амазонит-альбитовых апогранитах такситовой текстуры минерал имеет более светлый цвет, до кремового, почти белого. В этих по-

## Химический состав гагаринита

Компоненты	Образец 1					Образец 2				
	вес. %	атомные количества	группировка	атомные соотношения	кратные	вес. %	атомные количества	группировка	атомные соотношения	кратные
SiO <sub>2</sub>	0,23	0,0038				0,15	0,0025			
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	—				Следы	—			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	—				0,60	0,0118			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,0063			3	0,15	0,0019	0,3511	1,44	3
ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54,00	0,3434	0,3516	4,41		54,80	0,3374			
ThO <sub>2</sub>	0,50	0,0019				—	—			
CaO	14,00	0,2496	0,2496	1,00	2	14,18	0,2528	0,2528	1,04	2
Na <sub>2</sub> O	7,70	0,2484	0,2484	0,99	2	7,50	0,2419	0,2440	1,00	2
K <sub>2</sub> O	Не обн.	—				0,10	0,0021			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	То же	—				Не обн.	—			
S	» »	—				То же	—			
F	36,00	1,8947	1,8947	7,59	15	33,00	1,7368	4,8437	7,56	15
Cl	Не обн.	—				3,79	0,1069			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,38	0,1321	0,1321	0,53	1	—	—			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	—				0,07	—			
Сумма . . .	115,31					114,34				
O = F + Cl	15,10					14,73				
Сумма . . .	100,21					99,61				
Аналитик . . .	А. Быкова					И. Соколова				

Примечание. Образец 1. Сквозькристаллическая равномерность. Молекулярный вес TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=314,54 (табл. 21). Образец 2. Кристаллическая равномерность. Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O определены методом пламенной фотометрии. Молекулярный вес TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=324,86 (табл. 21).

Состав редкоземельных элементов в гагарините

Элемент	1		2		Элемент	1		2	
	$\Sigma TR+Y = 100\%$	$\Sigma TR = 100\%$	$\Sigma TR+Y = 100\%$	$\Sigma TR = 100\%$		$\Sigma TR+Y = 100\%$	$\Sigma TR = 100\%$	$\Sigma TR+Y = 100\%$	$\Sigma TR = 100\%$
La	1,5	2,3	1,2	1,7	Dy	12,0	18,3	18,2	26,0
Ce	7,7	11,8	5,3	7,5	Ho	2,8	4,3	3,6	5,1
Pr	2,0	3,1	1,0	1,4	Er	8,2	12,6	10,6	15,1
Nd	6,7	10,3	6,1	8,6	Tm	1,2	1,8	1,4	1,9
Sm	5,7	8,8	4,8	6,8	Yb	5,7	8,8	10,1	14,3
Eu	0,7	1,1	—	—	Lu	1,8	2,8	—	—
Gd	7,4	11,4	6,1	8,6	Y	34,9	—	29,4	—
Tb	1,7	2,6	2,2	3,0	Атомн. вес (средн.)	133,27	—	138,43	—
					Аналитик	Р. Баринский		Л. Юзвак	

родах кристаллы торита обычно разъедены и покрыты белой корочкой («рубашкой»), под которой минерал имеет коричневый цвет.

Аналогичный облик кристаллов торита отмечается и в биотит-альбитовых апогранитах. В отличие от предыдущих типов торит в рибекит-альбитовых апогранитах является широкораспространенным акцессорным минералом. Кристаллы этого минерала имеют таблитчатую форму, обычно с развитыми гранями дипирамиды и пинакоида. Нередко встречаются удлиненные округлые зерна без ясно видимых кристаллических граней. Цвет торита меняется от бурого и буро-красного до светло-кремового, почти белого, однако бурая окраска преобладает. Размер зерен торита обычно колеблется в пределах 0,1—1,0 мм, но иногда достигает 5 мм. В породе минерал обычно окружен буро-красными ореолами, что придает апогранитам пятнистый облик. В прозрачных шлифах обычно полностью или частично изотропизирован.

Нередко наблюдается интенсивная трещиноватость в минералах, округляющих зерна торита, обусловленная, вероятно, явлениями метамиктного распада.

Помимо минералов, кратко охарактеризованных выше, в редкоземельных апогранитах в виде отдельных редких зерен отмечены ксенотим и ортит. Оба минерала в целом нехарактерны для изученных парагенетических типов апогранитов. Кроме того, в качестве вторичных образований по гагариниту наблюдались также бастнезит и иттрофлюорит.

### Минералы циркония

**Циркон.** В мусковит-альбитовых апогранитах циркон редок и встречается в виде мелких зерен, имеющих четко реликтовый характер. Далее содержание циркона последовательно увеличивается от литниот-альбитовых к биотит-альбитовым апогранитам и, наконец, в рибекит-альбитовых он является наиболее распространенным акцессорным минералом. Важно отметить, что почти во всех разновидностях апогранитов встречается главным образом не типичный циркон, а метамиктная разновидность этого минерала типа малакона-циртолита.

Среднее содержание циркона в литионит-альбитовых апогранитах достигает 130 г/т. Циркон (циртолит) представлен длиннопризматическими кристаллами.

Размер кристаллов в длину не превышает 1—2 мм. Окраска минерала меняется от светло-бежевой, почти белой, до коричневой, причем

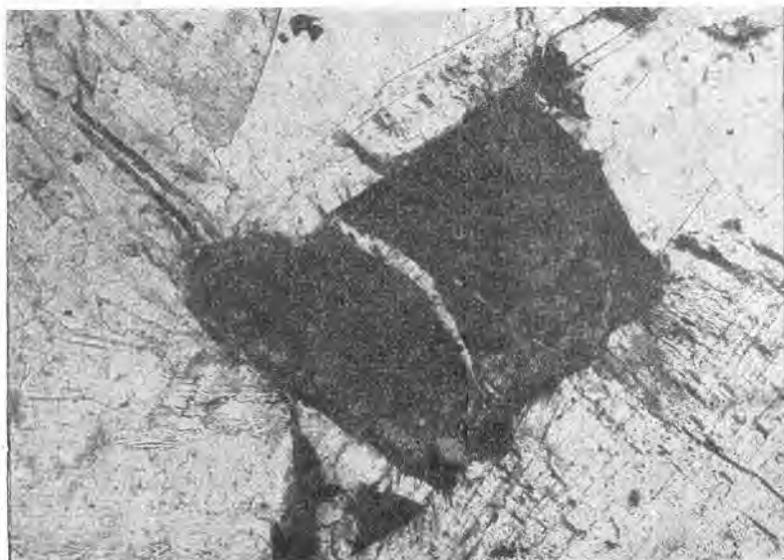


Рис. 81. Зональный малакон в биотит-альбитовом апограните.

Ув. 60

отмечено, что более темные разновидности цирколита встречаются в породах апикальных частей тел апогранитов. Нередко наблюдается пятнистая окраска одного и того же кристалла. Для цирколита из литионит-альбитовых апогранитов характерна ассоциация с альбитом, кварцем и слюдой. Иногда в цирколите присутствуют мелкие вроски колумбита. В шлифах цирколита из апогранитов этого типа характеризуются низкой интерференционной окраской, сильной трещиноватостью зерен. Особенности химического состава этого цирколита — высокое содержание гафния, достигающее 7—10%, а также скандия (до 0,05%  $Sc_2O_3$ ).

В биотит-альбитовых апогранитах характерно присутствие метамиктной разновидности циркона, близкой к малакону. Содержание минерала в породе достигает 2 кг/т. Кристаллы малакона, имеющие размер от 0,01 до 1,0 мм (редко более), характеризуются очень слабым развитием или даже отсутствием граней тетрагональной призмы (100) и интенсивным развитием граней дипирамиды (111). Кристаллы подобного облика имеют бурый до темно-коричневого цвет, непрозрачны и лишь иногда просвечивают по краям. Очень часты зональные кристаллы (рис. 81), центральная часть которых почти изотропна, а периферическая обладает слабым, необычным для типичных цирконов двупреломлением. Удельный вес минерала 3,89—4,10. Химическими анализами цирконов установлено, что содержание  $ZrO_2$  в них колеблется в пределах от 50,3 до 63,3%,  $TR_2O_3 + ThO_2$  — от 2,3 до 5,7% (Масгутов, 1958). Спектральным анализом (аналитик Н. Лизунов) установлено содержание 0,05%  $Sc_2O_3$  и до 1%  $HfO_2$ . Таким образом, по содержанию гафния цирконы из биотит-альбитовых апогранитов значительно беднее цирконов из литионит-альбитовых.

В рибекит-альбитовых апогранитах, наряду с метамиктными разновидностями циркона, совершенно аналогичными описанным выше для биотит-альбитовых разновидностей, присутствует циркон более обычного облика: грани призмы у кристаллов этого типа развиты несколько лучше и дипирамидальные формы редки. Этот циркон имеет более светлый цвет, с розовыми оттенками, обычно полупрозрачный, изотропизированные кристаллы редки. Между двумя разновидностями циркона существуют постепенные переходы, а их количественные соотношения неодинаковы в разных телах рибекит-альбитовых апогранитов. В частности, в этих породах из Восточной Сибири и Северной Нигерии преобладают метамиктные разновидности типа малакона-циртолита, а в породах из Казахстана — более обычен менее измененный циркон. Удельный вес последнего выше, чем малакона или циртолита, и обычно колеблется около 4,5. Содержание циркона в рибекит-альбитовых апогранитах местами достигает 9 кг/т.

Содержание  $ZrO_2$  в цирконах из рибекит-альбитовых апогранитов Восточной Сибири колеблется в пределах от 36 до 63%, а  $HfO_5$  — от 1,06 до 4,50% (Павленко, 1957). Заниженное содержание  $ZrO_2$  по сравнению с теоретическим (67,1%), по-видимому, связано с изоморфным замещением части циркония торием или редкими землями. Данные о содержании элементов-примесей в цирконах из апогранитов различных типов приведены в табл. 22.

Таблица 22

Содержание (в %) элементов-примесей в цирконах

Тип апогранитов	Район	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5$	$TR_2O_3$	$TR_2O_3+ThO_2$
Литионит-амазонит-альбитовый . . . . .	Вост. Сибирь	2,19*	0,61*	—	—
Биотит-альбитовый . . . . .	Казахстан	0,17	Не обн.	—	2,32
То же . . . . .	Вост. Сибирь	0,44	0,019	—	—
» » . . . . .	» »	0,57	0,015	—	—
Рибекит-альбитовый . . . . .	» »	0,15	0,010	0,80	—
То же . . . . .	» »	0,23	0,015	—	—
» » . . . . .	Казахстан	0,18	0,003	—	—
» » . . . . .	»	0,275	0,0075	—	—
» » . . . . .	»	0,23	—	—	—
» » . . . . .	»	0,36	—	—	—

\* Необычно высокое содержание  $Nb_2O_5$  и  $Ta_2O_5$  в этом образце циркона обусловлено, вероятно, микровключениями колумбита.

Состав редких земель (аналитик Р. Баринский), содержащихся в цирконе из рибекит-альбитового апогранита (Вост. Сибирь), следующий (в %): La — 0,6, Ce — 2,7, Pr — 0,8, Nd — 1,9, Sm — 1,0, Eu — 0,2, Gd — 5,0, Tb — 0,8, Dy — 11,6, Ho — 2,9, Er — 19,3, Tu — 2,9, Yb — 42,6, Lu — 7,7;  $\Sigma TR_2O_3 = 0,80\%$ .

Как очевидно из приведенных данных, циркон характеризуется преобладанием иттриевой группы редких земель, при соотношении  $\Sigma YTR : \Sigma CeTR = 7,2 : 1$ .

Очень краткая характеристика циркона из рибекит-альбитовых апогранитов Нигерии дается Биром (Beer, 1952). Отмечается присутствие двух разновидностей этого минерала: чистый, неизмененный бесцветный циркон и желтоватый или красноватый сильно измененный малакон, причем последний преобладает. Показатель преломления циркона 1,850.

Показатель преломления малакона зависит от степени изменения минерала и колеблется от 1,795 до 1,845. Удельный вес циркона 4,56, малакона — 4,10. Измеренная радиоактивность малакона соответствует содержанию в нем 1,25% тория.

### Минералы тантала и ниобия

**Группа колумбита-танталита.** Минералы группы колумбита-танталита являются наиболее широко распространенными редкометальными минералами, встречающимися во всех без исключения парагенетических типах редкометальных апогранитов.

Судя по имеющимся данным, рассматриваемые минералы менее всего характерны для мусковит-альбитовых апогранитов. В последних отмечено присутствие тантало-колумбита с отношением тантала к ниобию, близким к единице. Содержание тантало-колумбита обычно ниже 100 г/т. Микроворстки колумбита диагностированы также в вольфрамите из мусковит-альбитовых апогранитов с интенсивно проявленным процессом грейзенизации.

В литионит-амазонит-альбитовых апогранитах колумбит является наиболее обычным редкометальным минералом. Его среднее содержание в разностях этих пород колеблется, как правило, незначительно, в пределах 200—300 г/т. Реже отмечаются массивы с более высоким содержанием колумбита. При этом для всех известных массивов характерно достаточно равномерное распределение колумбита.

Колумбит наблюдается в виде мелких черных кристаллов, размер которых обычно колеблется от сотых до десятых долей миллиметра (рис. 82, 83). Блеск металлический. Форма кристаллов удлиненно-призматическая, реже — пластинчатая с хорошо образованными пирамидальными головками. В эндоконтактной зоне отдельных массивов непосредственно около контакта со сланцами встречаются более крупные (до 1—2 мм) призматические кристаллы, несущие сложную головку и отчетливую штриховку на гранях пирамиды и призмы (рис. 83).

Мелкие кристаллы колумбита обычно находятся в тесной ассоциации с альбитом и литиевой слюдой. Иногда в колумбите встречаются

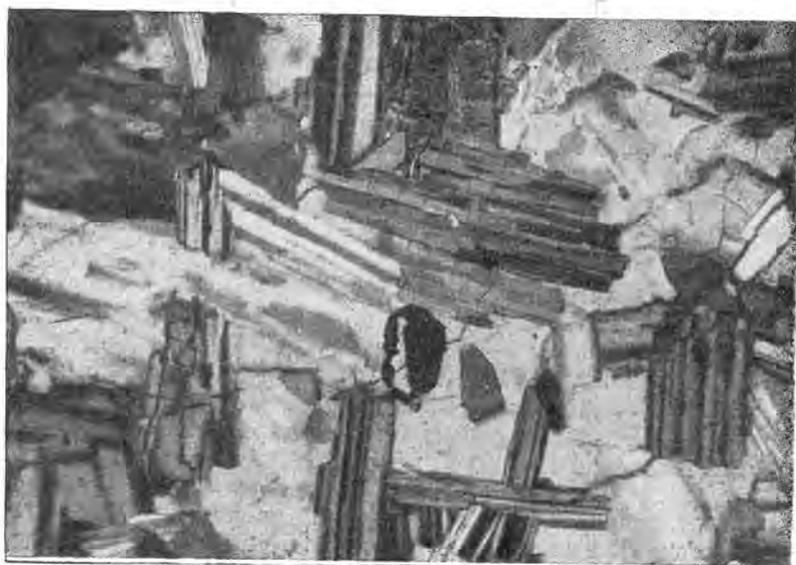


Рис. 82. Кристалл колумбита в мелкозернистом литионит-амазонит-альбитовом апограните. Ув. 60



Рис. 83. Кристаллы колумбита из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов. Ув. 25

реликты альбита ранней генерации. Характерны сростания колумбита с микролитом.

Удельный вес колумбита из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов колеблется в пределах 4,8—5,6. Подавляющее большинство определений падает в интервал 5,3—5,5. В апикальных участках отдельных массивов преимущественное распространение получают колумбо-танталит и манган-танталит с удельным весом 6—6,5.

Несмотря на то, что колумбит, как уже отмечалось, распределен достаточно равномерно, минералогическое и химическое изучение его позволяет отметить изменение химического состава у колумбитов, связанных с различными разновидностями амазонит-альбитовых пород. Так, отмечено, что в порфириовидных литионит-альбит-амазонитовых апогранитах однородной текстуры, где колумбит — практически единственный тантало-ниобиевый минерал, содержание пятиоксида тантала в нем в три раза выше, чем в этом же минерале из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов такситовой текстуры. В мелкозернистых литионит-амазонит-альбитовых апогранитах содержание пятиоксида тантала в колумбите вновь повышается (в среднем до 17%). Следует отметить, что в этой разности содержание тантала в колумбите колеблется в значительных пределах и изменяется от 12,03 до 21,19%. В участках эндоконтактной части массива, где пироклор-микролит не имеет существенного значения, содержание пятиоксида тантала в колумбите достигает максимальной величины — 30,34%.

Таким образом, для колумбитов из разностей литионит-амазонит-альбитовых апогранитов характерно изменение отношения пятиоксидов тантала и ниобия в пределах 0,1—0,8, хотя в большинстве случаев оно равно 0,2—0,3. Интересно отметить уменьшение отношения  $FeO/MnO$  у колумбитов из наиболее поздних разностей апогранитов с 1,1 до 0,4. Количественно преобладающая разновидность колумбита характеризуется железо-марганцевым отношением, близким к единице. В колумбо-танталитах и танталитах отношение  $Ta_2O_5/Nb_2O_5$  колеблется в пределах 1,1—2,5, а отношение  $FeO/MnO$  в этих богатых танталом разностях составляет 0,3—0,1 (табл. 23).

Характерной геохимической особенностью колумбита из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов является постоянное повышенное содержание скандия, достигающее 0,17%  $Sc_2O_3$  и изменяющееся, подобно содержанию тантала в колумбите, из различных разновидностей метасоматических пород.

В литионит-амазонит-альбитовых апогранитах, несомненно, присутствует несколько генераций колумбита-танталита, однако достаточного основания для их выделения и отдельной характеристики пока еще нет. Может быть с уверенностью выделена лишь ранняя генерация,

Химический состав колумбит-танталита из литгонит-амазонит-альбитовых апогранитов (пересчет на  $n = \frac{Nb + Ta + Ti}{2}$ )

Компоненты	Из литгонит-амазонитов тахтенной текстуры				Из литгонит-амазонит-альбитовых апогранитов тахтенной текстуры				Из мелкокристального литгонит-амазонит-альбитового апогранита				Из литгонит-амазонит-альбитовых апогранитов приконтактовых участков			
	вес. %	атомные количества		количество атомов в формуле	вес. %	атомные количества		количество атомов в формуле	вес. %	атомные количества		количество атомов в формуле	вес. %	атомные количества		количество атомов в формуле
		ка-тионов	анионов			ка-тионов	анионов			ка-тионов	анионов			ка-тионов	анионов	
SiO <sub>2</sub>	0,45	007	014	0,02	0,97	014	028	0,05	0,14	—	—	—	He опр.	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	0,46	006	012	0,02	0,24	003	006	0,01	1,41	018	036	0,06	0,74	009	018	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	—	—	—	0,27	006	009	0,02	He опр.	—	—	—	0,37	—	—	—
FeO	11,80	164	164	0,57	15,89	221	221	0,72	6,55	091	091	0,29	3,87	054	054	0,25
MnO	10,62	148	148	0,51	9,22	133	133	0,44	15,64	218	218	0,69	14,64	209	209	0,96
CaO	0,27	005	005	0,02	0,18	004	004	0,01	He опр.	—	—	—	0,20	—	—	—
SnO <sub>2</sub>	4,42	007	014	0,02	0,49	003	006	0,01	0,45	003	006	0,01	1,84	015	030	0,07
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	55,28	488	1220	4,69	65,36	578	1445	1,89	63,43	560	1400	1,77	23,39	176	440	0,81
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	18,44	084	210	0,29	6,62	030	075	0,40	42,03	054	135	0,17	54,98	248	620	1,15
ZrO <sub>2</sub>	4,17	009	018	0,03	0,68	006	012	0,02	0,18	001	002	—	He опр.	—	—	—
Сумма	99,61	—	1805	—	99,92	—	1939	—	99,83	—	1888	—	100,03	—	1371	—
Аналитик	Т. Леонова				Л. Новороссова				Т. Леонова							
Формула	(Fe <sub>0,57</sub> Mn <sub>0,51</sub> )(Nb <sub>1,69</sub> Ta <sub>0,29</sub> )O <sub>6,0</sub>				(Fe <sub>0,72</sub> Mn <sub>0,44</sub> )(Nb <sub>1,89</sub> Ta <sub>0,10</sub> )O <sub>6,3</sub>				(Fe <sub>0,29</sub> Mn <sub>0,68</sub> )(Nb <sub>1,77</sub> Ta <sub>0,17</sub> )O <sub>6,0</sub>				(Mn <sub>0,96</sub> Fe <sub>0,25</sub> )(Ta <sub>1,15</sub> Nb <sub>0,81</sub> Ti <sub>0,04</sub> )O <sub>6,3</sub>			

Примечание. Анализы производились из навески 0,1—0,2 г.

образовавшаяся до микролита, и поздняя, послемикролитовая генерация. Первая, развитая в главных типах пород, слагающих массивы литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, количественно резко преобладает. Колумбит ранней генерации отчетливо замещается микролитом. В то же время колумбит поздней генерации, связанный с литионит-альбит-амазонитовыми породами апикальных частей массивов апогранитов, замещает микролит, образуя характерные октаэдрические псевдоморфозы по его кристаллам. Эта генерация в ряде массивов характеризуется высоким содержанием тантала (до манган-танталита).

В известных массивах и телах биотит-альбитовых апогранитов колумбит в количественном отношении уступает лишь циркону. Его мелкие (от десятых долей до 1 мм) кристаллы, рассеянные в светлой породе, в отдельных случаях различимы невооруженным глазом. Содержание колумбита в биотит-альбитовых апогранитах колеблется в пределах 300—800 г/т, изредка достигая 1600 г/т.

Из модификаций колумбита, присутствующих в апогранитах рассматриваемого типа, наибольшим распространением пользуются кристаллы короткопризматического облика. Менее распространены кристаллы таблитчатой или пластинчатой формы. Удельный вес колумбита из биотит-альбитовых апогранитов не превышает 5, свидетельствуя о низком содержании тантала в минерале. Действительно, судя по имеющимся химическим определениям, отношение пятиокисей тантала и ниобия в колумбите из рассматриваемых пород колеблется в пределах 0,02—0,04, т. е. в данном случае мы имеем дело с типичным колумбитом. Изученные колумбиты из биотит-альбитовых апогранитов представлены существенно марганцовистыми разновидностями (отношение Fe/Mn около 0,3).

Колумбит из биотит-альбитовых апогранитов Северной Нигерии имеет обычно призматическую форму, иногда очень сильно вытянутую по оси *c*, в результате чего кристаллы приобретают игольчатый облик. Были встречены игольчатые кристаллы длиной до 3—4 мм (соотношение длины к толщине кристалла 20:1). Реже можно видеть уплощенные таблитчатые кристаллы или короткопризматические формы с хорошо развитыми пинакоидальными гранями. Обычны параллельные сростания кристаллов. Цвет колумбита черный, непрозрачный даже в тонких осколках. Блеск от металлического до полуметаллического. Черта от темной красновато-коричневой до светло-коричневой. Удельный вес минерала — 5,5.

Отличительная черта колумбита, встречающегося в биотит-альбитовых апогранитах Нигерии, — чрезвычайно малые размеры его зерен. Ф. Вильямс (Williams а. о., 1956) установил, что в некоторых случаях 30% колумбита имеют размер менее 0,074 мм. Джекобсон и др. (Jacobson а. о., 1951) приводят следующие данные ситового анализа колумбита из апогранитов массива Лируэй и Рукуба (табл. 24).

О химическом составе колумбита имеется мало данных. Вильямс и др. (Williams а. о., 1956) указывают, что содержание пятиокисей тантала и ниобия в колумбите, по данным трех определений, составляет 76% при соотношении пятиокисей тантала и ниобия 0,14.

Л. Чадвик (Chadwick, 1951) приводит следующий анализ колумбита из биотит-альбитового апогранита массива Лируэй (%):  $Ta_2O_5$  — 3,86 (3,89);  $Nb_2O_5$  — 72,99 (73,60);  $TiO_2$  — 0,95 (0,96);  $WO_3$  — 0,10;  $FeO$  — 18,43 (18,59);  $MnO$  — 2,12 (2,14);  $MgO$  — 0,28;  $H_2O^-$  — 0,07;  $H_2O^+$  — 0,32;  $SnO_2$  — 0,84 (0,05);  $SiO_2$  — 0,06 (0,00);  $ZrO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $V_2O_5$  не обнаружены. Сумма 99,97 (99,95). Удельный вес 5,483.

По разъяснению автора, высокое содержание олова в колумбите (0,84%) связано, вероятно, с тем, что в пробу попало несколько зерен касситерита, хотя часть олова, возможно, находилась в изоморфном

состоянии. Поэтому в результаты анализа автор внес поправку на возможные включения и прорастания, и эти исправленные цифры приводятся в анализе в скобках. Судя по проведенному анализу, соотношение пятиокисей тантала и ниобия равно 0,05. Джекобсон и др. (Jacobson a. o., 1958) указывают, что отношение тантала к ниобию в колумбите колеблется в пределах от 0,04 до 0,2.

Несмотря на наличие морфологически различных модификаций, данных для выделения различных генераций колумбита в биотит-альбитовых алогранитах в настоящее время недостаточно.

В рибекит-альбитовых алогранитах колумбит, как правило, присутствует совместно с пироксолом, наблюдаясь в подчиненных количествах по отношению к этому минералу. В отдельных массивах, характеризующихся широким развитием пироксолом, колумбит присутствует в ничтожном количестве, являясь редким аксессуарным минералом.

Таблица 24  
Данные ситового анализа колумбита

Размеры зерен, мм	Содержание фракции, %	
	массив Лируэй	массив Рукуба
+0,84	1	Нет
-0,84+0,59	14	1
-0,59+0,26	27	20
-0,26+0,15	28	48
-0,15	30	31

Морфологически кристаллы колумбита из рибекит-альбитовых алогранитов, подобно колумбиту из биотит-альбитовых разностей, характеризуются наличием двух модификаций — короткопризматической и таблитчатой. По составу обе модификации близки колумбиту и характеризуются отношением пятиокисей тантала и ниобия, равным 0,06—0,03. Для всех имеющихся определений характерно преобладание железа над марганцем (отношение FeO/MnO всегда более единицы). Подобно тому как это отмечалось для литионит-амазонит-альбитовых алогранитов, в рассматриваемом типе присутствует поздняя генерация колумбита, развивающаяся по пироксолом. В отличие от ранних генераций, колумбит, образующий псевдоморфозы по пироксолом («колумбитизированный пироксолом»), характеризуется более высоким содержанием тантала (отношение  $Ta_2O_5/Nb_2O_5=0,1-0,12$ ). Таким образом, и в этом, бедном танталом, типе поздняя генерация колумбита имеет тенденцию к некоторому накоплению тантала.

**Группа пироксолом—микролита.** Минералы группы пироксолом—микролита являются весьма характерными аксессуарными минералами редкометальных алогранитов, с которыми в этих породах обычно связаны повышенные концентрации тантала.

Значение минералов этой группы значительно возросло после обнаружения в алогранитах кроме пироксолом, известного в рибекитсодержащих альбитизированных гранитоидах Северной Нигерии уже более десяти лет, членов ряда пироксолом—микролит, близких к микролиту (Беус, Ситни, 1960).

В мусковит-альбитовых алогранитах до настоящего времени минералы группы пироксолом—микролита не обнаружены, хотя необходимо отметить, что присутствие микролита или близкого к нему члена рассматриваемого изоморфного ряда в разностях мусковит-альбитовых алогранитов, отличающихся повышенным содержанием тантала, весьма вероятно.

Накопление микролита и пироклор-микролита (средний член изоморфного ряда) характерно для апикальных участков массивов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов.

В характеризующихся породах отмечается три модификации пироклор-микролита, различающиеся по внешнему виду. Первая, наиболее широко распространенная модификация представлена мелкими (десятые доли миллиметра) непрозрачными кристаллами неровной мозаичной окраски, изменяющейся от светло-желтой до коричневой. Кристаллы обычно содержат вросстки кварца, альбита и колумбита. Отмечено образование кристаллов микролита рассматриваемой разновидности по колумбиту.

Вторая модификация, встречающаяся реже, обычно характеризуется ровной светло-коричневой или слегка розоватой окраской. Полупрозрачные кристаллы этой разновидности также имеют правильную октаэдрическую форму, но отличаются отсутствием вросткок других минералов.

Третья разновидность, наиболее редкая, представлена полупрозрачными или прозрачными октаэдрическими кристаллами темно-коричневого цвета. Кристаллы третьей модификации часто бывают покрыты белым или кремовым налетом — «рубашкой». Иногда эта коричневая разновидность встречается в виде ядра внутри кристаллов первых двух разновидностей.

Блеск всех разновидностей пироклор-микролита яркий, алмазный. В прозрачных шлифах минерал изотропный. Без анализатора характеризуется очень высоким рельефом. Показатель преломления  $N=1,78$ . Удельный вес, определенный для средних членов изоморфного ряда, колеблется в пределах 4,7—5,3. Твердость пироклор-микролита составляет 5,3 по шкале Мооса или колеблется в пределах 490—658 кг/мм<sup>2</sup> в абсолютных цифрах. Более гидратированные разновидности характеризуются минимальной твердостью и меньшим удельным весом.

Минерал является рентгеноаморфным (метамиктным) и после прокалывания дает порошкограмму, соответствующую эталонной для группы пироклора—микролита.

Размеры элементарной ячейки, вычисленные Н. Г. Шумяцкой в рентгеноструктурной лаборатории ИМГРЭ для среднего представителя изоморфного ряда, равны  $a_0=10,44\pm 0,02 \text{ \AA}$ .

Химическими анализами установлено, что отношение пятиокисей тантала и ниобия в характеризующихся минералах колеблется от 1 до 9,3, соответственно колебаниям содержания пятиокси тантала от 37 до 74%. Наиболее обогащенные танталом разновидности, близкие к микролиту, в известных случаях встречаются в непосредственной близости к контакту всякого бока массива литионит-амазонит-альбитовых апогранитов.

Для пироклор-микролита характерна тесная ассоциация с альбитом, микроклином (рис. 84), а также литневой слюдой, между пластинками которой иногда располагаются его кристаллы. Иногда пироклор-микролит встречается внутри идиоморфных порфиридных кристаллов микроклина (рис. 85). Кристаллы пироклор-микролита, встречающиеся на границе зерен микроклина, альбита и кварца, обычно идиоморфны по отношению к этим минералам. Часто со стороны полевых шпатов (главным образом альбита) наблюдается оторочка замещения микролита мелколюдитым агрегатом (рис. 86). Зерна пироклор-микролита встречаются также внутри кристаллов топаза (рис. 87).

Взаимоотношения пироклор-микролита с колумбитом довольно сложные. Как уже отмечалось, наблюдаются случаи замещения кристаллов колумбита пироклор-микролитом. В то же время в самых апикальных участках массивов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов имеет место замещение микролита поздней обогащенной танталом генерацией танталита-колумбита, идущее вплоть до образования

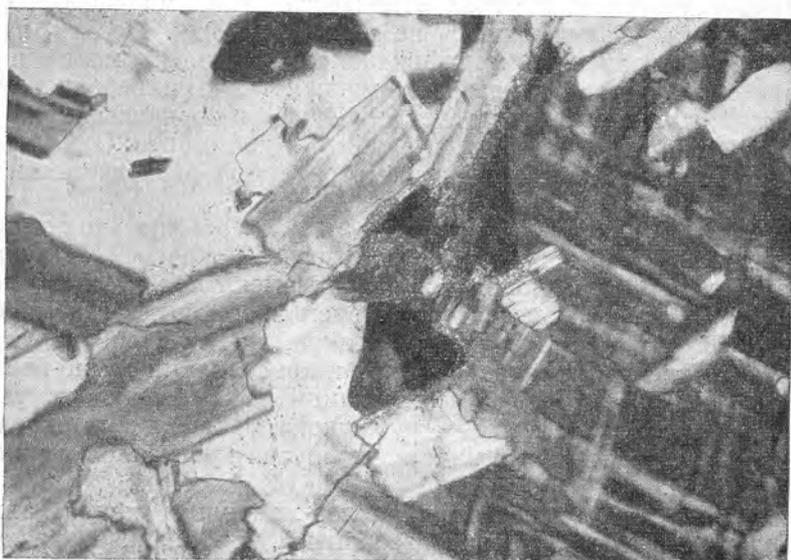


Рис. 84. Пироклор-микролит на контакте зерен микроклина и альбита.  
Ув. 60

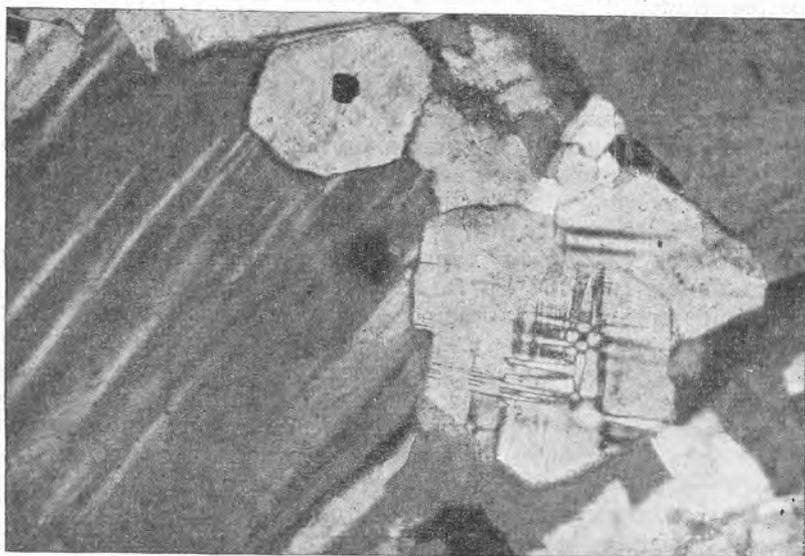


Рис. 85. Мелкое зерно пироклор-микролита в кристалле микроклина. Ув. 60

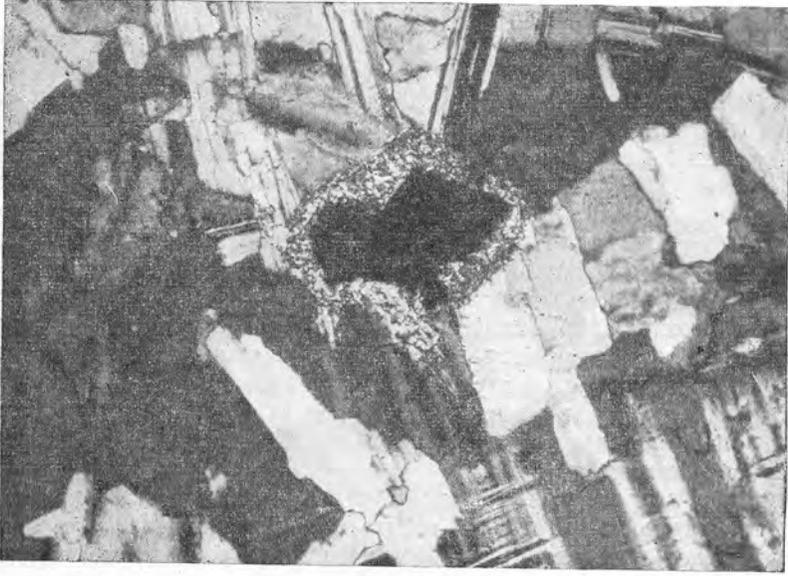


Рис. 86. Пирохлор-микролит в «рубашке» в литионит-амазонит-альбитовом апограните. Ув. 34



Рис. 87. Зерно пирохлор-микролита в кристалле топаза. Ув. 60.  
Без анализатора

октаэдрических псевдоморфоз колумбито-танталита по кристаллам микролита. Очень часто в кристаллах пирохлор-микролита наблюдаются скелетные вросстки танталита-колумбита (рис. 88).

Содержание пирохлор-микролита и микролита в различных участках массивов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов колеблется от единичных знаков и первых граммов до 300—500 г/т породы. При этом, как уже отмечалось выше, имеет место четко выраженная тенденция к концентрации микролита и пирохлор-микролита в апикальных частях массивов или у различного рода экранов на более глубоких горизонтах.

Имеющиеся полные химические анализы минералов изоморфного ряда пирохлор — микролит пересчитываются на формулу минералов группы пирохлора дефектной структуры (Бородин, Назаренко, 1957) (табл. 25). В отличие от литионит-амазонит-альбитовых разностей для биотит-альбитовых и рибекит-альбитовых апогранитов характерно присутствие типичного пирохлора. При этом в биотит-альбитовых апогранитах пирохлор встречается в резко подчиненном, по сравнению с колумбитом, количестве, а в рибекит-альбитовых апогранитах он резко преобладает и в отдельных случаях является практически единственным ниобиевым минералом.

Пирохлор встречается обычно в виде октаэдрических кристалликов или зерен неправильной формы желтого, зеленовато-желтого, оранжево-желтого, реже — красноватого или коричневатого цвета. Размер кристаллов обычно составляет десятые (реже сотые) доли миллиметра. Черта минерала светло-бурая. Блеск очень сильный, алмазный. Прозрачен до полупрозрачного. Минерал хрупкий; удельный вес его колеблется в пределах 4,0—4,7. Отличительной особенностью пирохлора, так же как и микролита, является почти постоянно наблюдающееся замещение его колумбитом, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Колумбитизация пирохлора обычно начинается с периферии зерен или по трещинам в них, благодаря чему частично колумбитизированные зерна нередко имеют пягистый облик.

Данные химического исследования пирохлора из различных массивов рибекит-альбитовых апогранитов Советского Союза показывают значительные колебания химического состава, что, в частности, касается отношения  $Ta_2O_5/Nb_2O_5$ , которое колеблется от 0,04 до 0,11, а также содержания  $TiO_2$  (2—8%),  $TR_2O_3$  (1,0—8%) и  $UO_2$  (0,9—11%). Некоторые обогащенные ураном разности пирохлора по составу приближаются к гатчеттолиту.

Пирохлор в рибекит-альбитовых апогранитах Нигерии является постоянным и наиболее важным акцессорным минералом (рис. 89). В породе он часто легко обнаруживается макроскопически, в виде мелких золотисто-желтых зерен неправильной формы (размер обычно от 0,5 до 2 мм), четко выделяющихся на светлом фоне породы. Нередко наблюдаются и хорошие октаэдрические кристаллы этого минерала. В шлифах пирохлор светлый, зеленовато-желтый. Показатель преломления минерала от 2,00 до 2,06. Удельный вес колеблется от 4,15 до 4,30. Рентгеновское изучение этого минерала показало, что обычно он метамиктный.

Полных химических анализов пирохлора из Нигерии не имеется. По данным Бира (Beer, 1952) и Роуэ (Rowe, 1955), в пирохлоре из рибекит-альбитовых пород массива Лируэй содержится 51,3—40%  $Nb_2O_5$ , 2,8—3,5%  $Ta_2O_5$ , 2,8—5,3%  $U_3O_8$  и 2,2—4,3%  $ThO_2$ .

Таким образом, в редкометальных апогранитах практически полностью представлены минералы изоморфного ряда пирохлор—микролит, различные представители которого четко связаны с определенными парагенетическими типами апогранитов.

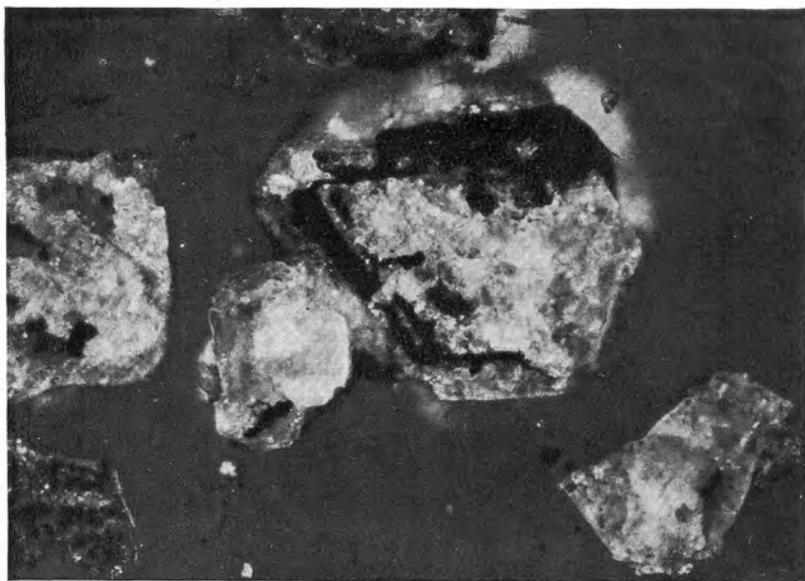


Рис. 88. Кристаллы пирохлор-микролита из мелкозернистого литионит-амазонит-альбигового апогранита с вростками колумбита. Аншлиф. Ув. 60



Рис. 89. Кристаллы пирохлора в рибекит-альбиговом апограните. Ув. 90  
Без анализатора

## Химический состав пироклор-микролита из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Компоненты	1			2			3		
	вес. %	атомные количества		вес. %	атомные количества		вес. %	атомные количества	
		катионов	анионов		катионов	анионов		катионов	анионов
SiO <sub>2</sub>	0,80*	—	—	1,96*	—	—	0,56*	—	—
TiO <sub>2</sub>	0,40	005	010	0,22	003	006	1,13	014	028
SnO <sub>2</sub>	0,86	006	012	0,89	006	012	3,10	021	042
ZrO <sub>2</sub>	0,43	003	007	He опр.	—	—	He опр.	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	—	—	0,65	013	018	1,54	031	046
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	006	009	0,55	007	010	0,37	005	008
CaO	5,70	102	102	4,38	079	079	4,68	084	084
MnO	Следы	—	—	He опр.	—	—	0,25	003	003
PbO	1,45	006	006	2,26	010	010	2,15	010	010
Na <sub>2</sub> O	2,56	082	041	1,24	040	020	2,15	069	034
K <sub>2</sub> O	Следы	—	—	He опр.	—	—	He опр.	—	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	34,14	256	640	27,69	244	610	16,67	125	313
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	37,58	170	425	45,05	202	510	49,94	226	565
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,89	012	018	2,00	012	018	3,95	024	036
ThO <sub>2</sub>	He опр.	—	—	0,28	001	002	He опр.	—	—
UO <sub>2</sub>	4,56	017	034	5,86	022	048	6,60	024	049
UO <sub>3</sub>	1,45	005	015	—	—	—	—	—	—
F	1,80	—	089	1,70	—	089	1,31	—	069
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,87	—	—	(1,47)	—	—	1,49	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,88	408	204	(4,70)	494	247	4,81	459	229
—O=F	98,83			100,90			100,70		
	0,75			0,71			0,55		
Сумма . . .	98,08			100,19			100,15		
Аналитик . . .	М. Казакова			А. Быкова					

Примечание. Анализы проведены из навески 0,2 г.

\* Содержание 0,80, 1,96 и 0,56 SiO<sub>2</sub>, как показало исследование, связано с наличием в пироклор-микролите микровключений кварца.

**Лопарит** (Ca, TR, Na)<sub>2</sub> (Ti, Nb)<sub>2</sub> O<sub>6</sub>, ранее известный только в качестве редкого минерала щелочных пород — нефелиновых сиенитов и связанных с ними щелочных пегматитов, в 1960 г. был обнаружен в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах (Ситнин, Леонова, 1961<sub>2</sub>).

Лопарит встречается в виде мелких (десятые доли миллиметра), хорошо образованных кристаллов кубической сингонии, часто образующих двойники прорастания по флюоритовому закону. Цвет кристаллов черный; в мелких сколах минерал просвечивает красным цветом. Черта бурая. Блеск металлический. Излом раковистый. Спайность отсутствует. В шлифах черный, с кроваво-красными рефlekсами, изотропный. Показатель преломления 2,33. В полированном шлифе изотропный. Твердость минерала, определенная на микротвердометре, составляет

648 кг/мм<sup>2</sup>, что соответствует 5,5 по шкале Мооса. Удельный вес, определенный микрометодом, равен 4,86.

Рентгеноструктурное изучение непрокаленного образца лопарита, проведенное в ИМГРЭ (аналитик Н. Шумяцкая), подтвердило принадлежность минерала к группе перовскита. Подавляющее большинство линий на рентгенограмме порошка индицируется на основе кубической решетки с параметром  $a_0=3,89$  Å, близким к параметру лопарита из нефелиновых сиенитов ( $a_0=3,88$  Å). Однако присутствие нескольких слабых «лишних» отражений позволяет сделать предположение о более низкой истинной симметрии минерала, т. е. о его псевдокубической симметрии, что характерно для многих представителей группы перовскита. Сравнение межплоскостных расстояний показывает близость лопарита из альбитизированных и грейзенизированных гранитов с лопаритом из щелочных пород, однако он наследует часть линий, характерных для перовскита и отсутствующих у лопарита щелочных пород. Хорошее сходство межплоскостных расстояний наблюдается у лопарита с синтетическим продуктом  $\text{Na}(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_3$ , полученным В. П. Пашутиным в кабинете экспериментальной геохимии ИМГРЭ при проведении экспериментов с соединениями ниобия и тантала в надкритических растворах (Пашутин, 1961).

Таблица 26

Химический состав лопарита из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Компоненты	Вес. %	Атомные количества		Количество атомов катионов ( $n$ и $n=$ $\text{Ti}+\text{Nb}+\text{Ta}+\text{Sn}$ $=302$ )
		катионов	кислорода	
$\text{TiO}_2$	43,55	545	1090	1,80
$\text{SiO}_2$	0,36	—	—	—
$\text{FeO}$	1,12	15	15	0,05
$\text{MnO}$	2,78	39	39	0,13
$\text{CaO}$	7,63	136	136	0,45
$\text{SnO}_2$	0,86	6	6	0,02
$\text{Na}_2\text{O}$	8,73	280	140	0,93
$\text{Nb}_2\text{O}_5$	5,80	44	110	0,15
$\text{Ta}_2\text{O}_5$	1,95	9	22	0,03
$\text{TR}_2\text{O}_7$	27,45	160	240	0,53
Сумма	100,23		1804	
Аналитик		Т. Леонова		

Примечание. 1. При пересчете химического анализа примесь 0,36%  $\text{SiO}_2$  не учитывалась. 2. Молекулярный вес редких земель определялся, исходя из данных рентгеноспектрального анализа (табл. 27).

Результаты химического анализа минерала, приведенные в табл. 26, свидетельствуют о несколько отличном химическом составе лопарита из альбитизированных и грейзенизированных гранитов по сравнению с лопаритом из щелочных пород. Исследуемый лопарит характеризуется меньшим содержанием редких земель, относительно высоким отношением  $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$ , равным 1:3, и наличием в минерале 0,86% олова. Данные пересчета анализа хорошо укладываются в типовую формулу группы перовскита  $\text{A}_2\text{B}_2\text{X}_6$ . В соответствии с пересчетом вы-

ведена следующая формула лопарита:  $(\text{Na}_{0,93}\text{TR}_{0,53}\text{Ca}_{0,45}\text{Mn}_{0,13}\text{Fe}_{0,05})_{2,09} \cdot (\text{Ti}_{1,80}\text{Nb}_{0,15}\text{Ta}_{0,33}\text{Sn}_{0,02})_2\text{O}_{5,97}$  или  $(\text{Na}, \text{TR}, \text{Ca})_2(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta}, \text{Sn})_2\text{O}_6$ .

Состав редких земель в лопарите из альбитизированных гранитов не имеет существенного различия с лопаритом из щелочных пород: незначительное различие наблюдается только в содержании лантана и церия (табл. 27).

Т а б л и ц а 27

Состав редких земель в лопарите (в % от  $\Sigma\text{TR}$ )

Характеристика образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Лопарит из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов *	17,2	60,0	6,6	14,9	0,8	0,1	0,2	0,05	0,1
Лопарит из уртитов массива нефелиновых сиенитов **	24	54	6,0	15,0	0,7	—	0,3	—	—

\* Аналитик Р. Баринский.

\*\* Е. И. Семенов, Р. Л. Баринский (1958).

Таким образом, отличительной особенностью рассматриваемой разновидности лопарита является присутствие в химическом составе минерала характерных элементов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов — тантала и олова.

В литионит-амазонит-альбитовых апогранитах лопарит встречается в тесной ассоциации с породообразующими альбитом и кварцем. Из аксессуарных минералов с ним ассоциируют касситерит, микролит, колумбит, цирколит, монацит, флюорит, молибденит, галенит, пирит и другие сульфиды. Наблюдаются случаи образования лопарита по микролиту.

Интересна наметившаяся геохимическая зональность распределения танталовых минералов в пределах массива литионит-амазонит-альбитовых апогранитов. На глубоких горизонтах массива единственным тантало-ниобиевым минералом является колумбит. В эндоконтактной части всякого бока массива главную роль приобретает обогащенная танталом разновидность пирохлора, близкая к микролиту. В непосредственной близости от контакта со сланцами в участках интенсивного проявления поздней (послегрейзеновой) альбитизации вместе с пирохлор-микролитом и титансодержащим колумбитом встречается лопарит. Он образуется позднее пирохлор-микролита (замещает его) в условиях повышенной щелочности минералообразующих растворов в заключительную стадию метасоматического изменения гранитов. Показателем повышенной щелочности эндоконтактных метасоматически измененных пород является, в частности, присутствие в участках развития послегрейзеновой альбитизации гранитов аксессуарного эгирина. Интересно, что в грейзенах зоны экзоконтакта, образованных по сланцам, главный тантал- и ниобийсодержащий минерал — танталовый рутил — стрюверит (Ситнин, Леонова, 1961).

Единичные кристаллы лопарита отмечались также в рибекит-альбитовых апогранитах. Лопарит из этих пород по внешнему виду аналогичен описанному выше. Размер элементарной ячейки равен  $a_0 = 3,88 \text{ \AA}$ .

### Минералы олова

**Касситерит.** Касситерит является характерным минералом литионит-содержащих апогранитов, где его содержание в породе колеблется от 50 до 280 г/т. В количествах от первых граммов до 50 г/т касситерит встречается и в других парагенетических типах апогранитов.

В литионит-амазонит-альбитовых апогранитах касситерит распределен более или менее равномерно, однако наблюдается четкая связь его концентраций с породами, в которых в максимальной степени проявилась грейзенизация.

Обычно касситерит представлен мелкими (десятые и сотые доли миллиметра) кристаллами светло- или темно-коричневого цвета. Различаются две генерации касситерита. Первая, наиболее широко распространенная во всех разностях литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, обычно встречается в виде мелких светло-коричневых, полупрозрачных кристаллов неправильной формы. Для касситерита этой генерации характерен пластинчатый облик зерен и иногда слабо выраженная спайность в одном направлении. В тонких пластинчатых выделениях касситерит просвечивает в светло-коричневых тонах. Кристаллы касситерита рассматриваемой генерации обычно бесформенные и трещиноватые. Под микроскопом наблюдаются тесные срастания касситерита с кварцем, топазом и слюдой. Характерно наблюдаемое под микроскопом разъедание касситерита поздним альбитом.

Вторая генерация касситерита распространена значительно слабее и встречается довольно редко в мелкозернистых амазонит-альбитовых апогранитах, развитых в аликальных частях массивов. Эта генерация характеризуется хорошо образованными дипирамидальными кристаллами темно-коричневого, почти черного цвета. В отличие от первой генерации для дипирамидального касситерита характерны исключительно идиоморфные кристаллы, не разъеденные даже поздним альбитом.

Необходимо отметить также крупные идиоморфные часто сдвойникованные кристаллы касситерита, встречающиеся в кварц-амазонитовых жилах, секущих амазонит-альбитовые апограниты. Такие кристаллы встречаются обычно в зальбандах жил. Размер кристаллов достигает 5—6 мм в поперечнике. Касситерит из апогранитов обычно характеризуется повышенным содержанием тантала и ниобия (табл. 28), что в значительной мере обусловлено наличием микроворостков колумбита. Кроме того, для касситерита из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов характерно повышенное содержание скандия (0,02%  $Sc_2O_3$ ).

Таблица 28

Химический состав касситерита из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Компоненты	Вес. %	Атомные количества		Атомные количества		Пересчет на сумму катионов=1
		катионов	кислорода	катионов за вычетом колумбита	кислорода	
$SnO_2$	84,97	564	1128	564	1128	0,87
$TiO_2$	1,37	017	034	017	034	0,03
$FeO$	1,85	025	025	015	015	0,02
$MnO$	0,37	005	005	—	—	—
$Nb_2O_5$	7,34	065	162	040	100	0,06
$Ta_2O_5$	3,84	018	045	013	32	0,02
Сумма	99,74	—	—	649	1309	1,00
Аналитик	Т. Леонова					
Формула	$(Sn_{0,87}Nb_{0,05}Ta_{0,02}Ti_{0,03}Fe_{0,02})O_{2,02}$					

Примечание. Анализ из навески 0,5 г.

## Минералы вольфрама

Вольфрамит — характерный минерал мусковит-альбитовых апогранитов, в которых заметное развитие получили явления грейзенизации. Максимальные концентрации вольфрамита (до 5 кг/т) обнаруживаются в апикальных участках куполовидных выступов, сложенных разностями мусковит-альбитовых апогранитов, обогащенными мусковитом и кварцем. Минерал обычно наблюдается в виде мелких (от долей миллиметра до 1—2 мм) таблитчатых кристаллов или неправильных зерен. Как правило, накапливается совместно с мусковитом, иногда образуя биминеральные стяжения и гнезда неправильной формы размером до 1—1,5 см в поперечнике. В ряде случаев пластинки вольфрамита проникают по трещинам в мусковит, альбит и микроклин, являясь относительно более поздними образованиями.

По составу близок к гюбнериту. Отношение  $Mn/Fe$  в вольфрамитах из мусковит-альбитовых апогранитов Восточной Сибири колеблется около 4. Характерная особенность вольфрамита из мусковит-альбитовых апогранитов — наличие микроворстков тантало-колумбита.

С глубиной, по мере ослабления явлений грейзенизации, количество вольфрамита заметно уменьшается. В известных массивах глубина 60—100 м от кровли куполовидного выступа является нижней границей распространения повышенных концентраций вольфрамита.

## Минералы молибдена

Молибденит. Повышенные концентрации молибденита характерны только для апикальных частей некоторых куполовидных или гребневидных тел мусковит-альбитовых апогранитов, расположенных в пределах молибденоворудных провинций. Однако отдельные чешуйки молибденита отмечаются во всех типах рассматриваемых метасоматических пород. В большем количестве они обычно встречаются в эндоконтактных зонах массивов и тел апогранитов.

Молибденит в мусковит-альбитовых апогранитах обычно обнаруживается в виде мелких чешуек и их скоплений в ассоциации с кварцем, бериллом, мусковитом, пиритом и, реже, топазом. В массивах, обогащенных молибденитом, вольфрамит, как правило, встречается в резко подчиненном количестве. Известны две различные по времени образования генерации молибденита.

Молибденит ранней генерации в виде чешуек и розеток диаметром до 3—5 мм наблюдается в виде спорадической вкрапленности в окварцованных мусковит-альбитовых апогранитах, местами содержащих минералы бериллия. По отношению к бериллиевым минералам молибденит пространственно занимает более высокие горизонты апикальных частей массивов.

Несколько более позднее по времени и наиболее широкое по своим масштабам, образование молибденита наблюдается в зонах смятия апикальных частей массивов апогранитов. Молибденит здесь отлагается по трещинкам в виде весьма тонких прожилков и скоплений среди апогранитов, отличающихся интенсивным проявлением грейзенизации, ассоциируя с мусковитом и желто-зеленой слюдкой типа жильбертита. Кроме того, молибденит местами развит в мелких прожилках молибденит-пиритового, молибденит-пирит-сфалеритового, молибденит-кварц-флюорит-пиритового, берилло-молибденит-пиритового состава, секущих мусковит-альбитовый апогранит.

Во вмещающих породах, перекрывающих массивы молибденосодержащих апогранитов, обычно получают развитие молибденитовые штокверки или молибденитосодержащие кварцевые жилы.

## Глава IV

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ АПОГРАНИТОВ

По химическому составу среди альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов (апогранитов) достаточно четко выделяются несколько групп, соответствующих минералого-петрографическим разновидностям этих пород. При этом необходимо иметь в виду, что, классифицируя метасоматически измененные граниты по особенностям химического состава, мы имеем дело не с первичными собственно магматическими образованиями, а с продуктами многостадийного метасоматоза гранитов, часто имеющими очень мало общего с исходной породой. Естественно, что любая подобная классификация в первую очередь будет отражать характер послемагматических изменений, которым подвергся гранит. В то же время крайне интересно изучить связь между составом материнского гранита и геохимическими особенностями продуктов метасоматоза, образованных в послемагматическую стадию становления того или иного интрузивного комплекса. Обобщение имеющихся фактических данных по этим вопросам позволит в дальнейшем обоснованно подойти к решению проблемы происхождения рассматриваемых метасоматических пород.

Ниже на основе результатов более 90 полных химических анализов дается сравнительная характеристика особенностей распределения в апогранитах главных пороодообразующих элементов, а также сравнение химического состава апогранитов с составом типичных гранитов, первично-магматическое происхождение которых большинство исследователей признает установленным.

#### Кремний

Альбитизированные и грейзенизированные граниты содержат 33—37% кремния или 70—79,4%  $\text{SiO}_2$  ( $S$  от 76 до 85,3) и по этому признаку относятся к группе кислых и ультракислых гранитоидов. Распределение содержаний  $\text{SiO}_2$  в них подчинено нормальному закону, при этом различные типы метасоматически измененных гранитов резко не различаются как по содержанию, так и по особенностям распределения кремнезема (табл. 29, 30). Таким образом, апограниты практически нельзя классифицировать по кислотности. Об этом, в частности, свидетельствует статистическое сопоставление средних арифметических значений  $Q$  в различных парагенетических типах апогранитов, основанное на оценке дисперсий распределения содержаний кремнезема в пределах каждого типа. Результаты подобной оценки свидетельствуют, что расхождения

Распределение  $\text{SiO}_2$  в апогранитах

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание $\text{SiO}_2$ , %	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	5	73,3	2,24	3,06	$\pm 2,7$
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	13	75	2,11	2,82	$\pm 1,55$
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	28	72,8	2,21	3,04	$\pm 1,15$
Биотит-альбитовый с минералами ниобия и циркония . . . . .	16	73,7	1,71	2,62	$\pm 1,4$
Рибекит-альбитовый с минералами ниобия, циркония и редких земель . . . . .	34	74,10	2,08	2,08	$\pm 0,97$

между средними величинами содержания для всех типов не являются существенными. Несколько повышенное среднее содержание кремнезема в бериллийсодержащих мусковит-альбитовых апогранитах, формировавшихся в пределах массивов материнских гранитоидов, объясняется окварцеванием, которое характерно для гранитов, подвергшихся интенсивной грейзенизации. Окварцевание местами сказывается на увеличении в подобных метасоматических породах значения коэффициента  $S$  (система А. Н. Заварицкого). Повышение содержания  $\text{SiO}_2$  в массивах

Таблица 30

Средние характеристики распределения кремния в альбитизированных и грейзенизированных гранитах (по системе А. Н. Заварицкого)

Тип апогранитов	$S$	$Q$
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	78,7	26,9
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	80,6	36,5
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	80,2	26,7
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	80,0	27,6
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . . . . .	80,9	28,7

мусковит-альбитовых апогранитов наиболее четко прослеживается в их верхних горизонтах, претерпевших наиболее заметную грейзенизацию.

Аналогичное явление характерно и для массивов амазонит-альбитовых апогранитов, содержащих литиевые слюды. В апикальных участках подобных массивов в пределах зон максимальной грейзенизации содержание кремнезема, по сравнению со средней величиной, увеличивается на 0,7—2,5%. В то же время в участках проявления более интенсивной микроклинизации и альбитизации имеет место понижение содержания  $\text{SiO}_2$  на 1—1,5% против среднего содержания в массиве. Таким образом, имеются достаточные основания судить о явлениях выноса кремнезема в процессах микроклинизации и альбитизации гранитов и его привносе на ранних этапах процесса грейзенизации.

## Алюминий

По характеру распределения алюминия, в общем подчиняющемуся нормальному закону, альбитизированные и грейзенизированные граниты четко располагаются в ряд, свидетельствующий, что в данном случае мы имеем дело с важным геохимическим признаком, отличающим различные парагенетические типы метасоматически измененных гранитоидов (табл. 31). При этом статистическое сопоставление средних арифметических содержаний  $Al_2O_3$  для различных типов апогранитов, основанное

Таблица 31

Распределение  $Al_2O_3$  в апогранитах

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание $Al_2O_3$ , %	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	5	14,1	1,14	8,1	$\pm 8,1$
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	13	15,4	1,20	7,8	$\pm 4,3$
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	27	16,5	1,69	10,0	$\pm 4,1$
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	16	14,4	1,33	9,2	$\pm 4,6$
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . .	30	12,6	1,05	8,4	$\pm 3,0$

на оценке дисперсий распределения содержаний, показывает отсутствие существенных расхождений только между мусковит-альбитовыми и амазонит-альбитовыми разностями. Прочие же разновидности альбитизированных и грейзенизированных гранитов характеризуются существенными различиями в содержании  $Al_2O_3$ .

Особенно четко отличия в распределении алюминия в различных парагенетических типах рассматриваемых метасоматических пород выступают при оценке значения в них части алюминия, не связанной с полевыми шпатами (коэффициента  $a'$  в системе А. Н. Заварицкого, табл. 32). С этой точки зрения редкометалльные альбитизированные и грейзенизированные граниты могут быть представлены как непрерывный ряд метасоматических гранитоидных пород, в которых роль избыточного алюминия уменьшается от грейзенизированных мусковит-альбитовых разностей к бесслудяным рибекит-альбитовым апогранитам.

В первую группу метасоматических гранитоидных пород, пересыщенных алюминием, таким образом, должны быть включены апограниты, в которых в той или иной степени проявилась стадия грейзенизации, сопровождавшаяся выносом сильных оснований или привносом алюминия и образованием минералов, обогащенных глиноземом, — слюд и топаза (мусковит-альбитовые и литионит-амазонит-альбитовые апограниты).

Вторая группа — апограниты «нормального» ряда (по насыщенности глиноземом) — включает в себя породы, в которых, как правило, процессы грейзенизации не имели развития (биотит-альбитовые апограниты).

Наконец, третья группа — апограниты, заметно обедненные алюминием, что нашло свое отражение в отсутствии в этих породах слюд и образовании щелочных амфиболов и пироксенов (рибекит-альбитовые апо-

Средние характеристики распределения в апогранитах алюминия, не связанного с полевыми шпатами (по системе А. Н. Заварицкого)

Тип апогранитов	$a'$	$a' : f'$	Al':Al
Биотитовые и двуслюдяные альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	47,2	1,13	0,12
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	80,4	7,4	0,25
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	63,7	3,1	0,095
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	47,4	1,4	0,06
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . . . . .	(9,1*)	(0,13)	0

\* В данном случае приведено не значение  $a'$  среднего состава рибекит-альбитовых апогранитов, поскольку для среднего состава этих пород характерно наличие коэффициента  $c'$ , а среднее значение  $a'$  из имеющихся 30 анализов этих пород.

граниты). При этом следует отметить, что для рибекит-альбитовых апогранитов характерен не только относительный (к сумме щелочей), но и абсолютный дефицит  $Al_2O_3$ , содержание которого обычно не поднимается выше 13%.

Таким образом, содержание алюминия в апогранитах различных типов, как абсолютное, так и относительно суммы щелочных элементов (что может быть условно выражено коэффициентом агпантности пород), в значительной степени определяет специфические особенности химического состава апогранитов, основные черты их минеральных парагенезисов и может служить одним из главных критериев при изучении особенностей их формирования.

### Железо

Как и алюминий, железо является элементом, в значительной степени определяющим характерные черты апогранитов различных типов. Важно отметить при этом, что различие по содержанию железа в апогранитах особенно характерно для  $Fe^{++}$  и менее четко проявлено для  $Fe^{+3}$ . По суммарному содержанию железа в породах апограниты могут быть разделены на те же три группы, различающиеся и по содержанию алюминия: а) бедные железом (менее 1%  $FeO + Fe_2O_3$ ) мусковит-альбитовые и литионит-амазонит-альбитовые апограниты; б) умеренно обогащенные железом (1—1,5%  $FeO + Fe_2O_3$ ) биотит-альбитовые апограниты и, наконец, в) сильно обогащенные железом (более 2%  $FeO + Fe_2O_3$ ) рибекит-альбитовые апограниты (табл. 33, 34). Таким образом, характерно то обстоятельство, что по мере уменьшения содержания в апогранитах алюминия содержание железа в них возрастает, и в этом смысле железо является как бы заместителем алюминия.

Важно отметить и тот факт, что в богатых железом типах апогранитов по мере развития метасоматических процессов двухвалентное железо окисляется до трехвалентного, доля которого по отношению к суммарному количеству этого элемента возрастает. Это явление находит свое отражение и в изменении минералогического состава пород. Так, в более сильно альбитизированных разностях биотит-альбитовых и рибекит-

Распределение  $Fe_2O_3$  в апогранитах

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание $Fe_2O_3$ , %	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	5	0,9	0,36	40	$\pm 36$
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	13	0,5	0,22	44	$\pm 25$
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	27	0,14	0,13	88	$\pm 33$
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	16	1,17	0,57	49	$\pm 24$
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . .	30	1,72	0,72	42	$\pm 15$

альбитовых апогранитов отмечаются замещения магнетита гематитом (мартитизация), рибекита эгирином и т. д.

Различным типам апогранитов соответствуют специфические железосодержащие минералы. В мусковит-альбитовых апогранитах собственно железистые минералы практически отсутствуют и железо рассеяно в виде примеси в калиевых слюдах. В литионитсодержащих разностях почти все

Таблица 34

Распределение  $FeO$  в апогранитах

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание $FeO$ , %	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	5	1,28	0,80	62	$\pm 56$
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	11	0,25	0,17	68	$\pm 40$
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	27	0,46	0,35	75	$\pm 26$
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	11	0,31	0,29	94	$\pm 56$
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . .	32	0,99	0,82	83	$\pm 29$

железо связано с литиево-железистыми слюдами. В биотит-альбитовых апогранитах, отличающихся высоким содержанием железа и сравнительно небольшим количеством слюд, значительная часть железа образует собственные минералы — магнетит и гематит, содержание которых достигает 2—3 кг/т, что соответствует примерно 15—20% общего количества железа, содержащегося в породе.

Рибекит-альбитовые апограниты, наряду с магнетитом и гематитом, содержат также и значительное количество богатых железом темноцветных минералов — рибекита и эгирина, являющихся носителями основной

массы этого элемента. Интересен в этой связи уже упоминавшийся факт, свидетельствующий о том, что если в биотит-альбитовых апогранитах встречаются главным образом марганцовистые разновидности колумбита, то колумбиты из рибекит-альбитовых апогранитов существенно железистые. Увеличение роли железа по мере уменьшения роли алюминия в различных типах апогранитов четко выражено ростом коэффициента  $f'$  (рис. 90).

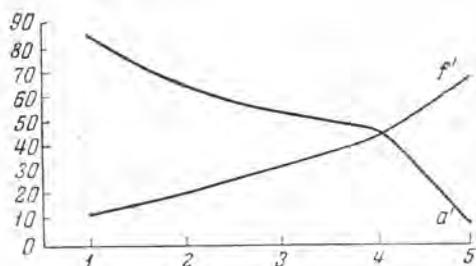


Рис. 90. Изменение роли железа и «избыточного» алюминия (не связанного с полевым шпатом) в различных типах апогранитов (в коэффициентах  $a'$  и  $f'$  системы А. Н. Заварицкого)

1 — мусковит-альбитовые апограниты; 2 — лигионит-амазонит-альбитовые апограниты; 3 — лигионит-альбит-амазонитовые апограниты; 4 — биотит-альбитовые апограниты; 5 — рибекит-альбитовые апограниты

В заключение следует отметить неравномерность распределения железа в пределах конкретных массивов, что находит отражение в больших коэффициентах вариации и недостаточной точности средних цифр, вычисленных для каждого типа апогранитов.

### Натрий

Натрий — наиболее характерный элемент альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов, накопление которого в рассматриваемых породах связано с процессом послемагматической альбитизации. Содержание натрия в различных парагенетических типах апогранитов колеблется от 2,3 до 5,7% (соответственно от 3,1 до 7,7%  $\text{Na}_2\text{O}$ ) и, естественно, всецело зависит от степени альбитизации первичных гранитов. В этой связи в пределах каждого массива, представляющего тот или иной парагенетический тип апогранитов, могут быть обнаружены существенные вариации в содержании натрия, которое достигает максимального значения в конечных продуктах альбитизации — альбититах.

Присутствие последних почти всегда отмечается в массивах апогранитов.

Следует отметить, что хотя содержание окиси натрия не может служить критерием для выделения парагенетических типов апогранитов, особенности распределения натрия в различных типах существенно отличны. Действительно, в мусковит-альбитовых апогранитах после альбитизации получили широкое развитие явления кислотного выщелачивания, которые, в частности, выразились в интенсивном замещении альбита грейзеновым кварцем и мусковитом. Вынос натрия в данном случае находит отражение в минимальном для изученных апогранитов содержании  $\text{Na}_2\text{O}$ , существенно отличном от содержания окиси натрия в других типах (табл. 35).

Статистическое сравнение средних содержаний окиси натрия в апогранитах лигионит-амазонит-альбитового, рибекит-альбитового и биотит-альбитового состава, в которых явления выноса натрия в стадию грейзенизации не проявлены или проявлены в незначительной степени,

Распределение  $\text{Na}_2\text{O}$  в апогранитах

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание $\text{Na}_2\text{O}$ , %	Дисперсия содержания	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	5	4,1	0,109	0,33	8,5	$\pm 7,0$
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	13	3,5	0,010	0,10	2,94	$\pm 1,7$
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	27	5,5	1,850	1,36	24,2	$\pm 9,3$
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	11	5,25	1,464	1,21	23,1	$\pm 13,9$
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . . . . .	32	4,9	0,792	0,89	18,2	$\pm 6,4$

показало отсутствие существенных отличий. Для перечисленных разностей также не существенны и различия в дисперсии содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$ . В то же время для мусковит-альбитовых апогранитов характерна минимальная дисперсия содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$ , существенно отличающаяся от дисперсий прочих типов.

Учитывая, что в изученных мусковит-альбитовых апогранитах практически весь натрий связан с одной генерацией альбита (послегрейзеновые генерации отсутствуют или развиты слабо), а в других типах широким распространением пользуются минимум две генерации (в рибекит-альбитовых апогранитах, кроме того, присутствует рибекит), подобное

Таблица 36

Распределение коэффициента  $n$  в различных типах апогранитов

Тип апогранитов	Среднее арифметическое значение $n$	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	53,5	9,65	18
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	60	3,56	5,9
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	65	12,65	19,4
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	68,4	10,03	14,6
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . . . . .	66	8,7	13,0

различие в дисперсиях содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  между двумя группами метасоматических пород вполне естественно. Объяснение этого явления может быть найдено в суммировании дисперсий распределения компонента после каждой последующей стадии минералообразования, характеризующейся отложением данного компонента. Отмеченное явление четко отражается также на увеличении коэффициента вариации содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  при переходе от мусковит-альбитовых апогранитов к литионит-альбитовым и далее к биотит-альбитовым и рибекит-альбитовым разностям (см. табл. 35).

Значение коэффициента  $n$  в редкометальных апогранитах обычно ниже 60. Меньшим значением этого коэффициента характеризуются слабо альбитизированные биотитовые и двуслюдяные граниты, в которых содержится значительное количество реликтов раннего микроклин-пертита (табл. 36), а также некоторые разности апогранитов, заметно обогащенные поздним микроклином.

Статистическое распределение  $n$  в рибекит-альбитовых апогранитах согласуется с логарифмически-нормальным законом. Недостаточное количество анализов не позволяет сделать однозначного вывода для других парагенетических типов, однако и в них можно ожидать существенного отклонения от нормального закона распределения.

### Калий

Распределение калия в альбитизированных и грейзенизированных гранитах тесно связано с распределением натрия (альбитизацией) и развитием явлений высокотемпературного послемагматического выщелачивания и поздней микроклинизации. В литионит-амазонит-альбитовых и рибекит-альбитовых апогранитах статистическое распределение  $K_2O$  хорошо согласуется с логарифмически-нормальным законом. Проверка согласованности распределения окиси калия с нормальным или логнормальным законом для других типов апогранитов не проводилась в связи с недостаточным количеством данных. Несмотря на то, что расхождения между главными парагенетическими типами редкометальных альбитовых апогранитов в отношении среднего содержания окиси калия несущественны, геохимические особенности распределения калия в этих породах заметно различны.

Таблица 37

Распределение  $K_2O$  в апогранитах

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание $K_2O$ , %	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные альбитизированные и грейзенизированные граниты с минералами берилля . . . . .	5	4,2	0,12	2,8	$\pm 2,4$
Мусковит-альбитовый с минералами берилля . . . . .	13	3,5	0,73	20,6	$\pm 11,2$
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	27	4,2	1,48	35,3	$\pm 13,2$
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	11	3,9	0,85	21,8	$\pm 13,0$
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель	32	4,1	0,53	12,9	$\pm 4,4$

Во всех типах носителем основной массы калия является микроклин, количественные взаимоотношения которого с альбитом практически определяют натрий-калиевое отношение в породе. Однако если в бедных алюминием рибекит-альбитовых разностях прочие калийсодержащие минералы играют ничтожную роль, то в пересыщенных глиноземом мусковит-альбитовых, литионит-альбитовых и биотит-альбитовых апогранитах значительная часть калия (до 30% в богатых слюдами раз-

ностях) связана с мусковитом или другими слюдами. Таким образом, в этих типах апогранитов носители калия — два минерала.

Интересно, что для мусковит-альбитовых и литионит-альбитовых апогранитов коэффициенты вариации содержаний окиси калия в несколько раз превышают аналогичные коэффициенты для  $\text{Na}_2\text{O}$ . В то же время для близких друг к другу по ряду геохимических особенностей биотит-альбитовых и рибекит-альбитовых апогранитов коэффициенты вариации содержания  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  очень близки и иногда характеризуются даже несколько большими значениями для  $\text{Na}_2\text{O}$  (табл. 35, 37).

### Кальций

Кальций не является характерным компонентом редкометалльных апогранитов (табл. 38), относясь к числу тех элементов, которые в процессе метасоматической переработки первичных гранитоидов имеют тенденцию к выносу. Последнее проявляется особенно четко в обогащенных фтором разностях метасоматических пород с «избыточным» алюминием. В результате в подобных апогранитах (мусковит-альбитового, литионит-альбитового состава) уменьшение содержания кальция сопровождается его накоплением в экзоконтактной зоне измененных пород, вмещающих массив (рис. 91).

Таблица 38

Распределение  $\text{CaO}$  в апогранитах

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание $\text{CaO}$ , %	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	5	0,54	0,04	7,4	$\pm 6,7$
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	13	0,76	0,36	45,4	$\pm 23$
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	27	0,35	0,12	34	$\pm 13$
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	11	0,36	0,25	70	$\pm 50$
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . . . . .	32	0,63	0,38	60	$\pm 21$

Носителем основной массы кальция в метасоматической породе в данном случае является альбит, номер которого в различных массивах изменяется от № 2—5 до № 10—12. При переходе к парагенетическим типам, отличающимся дефицитом алюминия, в породах заметно увеличивается доля кальция, связанного с фтором. Соответственно уменьшается доля кальция, содержащегося в альбите, номер которого в подобных массивах обычно не превышает № 5.

Отмеченное явление особенно четко фиксируется при сопоставлении абсолютных средних значений содержаний  $\text{CaO}$  в различных парагенетических типах апогранитов со значениями коэффициента «с» (в системе А. Н. Заварицкого), характеризующего часть кальция, связанную в плагиоклазах (рис. 92).

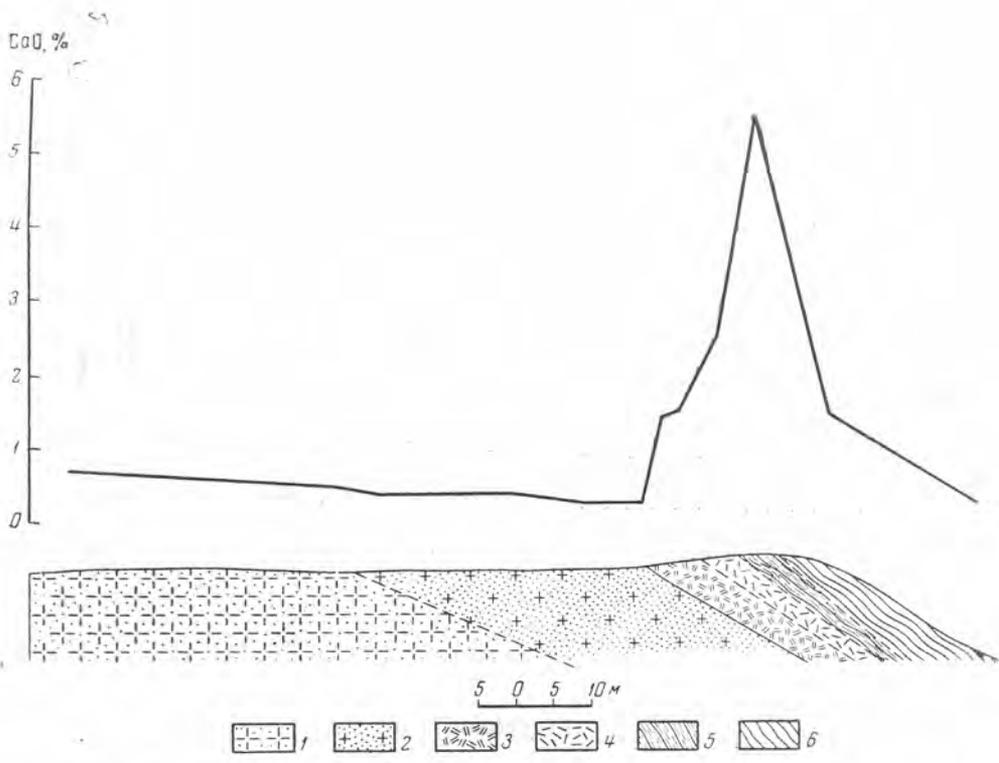


Рис. 91. Вариационная диаграмма, характеризующая накопление кальция в экзоконтактовой зоне массива литионит-амазонит-альбитовых апогранитов  
 1 — порфиробластовый литионит-амазонит-альбитовый апогранит; 2 — мелкозернистый литионит-амазонит-альбитовый апогранит; 3 — топаз-циннвальдитовый грейзен; 4 — кварц-топазовый грейзен; 5 — грейзенизированный сланец; 6 — сланец

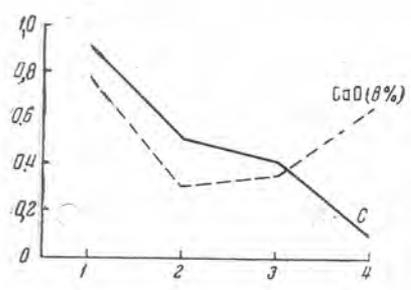


Рис. 92. Изменение содержания CaO и значения коэффициента «С» в различных типах апогранитов  
 1 — мусковит-альбитовые апограниты; 2 — литионит-амазонит-альбитовые апограниты; 3 — биотит-альбитовые апограниты; 4 — рибекит-альбитовые апограниты

## Магний

Редкометалльные апограниты бедны магнием, содержание которого лишь изредка превышает 0,4% MgO (табл. 39). По этому признаку рассматриваемые метасоматические породы близки к щелочным гранитам (Дэли, 1933) и существенно отличаются от нормальных гранитоидов.

Таблица 39

Распределение MgO в апогранитах

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание MgO, %	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	5	0,31	0,068	22	±18
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	16	0,25	0,18	72	±36
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	27	0,15	0,19	126	±47
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	17	0,15	0,097	64	±31
Рибкит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . . . . .	27	0,24	0,16	67	±25

## Марганец

По содержанию марганца характеризуемые породы лишь незначительно отличаются от нормальных гранитов (табл. 40). Несколько повышенные содержания, характерные для мусковит-альбитовых апогранитов, по-видимому, объясняются присутствием в этой группе пород вольфрамита.

Таблица 40

Распределение MnO в апогранитах

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание MnO, %	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	5	0,054	0,021	39	±35
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	13	0,16	0,10	62	±33
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	19	0,02	0,02	100	±46
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	16	0,10	0,11	110	±55
Рибкит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . . . . .	26	0,04	0,02	50	±20

## Титан

Титан также не является характерным элементом редкометалльных апогранитов; он присутствует в количестве сотых долей процента (табл. 41), что заметно меньше содержаний, обычно наблюдаемых в

нормальных гранитах. Незначительное местное обогащение титаном иногда имеет место на контакте с вмещающими породами, если последние отличаются повышенным содержанием титана. В этом случае в качестве аксессуарных минералов апогранитов отмечались лопарит и шорломит.

Распределение  $TiO_2$  в апогранитах

Таблица 41

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание $TiO_2$ , %	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	5	0,08	0,042	52	$\pm 48$
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	13	0,04	0,03	75	$\pm 43$
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	19	0,01	0,019	190	$\pm 88$
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	16	0,05	0,03	62	$\pm 31$
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . .	28	0,09	0,077	85	$\pm 28$

### Фтор

Фтор является весьма характерным элементом редкометалльных апогранитов (табл. 42), содержание которого определяется присутствием в породах слюд (особенно литиевых), топаза или флюорита. Максимальные концентрации фтора характерны для разностей метасоматических гранитоидов, содержащих флюорит.

Распределение F в апогранитах

Таблица 42

Тип апогранитов	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание F, %	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	4	0,14	0,091	65	$\pm 65$
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	4	0,66	0,16	24	$\pm 12$
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	12	0,24	0,18	75	$\pm 50$
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	6	0,21	0,07	33	$\pm 27$
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель	21	0,54	0,27	50	$\pm 22$

Иногда отмечается интенсивный вынос фтора во вмещающие породы. При этом в алюмосиликатных породах формируются зоны топаз-слюдяных грейзенов, а в карбонатных породах — метасоматические флюоритовые зоны.

## ПРИНЦИПЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ АПОГРАНИТОВ

Обобщение имеющихся аналитических данных, характеризующих особенности химического состава редкометалльных апогранитов, позволяет четко наметить признаки, определяющие сходство и различие парагенетических типов этих метасоматических образований.

Общий для всех типов признаков, в частности, — ведущая роль натрия, обусловленная преобладанием альбита над калиевым полевым шпатом. Обратные соотношения для рассматриваемых в настоящей работе типов редкометалльных апогранитов в общем нехарактерны, хотя необходимо отметить, что каждой альбитизированной разновидности соответствует разность, обогащенная поздним микроклином. Однако поскольку микроклинизированные разности обычно не несут повышенных количеств редкометалльных аксессуаров, детальное их рассмотрение, являющееся задачей более общего исследования, в настоящей работе не приводится. Выше уже отмечалось, что достаточно резкие колебания в содержании натрия, обусловленные различной степенью альбитизации (вплоть до образования альбититов), характерны для всех типов описываемых метасоматических пород.

По содержанию таких элементов, как кремний, калий, редкометалльные апограниты существенно не различаются.

В то же время четкими признаками различия парагенетических типов редкометалльных апогранитов являются особенности распределения алюминия и железа.

В соответствии с увеличением активности железа в минералообразующих растворах, деятельность которых определяла формирование различных типов редкометалльных апогранитов, происходит смена типоморфных минералов апогранитов в порядке: мусковит — литионит — биотит — рибекит, что и определяет специфику парагенезисов каждой разновидности.

Различная количественная и качественная роль алюминия в рассмотренных типах апогранитов позволяет по аналогии с магматическими гранитоидами выделить среди них нормальные, субщелочные и щелочные разности.

Распределение различных типов апогранитов по этим группам лучше всего может быть представлено на диаграмме коэффициент агпаитности — коэффициенты  $a' - c'$  системы А. Н. Заварицкого (рис. 93). Диаграмма коэффициент агпаитности — кремнезем, предложенная К. Б. Заряновым (1960), для этих целей использована быть не может в связи с тем, что содержание кремнезема не признак различия для рассматриваемых метасоматических пород.

Как видно из группировки точек, характеризующих составы пород, к группе нормальных апогранитов ( $K_a$  — ниже 0,8) относятся все мусковит-альбитовые апограниты, формировавшиеся в пределах массивов материнских гранитов. Как уже отмечалось выше, апограниты этого типа отличаются сильной пересыщенностью алюминием и низким содержанием железа.

Подавляющая часть анализов литионит-амазонит-альбитовых (и альбит-амазонитовых) апогранитов соответствует субщелочным апогранитам ( $K_a$  — 0,8—0,9). Интересно, что в эту же группу попадают все анализы мусковит-альбитовых апогранитов из массивов, формировавшихся за пределами материнского комплекса среди гранитоидов, обогащенных средним плагиоклазом. Близость состава этих пород с литионит-амазонит-альбитовыми апогранитами наряду с общими текстурно-структурными особенностями, по-видимому, свидетельствуют о имеющей

место генетической связи, что подтверждается также наличием переходов между двумя рассматриваемыми группами.

В отличие от рассмотренных выше парагенетических типов химические анализы биотит-альбитовых апогранитов четко разбиваются на две группы, подчеркивая переходный в известной степени характер этих образований. Одна часть анализов биотит-альбитовых разностей располагается среди литионит-альбитовых апогранитов, характеризуясь присутствием заметного количества избыточного алюминия ( $a'$  — более 50).

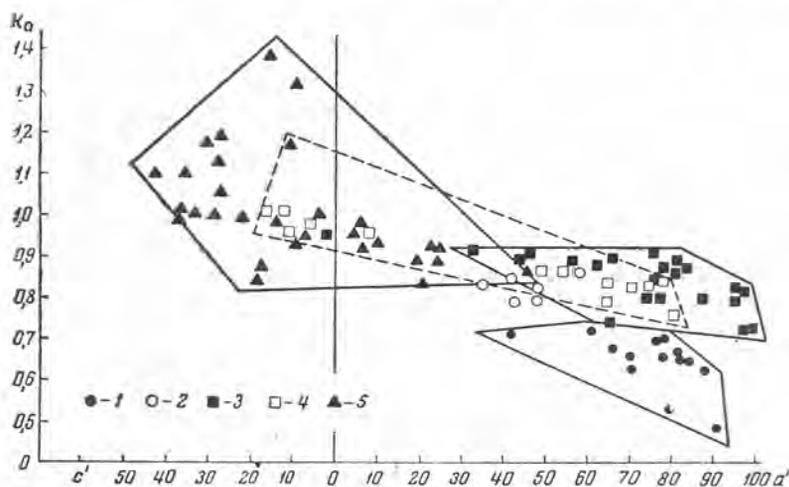


Рис. 93. Диаграмма: коэффициент аллюитности — коэффициенты  $a'$  —  $c'$

1 — мусковит-альбитовые апограниты; 2 — то же, формировавшиеся среди плагногранитов или граптогранитов за пределами интрузивного комплекса; 3 — литионит-амазонит-альбитовые апограниты; 4 — биотит-альбитовые апограниты; 5 — рибекит-альбитовые апограниты

Это субщелочные биотит-альбитовые апограниты. Вторая группа биотит-альбитовых апогранитов резко оторвана от первой, отличается недосыщенностью алюминием ( $c'$  — до 20,  $a'$  — менее 10) и располагается в поле апогранитов рибекит-альбитового состава представляющих группу щелочных (недосыщенных глиноземом) метасоматических гранитоидов.

Таким образом, исходя из особенностей химического состава, редкометалльные апограниты могут быть разделены на три основных типа, полностью соответствующих парагенетическим особенностям метасоматических пород.

1. Апограниты нормального ряда (пересыщенные алюминием, бедные железом).

Мусковит-альбитовые апограниты с минералами бериллия.

2. Апограниты субщелочного ряда (пересыщенные алюминием):

а) бедные железом, обогащенные литием

Литионит-амазонит-альбитовые апограниты с минералами тантала и ниобия;

б) обогащенные железом, бедные литием

Биотит-альбитовые апограниты с минералами циркония и ниобия.

3. Апограниты щелочного ряда (недосыщенные алюминием, обогащенные железом).

Рибекит-альбитовые апограниты с минералами циркония, ниобия и редких земель (частично биотит-альбитовые апограниты с минералами циркония и ниобия).

В табл. 43 приведены характеристики средних составов выделенных типов редкометалльных апогранитов, а также частично альбитизиро-

ванных и грейзенизированных гранитов с минералами бериллия (по А. Н. Заварицкому). Следует отметить, что графическое изображение составов апогранитов по системе А. Н. Заварицкого (рис. 94) в связи со спецификой состава этих образований не дает четкой группировки намеченных парагенетических типов. В частности, в связи с тем, что характеристика «*b*» в системе А. Н. Заварицкого включает как лейкократовые (мусковит), так и меланократовые (биотит, пироксены и т. д.) составляющие, грейзенизированные (обогащенные мусковитом) разности располагаются на диаграмме вместе с нормальными гранитами, обогащенными темноцветными компонентами, отличаясь от них лишь вектором. Имеется и ряд других неудобств.

В этой связи для сравнения химического состава различных типов апогранитов со средними составами гранитоидов может быть использована тетраэдрическая диаграмма кремний—алюминий—калий—натрий в проекции на плоскость алюминий—калий—натрий (Беус, Залашкова, 1962).

На такой диаграмме средние составы типичных гранитов (средний гранит G-I по М. Флейшеру, докембрийский и послекембрийский граниты и аляскит по Дэли) располагаются посередине между двумя группами измененных гранитоидов — альбитизированных (апогранитов) и микроклинизированных. Средний состав щелочного гранита (по Дэли) ложится на границе между субщелочными и щелочными апогранитами, вплотную примыкая к рибекит-альбитовым их разностям. Большое сходство между составами рибекит-альбитовых апогранитов и щелочных гранитов Дэли следует также из сопоставления характеристик этих пород по А. Н. Заварицкому (табл. 43, 44). Необходимо отметить также известное сходство составов обогащенных микроклином литионит-альбит-амазонитовых апогранитов и аляскитов Дэли.

Сходство химического состава некоторых типов изученных метасоматических пород, образовавшихся по гранитам, со щелочными гранитами и, в меньшей степени, с аляскитами заслуживает более тщательного геохимического и петрографического исследования, которое не входило

Таблица 43

Характеристики средних составов различных парагенетических типов редкоментальных апогранитов (по А. Н. Заварицкому)

	1	2	3	4	5	6
<i>S</i>	80,0	80,9	80,2	79,4	80,5	80,4
<i>a</i>	14,6	12,2	16,7	16,9	16,5	16,0
<i>c</i>	0,7	0,9	0,3	0,5	0,4	0,1
<i>b</i>	4,7	6,0	2,8	3,2	2,6	3,5
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	20,8
<i>m'</i>	11,1	8,7	15,9	12,5	10,0	11,3
<i>f'</i>	41,7	10,9	20,4	31,3	42,6	67,9
<i>a'</i>	47,2	80,4	63,7	56,2	47,4	—
<i>n</i>	59	59	69	46	67	64
<i>Q</i>	30,1	36,5	26,7	24,5	27,6	28,7
<i>a : c</i>	21	13	56	34	41	160
<i>a' : f'</i>	1,1	7,4	3,1	1,8	1,1	0
Коэффициент аглаитности	0,81	0,65	0,87	0,85	0,83	1,00

Примечание. 1—частично альбитизированные и грейзенизированные биотитовые и двуслюдяные граниты с минералами бериллия; 2—мусковит-альбитовые апограниты с минералами бериллия; 3—литоинит-амазонит-альбитовые апограниты с минералами тантала и ниобия; 4—литоинит-альбит-амазонитовые апограниты с минералами ниобия; 5—биотит-альбитовые апограниты с минералами циркония и ниобия; 6—рибекит-альбитовые апограниты с минералами циркония, ниобия и редких земель.

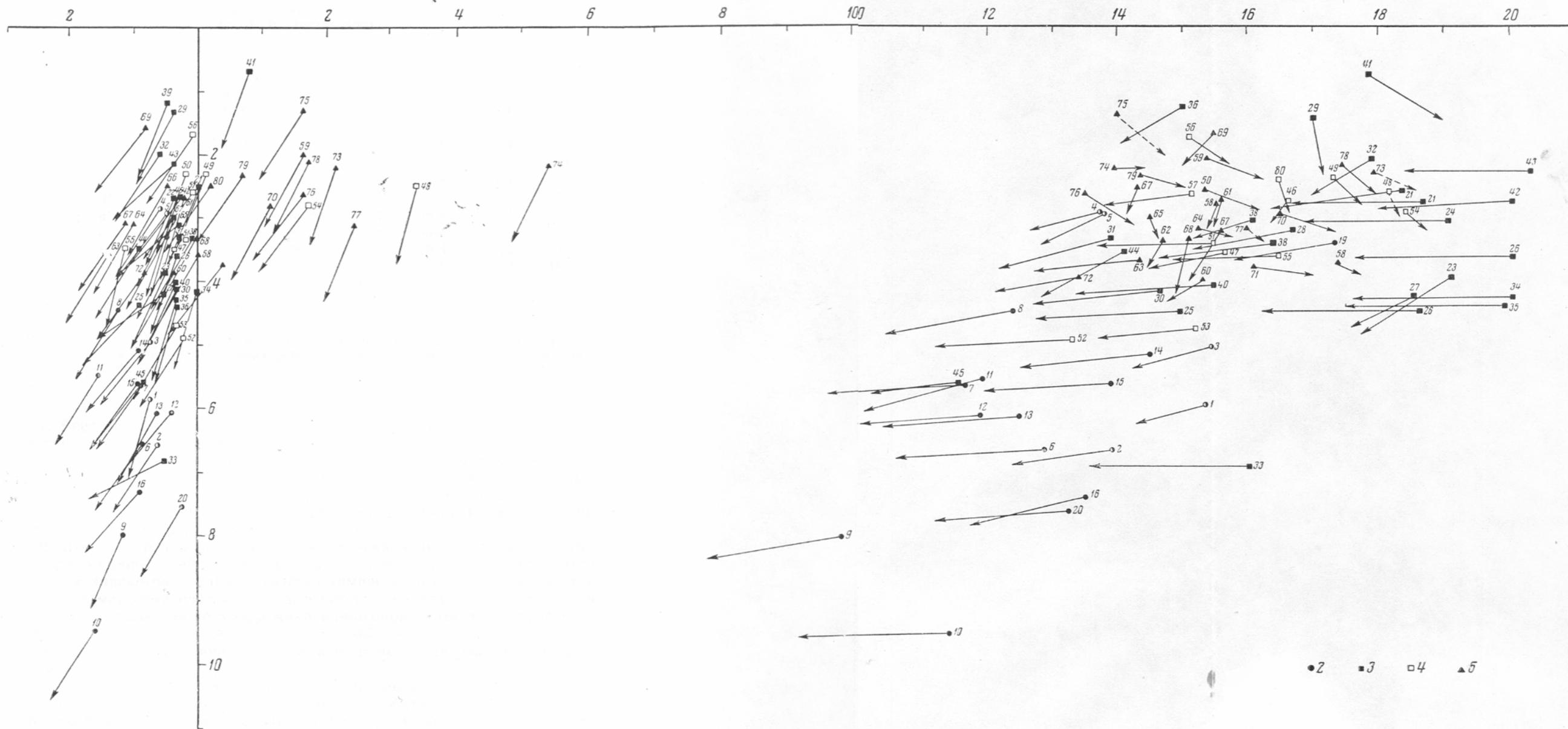


Рис. 94. Диаграмма состава апогранитов (по А. Н. Заварицкому)

1 — биотитовые и двуслюдяные граниты с минералами бериллия; 2 — мусковит-альбитовые апограниты; 3 — литионит-амазонит-альбитовые апограниты; 4 — биотит-альбитовые апограниты; 5 — рибекит-альбитовые апограниты

1 — биотитовые

в задачу настоящей работы. Однако уже из приведенного сравнения могут быть сделаны некоторые интересные предположения и намечены пути для решения ряда принципиальных петрологических вопросов:

Таблица 44

Характеристики средних составов гранитоидов  
(по А. Н. Заварицкому)

	1	2	3	4	5	6
<i>S</i>	80,6	78,8	79,8	78,2	83,0	80,2
<i>a</i>	14,6	13,4	13,4	12,7	14,1	15,2
<i>c</i>	1,7	2,4	2,4	2,6	0,5	0,1
<i>b</i>	3,1	5,4	4,4	6,5	2,4	4,1
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	9,5
<i>m</i>	21,8	27,5	23,1	27,8	5,4	11,1
<i>f</i>	56,4	57,5	67,7	45,4	35,1	79,4
<i>a'</i>	4,8	15,0	9,2	26,8	59,5	—
<i>n</i>	48	56	52,0	55,8	52,8	62,2
<i>Q</i>	30,3	28,4	30,4	28,4	37,3	39,1
<i>a : c</i>	8,6	5,6	5,6	4,9	28,2	156,0
<i>a' : f'</i>	0,33	0,26	0,3	0,59	1,69	0
Коэффициент апаитности	0,79	0,70	0,72	0,63	0,84	0,97

Примечание. 1—средний гранит G-1 по М. Флэйшеру; 2—гранит всех периодов; 3—докембрийский гранит; 4—послекембрийский гранит; 5—аляскит; 6—щелочной гранит (анализы 2—6—по Дэли).

1. Всестороннее сходство химических составов гранитоидов, содержащих щелочные амфиболы и пироксены и рибекит-альбитовых апогранитов заставляет обращать особое внимание на тщательное изучение всех разновидностей так называемых щелочных гранитов с целью выявления в них признаков сходства и различия с изученными метасоматическими породами и установления роли метасоматических явлений в процессе формирования щелочных гранитов.

2. Широкое развитие явлений микроклинизации в изученных нами аляскитоподобных лейкократовых гранитах, которые обычно относятся к группе аляскитов, а также сходство химического состава аляскитов с типичных метасоматических пород, в которых наряду с альбитизацией интенсивное развитие получила микроклинизация, позволяет предполагать, что хотя бы часть пород, относимых обычно к аляскитам, является продуктами глубоко прошедшего калиевого метасоматоза нормальных гранитов.

3. Характерное положение средних составов типичных гранитов между группами микроклинизированных и альбитизированных гранитоидов позволяет предполагать, что эти две группы метасоматических пород являются крайними членами метасоматической дифференциации, образованными по нормальным гранитам.

Одна из наиболее важных и интересных задач изучения редкометаллических апогранитов — восстановление первичного облика пород, метасоматическая переработка которых приводит к образованию апогранитов, а также выяснение химизма этих изменений.

Для решения этой задачи необходимо совместное применение геологического, петрографического и химико-аналитического методов исследований. В качестве дополнительного метода целесообразно использовать минералогические исследования проб неизмененных и измененных пород, особенно их тяжелых фракций.

Комплекс таких исследований, проведенных в районе распространения литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, показал, что неизменной породой, исходной для образования таких апогранитов, можно считать порфиоровидные биотитовые граниты. Применение в данном случае (как и в последующих) к таким породам термина «неизменная» в значительной степени условно, так как порфиоровидный облик этих пород обусловлен крупными порфиробластами микроклина, образовавшимися в процессе ранней микроклинизации. Порфиоровидные биотитовые граниты постепенно сменяются слабо альбитизированными биотитовыми гранитами, затем сильно измененными породами — цинвальдит-амазонит-альбитовыми апогранитами. Последние в близрасположенном массиве постепенно переходят в типичные литионит-амазонит-альбитовые апограниты. Геологическое описание переходов, приведенное выше, иллюстрируется рис. 95.

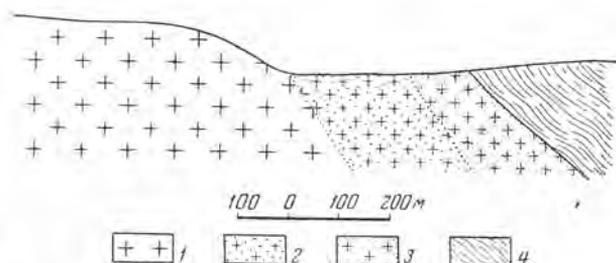


Рис. 95. Эндоконтактные изменения биотитовых порфиоровидных гранитов

1 — биотитовые порфиоровидные граниты; 2 — биотит-альбитовые апограниты;  
3 — цинвальдит-амазонит-альбитовые апограниты; 4 — сланцы

Сопоставление химических анализов выделенных разновидностей пород (табл. 45, анализы 1—4) наглядно показывает четкую направленность изменений химического состава пород, вполне соответствующую отмечавшимся петрографическим изменениям. В ряду неизменный биотитовый гранит — слабо альбитизированный гранит — цинвальдит-амазонит-альбитовый апогранит — литионит-амазонит-альбитовый апогранит отмечается последовательное и закономерное увеличение содержания в породах натрия и алюминия, уменьшение содержания калия, кальция, двух- и трехвалентного железа. Несколько уменьшается и содержание кремнекислоты, однако, учитывая ее значительно большее, по сравнению с другими элементами, содержание в породе, это уменьшение несущественно.

Сходные результаты были получены и при изучении массива биотит-альбитовых апогранитов Восточной Сибири (Северов, 1961). Здесь среди биотит-альбитовых апогранитов были встречены небольшие реликтовые участки слабо альбитизированных пород, имеющие очень сходные петрографические черты с близрасположенными микроклиновыми гранитами лейкократового облика. В результате петрографических исследований почти не оставалось сомнений в том, что и в этом случае мы имеем дело с единым рядом генетически связанных пород, претерпевших различную степень метасоматического изменения.

Сравнение химического состава пород (табл. 45, анализы 5—7) подтвердило этот вывод. Здесь мы наблюдаем совершенно тот же характер изменений химического состава пород, что и при образовании литионит-амазонит-альбитовых апогранитов. Отличием в данном случае является то, что, наряду с уменьшением содержания двухвалентного железа, увеличивается содержание трехвалентного, хотя суммарное коли-

Сравнение химических составов гранитов и образованных по ним апогранитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	75,94	75,56	73,01	75,66	74,97	73,03	76,45	73,91	73,49	73,49	72,23
TiO <sub>2</sub>	Следы	0,06	—	—	0,15	Следы	0,04	0,07	0,06	0,18	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,84	13,02	14,35	16,10	12,79	13,72	16,06	13,13	14,29	13,11	12,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	0,58	0,46	—	0,27	0,12	0,84	0,53	1,33	0,60	2,22
FeO	1,60	2,38	0,97	0,27	0,81	0,16	0,31	0,20	0,20	1,26	0,92
MnO	0,03	0,02	0,03	Следы	0,01	Следы	0,03	0,03	0,14	0,02	0,04
MgO	0,15	0,19	0,22	0,43	0,48	0,03	—	0,19	0,15	0,15	0,21
CaO	0,45	0,67	0,37	Следы	0,76	1,10	0,35	0,64	0,31	0,85	0,81
Na <sub>2</sub> O	2,28	3,23	6,15	6,33	2,63	4,30	5,23	3,20	5,48	3,70	5,47
K <sub>2</sub> O	5,26	3,57	2,37	3,68	5,98	4,95	3,82	4,54	3,58	5,11	4,15

Привнос — вынос (по Т. Барту)

K	57	33 (-18)	25 (-32)	41 (-16)	66	55 (-11)	41 (-25)	50	33 (-11)	57	47 (-10)
Na	38	54 (+16)	101 (+63)	103 (+58)	43	72 (+29)	87 (+44)	54	92 (+38)	63	92 (+29)
Ca	4	6 (+2)	3 (-1)	0 (-4)	7	10 (+3)	3 (-4)	6	3 (-3)	8	7 (-1)
Fe <sup>2+</sup>	11	17 (+5)	7 (-4)	2 (-3)	6	1 (-5)	2 (-4)	2	2 (0)	9	6 (-3)
Fe <sup>3+</sup>	6	4 (-2)	3 (-3)	0 (-6)	2	1 (-1)	6 (+4)	4	9 (+5)	4	15 (+11)
Al	118	131 (+13)	143 (+25)	164 (+46)	128	140 (+12)	163 (+35)	133	146 (+13)	135	131 (-4)
Si	645	659 (+5)	635 (-10)	633 (-12)	645	648 (+3)	628 (-17)	631	641 (-20)	646	631 (-15)

Примечание: 1—неизменный биотитовый гранит;

2—слабо альбитизированный гранит;

3—биотит-амазонит-альбитовый апогранит;

4—литийнит-амазонит-альбитовый апогранит;

5—неизменный микроклиновый гранит (среднее из

двух анализов);

6—слабо альбитизированный гранит;

7—биотит-альбитовый апогранит (среднее из трех

анализов);

8—неизменный биотитовый гранит (среднее из семи

анализов);

9—биотит-альбитовый апогранит (среднее из девяти

анализов);

10—неизменный биотитовый гранит;

11—рибекит-альбитовый апогранит.

Казахстан

Вост. Сибирь

Вост. Сибирь

Вост. Сибирь

Вост. Сибирь

чество этого элемента практически остается неизменным. Близкий характер изменений отмечен и при сравнении микроклиновых гранитов лейкократового облика и связанных с ними постепенными переходами биотит-альбитовых апогранитов описанного выше тела апогранитов в Казахстане (табл. 45, анализы 8—9).

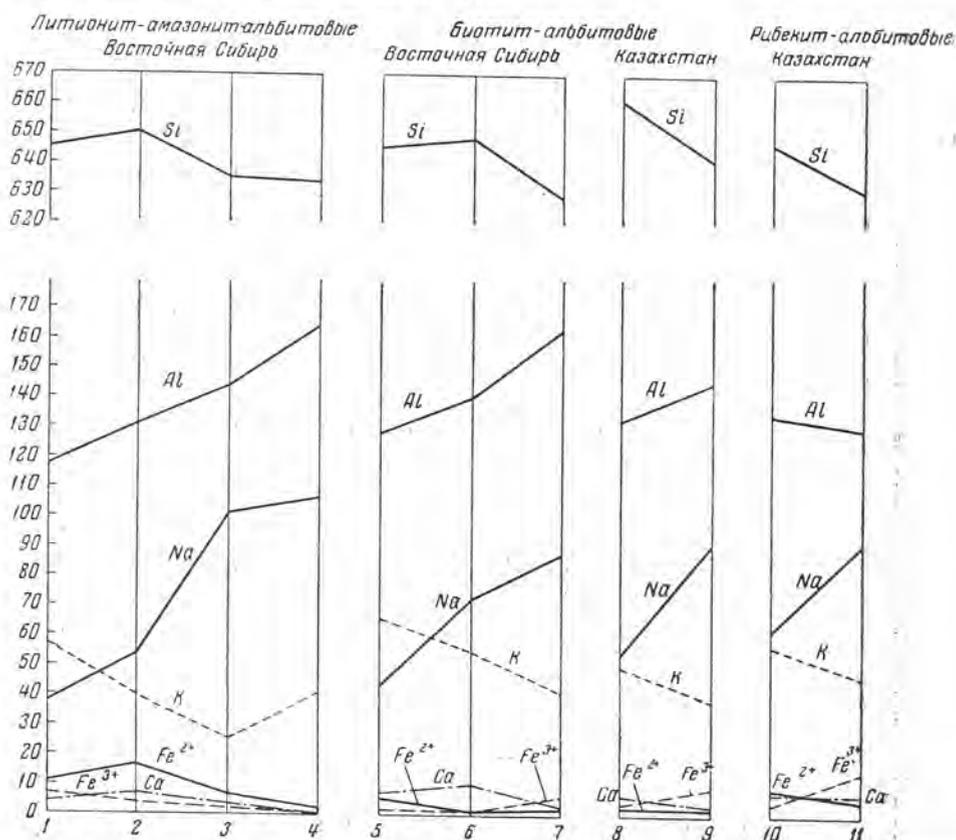


Рис. 96. Сравнение химического состава гранитов и образованных по ним апогранитов (в коэффициентах по Т. Барту)

1 — биотитовый гранит; 2 — альбитизированный гранит; 3 — биотит-амазонит-альбитовый апогранит; 4 — литионит-амазонит-альбитовый апогранит; 5 — микроклиновый лейкократовый гранит; 6 — слабо альбитизированный гранит; 7 — биотит-альбитовый апогранит; 8 — лейкократовый гранит; 9 — биотит-альбитовый апогранит; 10 — биотитовый гранит; 11 — рибекит-альбитовый апогранит

Несколько отличен характер изменений химического состава пород при образовании рибекит-альбитовых апогранитов (табл. 45, анализы 10—11). Геологическое положение неизменных мелкозернистых порфировидных биотитовых гранитов и рибекит-альбитовых апогранитов, а также петрографическая характеристика контактов этих пород описаны выше (см. гл. II). Сравнение средних химических составов этих пород показывает, что при образовании рибекит-альбитовых апогранитов, в отличие от других типов рассматриваемых метасоматических пород, производится не привнос, а некоторый вынос алюминия, фиксируемый уменьшением содержания этого элемента в апограните по сравнению с неизменными гранитами. Так же как и в биотит-альбитовых апогранитах, в рибекит-альбитовых разностях происходит уменьшение содержания двухвалентного железа и увеличение содержания трехвалентного. Однако при образовании этого типа апогранитов заметно увеличивается и общее суммарное содержание железа в породе.

Для количественной характеристики привноса—выноса петрогенных элементов в процессе метасоматического изменения пород был

произведен пересчет анализов, приведенных в табл. 45, на «формулы» по кислородному методу Т. Барта. Пересчет и его графическое изображение, представленные в табл. 45 и на рис. 96, наглядно подтверждают выводы, сделанные на основании простого сопоставления химических анализов пород. При пересчета по методу Барта принималось равенство объемных весов измененных и неизмененных гранитов, поскольку произведенные определения показали практически одинаковые цифры, изменяющиеся лишь в пределах точности измерений.

Некоторые дополнительные данные о характере изменения химического состава гранитов в процессе их альбитизации с точки зрения второстепенных элементов могут быть получены при минералогическом исследовании акцессорных минералов. В частности, сравнение состава акцессорных минералов, проведенное для неизмененных биотитовых гранитов и биотит-альбитовых апогранитов, показало (табл. 46), что при альбитизации происходит вынос титана, фосфора и кальция, что сопровождается резким уменьшением количества акцессорных минералов, содержащих эти элементы (сфен, ортит, эпидот, апатит). Переход двухвалентного железа в окисленную форму отчетливо фиксируется резким увеличением содержания в апогранитах гематита, сопровождающемся столь же резким уменьшением содержания магнетита.

Таблица 46

Сравнение содержаний (в  $g/m$ ) некоторых акцессорных минералов биотитовых гранитов и биотит-альбитовых апогранитов

Минерал	Казахстан		Вост. Сибирь	
	биотитовый гранит	биотит-альбитовый апогранит	биотитовый гранит	биотит-альбитовый апогранит
Циркон . . . . .	114	2025	497	9115
Колумбит . . . . .	Единичные знаки	305	0,5	30
Ортит . . . . .	8	—	32	Единичные знаки
Сфен . . . . .	970	—	546	—
Апатит . . . . .	165	0,3	29	0,3
Гематит . . . . .	380	1443	8	963
Магнетит . . . . .	Единичные знаки	Единичные знаки	4076	1552

На основании приведенных данных можно сделать предварительные выводы о привносе и выносе некоторых химических элементов в процессе метасоматического образования апогранитов. Общей тенденцией изменения химического состава неизмененных пород в процессе их метасоматической переработки является значительный привнос натрия, сопровождающийся выносом калия и кальция, титана и фосфора. При этом для амзонит-альбитовых разностей отмечается некоторое увеличение содержания калия по сравнению с нижележащими биотит-альбитовыми апогранитами (развитие поздней микроклинизации). Для литионит-альбитовых и биотит-альбитовых апогранитов характерен довольно значительный привнос также и алюминия, в то время как при образовании рибекит-альбитовых апогранитов отмечается некоторый вынос этого элемента. Поведение железа различно для каждого типа апогранитов. В литионит-альбитовых апогранитах выносятся и двух- и трехвалентное железо. В биотит-альбитовых апогранитах суммарное количество железа, по сравнению с неизмененными породами, сохраняется, но четко фиксируется окисление его до трехвалентного состояния. Наконец, в рибекит-альбитовых апогранитах кроме аналогичного процесса окисления железа отмечается и увеличение его суммарного содержания, что обусловлено привносом этого элемента.

## Глава V.

### СТАДИИ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОГО МЕТАСОМАТОЗА ГРАНИТОИДОВ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ АПОГРАНИТОВ

Особенности происхождения редкометалльных апогранитов достаточно четко отражены в геологическом положении, а также в специфических чертах петрографии, минералогии и геохимии этих интереснейших образований, связанных с высокотемпературными стадиями послемагматического развития гранитных интрузивных комплексов.

Как было показано в первой и второй главах, редкометалльные апограниты пространственно связаны с апикальными частями, куполовидными выступами и апофизами гранитных интрузивных массивов. Так как подобные куполовидные выступы обычно контролируются тектоническими зонами различного рода, развивающимися в породах кровли гранитных интрузивных комплексов, это фактически области пониженного давления, являющиеся естественными коллекторами летучих компонентов, поступающих с глубоких горизонтов интрузивного массива.

*Таким образом, геологическое положение апогранитов определяется накоплением летучих компонентов в структурно благоприятных для этого участках интрузивных массивов гранитоидов.*

В описательной части работы было показано также, что апограниты являются метасоматическими породами, образованными по нормальным биотитовым гранитам. При этом глубокое метасоматическое преобразование первичной породы определяет почти полное отсутствие в апогранитах реликтовых составных частей гранита, которые появляются в изобилии лишь в зонах перехода апогранитов в нормальные граниты. Естественно, что изучение подобных переходных зон позволяет в деталях проследить изменения минералогического и химического состава гранита, которыми сопровождается переход к апограниту.

Детальный физико-химический анализ процесса формирования апогранитов не входит в задачу настоящей работы, тем более что он требует проведения дополнительных исследований. Однако уже в настоящее время может быть рассмотрен ряд общих закономерностей, которые в достаточной степени обоснованы имеющимся фактическим материалом.

Наименее измененные разности гранитов в большинстве случаев сложены четырьмя порообразующими минералами: микроклином, плагиоклазом (альбит-олигоклаз, реже—олигоклаз); кварцем и биотитом, в состав которых входят десять главных компонентов: Si, Al, (Ca, Na), K, (Fe, Mg), O, F, H.

Простота минерального парагенезиса метасоматически измененных гранитов в большинстве случаев позволяет произвести ориентировочный анализ хода метасоматической переработки первичной породы при помощи обычной треугольной диаграммы состав—парагенезис  $Al-K-Na$ . Однако в связи с тем, что конечные стадии метасоматического изменения гранитов характеризуются вполне подвижным поведением всех компонентов, в том числе и кремния, наиболее полный анализ явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза может быть произведен на тетраэдрической диаграмме состав—парагенезис  $Si-Al-K-Na$  (рис. 97).

Характеризуемая диаграмма, представляющая собой проекцию тетраэдра на плоскость одной из его граней, позволяет изобразить состав породы в виде фигуративной точки, положение которой внутри или на поверхности тетраэдра определяется соотношением  $Si, Al, K$  и  $Na$ . Составы, содержащие все четыре компонента, будут размещаться внутри тетраэдра, трехкомпонентные составы—на его гранях, двухкомпонентные—на ребрах тетраэдра.

В соответствии с правилом фаз в четырехминеральной магматической породе гранитного состава, состоящей из микроклина, плагиоклаза, кварца и слюды ( $Ми + Пл + Кв + Сл$ ), число инертных компонентов должно быть равно числу фаз ( $K_n = \Phi$ ). В гранитоидах, отличающихся низким содержанием железа, инертными компонентами являются алюминий, кремний, калий, а также изоморфные кальций и натрий. Прочие компоненты вполне подвижны. Составы таких гранитов на тетраэдрической диаграмме состав—парагенезис  $Si-Al-K-Na$  будут располагаться внутри четырехгранника  $Ми - Аб - Кв - Сл$  (рис. 97а).

В метасоматическом процессе, идущем при постоянном объеме, четырехминеральная порода гранитного состава будет устойчива при трех инертных компонентах  $\Phi = K_n + 1$  (Коржинский, 1953). При переходе еще одного компонента во вполне подвижное состояние ( $K_n = 2$ ) система становится неустойчивой и стремится к трехминеральной ассоциации, состав которой будет определяться массой инертных компонентов и относительной активностью в растворе компонентов, находящихся во вполне подвижном состоянии. Следует отметить, что практика изучения процессов послемагматического метасоматоза в гранитоидах свидетельствует о том, что трехминеральные продукты послемагматического преобразования гранита, присутствующие в пределах интрузивного комплекса, как правило, составляют весьма малый объем, по сравнению с объемом гранитов, в которых процесс метасоматического изменения проявился, но не дошел до трехминеральной ассоциации (четвертый минерал присутствует в виде реликтов). Таким образом подобные промежуточные четырехфазовые разности, характеризующиеся метасоматическими взаимоотношениями между двумя главными минералами (микроклином и альбитом), могут рассматриваться как неравновесные переходные ассоциации, образовавшиеся в условиях инертного поведения двух компонентов. Развитие такой неравновесной ассоциации в результате замещения одного из минералов будет стремиться к устойчивому трехминеральному парагенезису; при этом направление изменения породы будет определяться относительной активностью вполне подвижных компонентов в минералообразующем растворе.

Первым метасоматическим процессом в гранитоидах, судя по многочисленным наблюдениям, является замещение плагиоклаза и, в меньшей степени, других минералов гранита микроклином-пертитом.

Явления микроклинизации в гранитоидах, как известно, в отечественной литературе были впервые описаны и проанализированы Д. С. Белянкиным (1914). Большое внимание этому вопросу уделял в своих работах Г. Д. Афанасьев (1949, 1950), обосновавший свои выводы на при-

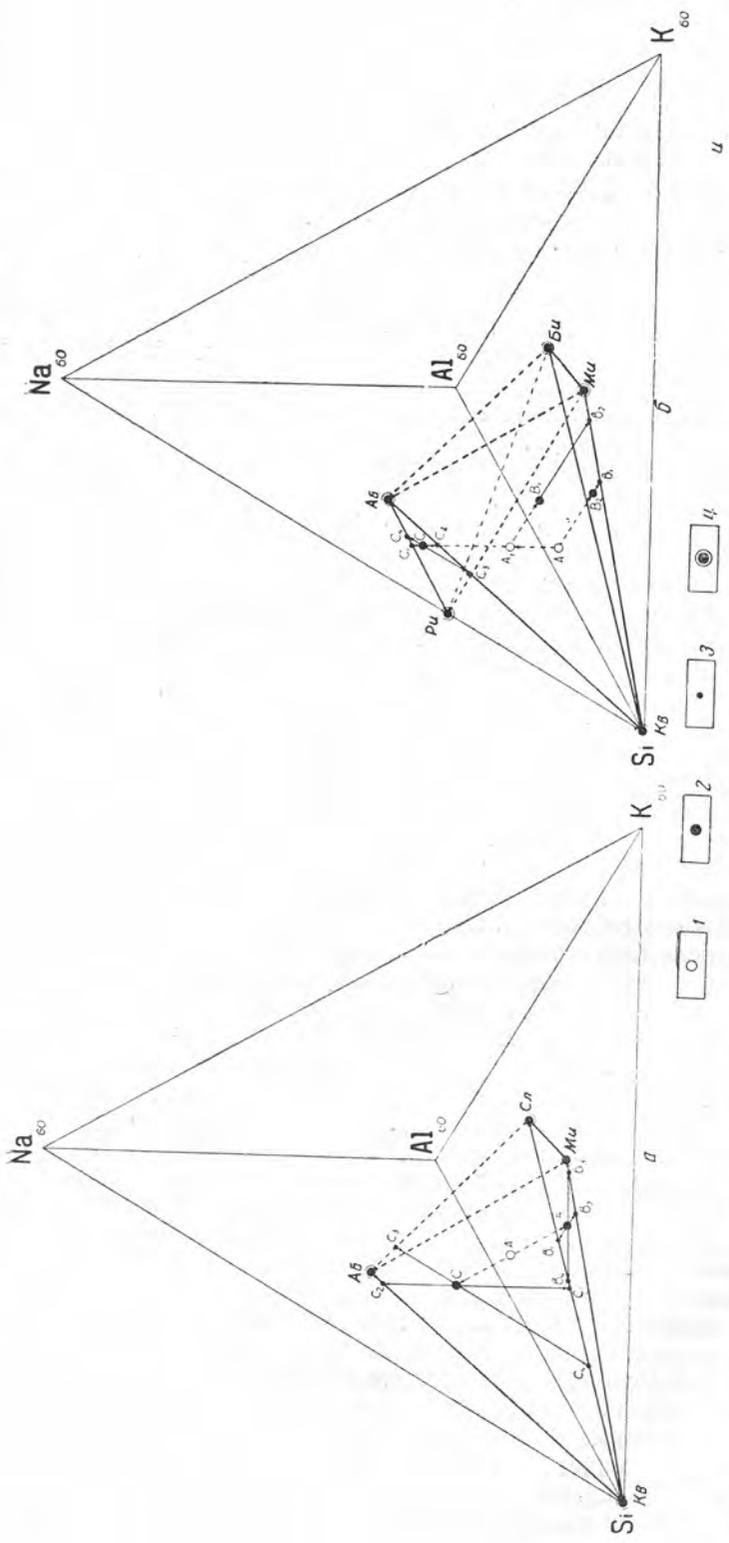


Рис. 97. Диаграмма состав — парагенезис Si—Al—K—Na (проекция тетраэдра на плоскость Si—K—Na). Схема эволюции состава апроганитов в зависимости от изменения активности вполне подвижных компонентов:  
*a* — для слюдяно-альбитовых апроганитов, *б* — для рибекит-альбитовых апроганитов  
*1* — фигуративные точки четырехминерального состава апроганитов внутри четырехгранников Кв—Аб—Ми—Сл (А) и Кв—Аб—Ми—Ри (А<sub>1</sub>); *2* — фигуративные точки трехминеральных ассоциаций на гранях четырехгранников; *3* — фигуративные точки биминеральных ассоциаций на ребрах четырехгранников; *4* — фигуративные точки, представляющие состав минералов

мере гранитов Главного Кавказского хребта. Явления микроклинизации наблюдали и другие исследователи во многих гранитных массивах Советского Союза (Заварицкий, 1937; Лебедев, 1947; Половинкина, 1939; Семененко, 1953 и др.). Метасоматическая микроклинизация гранитоидов, сопровождаемая появлением разнообразных редкометалльных аксессуаров, описана Д. П. Сердюченко (1959) на Южном Тимане. Однако необходимо отметить, что до настоящего времени даже при детальном петрографическом описании гранитов факты явного метасоматического происхождения микроклина нередко не отмечаются. Таким образом, масштабы микроклинизации в процессах становления кислых интрузивных комплексов до настоящего времени остаются неясными. Проведенное специальное петрографо-геохимическое изучение ряда типичных пегматитоносных, а также грейзеноносных комплексов гранитоидов из различных районов СССР и КНР позволяет утверждать, что процесс ранней микроклинизации является широко распространенным, естественным этапом послемагматической эволюции гранитоидных комплексов рассматриваемых типов, тесно связанным с последующими стадиями их послемагматического преобразования (Беус, Залашкова, 1962).

Результатом микроклинизации гранитов, первично обогащенных плагиоклазом, в изученных комплексах является формирование трех главных текстурных разновидностей гранитоидов:

- 1) порфиroidных (порфиробластических) биотитовых гранитов;
- 2) крупно- и среднезернистых (равномернозернистых) биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов;
- 3) пегматоидных гранитов.

Образование порфиroidных гранитов, основной текстурной особенностью которых является наличие крупных порфиробластических вкрапленников микроклина, по-видимому, широко распространенный процесс, непосредственно связанный с явлениями региональной микроклинизации. В настоящее время еще нет исчерпывающих данных для того, чтобы все разновидности порфиroidных гранитов считать продуктами микроклинизации. Однако метасоматическое происхождение вкрапленников калиевого полевого шпата в изученных нами порфиroidных гранитах, являющихся членами пегматитоносных или грейзеноносных гранитоидных комплексов, не вызывает сомнения.

Метасоматический характер порфиroidных вкрапленников микроклина в подобных гранитах однозначно определяется по реликтам плагиоклаза и мелкозернистой основной массы гранита, присутствующим во вкрапленниках. Весьма интересно, что если в подобных гранитах присутствуют ксенолиты вмещающих песчано-сланцевых или основных пород, то в последних на первой же стадии переработки ксенолитов возникают крупные порфиroidные вкрапленники микроклина, располагающиеся в массе относительно слабо измененного ксенолита. При геологических наблюдениях нередко отмечается связь порфиroidных микроклинизированных гранитов с участками гранитных массивов, контаминированными в результате ассимиляции песчано-сланцевых пород кровли.

Крупно- и среднезернистые микроклинизированные граниты равномернозернистого сложения (без порфиroidных вкрапленников микроклина) особенно широко распространены в пределах грейзеноносных комплексов гранитоидов (многие массивы юрских гранитов Забайкалья, герцинских гранитов Центрального Казахстана и др.). В виде отдельных, в ряде случаев значительных по масштабам, фациальных образований микроклинизированные граниты этой группы обнаруживаются также в пределах типичных пегматитоносных комплексов (Борщевочный, Дурулгуевский и другие комплексы гранитоидов Забайкалья, пегматитоносный комплекс гранитов Монгольского Алтая и др.). По

сравнению с порфиroidными гранитами породы рассматриваемого типа характеризуются более лейкократовым обликом, иногда приближаясь по составу к типичным аляскитовым гранитам. Процессы микроклинизации в них местами проявляются весьма интенсивно, вплоть до превращения породы в монополевошпатовый микроклиновый гранит с редкими реликтами раннего плагиоклаза. В пределах пегматитоносных комплексов среди микроклинизированных равномернозернистых и порфиroidных гранитов в ряде случаев располагаются участки пегматоидных гранитов, в которых еще более четко прослеживаются явления микроклинизации.

В отличие от других разновидностей, пегматоидные граниты обычно характеризуются резким преобладанием микроклина над плагиоклазом при явно позднем метасоматическом характере микроклина. Процесс микроклинизации этих гранитов нередко сопровождается собирательной перекристаллизацией кварца, что приводит к образованию в гранитах пегматоидных текстур. В ряде случаев среди пегматоидных гранитов встречаются шлиры типичных пегматитов, состоящие из крупных идиоморфных выделений микроклина, проросших кварцем. В центре шлировидных тел пегматитов иногда обособляются миароловые пустоты. Не затрагивая в настоящей работе сложных вопросов формирования подобных пегматитов, так как эти вопросы являются предметом специального исследования, отметим, что, судя по имеющимся данным, шлировидные пегматиты по времени образования синхронны процессу микроклинизации в гранитах.

До настоящего времени среди исследователей нет единого мнения по вопросу о связи ранней микроклинизации в гранитах с процессом послемагматического метасоматоза. Так, например, замещение плагиоклаза микроклином в ряде случаев трактуется как реакционное явление, связанное с позднемагматической стадией становления интрузивного комплекса (Nockolds, 1932; Волженков, 1940 и др.). Вопрос этот принципиальный, поскольку от его решения зависит возможность использования физико-химических закономерностей, применимых к надкритическим и водным растворам, для объяснения геохимических особенностей процесса микроклинизации. Поэтому при изучении микроклинизированных гранитов особое внимание уделялось сбору фактического материала, который мог бы быть использован для суждения о магматической или послемагматической природе процесса ранней микроклинизации. Наиболее однозначные данные были получены при изучении микроклинизированных порфиroidных гранитов Борщевочного гранитного комплекса (Восточное Забайкалье), в которых, наряду с резко неравномерным распределением порфиroidных вкрапленников микроклина в пределах всего массива, местами совершенно четко намечается их связь с тонкой трещиноватостью в биотитовых гранитах, подвергшихся интенсивной микроклинизации. Подобные же факты отмечались нами и в других районах Забайкалья, а также в порфиroidных гранитах Туркестанского хребта, интрузивного массива Му-фу-шань (провинция Цзянси, КНР) и т. д. Связь микроклинизации в гранитах Украины с трещиноватостью наблюдал также Н. П. Семененко (1953), в гранитах Забайкалья подобные явления описаны Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Долмановой (1955). Естественно, что наблюдаемые факты контроля ранней микроклинизации трещиноватостью в гранитах могут трактоваться как свидетельство связи этих явлений с послемагматическими процессами.

Рассматривая геохимические особенности процесса ранней микроклинизации, необходимо отметить, что при замещении плагиоклазов калиевым полевым шпатом должно иметь место резкое обогащение послемагматических растворов натрием и, в меньшей мере, кальцием. Таким образом, процесс микроклинизации гранитов является одним из важней-

ших факторов, которые обуславливают формирование высокотемпературных натриевых растворов, играющих столь важную роль на более поздних стадиях метасоматического изменения гранитов.

Ранняя микроклинизация, как правило, не приводит к полному замещению плагиоклаза микроклином и в большинстве случаев заканчивается образованием гранитондной породы, переполненной крупными порфиробластами микроклин-пертита. Минеральная ассоциация такого частично микроклинизированного гранита может быть представлена схемой:  $Mi_M + Mi_1 + Pl + Kв + Би$  (где  $Mi_M$  — первичный микроклин и  $Mi_1$  — микроклин, образованный в процессе ранней микроклинизации).

Значительно реже процесс ранней микроклинизации проявляется более глубоко, до образования трехминерального парагенезиса  $Mi_1 + Kв + Би$ . Биотит-кварц-микроклиновые породы обособляются в виде жилоподобных тел или метасоматических фаций в пределах массивов биотитовых гранитов и обычно при петрографических описаниях квалифицируются как аляскитовые или лейкократовые граниты.

Следующий метасоматический процесс в характеризуемых гранитах — замещение биотита мусковитом, или процесс мусковитизации. Замещение биотита мусковитом определяется понижением активности магния и железа в растворе (при инертном алюминии) и не зависит от изменения содержания других компонентов. В ряде массивов при высокой активности железа в послемагматических растворах процесс мусковитизации биотита не проявляется до самых поздних стадий метасоматического изменения гранита (при этом имеет место вынос магния и образование слюды лепидомеланового типа).

На более поздней стадии метасоматического изменения гранитов, развивающейся после ранней микроклинизации, происходит замещение микроклина и плагиоклаза альбитом — альбитизация. Процесс альбитизации, как уже отмечалось выше, развивается только при наличии определенных условий, благоприятствующих накоплению летучих компонентов в апикальных частях гранитных интрузивных комплексов.

Как показывают наблюдения, процесс альбитизации большей частью развивается по четырехминеральной ассоциации  $Mi + Pl + Kв + Сл$ , в которой значительная часть микроклина представляет собой продукт проявления ранней микроклинизации гранита.

Рассматривая парагенезисы редкометалльных апогранитов, необходимо отметить, что кроме четырехминеральной ассоциации  $Mi + Ab + Kв + Сл$ , отвечающей парагенезису мусковит-альбитовых, литионит-амазонит-альбитовых и биотит-альбитовых апогранитов, для рассматриваемых метасоматических пород характерна ассоциация микроклин-альбит-кварц-рибекит ( $Mi + Ab + Kв + Ри$ ) — тип рибекит-альбитовых апогранитов. Естественно, анализ возможных фазовых отношений в этих двух ассоциациях, охватывающих все парагенетические типы апогранитов, должен существенно облегчить понимание особенностей генезиса изученных метасоматических пород.

Рассматривая неравновесную четырехминеральную ассоциацию  $Mi + Ab + Kв + Сл$ , являющуюся переходной к двум обычным для апогранитов парагенезисам  $Mi + Kв + Сл$  или  $Ab + Kв + Сл$ , нетрудно увидеть, что переход в сторону альбитового или микроклинового парагенезиса в данном случае зависит от изменения активности в растворах наиболее подвижных компонентов гранитов — натрия и калия.

Пусть  $A$  — фигуративная точка состава четырехминеральной гранитондной породы, выражающая отношение виртуальных компонентов  $Si, Al, K, Na$  (рис. 97а). В метасоматическом процессе, идущем при постоянном объеме, эта ассоциация устойчива, если три из четырех виртуальных компонентов будут находиться в инертном состоянии. Осно-

ываясь на анализе относительной подвижности компонентов в процессах метасоматического изменения гранитов (Коржинский, 1953), в данном случае можно с уверенностью предполагать инертное поведение кремния, алюминия и одного из щелочных металлов. При переходе второго щелочного металла во вполне подвижное состояние (алюминий и кремний инертны) четырехминеральная ассоциация становится неравновесной и стремится к переходу в трехминеральный парагенезис, устойчивый в этих условиях. Исходя из правила фаз, состав новообразованного трехминерального парагенезиса будет определяться массами инертных компонентов и активностью в растворе виртуальных вполне подвижных компонентов — калия и натрия.

Обозначим фигуративную точку, представляющую состав трехминерального парагенезиса, образованного в процессе развития четырехминеральной ассоциации, индексом *B*. В отличие от точки *A*, расположенной внутри четырехгранника  $Mi-Ab-Sl-Kv$ , точка *B* будет располагаться на одной из его граней. Если химическому анализу будут подвергнуты переходные разности гранитов, в которых в различном количестве сохранились реликты неустойчивого четвертого минерала, то фигуративные точки этих переходных составов будут располагаться внутри многогранника  $Mi-Ab-Sl-Kv$  между крайними фигуративными точками *A* и *B*. Учитывая, что направление преобразования четырехминеральной ассоциации в более простой парагенезис будет зависеть от преобладания активности вполне подвижных калия или натрия, нанесение промежуточных разностей на диаграмму позволит объективно судить о ходе метасоматического процесса, т. е. о преобладающей активности того или иного вполне подвижного компонента в растворе на данной стадии метасоматоза. Направление процесса будет отражено на диаграмме даже в случае отсутствия конечных (трехминеральных) продуктов данной стадии метасоматоза. В зависимости от преобладания активности калия или натрия проекции фигуративных точек составов переходных разностей будут располагаться по ту или другую сторону от фигуративной точки *A* на прямой, параллельной ребру диаграммы и конноде  $Mi-Ab$ . В условиях повышенной валовой активности калия ряд метасоматического изменения породы может быть представлен схемой  $Mi + Pl + Sl + Kv$  (точка *A*)  $\rightarrow$   $Mi + Mi_1 + (Pl_{rel}) + Sl + Kv \rightarrow Mi_1 + Sl + Kv$  (точка *B*). При повышенной валовой активности натрия должно быть обратное:  $Mi + Pl + Sl + Kv$  (*A*)  $\rightarrow$   $(Mi_{rel}) + (Pl_{rel}) + Ab + Sl + Kv \rightarrow Ab + Sl + Kv$  (точка *C*). Таким образом, характер расположения фигуративных точек на диаграмме состав—парагенезис  $Si-Al-K-Na$  позволяет судить не только о фазовом составе продуктов метасоматического изменения изучаемой породы, но также и о характере эволюции состава растворов, определявшем ход метасоматического процесса.

Рассмотрим возможный характер дальнейшего метасоматического преобразования трехминеральных ассоциаций  $Mi + Sl + Kv$  и  $Ab + Sl + Kv$  в зависимости от изменения активности вполне подвижных компонентов в растворе. При этом необходимо иметь в виду, что стимулом, определяющим неустойчивость трехминеральной ассоциации и появление тенденции к превращению ее в более простой биминеральный парагенезис, является переход одного из двух инертных компонентов (кремния или алюминия) во вполне подвижное состояние. При этом возможны следующие фазовые превращения:

#### *В ассоциации $Mi + Kv + Sl$*

а) при переходе во вполне подвижное состояние алюминия:  $Mi + Sl + Kv + Sl$  (*B*)  $\rightarrow$   $Kv + Sl$  (*b*<sub>1</sub>) (активность алюминия увеличивается, активность калия уменьшается), или  $Mi + Kv + Sl \rightarrow Mi + Kv$

( $b_2$ ) (при увеличении активности калия и уменьшения активности алюминия);

б) при переходе во вполне подвижное состояние кремния ход метасоматоза будет определяться соотношением активностей калия и кремния в растворе. Как видно из диаграммы (рис. 97, а), качественный состав двух возможных при этом биминеральных ассоциаций  $b_3$ ,  $b_4$  аналогичен предыдущему случаю, однако количественные соотношения между кварцем и слюдой или микроклином и кварцем здесь будут существенно отличны. Для составов, относительно бедных кремнием и обогащенных алюминием, при увеличении активности калия может произойти переход к микроклин-слюдяному парагенезису  $Ми + Сл + Кв \rightarrow Ми + Сл$ .

#### В ассоциации $Аб + Кв + Сл$

а) при переходе во вполне подвижное состояние алюминия:  $Аб + Кв + Сл (C) \rightarrow Кв + Сл (c_1)$  (активность алюминия увеличивается, активность натрия уменьшается) или  $Аб + Кв + Сл (C) \rightarrow Аб + Кв (c_2)$  при уменьшении активности алюминия и увеличении активности натрия;

б) при переходе во вполне подвижное состояние кремния имеет место формирование подобных же парагенезисов, отличающихся от предыдущих количественными соотношениями слагающих их минералов. Для составов, отличающихся повышенным содержанием алюминия, увеличение активности натрия ведет к переходу в слюдяно-альбитовый парагенезис  $Аб + Кв + Сл \rightarrow Аб + Сл (c_3)$ .

Дальнейшее развитие биминеральных парагенезисов зависит от перехода последнего инертного компонента во вполне подвижное состояние, при этом ход процесса, как показывает анализ фактического материала, определяется относительной активностью кремния и других вполне подвижных компонентов минералообразующего раствора. Преобладающая активность кремния в этих случаях приводит к формированию мономинеральной кварцевой зоны.

В результате увеличения относительной активности алюминия по сравнению с кремнием и другими компонентами образуется слюдяной грейзен. В случае же преобладающей активности в растворах натрия или калия образуются мономинеральные полевошпатовые породы — альбититы или микроклиниты.

Рассмотренный выше пример развития высокотемпературного послемагматического изменения гранитов представляет самый простой случай, когда общее число виртуальных компонентов, участвующих в составе породы, равно числу фаз. При этом изменение фазового состава четырехминеральной породы в сторону формирования трехминерального парагенезиса начинается после перехода во вполне подвижное состояние второго виртуального компонента, т. е. при вполне подвижном поведении двух сильных оснований — калия и натрия.

По-иному должен развиваться процесс в гранитах с повышенным содержанием железа — в данном случае виртуального инертного компонента. К таковым относятся, в частности, рибекит-альбитовые апрограниты. На примере этой разновидности рассмотрим ход метасоматического изменения гранита по мере перехода компонентов из инертного во вполне подвижное состояние и изменения их активности в минералообразующих растворах.

Ассоциация рибекитового гранита  $Ми—Аб—Кв—Ри$  (виртуальные компоненты  $Si, Al, Fe, K, Na$ ) для условий формирования, соответствующих изобарическому процессу ( $K_n = \Phi$ ), будет устойчива при подвижном состоянии одного из сильных оснований. В метасоматическом процессе, идущем без изменения объема, подобная система будет устойчива при вполне подвижном поведении двух сильных оснований

(калия и натрия) и инертном поведении алюминия, железа и кремния ( $\Phi = K_{\text{и}} + 1$ ). Таким образом, в отличие от ранее рассмотренного примера, начало метасоматического преобразования четырехминеральной ассоциации, по-видимому, стимулируется лишь переходом во вполне подвижное состояние одного из трех перечисленных инертных компонентов — алюминия, кремния или железа. На рис. 97, б представлены возможные пути развития четырехминеральной ассоциации  $\text{Ми}—\text{Аб}—\text{Кв}—\text{Ри}$  в зависимости от преобладающей активности того или иного вполне подвижного компонента в растворе. При этом, исходя из имеющихся наблюдений, переход инертных компонентов во вполне подвижное состояние осуществляется в порядке: калий—натрий—алюминий—железо—кремний.

Увеличение активности вполне подвижного калия в растворе ведет к замещению альбита микроклином и к переходу в систему  $\text{Ми} + \text{Ри} + \text{Кв}$ , в которой инертны железо и кремний (точка  $B_1$ ). Дальнейшее увеличение активности калия приводит к развитию микроклина по рибекиту с образованием биминерального парагенезиса  $\text{Ми} + \text{Кв}$  (точка  $b_2$ ); железо при этом переходит во вполне подвижное состояние. Дальнейшее развитие системы происходит при вполне подвижном поведении всех компонентов, в зависимости от преобладающей активности калия или кремния в растворе в сторону замещения кварца микроклином или микроклина кварцем.

Увеличение активности натрия в растворах определяет замещение микроклина альбитом и переход к трехминеральному парагенезису  $\text{Аб} + \text{Ри} + \text{Кв}$  (С). Дальнейшее развитие трехминеральной ассоциации  $\text{Аб} + \text{Ри} + \text{Кв}$  определяется переходом во вполне подвижное состояние железа. При этом в зависимости от увеличения или уменьшения активности натрия в растворе будет осуществлен переход к биминеральным парагенезисам  $\text{Аб} + \text{Ри}$  ( $c_1, c_4$ ) или  $\text{Аб} + \text{Кв}$  ( $c_2, c_3$ ). При очень низкой активности алюминия в данном процессе возможно образование парагенезиса —  $\text{Ри} + \text{Кв}$ .

Таким образом, в метасоматически измененных гранитоидах в зависимости от соотношения активности калия и натрия в общем случае могут иметь место два типа метасоматических колонок — колонка альбитизации (при повышающейся активности натрия и низкой активности калия) и колонка микроклинизации (при высокой активности калия и понижающейся активности натрия) (рис. 98—99). Как будет показано ниже, сочетание этих двух колонок во времени и пространстве и определяет основные петрографические особенности апогранитов — метасоматических пород, образовавшихся в результате многостадийного последомагматического преобразования первично-магматических гранитов.

#### О РОЛИ РЕЖИМА КИСЛОТНОСТИ — ЩЕЛОЧНОСТИ РАСТВОРОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ АПОГРАНИТОВ

В предыдущем разделе мы пришли к выводу о ведущем значении активности калия и натрия в растворах, производящих метасоматическое преобразование гранитоидов. Постараемся проанализировать факторы, определяющие эту активность, и, соответственно, ход метасоматического процесса в каждом конкретном случае в сторону развития микроклинизации или альбитизации.

Как было показано Д. С. Коржинским (1956), активность оснований разной силы в растворах зависит от режима кислотности — щелочности последних. Увеличение щелочности растворов в общем случае вызывает увеличение относительной активности более сильных оснований и замещение более слабых оснований более сильными. Увеличение валовой

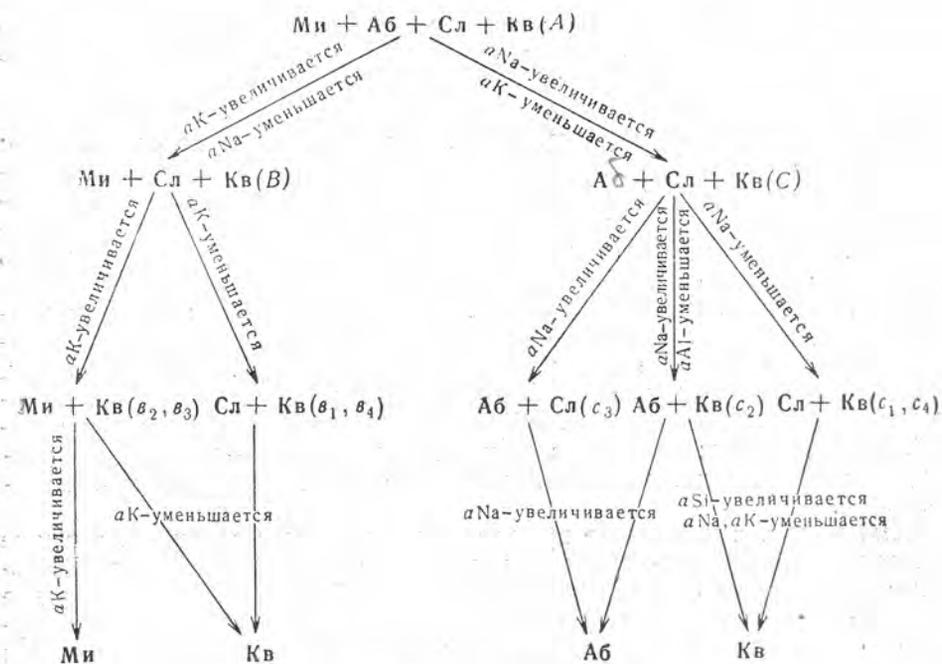


Рис. 98. Развитие метасоматической колонки в системе микроклин-альбит-слюда-кварц в зависимости от изменения активности натрия и калия в растворах

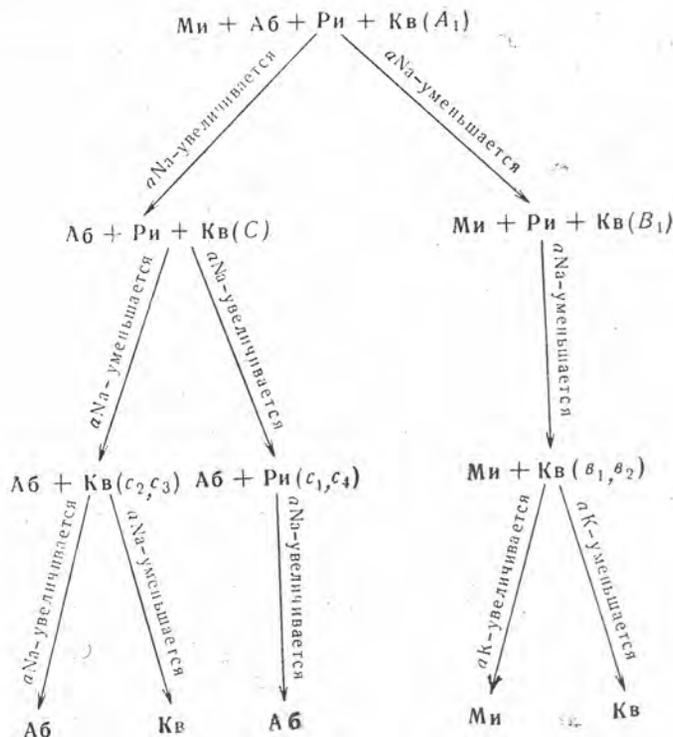


Рис. 99. Развитие метасоматической колонки в системе микроклин — альбит — рибекит — кварц в зависимости от изменения активности натрия и калия в растворах

активности кислот в растворах соответственно вызывает относительное увеличение активности более слабых оснований по сравнению с сильными и замещение более сильных оснований слабыми.

Эта закономерность в применении к альбитизации была рассмотрена ранее одним из авторов (Беус, 1961). Так как натрий, по сравнению с калием, — более слабое основание, увеличение валовой активности кислот в растворах должно определять увеличение относительной активности натрия по сравнению с калием и, соответственно, развитие альбитизации. Увеличение щелочности растворов, напротив, должно вызывать увеличение активности более сильного основания — калия и, соответственно, развитие микроклинизации. Для гранитоидов, в которых различие в содержании калия и натрия в общем незначительно, рассмотренная закономерность имеет особо важное значение. Таким образом, задача исследования условий формирования рассматриваемых метасоматических пород в значительной мере сводится к исследованию явлений, определяющих эволюцию режима кислотности — щелочности растворов в процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза.

Имеющиеся в настоящее время экспериментальные данные, а также использование физико-химических критериев оценки состояния растворов в условиях высоких температур и давлений позволяют наметить две главные группы факторов, определяющих направление эволюции химического состава высокотемпературных послемагматических растворов:

- а) изменение внутренней структуры растворов как следствие изменения интенсивных параметров системы — температуры и давления;
- б) изменение вещественного состава растворов в результате их взаимодействия с вмещающими породами.

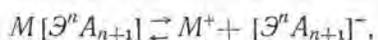
Основываясь на данных экспериментальных исследований (Хитаров и др., 1937, 1939; Хитаров, 1957; Smith, 1953 и др.), в настоящее время можно достаточно уверенно предполагать критические явления в высокотемпературных послемагматических растворах. При этом надкритическую фазу  $H_2O$  в условиях высоких температур и давлений, соответствующих моменту завершения становления магматического очага, можно представить как сжатый газовый раствор, растворяющие свойства которого имеют качественное сходство с растворяющими свойствами воды (Hildebrand, 1944). Естественно, что подобный раствор должен быть насыщен химическими компонентами интрузивной породы, а также летучими компонентами, содержавшимися в исходном магматическом расплаве.

Рассматривая на основе принципа смещения равновесия возможные формы существования элементов с различными свойствами в надкритическом водном растворе, находящемся в области высоких давлений, мы неминуемо приходим к выводу, что в этих условиях должна быть резко проявлена тенденция к комплексообразованию (Беус, 1961; Беус, Соболев, 1962).

Устойчивость комплексных соединений в газовой фазе в области высоких температур в настоящее время доказана экспериментально (Howard, 1954; Dewing, 1955; Новоселов и др., 1958; Porter a. Zeller 1960; Беус, Соболев, 1962). Выдвинутое положение находит подтверждение также в экспериментальных исследованиях Ф. Курта (Kuhrt, 1952), показавшего, что при сжатии газовой фазы происходит образование временно ассоциированных частиц, находящихся в динамическом равновесии с отдельными неассоциированными частицами, характеризующими газоподобное состояние.

Таким образом в сжатом надкритическом водном растворе можно ожидать присутствие элементов комплексообразователей (Si, B и др.) и амфотеров (Al и др.) преимущественно в связанной форме в составе

комплексных соединений с кислотными анионами и кислородом. При этом крайне маловероятна возможность существования в подобном растворе диссоциированных анионов кислот, которые в условиях высоких давлений будут связаны в прочные высокоскоординированные комплексы. В то же время, как было показано Л. Бруером и А. Сяршем (1958), а также Портером и Целлером (Porter a. Zeller, 1960), высокотемпературные комплексные соединения легко диссоциируют по типу:



где  $M$  — сильное основание;

$\mathcal{E}$  — элемент амфотер или комплексообразователь;

$A$  — кислотный анион.

Геохимическое значение рассматриваемого явления очень велико. Действительно, если в условиях высоких температур и давления в надкритической фазе  $H_2O$  кислотные компоненты прочно связаны в комплексы, а сильные основания хотя бы частично находятся в диссоциированном состоянии, то такой надкритический раствор будет характеризоваться повышенной активностью сильных оснований (в первую очередь калия) и низкой активностью кислот.

В настоящей работе не имеет смысла подробно излагать физико-химические данные, характеризующие переход из надкритического состояния в гидротермальное, тем более что эти вопросы детально рассмотрены в статье Смита (Smith, 1953). Достаточно отметить, что, судя по данным новейших экспериментальных исследований, переход от газообразного состояния к жидкому в условиях снижающейся температуры осуществляется совершенно постепенно и флюид в критической точке является смесью двух состояний, жидкого и газообразного, обладающих неограниченной растворимостью при температурах выше критических. Существенное геохимическое значение имеет обоснованный Ф. Смитом принцип относительной растворимости нелетучих и летучих компонентов во флюиде в зависимости от отношения ассоциаций жидкостного типа к ассоциациям газообразного типа. Для случая перехода надкритических водных растворов в гидротермальные этот принцип может быть сформулирован как законмерное увеличение растворимости нелетучих компонентов и уменьшение растворимости летучих по мере увеличения роли жидкости и уменьшения роли газообразных ассоциаций во флюидном растворе. Рассматриваемый принцип был успешно использован Д. С. Коржинским (1957) для объяснения причин увеличения кислотности надкритических растворов по мере падения их температуры.

Постараемся представить, как переход из надкритического состояния в гидротермальное может сказаться на изменении внутренней структуры раствора, в частности на поведении высокотемпературных комплексов, характерных для надкритической фазы. Как уже отмечалось ранее (Howard, 1954; Sense a. Stone, 1958; Бейс и Соболев, 1962), с падением температуры прочность высокотемпературных комплексов уменьшается и на определенном интервале можно ожидать их полный или частичный распад, который должен сопровождаться увеличением активности кислот. Резкое увеличение активности кислотных компонентов, в частности, должно иметь место при переходе надкритического раствора в водный в результате распада части ацидокомплексов, которые устойчивы в надкритических сжатых растворах и диссоциируют в жидкой фазе  $H_2O$ , отщепляя анионы сильных кислот.

Таким образом, при понижении температуры системы и переходе из надкритического в гидротермальное состояние в природных растворах естественно ожидать увеличения их кислотности, максимум которой,

по-видимому, отвечает началу гидротермальной стадии послемагматического процесса.

Отражением рассматриваемой закономерности, в частности, служит четко проявленная в кислых интрузивных породах смена послемагматического высокотемпературного (раннего) калиевого метасоматоза (ранней микроклинизации) явлениями натриевого метасоматоза (ранней альбитизации), развивающимися в обстановке повышения валовой активности кислот в растворе и, наконец, явлениями высокотемпературного кислотного выщелачивания (грейзенизации), идущими в условиях резкого повышения кислотности растворов (Коржинский, 1953, 1956, 1957; Беус, 1960<sub>2</sub>, 1961; Беус, Соболев, 1962; Беус, Залашкова, 1962).

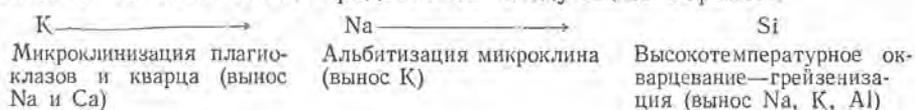
Наряду с изменением температуры, важнейшим фактором, определяющим перестройку внутренней структуры надкритических растворов, является изменение внешнего давления. С точки зрения принципа смещения равновесия, количественное отношение ионов, связанных в комплексы, и ионов, находящихся в диссоциированном (свободном) состоянии в надкритическом растворе, а также степень прочности комплексных ассоциаций прямопропорциональны давлению.

Таким образом, резкое уменьшение давления в системе (например, в случае образования трещинных зон при тектонических процессах) должно вызывать массовый распад ацидокомплексных групп и, соответственно, сильное увеличение кислотности растворов и общей степени их диссоциированности.

Обобщая, необходимо отметить, что *эволюция химического состава природных надкритических водных растворов, вызванная перестройкой их внутренней структуры в условиях понижающейся температуры и давления, направлена в сторону увеличения кислотности растворов.*

В соответствии с правилом зависимости активности оснований от валовой активности кислот в растворах, обоснованного Д. С. Коржинским (1956), понижение температуры надкритического раствора, определяющее прогрессивное увеличение его кислотности, влечет за собой соответствующее изменение относительной активности оснований, присутствующих в растворе.

Для случая гранитов ряд изменения максимальной относительной активности оснований по мере увеличения активности кислот в растворе может быть схематично представлен следующим образом:



Эта схема хорошо согласуется с данными изучения последовательности явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. При этом нетрудно заметить, что начиная с альбитизации результатом реакции метасоматического замещения является увеличение щелочности остаточных после реакции растворов (Беус, 1961). Другими словами, тенденция изменения состава раствора в процессе метасоматического изменения гранита в данном случае обратна тенденции увеличения его кислотности в процессе понижения температуры.

Увеличение щелочности раствора в результате реакции метасоматического замещения особенно ярко проявлено в стадию высокотемпературного выщелачивания (окварцевания), которая является результатом проявления максимальной активности кислот в растворах. С этой точки зрения рассматриваемая стадия знаменует собой перелом в геохимической эволюции высокотемпературных послемагматических растворов, тенденция которых к увеличению кислотности по мере падения

температуры сменяется обратной тенденцией к их нейтрализации и затем к увеличению щелочности за счет обогащения сильными основаниями, выносимыми из вмещающих пород (Беус, Соболев, 1962). Поскольку дальнейшее понижение температуры в рассматриваемом процессе не влечет за собой увеличения кислотности растворов (это видно по характеру их взаимодействия с вмещающими породами), мы вправе предполагать, что действие стимулирующих этот процесс факторов, связанных с переходом надкритического раствора в гидротерму, прекратилось, т. е. начальные этапы грейзенизации (стадия кислотного выщелачивания) знаменуют собой начало собственно гидротермального процесса.

Увеличение щелочности минералообразующих растворов в стадии метасоматоза гранитоидов, следующие за грейзенизацией, находит также хорошее объяснение, исходя из выдвинутого Д. С. Коржинским (1957, 1958<sub>2</sub>) принципа проходящей волны кислотности. Следует отметить, что появление опережающей волны кислотности в случае апогранитов достаточно четко фиксируется в образовании обогащенных фтором зон экзоконтактных измененных пород в апикальных частях массивов апогранитов, где в зависимости от состава вмещающих пород формируются слюдяно-топаз-кварцевые грейзены или зоны флюоритизации. В пределах массивов в подобных случаях широкое развитие получают явления альбитизации и микроклинизации. Естественно, что проходящая волна кислотности может иметь место лишь в гидротермальную стадию развития послемагматических растворов после частичного распада ацидокомплексов и появления в растворах подвижных анионов сильных кислот.

В процессе прогрессирующего увеличения щелочности грейзеновых и послегрейзеновых высокотемпературных гидротермальных растворов наблюдается соответственное изменение активности присутствующих в растворах оснований. Анализ фактического материала свидетельствует о том, что в данном случае прослеживается ряд повышения максимальной относительной активности оснований, обратный намеченному для процесса догрейзенового метасоматоза.

Постараемся использовать намеченные общие закономерности для объяснения природных явлений, имевших место в процессе формирования метасоматических гранитоидных пород.

Как было показано выше, ранние наиболее высокотемпературные стадии метасоматического изменения гранитоидов развиваются в условиях высокой активности самых сильных оснований — калия и рубидия. Выражением активности сильных оснований в данном случае является процесс ранней микроклинизации — замещения плагиоклаза (кальций, натрий) микроклином (калий, рубидий) и «покисления» (альбитизация) его реликтов. В глубинных частях массивов этим процессом практически заканчивается проявление послемагматического метасоматического изменения гранитов.

В апикальных участках интрузивных комплексов, где создавались благоприятные условия для накопления летучих компонентов, процесс ранней микроклинизации, как показывают наблюдения, сменяется альбитизацией — замещением калиевого полевого шпата альбитом. Таким образом, в этих участках заметно относительное увеличение активности натрия при соответственном уменьшении активности калия. Исходя из рассмотренной выше закономерности увеличения кислотности высокотемпературных надкритических растворов по мере понижения температуры, можно рассматривать подобное изменение активности сильных оснований как естественное выражение связи между валовой активностью кислот и оснований в растворах. В наиболее простом случае прогрессивное увеличение кислотности растворов должно привести к обра-

зованию метасоматической колонки, характерной для процесса высоко-температурного послемагматического выщелачивания:

Ми + Пла + Кв + Сл . . . . .	(гранит)
Ми + Ми <sub>1</sub> + (Пла <sub>рел</sub> ) + Кв + Сл	(микроклинизированный гранит)
Аб + Кв + Сл . . . . .	(слюдяно-альбитовый апогранит)
Кв + Сл . . . . .	(слюдяно-кварцевый грейзен)
Кв . . . . .	(кварцевый грейзен)

Подобная метасоматическая колонка, как можно видеть из описательной части, характерна для мусковит-альбитовых апогранитов, формировавшихся в апикальных участках массивов материнских гранитов. До образования мономинеральных кварцевых зон процесс обычно не доходит (если не считать, что в трещинах отдельных массивов развиваются зоны полного выщелачивания, представленные кварцевыми грейзенами), однако в самых апикальных участках массивов мусковит-альбитовых апогранитов местами образуются обогащенные кварцем, близкие к грейзену породы со слюдой и реликтами альбита.

В других типах апогранитов процесс метасоматоза, идущий в условиях прогрессирующей кислотности растворов, до развития кварц-слюдяной ассоциации никогда не доходит; заканчивается он разрастанием зерен кварца в мелкозернистой альбитовой массе, которые превращаются в идиоморфные порфиридные крапленники, переполненные реликтовыми пойкилитовыми включениями альбита. Образование зон окварцевания в подобных массивах наблюдается лишь при появлении трещинных зон пониженного давления и всегда контролируется трещиноватостью. Судя по тому, что в порфиробластовых апогранитах помимо альбита, присутствующего в виде реликтовых включений в порфиробластах кварца, всегда встречается более поздний альбит, замещающий этот кварц, прогрессирующее увеличение кислотности растворов после образования порфиробласт кварца сменяется увеличением их щелочности в процессе взаимодействия с альбитовой породой, а также в связи с уходом части кислотных компонентов в верхние горизонты. Метасоматическая колонка в данном случае принимает следующий вид:

Ми <sub>1</sub> + Аб <sub>1</sub> + Кв + Сл	
Аб <sub>1</sub> + Кв + Сл	
Аб <sub>1</sub> + Кв	
(Кв) —————→ Аб <sub>2</sub>	(зона сопряженного отложения)

Становление порфиробластовых слюдяно-альбитовых метасоматических пород в основном заканчивается образованием трехминерального парагенезиса Аб<sub>1</sub> + Кв + Сл. Образование мономинеральной зоны кварца, проявленное в разрастании порфиробласт кварца, для этих пород нехарактерно. Замещение порфиробласт кварца поздним альбитом также развито слабо, за исключением апикальных участков массивов, где этот процесс прослеживается вплоть до полного замещения порфиробласт кварца. Обогащение растворов натрием на фронте выщелачивания по мере продвижения растворов в верхние горизонты увеличивается, что и обуславливает в данном случае усиление интенсивности явлений поздней альбитизации. Конечными продуктами этого процесса являются также мономинеральные альбитозы или биминеральные кварц-альбитовые прожилки и трещинные метасоматические зоны, формирующиеся на передовом фронте метасоматоза.

Таким образом, в рассмотренном случае метасоматоз, идущий в условиях прогрессирующего увеличения кислотности растворов, в заключительную стадию процесса сменяется метасоматическим замещением кварца альбитом, развивающимся в условиях понижающейся кислотности растворов.

Наблюдения показывают, что формирование метасоматической породы заканчивается на этой стадии в случае, если апограниты развиваются по существенно плагиоклазовым гранитам, бедным калием. В большинстве случаев процесс альбитизации гранита влечет за собой обогащение растворов на передовом фронте метасоматоза калием, выносимым из гранита. Исходя из зависимости активности оснований от режима кислотности — щелочности растворов, процесс замещения калиевого полевого шпата альбитом (учитывая близкие в общем содержания калия и натрия в гранитах) может идти только при прогрессирующем увеличении кислотности растворов, компенсирующем их нейтрализацию, которая обусловлена выносом из пород калия. Подобные условия, как было показано выше, должны иметь место при переходе надкритических растворов в гидротермальные. Если увеличение кислотности растворов, связанное с перестройкой их внутренней структуры, по тем или иным причинам не сможет компенсировать их нейтрализацию и последующее увеличение щелочности, идущее за счет выноса из пород калия, и ухода летучих кислотных компонентов (проходящая волна кислотности — по Д. С. Коржинскому), процесс альбитизации прекратится и в случае прогрессирующего увеличения активности калия в растворах реакция будет сдвинута в сторону образования микроклина.

Подобное явление, как следует из фактического материала, наблюдается в передовой зоне альбитизации гранитов, где накопление калия в растворах может рассматриваться как обогащение перемещенным компонентом.

Увеличение активности калия на фронте альбитизации, как уже отмечалось, служит причиной смещения реакции  $Ab-Mi$  в сторону образования микроклина. Учитывая, что по мере продвижения растворов в верхние горизонты концентрация перемещенного компонента (калия) на передовом фронте метасоматоза все время увеличивается, процесс метасоматоза в этих участках может обоснованно рассматриваться как процесс, идущий в условиях прогрессирующего увеличения щелочности растворов. Таким образом, в пределах передового фронта метасоматоза имеет место образование метасоматической колонки микроклинизации, развитие которой идет параллельно с развитием альбитизации и заканчивается после завершения процесса альбитизации (колонка сопряженного отложения).

В первой зоне колонки сопряженного отложения наблюдается образование четырехминеральной ассоциации с поздним микроклином ( $Ab_{1,2} + Mi_2 + Kв + Сл$ ), который развивается по альбиту и другим минералам апогранита.

Дальнейшее развитие сопряженной колонки микроклинизации обычно связано с трещиноватостью в метасоматических породах. В результате в апограните, состоящем из альбита, микроклина, кварца и слюды, образуются струевидные обособления или трещинные тела слюдяно-кварц-микроклинового, кварц-микроклинового (кварцевые микроклиниты), слюдяно-микроклинового и микроклинового (микроклиниты) состава. Однако, как правило, эти образования составляют незначительную часть объема породы и играют резко подчиненную роль.

Выше уже отмечалось, что развитие сопряженной колонки микроклинизации осуществляется параллельно с ведущим процессом — альбитизацией. При этом по мере продвижения растворов в верхние горизонты на четырехминеральную зону передового фронта, обогащенную микроклином II, накладываются более кислые альбитизирующие растворы внутреннего фронта. В результате этого процесса происходит частичная резорбция новообразованных порфиробласт микроклина II альбитом и образование четырехминерального комплекса  $Ab_{1,2} + Mi_2 + Kв + Сл$ , слагающего основную массу апогранитов.

Абстрагировавшись от метасоматических процессов, являющихся результатом поступательного движения замещающих растворов в верхние горизонты, мы можем ряд изменения максимальной относительной активности оснований в процессе метасоматического формирования апогранитов схематично представить в следующем виде:

1. Калий (ранняя микроклинизация) возможен разрыв во времени	Микроклин-пертит I (по плагиоклазу)
2. Натрий (ранняя альбитизация)	Альбит I (по микроклину I)†
3. Кремний (высокотемпературное окварцевание)	Кварц (порфиробласты и зоны окварцевания)
4. Натрий (поздняя альбитизация)	Альбит II (замещение порфиробласт кварца)
5. Калий (поздняя микроклинизация)	Микроклин II (замещение все более равных минералов)

Намеченный ряд типичен для гранитоидов, при этом очевидно, что до окварцевания процесс идет при прогрессирующей кислотности, а после этой стадии — при прогрессирующем увеличении щелочности растворов.

Интересно несколько более детально рассмотреть развитие трехминеральной ассоциации сопряженной колонки микроклинизации —  $Mi_2 + Kв + Сл$ . Характерно, что слюдяно-микроклиновая и микроклиновая зоны рассматриваемой колонки в пределах массивов апогранитов представлены маломощными струевидными обособлениями и прожилками. По мощности или с глубиной подобные образования сменяются кварц-микроклиновой (кварц-амазонитовой), а затем кварц-альбитовой ассоциацией. Образование слюдяно-микроклиновых и микроклиновых зон могло иметь место только при прогрессирующем увеличении концентрации калия в результате выноса его из пород в трещинные зоны на передовом фронте альбитизации.

Как было показано Д. С. Коржинским (1949, 1953), в случае вполне подвижного поведения всех компонентов в породе происходит отложение минерала, обладающего максимальным кристаллизационным давлением. Как известно, между кристаллизационным давлением и концентрацией раствора существует определенное соотношение (Жариков, 1959):

$$p_M - p_{ж} = fRT \ln \frac{C_M}{C_M^n},$$

где  $p_M$  — кристаллизационное давление минерала  $M$ ;

$p_{ж}$  — давление раствора;

$f$  — содержание минерала на единицу объема породы;

$C_M$  — концентрация компонента  $M$  в растворе;

$C_M^n$  — концентрация насыщения компонента  $M$  в растворе при  $p_M = p_{ж}$ .

Из формулы следует, что в стадию полной подвижности всех компонентов из раствора будет выделяться минерал, для которого степень пересыщения раствора  $\frac{C_M}{C_M^n}$  окажется наибольшей. Естественно, что в случае прогрессирующего увеличения активности калия в растворе таким минералом будет микроклин.

Таким образом, развитие колонки по «щелочному» пути, завершающемуся образованием мономинеральной зоны микроклина, прямо зависит от накопления калия на фронте альбитизации и не должно быть

после того, как поступление растворов, обогащенных калием, прекратится, т. е. после затухания альбитизации. Как показывают наблюдения, в массивах апогранитов жильные тела, секущие альбитизированные породы, в подавляющем большинстве случаев сложены кварц-микроклинным (кварц-амазонитовым) или слюдяно-кварц-микроклинным парагенезисом, т. е. развитие колонки микроклинизации обычно завершается образованием биминерального парагенезиса Ми+Кв. Судя по тому, что кварц-микроклиновые трещинные тела секут интенсивно альбитизированные породы, а сами практически не подвергаются альбитизации, их формирование, по всей вероятности, происходило из остаточных, обогащенных калием, растворов после затухания альбитизации. В отдельных случаях от апикальных участков кварц-амазонитовых жил отмечалось ответвление жил кварц-топазового и кварцевого состава, т. е. развитие колонки в данном случае шло по «кислотному» пути, характеризующемуся инертным поведением кремния  $Ми+Кв+Сл \rightarrow Top+Кв+Сл \rightarrow Top+Кв \rightarrow Кв$ . Необходимо отметить, что кварцево-полевошпатовые трещинные и шпировидные тела пегматоидной структуры, постоянно присутствующие в массивах интенсивно альбитизированных гранитов, часто ошибочно принимаются за пегматиты. Особенно характерно для массивов апогранитов образование пегматоидной кварц-микроклиновой оторочки мощностью 0,5—3 м, непосредственно примыкающей к контакту с вмещающими породами. Оторочка эта обычно не подвергается альбитизации.

Характеристика особенностей формирования слюдяно-альбитовых апогранитов будет неполной, если не коснуться еще одного существенного факта, усложняющего строение массивов апогранитов и расшифровку последовательности образования слагающих их парагенетических комплексов. Подобное усложнение связано с проявлением в апикальных частях массивов апогранитов зон трещиноватости, вдоль которых интенсивное развитие получают явления высокотемпературного кислотного выщелачивания. В результате среди апогранитов формируются зоны окварцевания, вдоль которых развивается поздняя альбитизация. Затухание кислотного процесса определяет появление в пределах передового фронта замещения сопряженной метасоматической колонки микроклинизации, подобной охарактеризованной выше. Отличительной морфологической особенностью наложенных метасоматических комплексов обычно является их мелкозернистость и локальное в общем развитие.

Обсуждая развитие процессов метасоматоза в массивах слюдяно-альбитовых апогранитов, нельзя не остановиться на явлениях амазонитизации, хотя мы еще далеки от выяснения геохимической природы этого процесса. В настоящее время можно считать опровергнутыми мнения о связи зеленой окраски амазонита с рубидием или железом. В то же время гипотеза, связывающая окрашивание микроклина с изоморфной примесью свинца, атомы которого замещают калий (Жиров и др., 1959), требует дополнительных доказательств.

Более однозначные данные имеются по вопросу о времени амазонитизации. Реликты розового микроклина I в идиоморфных кристаллах микроклина II, внешняя оболочка которых окрашена в изумрудно-зеленый цвет, убедительно подтверждают поздний, наложенный характер процесса амазонитизации. Этот процесс, по-видимому, синхронен стадии образования микроклина II в интенсивно альбитизированной породе в передовой зоне альбитизации. Учитывая геохимические особенности образования микроклина II, разгадку секрета его окрашивания следует искать в обогащении передового фронта метасоматоза каким-либо из акцессорных элементов — хромофоров, выносимых из пород в процессе ранней альбитизации.

Выше были рассмотрены особенности строения метасоматической колонки для парагенетических типов апогранитов, типоморфными минералами которых являются различные виды слюд. Несколько иное строение имеет метасоматическая колонка для рибекит-альбитовых апогранитов, минеральная ассоциация которых характеризуется присутствием щелочных амфиболов и пироксенов. В то же время слюды для парагенезиса рибекит-альбитовых апогранитов в общем нехарактерны.

Как показывают наблюдения, исходная порода рибекит-альбитовых апогранитов — это биотитовые граниты. Хотя имеющихся данных еще недостаточно для того, чтобы говорить о химическом тождестве разновидностей гранитоидов, в результате замещения которых формируются слюдосодержащие и рибекитсодержащие апограниты, пока нет и фактов, которые бы позволяли утверждать, что в данном случае мы имеем дело с различными петрографическими типами первично-магматических гранитов.

Таким образом, ассоциация первичных гранитов и в данном случае представлена четырьмя минералами:  $Ми + Пл + Кв + Би$ . Подобно предыдущему случаю, наиболее ранним проявлением метасоматического процесса является частичное замещение плагноклаза микроклин-пертитом. Параллельно с микроклинизацией наблюдается вынос кальция из плагноклаза и его «покисление».

Существенное отличие от рассмотренных ранее примеров — инертное поведение железа в процессе метасоматического изменения гранита, что и определяет появление в начальный период альбитизации в условиях высокой активности натрия в растворах нового минерала — рибекита, с образованием неравновесной ассоциации  $Ми_1 + Аб + (Би_{рел}) + Ри + Кв$ .

Уменьшение активности вполне подвижного калия в растворе, по сравнению с натрием, связанное с прогрессирующим увеличением кислотности, определяет замещение биотита рибекитом и переход к четырехминеральному парагенезису:  $Ми_1 + Пл + Би + Кв \rightarrow Ми_1 + Аб + Ри + Кв$ . Развитие этого парагенезиса в зависимости от относительной активности натрия и калия в растворе было рассмотрено выше, при обсуждении фазовых отношений на диаграмме состав — парагенезис.

Наблюдения показывают, что ведущее значение в формировании рибекит-альбитовых апогранитов на ранних стадиях имеет процесс метасоматоза, идущий в условиях увеличения кислотности растворов. Это проявляется в относительно меньшей, по сравнению с натрием, активности калия (переход к альбит-рибекит-кварцевой ассоциации), развитии порфиробласт кварца и появлении кварцевых альбититов. В то же время нельзя не заметить, что стадия окварцевания имеет в этих породах сравнительно слабое развитие, а рибекит-кварцевые и кварцевые жилы являются редкостью. Наряду с этим более широкое развитие получает зона сопряженной поздней альбитизации, нередко приводящая к образованию альбититов.

В массивах рибекит-альбитовых апогранитов обычно получает развитие также колонка сопряженной микроклинизации, подобная рассмотренной выше и возникающая в результате обогащения калием растворов передового фронта альбитизации.

На рис. 100 в качестве примера показано расположение фигуративных точек состава амазонит-альбитовых апогранитов одного из типичных массивов Забайкалья (рис. 100, а) и рибекит-альбитовых апогранитов Эрзинского массива в Туве (рис. 100, б) на диаграмме состав — парагенезис.

Анализ диаграммы для метасоматической серии пород, слагающих массив амазонит-альбитовых апогранитов (рис. 100, а), позволяет сделать следующие выводы:

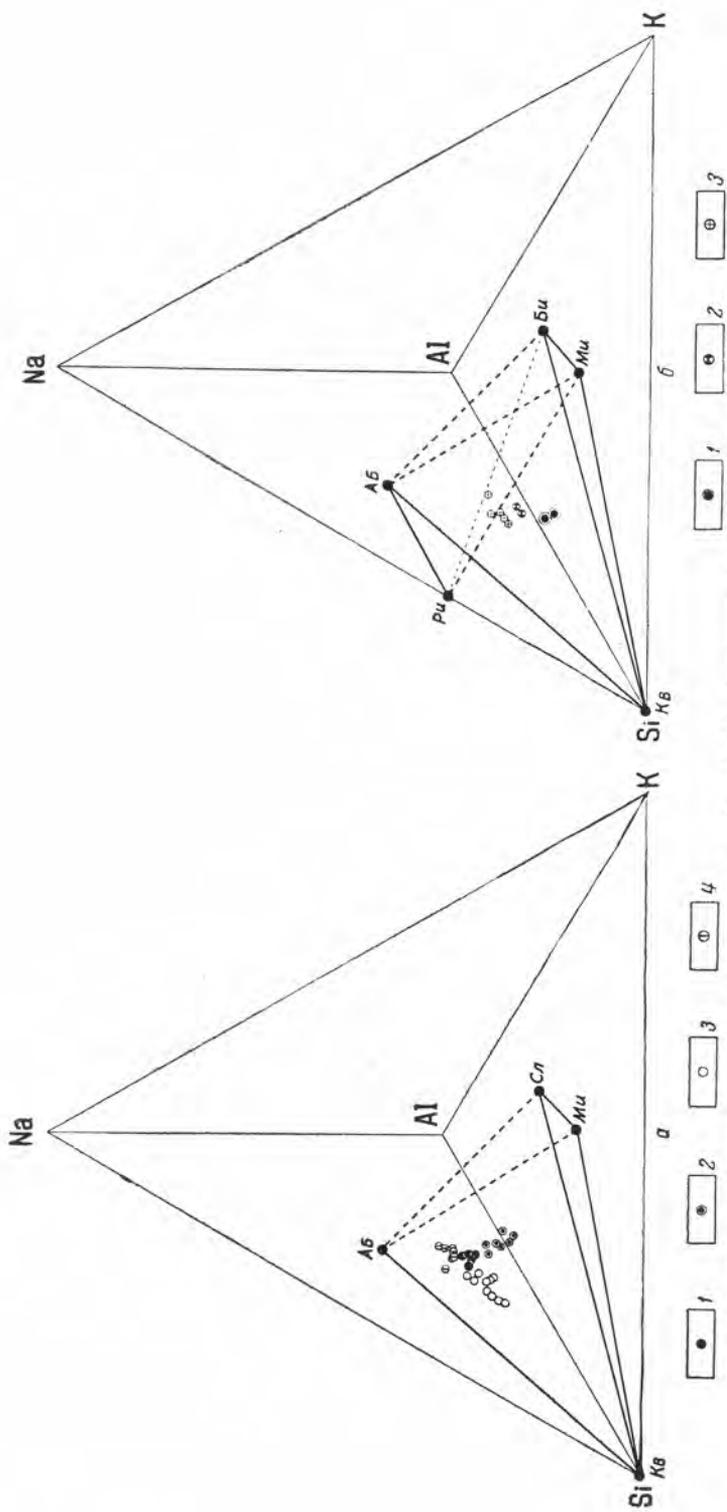


Рис. 100. Диаграмма состав — парагенезис Si—Al—K—Na (проекция тетраэдра на плоскость Si—K—Na)

*а* — литнонит-амазонит-альбитовые апограниты (Забайкалье);  
*а* — литнонит-амазонит-альбитовые апограниты с преимущественным развитием микроклинизации; *з* — апограниты окварцованные; *4* — апограниты с интенсивным развитием поздней альбитизации (внешняя часть массива)  
*б* — рибекит-альбитовые апограниты (Тува); *1* — биотитовый гранит слабо альбитизированный; *2* — биотитовый гранит слабо альбитизированный; *3* — рибекит-альбитовый апогранит

1. Изменение состава основной массы пород, слагающих массив амазонит-альбитовых гранитов, выражающееся в различных участках массива в замещении микроклина альбитом (альбитизация) или альбита микроклином (микроклинизация), протекало в условиях инертного поведения алюминия и кремния и определялось только относительной активностью калия и натрия в растворах.

2. Изменение составов пород в зонах окварцевания происходило в условиях вполне подвижного поведения всех компонентов и определялось в основном относительной активностью кремния и натрия в растворах. Увеличение активности кремния определяло замещение полевых шпатов кварцем; следствием увеличения активности натрия в растворах являлось замещение кварца поздней генерацией альбита.

Характерно, что составы пород, представляющих ветвь грейзенизации (окварцевания), вытягиваются параллельно конноде Аб—Кв, однако фигуративные точки составов лежат не на конноде Аб—Кв и не на плоскости Кв—Аб—Сл, а располагаются внутри четырехгранника. В минералогическом составе пород зон трещиноватости это отражается в появлении поздней генерации амазонита, мелкие свежие идиоморфные кристаллы которого рассеяны в ранее окварцованной и альбитизированной метасоматической породе. Таким образом, анализ диаграммы состав — парагенезис, наряду с данными микроскопического изучения взаимоотношений минералов в шлифах, позволяет сделать вывод, что на поздних (после окварцевания) стадиях метасоматического преобразования гранитов (апогранитов) имеет место развитие сопряженной метасоматической колонки микроклинизации (табл. 48). Конечные продукты этой сопряженной колонки, представленные биминеральными кварц-амазонитовыми трещинными обособлениями, широко распространены в пределах массива.

Расположение фигуративных точек составов метасоматических разновидностей пород на диаграмме состав — парагенезис для рибекит-альбитовых апогранитов (рис. 100, б) свидетельствует, что в данном случае процесс метасоматоза развивался в условиях вполне подвижного поведения алюминия, и его направление определялось преобладающей активностью натрия в минералообразующих растворах.

Появление боковой линии развития пород, связанной с развитием окварцевания, говорит о том, что и в этом случае заключительные этапы метасоматоза характеризовались вполне подвижным поведением всех компонентов.

Таким образом, во всех изученных типах апогранитов намечаются одни и те же стадии метасоматического изменения первичного гранита, хотя интенсивность проявления отдельных стадий существенно различна. Во всех случаях ход метасоматического процесса определяется изменением режима кислотности — щелочности высокотемпературных послемагматических растворов. С этой точки зрения формирование апогранитов может рассматриваться как процесс метасоматической дифференциации в результате взаимодействия послемагматических растворов с гранитоидами в обстановке меняющейся кислотности — щелочности среды минералообразования.

В табл. 47—51 обобщены метасоматические колонки формирования различных парагенетических типов редкометальных апогранитов.

## Метасоматическая колонка формирования мусковит-альбитовых апогранитов

Порода	Ассоциация минералов	Инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты
Биотитовый гранит	$Ми_M + Пл + Кв + Би$	Al, Si, K, (Na, Ca)	Fe, O, H, F
Биотитовый гранит микроклинизированный	$Ми_M + Ми_1 + (Пл_{рел}) + Кв + Би$	Al, Si	То же + Na, Ca, K
Двуслюдяный гранит	$Ми_M + Ми_1 + (Пл_{рел}) + Кв + (Би_{рел}) + Му$	То же	То же
Мусковит-альбитовый апогранит с бериллом	$Аб + (Ми_{рел}) + Кв + Му$	»	»
То же с бериллом и вольфрамитом	$Аб + Кв + Му$	»	»
Мусковит-кварцевый грейзен (с бериллом и вольфрамитом)	$Кв + Му$	Si	Ca, K + Al

## Зона сопряженного отложения

Полевошпатово-кварцевые тела	$Кв + Ми$	Si	Ca, K + Al
------------------------------	-----------	----	------------

Таблица 48

## Метасоматическая колонка формирования литионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Порода	Ассоциация минералов	Инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты
Биотитовый гранит	$Ми_M + Пл + Кв + Би$	Al, Si, K (Na, Ca)	Fe, Li, O, H, F
Биотитовый гранит микроклинизированный	$Ми_M + Ми_1 + (Пл_{рел}) + Кв + Би$	Al, Si	То же + K, Na, Ca
Биотит-альбитовый апогранит (с колумбитом)	$Аб_1 + (Ми_{рел}) + Кв + Би$	То же	То же
Литионит-альбитовый апогранит (с колумбитом)	$Аб_1 + Кв + Ли$	»	»
Разрастание порфиروбласт кварца и формирование зон окварцевания	$(Аб_1) + Кв + Ли$ $(Аб_1) + Кв + (Ли_{рел})$	Si —	То же + Al Все вполне подвижны
Зона сопряженной поздней альбитизации (с тантало-колумбитом и микролитом)	$Аб_2 + (Кв_{рел}) + Ли$	Si	Fe, Li, O, H, F, K, Na, Ca, Al

## Колонка сопряженного отложения на фронте обогащения пережженным компонентом — калием

Литионит-амазонит-альбитовый апогранит (с тантало-колумбитом и микролитом)	$(Аб_{1,2}) + Ми_2 + Кв + Ли$	Al, Si	Fe, Li, O, H, F, K, Na, Ca
Литионит-кварцевый амазонит (трещинный комплекс)	$Ми_2 + Кв + Ли$	То же	То же
Кварцевый амазонит (трещинный комплекс)	$Ми_2 + Кв$	Si	То же + Al

Метасоматическая колонка формирования литионит-амазонит-альбитовых апогранитов  
(с переходной зоной мусковит-альбитового апогранита)

Порода	Ассоциация минералов	Инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты
Биотитовый гранит	$Ми_m + Пл + Кв + Би$	Al, Si, K, (Na, Ca)	Fe, Li, O, H, F
Биотитовый гранит, микроклинизированный	$Ми_m + Ми_1 + (Пл_{рел}) + Кв + Би$	Al, Si	То же + K, Na, Ca
Двуслюдяный гранит	$Ми_m + Ми_1 + (Пл) + Кв + (Би_{рел}) + Му$	То же	То же
Мусковит-альбитовый апогранит (с колумбитом)	$Аб_1 + (Ми_{рел}) + Кв + Му$	»	»
То же	$Аб_1 + Кв + Му$	»	»
Разрастание порфиробласт кварца	$(Аб_1) + Кв + Му$	Si	То же + Al
Зона сопряженной поздней альбитизации (с тантало-колумбитом)	$Аб_2 + (Кв_{рел}) + Ли$	То же	То же

*Колонка сопряженного отложения на фронте обогащения перемещенным компонентом—калием*

Литионит-амазонит-альбитовый апогранит (с манган-танталитом и микролитом)	$(Аб_{1,2}) + Ми_2 + Кв + Ли$	Al, Si	Fe, Li, K, Na, Ca, O, H, F
Литионит-кварц-амазонитовые тела	$Ми_2 + Кв + Ли$	То же	То же

Метасоматическая колонка формирования биотит-альбитовых апогранитов

Порода	Ассоциация минералов	Инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты
Биотитовый гранит	$Ми_m + Пл + Би + Кв$	Al, Si, K, (Na, Ca)	Fe, O, H, F
Биотитовый гранит микроклинизированный	$Ми_m + Ми_1 + (Пл_{рел}) + Би + Кв$	Al, Si	То же + K, Na, Ca
Биотит-альбитовый апогранит (с колумбитом и малакконом)	$(Ми_{1рел}) + Аб + Би + Кв$	То же	То же
То же	$Аб + Кв + Би$	»	»

*Зона сопряженного отложения на фронте обогащения перемещенным компонентом—калием*

Кварц-микроклиновые тела	$Ми + Кв$	Al, Si	Fe, O, H, F, K, Na, Ca
--------------------------	-----------	--------	------------------------

## Метасоматическая колонка формирования рибекит-альбитовых апогранитов

Порода	Ассоциация минералов	Инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты
Биотитовый гранит	$Ми_м + Пл + Кв + Би$	Al, Si, Fe, (Na, Ca)	K, O, H, F
Биотитовый гранит микроклинизированный	$Ми_м + Ми_1 + (Пл_{рел}) + Кв + Би$	Si, Fe	Al, Na, K, Ca, O, F, H
Рибекит-альбитовый апогранит	$(Ми_{рел}) + Аб + Кв + (Би_{рел}) + Ри$	То же	То же
То же	$(Ми_1_{рел}) + Аб + Кв + Ри$	»	»
»	$Аб + Кв + Ри$	»	»
Кварцевые альбититы	$Аб + Кв$	Si	То же + Fe
Кварцевые жилы	Кв	—	Все компоненты
Альбититы (трещинные тела на фронте обогащения перемещенным компонентом — на трием)	Аб	—	То же

*Колонка сопряженного отложения на фронте обогащения перемещенным компонентом — калием*

Кварц-микроклин-рибекитовые тела	$Ми_2 + Кв + Ри$	Si, Fe	Al, Na, K, Ca, O, F, H
Кварц-микроклиновые тела	$Ми_2 + Кв$	Si	То же + Fe
Микроклиновые шпильки и прожилки	Ми	—	Все компоненты

## Глава VI

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПОВЕДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В АПОГРАНИТАХ

#### Литий

Литий является характерным элементом метасоматически измененных гранитоидов, концентрирующимся в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах в значительных масштабах. Прочие типы апогранитов характеризуются содержаниями лития, лишь незначительно превышающими кларковые (табл. 52).

По имеющимся данным, содержание лития в мусковит-альбитовых апогранитах в различных массивах составляет 70—420 г/т. Интересно, что минимальное содержание лития было установлено в массивах мусковит-альбитовых апогранитов, сформировавшихся за пределами материнских интрузивных комплексов. В то же время максимальное содержание лития определено в зоне мусковит-альбитовых апогранитов, подстилающей эндоконтактовую фацию апогранитов литионит-амазонитового состава в апикальной части массива апогранитов (рис. 28). Наиболее характерное для мусковит-альбитовых апогранитов содержание лития — около 100 г/т.

Концентратором лития в мусковит-альбитовых апогранитах является мусковит, содержащий от 0,025 до 0,1% лития; при этом минимальные содержания лития обнаруживаются в поздних зеленоватых слюдах типа жильбертита. Главный полевой шпат мусковит-альбитовых апогранитов — альбит — содержит 0,001—0,008% лития.

В литионит-амазонит-альбитовых апогранитах литий является типоморфным элементом, образующим собственные минералы — литиевые слюды. Среднее арифметическое содержание лития в массивах, содержащих в качестве типоморфных минералов циннвальдит, криофиллит или лепидолит, в 6—16 раз выше среднего содержания лития в гранитах, установленного А. П. Виноградовым (1956) (табл. 52).

При одновременном присутствии в массиве литионит-амазонит-альбитовых апогранитов с различной количественной ролью позднего микроклина, содержание лития в фациях, обогащенных микроклином, несколько более высокое. Последнее связано со смещением в сторону лития литий-железистого отношения в слюдах, связанных с альбит-амазонитовыми разностями апогранитов, отличающимися, как отмечалось выше, меньшей железистостью литиевых слюд.

Концентратором и носителем основной массы лития в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах являются литиевые слюды, главным об-

Таблица 52

Распределение лития в апогранитах

Тип апогранитов	Закон распределения	Среднее арифметическое		Дисперсия		Среднее квадратичное отклонение		Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
		содержаний, г/т	логарифмов содержаний	содержаний	логарифмов содержаний	содержаний	логарифмов содержаний		
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия	Логнормальный	90	1,881	1936	0,077	44	0,277	49	±27
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия	Близок к логнормальному	525	2,65	3662	0,057	60,5	0,24	12	±2
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия	То же	170	2,04	45100	0,23	123	0,48	72	±40
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель	» »	170	2,93	28500	0,15	107	0,39	99	±53

разом криофиллит (табл. 53). В различных комплексах в пределах одного и того же массива содержание лития в слюдах может заметно меняться. При этом максимальные содержания обычно характерны для наиболее поздних фаций метасоматических пород (табл. 54). Следует отметить, что во всех изученных массивах корреляции между содержанием лития и рубидия, а также лития и тантала как в массиве в целом, так и в пределах отдельных метасоматических фаций не отмечено. Коэффициент корреляции в случае рубидия менее 0,3, в случае тантала менее 0,1.

Для ряда массивов характерен вынос лития во вмещающие породы. При этом в экзоконтактной зоне массивов формируются тела кварц-топаз-криофиллитовых грейзенов, отличающиеся высоким содержанием лития. В этих случаях в пределах массивов обычно могут быть намечены зоны метасоматических пород, отличающиеся пониженным содержанием лития. В связи с тем, что подобные зоны обычно в той или иной степени контролируются трещиноватостью, есть основания судить о выносе лития из этих пород в зону экзоконтакта.

Имеющиеся данные о распределении лития в массивах биотит-альбитовых и рибекит-альбитовых апогранитов свидетельствуют о близких содержаниях элемента в этих двух группах метасоматических пород (табл. 52).

В биотит-альбитовых апогранитах концентратом лития является биотит, обычно содержащий 0,7—0,8% окиси лития. В отдельных массивах в апикальных участках проявляется тенденция к накоплению лития в железистых слюдах, которые в этих участках переходят в литиевый биотит и даже криофиллит.

В рибекит-альбитовых апогранитах наиболее заметное накопление лития (0,4—0,6% окиси лития) отмечается в рибеките, который, подобно слюдам в биотит-

Распределение лития и рубидия по минералам литионит-амазонит-альбитовых апогранитов (в %)

Название минерала	Количество минерала в породе	Литий			Рубидий		
		содержание			содержание		
		в минерале	в апограните за счет минерала		в минерале	в апограните за счет минерала	
весовое	относительное		весовое	относительное			
Кварц . . . . .	20	—	—	—	—	—	—
Амазонит . . . . .	21	0,002	0,0004	1	0,868	0,182	82
Альбит . . . . .	56	0,004	0,0024	5	0,025	0,014	6
Криофиллит . . . . .	2,8	1,450	0,0406	94	1,050	0,029	12
Топаз . . . . .	0,2	—	—	—	—	—	—
Итого по минералам . . . . .	—	—	0,0434	—	—	0,225	—
Содержание в пробе . . . . .	—	—	0,0396	—	—	0,180	—

альбитовых и литионит-альбитовых разностях, является концентратом и носителем основной массы лития в этих породах.

Рассматривая распределение лития в продуктах метасоматоза гранитоидов и вмещающих их пород, необходимо отметить постоянную

Таблица 54

Содержание окиси лития (в %) в литиевых слюдах из различных метасоматических комплексов массива литионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Тип пород	Количество образцов	Колебания	Среднее
Порфиробластовые литионит-амазонит-альбитовые и альбит-амазонитовые апограниты . . . . .	7	3,1—5,0	4,2
Мелкозернистые тальконосные литионит-амазонит-альбитовые апограниты . . . . .	4	4,7—6,1	5,3
Кварц-амазонитовые жилы . . . . .	3	5,3—6,3	5,7

связь его повышенных концентраций с накоплением фтора. При этом ранние стадии послемагматического метасоматоза отличаются преимущественным выносом лития из перерабатываемых пород. Так, например, в процессе мусковитизации гранитов при замещении биотита мусковитом имеет место вынос лития, осуществляемый в значительных масштабах. Мусковитизированные (двуслюдяные и мусковитые) разности гранитов Восточного Забайкалья (Беус, 1961) обычно характеризуются пониженным, по сравнению с их биотитовыми аналогами, содержанием лития (табл. 55)<sup>1</sup>.

На примерах ряда комплексов гранитоидов Забайкалья, в частности, подсчитано, что из каждого кубического метра биотитового гранита в результате мусковитизации в растворы выносятся до 400 г лития. Имеющиеся в настоящее время данные о содержании лития в генетически связанных сериях гранитоидов, включающих мусковитизированные гра-

<sup>1</sup> Отмеченная закономерность не соблюдается в микроклинизированных пегматоидных разностях гранитов, в которых, как правило, отмечается накопление лития.

Изменение содержания лития (в  $g/m$ ) в мусковитизированных и грейзенизированных разностях гранитов

Гранитные массивы	Биотитовые	Мусковитизированные	Грейзенизированные
Дурулгуевский массив . . . . .	120	20—40	240—300
Биотит из гранитов Дурулгуевского массива . . . . .	900—1240	700—2120	—
Мусковит из гранитов Дурулгуевского массива . . . . .	—	230	1340—1700
Олдандинский массив . . . . .	50—70	20	130
Биотит из гранитов Олдандинского массива . . . . .	2430	—	—

ниты, позволяют считать мусковитизацию важным фактором, способствующим обогащению литием послемагматических растворов.

Дальнейшее поведение лития определяется особенностями развития метасоматического процесса. В условиях повышенной активности сильных оснований литий проявляет тенденцию к концентрации в слюдах, при этом в зависимости от соотношения активностей лития и железа в растворах (определяемого, во-первых, соотношением их концентраций и, во-вторых, режимом кислотности — щелочности среды минералообразования) образуется тот или иной вид литиевых слюд, отличающихся различной ролью железа и лития в составе минерала (рис. 101).

В частности, отмечено, что при одновременном развитии в массиве гранитоидов циннвальдита и криофиллита увеличение щелочности минералообразующих растворов, проявляющееся в смещении метасоматического процесса в сторону образования микроклина (амазонита) по альбиту, влечет за собой уменьшение активности железа в растворе по сравнению с литием, что выражается в замещении циннвальдита криофиллитом. Именно этим явлением объясняется связь более светлых литиевых слюд в массивах литионит-амазонит-альбитовых апогранитов с фаціальными разностями этих пород, обогащенными поздним микроклином.

Весьма характерно поведение лития в процессе грейзенизации гранитов. Рассматривая грейзенизацию как закономерное сочетание во времени и пространстве двух стадий метасоматоза: стадии высокотемпературного выщелачивания и стадии переотложения вынесенных компонентов (Беус, 1960<sub>1</sub>), необходимо подчеркнуть, что распределение лития в грейзенизированных гранитах находится в тесной зависимости от характера проявления отмеченных стадий метасоматоза. Если в мусковит-альбитовых апогранитах широко развито высокотемпературное выщелачивание, проявляющееся, как известно, в условиях максимально высокой активности кислот (в частности, фтора) в растворах, то накоп-

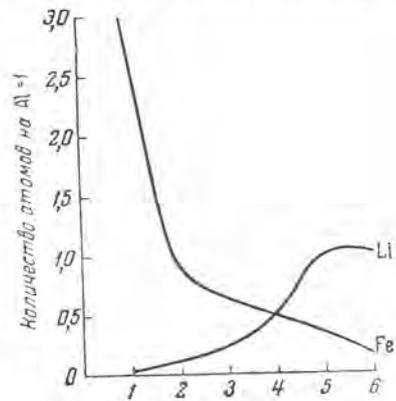


Рис. 101. Изменение роли железа в составе различных видов литиевых слюд (при инертном поведении алюминия)

1 — биотит; 2 — литиевый биотит; 3 — проголитивит; 4 — циннвальдит; 5 — криофиллит; 6 — лепидолит

ление лития, как правило, не наблюдается. Подобные, обогащенные вторичным кварцем апограниты обычно характеризуются весьма низким содержанием лития, не достигающим кларка этого элемента для гранитов. Судя по многочисленным аналитическим данным, на этой стадии грейзенизового процесса, наряду с интенсивным выносом из породы породообразующих щелочных элементов, происходит также вынос редких щелочей, в том числе и лития.

Некоторое, хотя и незначительное, накопление лития в мусковит-альбитовых апогранитах связано с образованием слюд, замещающих полевые шпаты и кварц в условиях увеличивающейся щелочности. Наиболее распространенную в грейзенизированных гранитах и мусковит-альбитовых апогранитах слюду — зеленоватый литийсодержащий мусковит — следует четко отличать от более раннего мусковита, образующегося при замещении биотита. Особенно наглядно это отличие выступает при изучении генетически связанных серий гранитоидов, включающих как мусковитизированные, так и грейзенизированные разности биотитовых гранитов. В этих случаях понижение содержания лития, характерное для мусковитизированных гранитов, в которых большая часть биотита замещена мусковитом, сменяется заметным накоплением этого элемента в поздних грейзенизированных разностях, обогащенных литийсодержащим мусковитом (рис. 102).

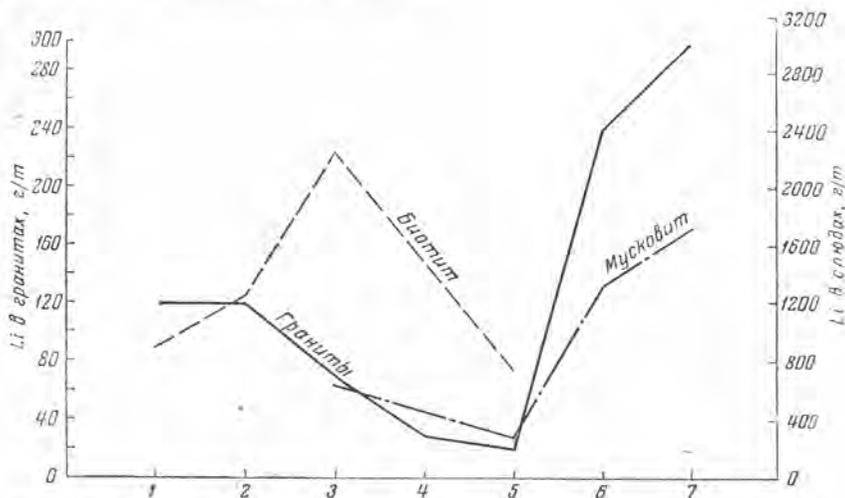


Рис. 102. Вариационная диаграмма изменения содержания лития в фазах и фазах генетически связанной серии гранитоидов, включающей ранние биотитовые 1—2 (гранодиорит, порфиоровидный гранит), 3—5 мусковитизированные (двуслюдяные граниты) и 6—7 — поздние грейзенизированные разности (Восточное Забайкалье, Дурулгуевский массив). По данным Н. Е. Залашковой

Таким образом, геохимические закономерности распределения лития в редкометалльных апогранитах в значительной мере определяются изменением режима кислотности — щелочности минералообразующих растворов в процессах метасоматического формирования рассматриваемых пород.

### Рубидий

Подобно литию, рубидий в апогранитах концентрируется в литионит-амазонит-альбитовых разностях, где его содержание (табл. 5б) в восемь раз превышает среднее содержание, выведенное для гранитов (Сажина, 1958).

В мусковит-альбитовых апогранитах накопление рубидия, как же как и лития, практически не наблюдается, и его содержание в этих породах лишь незначительно превышает среднее для гранитов (табл. 56).

Концентратором рубидия в них является мусковит, в котором рубидий содержится в количестве 0,12—0,17%. Значительная часть рубидия связана также с альбитом (0,04—0,05% Rb) и микроклином. В берилле из мусковит-альбитовых апогранитов Восточной Сибири определено 0,006% Rb.

Интересно, что содержание рубидия местами заметно повышается в порфиробластовых мусковит-альбитовых апогранитах, формировавшихся за пределами материнских интрузивных комплексов среди биотитовых гранитов, обогащенных плагиоклазом. Содержание рубидия в метасоматических породах этой группы (Восточная Сибирь) колеблется в пределах 0,07—0,14%, что в 2,8—5,6 раз больше среднего содержания рубидия в гранитах, установленного Л. И. Сажинной (1958). Такое увеличение содержания рубидия, по-видимому, обусловлено появлением в этих породах заметных количеств позднего микроклина, а также резким повышением (до 0,77%) содержания рубидия в мусковите.

В отличие от лития, рубидий в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах распределяется по двум минералам. Концентраторами рубидия в этих породах являются криофиллит, циннвальдит или лепидолит, содержащие 0,8—1,8% Rb<sub>2</sub>O (табл. 57). Однако, несмотря на это, носителем основной массы рубидия в апогранитах является амазонит (табл. 53), который содержит 0,9% Rb<sub>2</sub>O (среднее по трем анализам). Таким образом, на долю криофиллита в данном случае приходится только 12% от общего количества рубидия в апогранитах.

Содержание окиси рубидия в криофиллите из кварц-амазонитовых жил, залегающих среди апогранитов, несколько снижается

Таблица 56

Распределение рубидия в апогранитах

Тип апогранитов	Закон распределения	Среднее арифметическое		Дисперсия		Среднее квадратическое отклонение		Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (n %)
		содержаний, г/т	логарифмов содержания	логарифмов содержания	логарифмов содержания	логарифмов содержания	логарифмов содержания		
Мусковит-альбитовый с минералами берилла	Близок к нормальному	503	2,671	30218	0,020	174	0,17	35	±19,6
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия	Нормальный	1510	3,07	558000	0,085	747	0,20	49	±7,86
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия	Близок к логнормальному	4250	3,09	66000	0,008	256,9	0,03	20	±11
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель	То же	820	2,84	225435	0,06	474,8	0,25	58	±31

(в среднем до 1%) и в поздней розовой слюде из кварц-топазовых жил — до 0,68%. В связи с этим отношение  $Li/Rb$  в более поздних слюдах из жил несколько возрастает, по сравнению с более ранними слюдами из апогранитов. В то же время разности литиевых слюд из поздних

Таблица 57

Содержание окиси рубидия (в %) в слюдах литионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Слюда	Типы пород	Количество образцов	Колебания	Среднее
Криофиллит	Порфиробластовые литионит-амазонит-альбитовые апограниты . . . . .	8	1,4—1,5	1,2
Лепидолит	То же . . . . .	3	1,4—1,6	1,5
То же	Мелкозернистые танталоносные литионит-амазонит-альбитовые апограниты . . . . .	1	—	1,3

танталоносных метасоматических фаций литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, по сравнению с более ранними фациями, подобно литию, обогащены также и рубидием (табл. 57). Что же касается амазонитов, то имеющиеся данные свидетельствуют о том, что амазониты из более поздних парагенетических комплексов характеризуются некоторым понижением содержания рубидия (с 0,9 до 0,7%), хотя этот факт заслуживает проверки.

Таблица 58

Отношение  $K/Rb$  в различных парагенетических типах редкометальных апогранитов

Тип апогранитов	Весовое	Атомное
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные и грейзенизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	96	203
Мусковит-альбитовый . . . . .	85	188
Литионит-амазонит-альбитовый . . . . .	17	38
Биотит-альбитовый . . . . .	26	57
Рибекит-альбитовый . . . . .	42	91

При благоприятных геологических условиях рубидий, подобно литию, выносится растворами за пределы массивов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов и накапливается совместно с литием в экзо-контактных топаз-слюдяных грейзенах.

Биотит-альбитовые и рибекит-альбитовые апограниты также характеризуются некоторым накоплением рубидия (в 3—5 раз по сравнению со средним содержанием, выведенным для гранитов). В биотит-альбитовых апогранитах концентратом рубидия является биотит, однако основная масса рубидия в этих породах связана с микроклином, содержащим десятки доли процента рубидия. В рибекит-альбитовых апогранитах микроклин, содержащий 0,3—0,4% рубидия, является как концентратом, так и носителем основной массы рубидия.

Калий-рубидиевое отношение в апогранитах, в соответствии с возрастанием роли рубидия от частично альбитизированных и грейзенизированных гранитов к литионит-амазонит-альбитовым апогранитам, резко уменьшается (табл. 58). Некоторое увеличение  $K/Rb$  в биотит-альби-

товых и рибекит-альбитовых апогранитах связано с отсутствием в этих породах литневых слюд, являющихся максимальными концентраторами рубидия.

### Цезий

Данных о распределении цезия в редкометальных апогранитах пока еще недостаточно, хотя имеющиеся цифры свидетельствуют о заметно повышенном содержании цезия в рассматриваемых породах по сравнению с нормальными гранитами (табл. 59).

В мусковит-альбитовых апогранитах, отличающихся в ряде случаев заметным накоплением цезия (до 0,01%), концентратором и носителем основной массы цезия является мусковит, содержащий от 0,015 до 0,035% цезия. До 0,005% цезия содержат полевые шпаты мусковит-альбитовых апогранитов.

Таблица 59

Распределение цезия в мусковит-альбитовых и литионит-амазонит-альбитовых апогранитах

Тип апогранитов	Среднее арифметическое содержание, г/т	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Мусковит-альбитовые . . . . .	60	27,4	46	± 46
Литионит-амазонит-альбитовые . . .	20	3,9	19	± 7,5

В литионит-амазонит-альбитовых апогранитах практически весь цезий связан с амазонитом и литневыми слюдами, которые содержат 0,028—0,035% (в среднем 0,030%) цезия. Содержание цезия в амазонитах, по имеющимся данным, колеблется в пределах 0,003—0,012%.

Достоверных данных о среднем содержании цезия в биотит-альбитовых и рибекит-альбитовых апогранитах не имеется. В калиевых полевых шпатах из этих пород содержится 0,001—0,002% цезия.

### Бериллий

Бериллий относится к числу редких элементов, значение которых в разных парагенетических типах редкометальных апогранитов существенно различно. В целом редкометальные апограниты по особенностям распределения бериллия могут быть разбиты на две достаточно обособленные группы.

Повышенными содержаниями бериллия характеризуются апограниты, в формировании которых важную роль играл процесс грейзенизации (мусковит-альбитовые, литионит-амазонит-альбитовые). В то же время разности апогранитов, для которых грейзенизация не характерна, обычно не несут сколько-нибудь повышенных концентраций бериллия (табл. 60).

Собственные акцессорные минералы бериллия (берилл, реже—хризоберилл, фенакит, берtrandит) обычны только в мусковит-альбитовых апогранитах. В гораздо меньшем количестве они встречаются в частично альбитизированных и грейзенизированных гранитах. Изредка берилл отмечается в литионит-амазонит-альбитовых и очень редко в рибекит-альбитовых разностях.

Среднее содержание бериллия в массивах мусковит-альбитовых апогранитов с бериллиевыми минералами обычно колеблется в пределах

0,010—0,018%, однако известны массивы, среднее содержание бериллия в которых достигает 0,022—0,029%.

Подсчитано, что в апогранитах, содержащих более 0,007% бериллия, более 90% его связано с бериллиевыми минералами. Распределение бериллия (в %) по минералам составляет:

Квацц . . . . .	0,0001
Полевые шпаты (альбит, микроклин)	0,0006—0,0020
Мусковит . . . . .	0,0025—0,0050
Среднее (без учета берилла) . . . . .	0,0010

Весьма характерно существенное отличие в распределении бериллия в мусковит-альбитовых апогранитах с различно проявленной степенью контроля бериллиевой минерализации тонкой трещиноватостью. Особенно четко оно видно при сравнении апогранитов, содержащих различные генерации берилла. Для массивов, в которых основная масса берилла представлена ранней генерацией, связанной с догрейзеновой альбитизацией, характерна незначительная дисперсия содержаний бериллия и, соответственно, небольшой коэффициент вариации. В массивах или зонах с интенсивно проявленной стадией грейзенизации, характеризующихся развитием берилла второй (грейзеновой) генерации, дисперсия и коэффициент вариации резко увеличиваются (табл. 60).

В отличие от мусковит-альбитовых, литионит-амазонит-альбитовые апограниты обычно характеризуются сравнительно низким содержанием бериллия, близким к его среднему содержанию, вычисленному для гранитов (Беус, 1959, 1960<sub>1</sub>).

Концентратором бериллия в такой метасоматической породе является криофиллит (табл. 61), однако с ним связано лишь 15% бериллия, присутствующего в апограните. Наряду с низким содержанием бериллия в метасоматически измененном граните, для массивов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов весьма характерно образование высоких концентраций бериллия в зоне экзоконтакта в метасоматически переработанных породах кровли. Изредка увеличение концентрации бериллия имеет место в апограните непосредственно под экраном пород кровли.

В топаз-слюдяных грейзенах и грейзенизированных песчано-сланцевых породах, развивающихся на контакте с массивами литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, концентрация бериллия, по сравнению с апогранитом, увеличивается в 10—60 раз.

Появление высоких концентраций бериллия не характерно также для биотит-альбитовых и рибекит-альбитовых апогранитов, хотя и для этих разновидностей метасоматических пород, по сравнению с нормальными гранитами, отмечается некоторое накопление бериллия (табл. 60).

Поведение бериллия в процессе формирования апогранитов принципиально не отличается от его поведения в других типах геологических образований, происхождение которых связано с развитием процессов высокотемпературного послемагматического метасоматоза (пегматиты, грейзены). Как уже было показано выше, концентрация бериллия характерна только для мусковит-альбитовых апогранитов, образование которых почти полностью соответствует развитию метасоматической колонки типа высокотемпературного послемагматического выщелачивания (грейзенизации). Как и для собственно грейзеновых образований (Беус, 1959, 1960<sub>1</sub>, 1961), в данном случае можно выделить две разобщенные во времени стадии концентрации бериллия.

На ранних стадиях метасоматического преобразования гранитов (ранняя микроклинизация) бериллий в заметных количествах выносятся из гранита при замещении плагиоклаза (содержит обычно тысячные доли процента бериллия) микроклином, в котором содержание берил-

ля почти никогда не поднимается выше первых десятичных долей процента. В результате этого интенсивно микроклинизированные разности гранитов, как правило, содержат значительно меньше бериллия чем богатые плагиоклазом исходные породы. При изучении ряда интрузивных комплексов Забайкалья было подсчитано, что в процессе ранней микроклинизации из каждой тонны плагиоклаза - микроклинового гранита выносятся в среднем пять граммов бериллия.

Первая стадия концентрации бериллия приводит к выделению микрокристаллического берилла на передовом фронте альбитизации, происходящему в результате распада ацидокомплексных соединений бериллия в связи с резким изменением режима кислотности — щелочности замещающих растворов на фронте метасоматоза (Беус, 1959). Прогрессирующее увеличение кислотности замещающих растворов по мере развития метасоматического процесса приводит к растворению берилла первой генерации, особенно четко проявленному в верхних, апикальных горизонтах куполовидных массивов апогранитов. Часть переведенного таким образом в раствор бериллия выносятся во вмещающие породы, где осаждается в грейзеновых телах или в кварцевых жилах в составе берилла или других бериллиевых минералов. Другая часть осаждается в пределах массива апогранитов в участках проявления интенсивной грейзенизации в составе второй генерации берилла или других бериллиевых минералов: фенакита, берtrandита или хризоберилла.

Таблица 60

Распределение бериллия в апогранитах

Парагенетический тип апогранитов	Закон распределения	Среднее арифметическое		Дисперсия		Среднее квадратическое отклонение		Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
		содержаний, e/m	логарифмов содержания	содержаний	логарифмов содержания	содержаний	логарифмов содержания		
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия (с равномерным распределением альбитизации)	Промежуточный	71,5	1,74	3758	0,096	61,31	0,31	86	±14,4
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия (с четким трещинным контролем распределения берилла)	То же	81,0	1,96	41680	0,25	204	0,5	251,8	±38,7
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тангала и ниобия	Нормальный	5,6	—	4,14	—	2,0	—	35,8	±15,6
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия	Логнормальный	6	0,770	5,22	0,026	2,28	0,16	38	±21
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель	То же	18	1,177	73,2	0,075	8,55	0,27	47	±68

$Be_2 [3:0,7] - \text{Фенакит}$

$Be_2 [3:1] - \text{берtrandит}$

Фактором, определяющим концентрацию бериллия, и в данном случае является увеличение щелочности растворов на фронте грейзенизации. Образование в стадию грейзенизации наряду с бериллом также фенакита, бертрандита и хризоберилла свидетельствует о том, что в процессе кислотного выщелачивания в результате различной подвижности

Таблица 61

Распределение бериллия по минералам литионит-амазонит-альбитовых апогранитов (в %)

Название минерала	Количество минерала в апограните	Содержание бериллия		
		в минерале	в апограните за счет минерала	
			весовое	относительное
Кварц . . . . .	25	0,0002	0,00005	10
Амазонит . . . . .	37,7	0,0007	0,00026	35
Альбит . . . . .	34,1	0,0003	0,00010	40
Криофиллит . . . . .	2,6	0,0020	0,00006	15
Топаз и др. . . . .	0,5	—	—	—
Итого по минералам			0,00047	
Содержание в апограните (по данным анализа)			0,00048	

кремния и алюминия в послемагматических растворах на определенных стадиях происходило раздельное обогащение растворов одним из этих элементов. Последнее представляет совершенно определенный интерес как геохимическая предпосылка для поисков массивов мусковит-альбитовых апогранитов, обогащенных фенакитом или бертрандитом.

Интересно, что апограниты, отличающиеся присутствием фторсодержащих литиевых слюд и топаза, как правило, не характеризуются повышенными концентрациями бериллия. В то же время в экзоконтактовой зоне массивов литионитсодержащих апогранитов часто наблюдаются высокие концентрации бериллия, связанные с грейзенами или образованиями штокверкового типа. Таким образом, высокая активность фтора в процессе формирования апогранитов определяет вынос бериллия за пределы массивов апогранитов во вмещающие породы.

### Галлий

Редкометалльные апограниты, как правило, характеризуются накоплением галлия, количество которого в три—девять раз превышает кларк этого элемента, полученный для нормальных гранитов.

Имеющиеся данные для мусковит-альбитовых и литионит-амазонит-альбитовых апогранитов показывают, что среднее содержание галлия в этих породах составляет около 60 г/т при коэффициенте вариации содержаний 50—60%. При этом рассматриваемые разности апогранитов характеризуются значительным возрастанием галлиево-алюминиевого отношения (почти в 2 раза), по сравнению со средним отношением этих элементов, характерным для нормальных гранитов.

Минералом-носителем основной массы галлия, заключенного в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах (Восточная Сибирь), является альбит (табл. 62). Интересно отметить, что криофиллит, концентрирующий практически все редкие элементы содержит почти столько же галлия, сколько и полевые шпаты.

Распределение галлия по минералам литионит-амазонит-альбитовых апогранитов (в %)

Название минерала	Количество минерала в граните	Содержание галлия			
		в минерале	в граните за счет минерала		Ga/Al·10 <sup>-3</sup>
			весовое	относительное	
Кварц . . . . .	20	Не обн.	—	—	—
Амазонит . . . . .	21	0,0075	0,00157	26	0,75
Альбит . . . . .	56	0,0075	0,00420	69	0,75
Криофиллит . . . . .	2,8	0,0100	0,00028	5	1,00
Топаз и др. . . . .	0,2	—	—	—	—
Итого по минералам . . . . .			0,00605		
Содержание в средней пробе . . . . .			0,0062		0,71

Практически стерилен в отношении галлия топаз, являющийся главным концентратом алюминия в породе. Таким образом, на примере литионит-амазонит-альбитовых апогранитов подтверждается отмеченное ранее для грейзенов (Беус, 1960<sub>1</sub>) явление: разделение миграционных путей алюминия и галлия, подвижные соединения которого более устойчивы по отношению к увеличению щелочности минералообразующих растворов.

Единичные определения галлия в представительных пробах биотит-альбитовых апогранитов указывают, что содержание этого элемента составляет около 130—170 г/т. Концентратом галлия в этих породах, по всей вероятности, является биотит. К сожалению, количественные данные, характеризующие распределение галлия по минералам в биотит-альбитовых и рибекит-альбитовых апогранитах, отсутствуют. Среднее содержание галлия в последних по имеющимся определениям близко к 100 г/т (точность средней с надежностью 95% — 31%), коэффициент вариации содержаний составляет 35%.

Отношение Ga/Al в биотит-альбитовых апогранитах, по имеющимся единичным определениям, составляет  $2,6 \cdot 10^{-3}$ . В рибекит-альбитовых разновидностях это отношение колеблется в пределах  $0,7—1,4 \cdot 10^{-3}$  (Северов, Вершковская, 1960).

Отмечено, что при переходе от первичного гранита к биотит-альбитовым и рибекит-альбитовым апогранитам содержание галлия в породе увеличивается от полутора до пяти раз.

### Таллий

Данные о распространении таллия в редкометальных апогранитах весьма ограничены. В мусковит-альбитовых апогранитах содержание таллия обычно не превышает 3 г/т. Более высокие содержания отмечены в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах (Восточная Сибирь), для которых вычислен баланс распределения таллия по минералам (табл. 63). Как видно из таблицы, носителем основной массы таллия в метасоматической породе является калиевый полевой шпат.

Характер распределения таллия в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах позволяет сделать вывод об отсутствии четкой корреляции между содержанием рубидия и таллия в минералах (табл. 63). Максимальная концентрация таллия по отношению к рубидию характерна для альбита ( $Rb/Tl = 25$ ). В то же время в криофиллите, в котором

Распределение таллия по минералам литионит-амазонит-альбитовых апогранитов (в %)

Название минерала	Количество минерала в граните	Содержание таллия			Отношение Rb/Tl
		в минерале	в граните за счет минерала		
			весовое	относительное	
Кварц . . . . .	20	Не обн.	—	—	—
Амазонит . . . . .	21	0,0044	0,00032	57	497
Альбит . . . . .	56	0,0010	0,00056	35	25
Криофиллит . . . . .	2,8	0,0048	0,00013	8	271
Топаз и др. . . . .	0,2	—	—	—	—
Итого по минералам . . . . .			0,00161		
Содержание в средней пробе . . . . .			0,0013		138

наблюдается максимальная концентрация рубидия, отношение  $Rb/Tl = 271$ . Приведенные данные о соотношении рубидия и таллия, естественно, нуждаются в подтверждении на основании изучения более обширного материала.

### Скандий

Имеющиеся данные о распространении скандия в редкометалльных апогранитах в настоящее время сводятся к сравнительно незначительному количеству определений этого элемента в редкометалльных акцессорных минералах апогранитов, а также к единичным анализам на скандий в представительных средних пробах из массивов литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, в которых содержание окиси скандия колеблется от 0,2 до 1 г/т. Анализы производились после химического обогащения проб количественным спектральным методом в спектральной лаборатории ИМГРЭ (Л. И. Сосновская). Интересно, что максимальное обогащение скандием (1 г/т  $Sc_2O_3$ ) отмечено в танталоносных литионит-амазонит-альбитовых апогранитах, тяготеющих

Таблица 64

Содержание окиси скандия в минералах апогранитов

Минерал	Тип апогранитов	$Sc_2O_3$ , г/т
Мусковит	Мусковит-альбитовый . . . . .	1
Мусковит, обогащенный рубидием и цезием	То же . . . . .	70—80
Криофиллит	Литионит-амазонит-альбитовый . . . . .	10—30
Колумбит	То же . . . . .	750—1800
То же	Биотит-альбитовый . . . . .	400
» »	Рибекит-альбитовый . . . . .	100—300
Микролит	Литионит-амазонит-альбитовый . . . . .	20
Касситерит апогранита	То же . . . . .	210
Цирколит	» » . . . . .	200—500
Малакон	Биотит-альбитовый . . . . .	500
Циркон	Рибекит-альбитовый . . . . .	Менее 10

к апикальным участкам массивов метасоматически измененных гранитоидов. В табл. 64 приведены данные о содержании окиси скандия в минералах апогранитов.

Следует отметить, что, судя по приведенным анализам, апограниты характеризуются присутствием ряда минералов, концентрирующих скандий. Учитывая развитие в этих породах явлений метасоматической дифференциации редких элементов, можно ожидать появления в разностях апогранитов, отличающихся повышенным содержанием скандия, собственных скандиевых минералов, в частности тортвейтита.

### Редкие земли

Элементы группы редких земель относятся к числу элементов, данные о распределении которых в апогранитах весьма ограничены. Это в первую очередь объясняется тем, что сколько-нибудь повышенные концентрации редких земель в настоящее время известны только в рибекит-альбитовых апогранитах.

Для мусковит-альбитовых апогранитов накопление редких земель нехарактерно. Основываясь на фактах резорбции монацита и ортита, являющихся реликтовыми аксессуориями первичного гранита, мы должны ожидать даже некоторого понижения содержания редких земель в этом типе метасоматических гранитоидов, по сравнению с нормальными гранитами.

В литионит-амазонит-альбитовых апогранитах концентраторами редких земель являются монацит, лопарит, пирохлор-микролит (см. анализы на стр. 117, 118). Незначительное содержание этих минералов определяет в общем низкую концентрацию редких земель, характерную для рассматриваемого парагенетического типа апогранитов (180—300 г/т, среднее 240 г/т).

Как монацит и лопарит, так и пирохлор-микролит из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов характеризуются очень близким составом редкоземельных элементов с резко выраженными максимумами на церии и неодиме. Единственным отличием пирохлор-микролита от первых двух минералов является незначительное (2,5% от количества редкоземельных элементов) содержание иттербия (рис. 103).

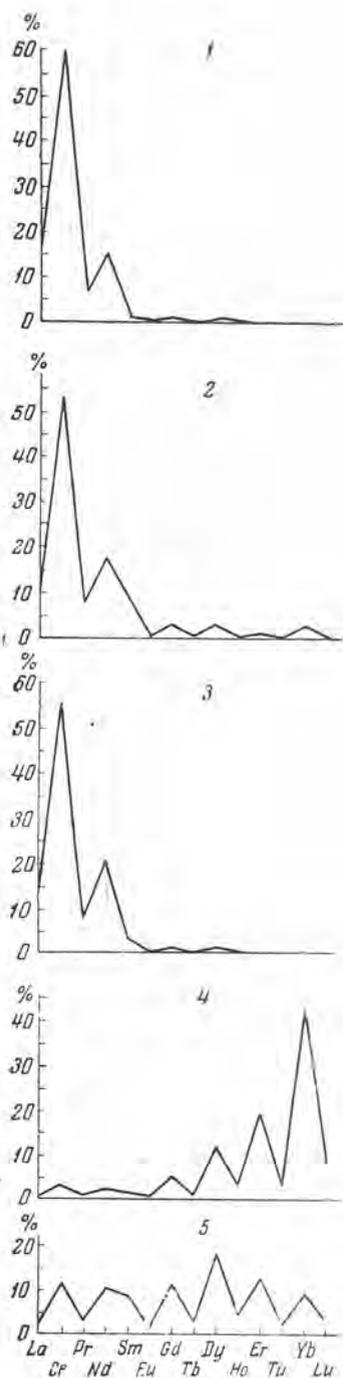


Рис. 103. Состав редких земель в минералах апогранитов:

лопарит (1), микролит (2) и монацит (3) из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов; циркон (4) и гагаринит (5) из рибекит-альбитовых апогранитов

Наиболее значительные концентрации редких земель известны в рибекит-альбитовых апогранитах (500—4000 г/т). При этом имеющиеся в настоящее время данные позволяют судить о накоплении в апикальных участках массивов рибекит-альбитовых апогранитов редких земель иттриевой подгруппы. При значительной концентрации иттриевых редких земель в этих случаях происходит образование фторидов иттрия и иттриевых редких земель типа гагаринита, иттрофлюорита и других, свидетельствующее о значительной роли фтора в процессах переноса и концентрации редкоземельных элементов.

Следует отметить, что концентрация значительного количества редких земель иттриевой подгруппы в рибекит-альбитовых апогранитах — результат слабо изученных явлений геохимической дифференциации редкоземельных элементов в процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза. В частности, накопление иттриевых минералов в отдельных участках куполов и апофизах массивов рибекит-альбитовых апогранитов не обязательно вследствие общего преобладания иттриевых редких земель над цериевыми в данном массиве. Явления концентрации иттриевых редких земель на поздних стадиях метасоматического процесса отмечены и в пределах массивов рибекит-альбитовых апогранитов, отличающихся преобладанием цериевых редких земель над иттриевыми.

На рис. 104 представлен существенно цериевый состав редких земель в представительных пробах из центральной части массива апогранитов,

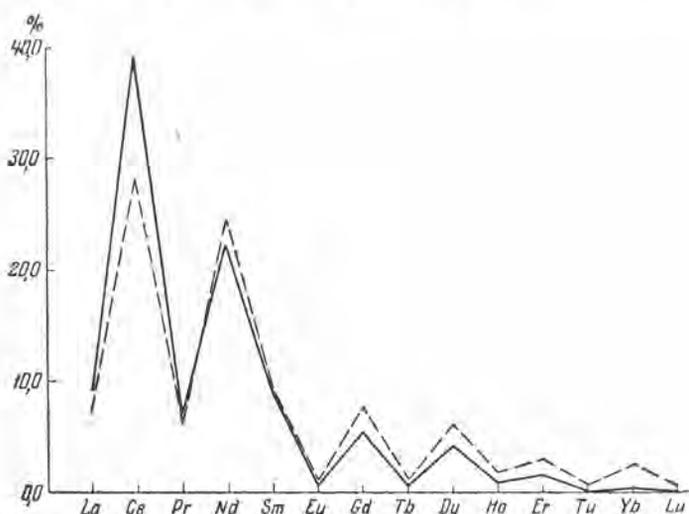


Рис. 104. Состав редких земель в рибекит-альбитовых апогранитах

апикальные апофизы которого обогащены гагаринитом (состав редких земель в гагарините представлен на рис. 103). Обработка результатов химических определений суммы редких земель в рибекит-альбитовых апогранитах, проведенная для апикальных участков одного из массивов, позволяет судить о близком к логнормальному закону распределения содержаний редких земель в этих породах с незначительным (57%) коэффициентом вариации.

### Цирконий

Содержание циркония в различных типах рассматриваемых метасоматических пород (табл. 65) прямо зависит от их щелочности: этот элемент не характерен для кислых типов апогранитов (мусковит-альбитовых), распространен в субщелочных типах (литнионитсодержащие,

биотит-альбитовые апограниты) и является одним из ведущих элементов-примесей в рибекит-альбитовых апогранитах щелочного ряда. В этой связи распределение циркония в различных парагенетических типах редкометалльных апогранитов очень сходно с распределением в них ниобия. Это дает основание предполагать, что концентрация циркония в апогранитах была обусловлена теми же факторами, которые способствовали концентрации в этих породах и ниобия. Анализ значений отношения  $Zr/Nb$ , проведенный для различных типов апогранитов, приводит к следующим интересным выводам:

1. Отношение  $Zr/Nb$  в апогранитах одного и того же типа — величина довольно постоянная и колеблется лишь в незначительных пределах.

2. Отношение содержания циркония к ниобию — характерная величина для каждого из выделенных парагенетических типов апогранитов и закономерно возрастает с увеличением щелочности пород. В частности, отношение  $Zr/Nb$  в литионитсодержащих породах равно 0,6, в биотит-альбитовых апогранитах — 2,5 и в рибекит-альбитовых — 8,2. В настоящее время мы не располагаем данными химических определений  $ZrO_2$  в мусковит-альбитовых апогранитах, однако спектральный анализ показывает, что содержание циркония в этих породах очень мало, колеблется от следов до тысячных долей процента и, таким образом, отношение  $Zr/Nb$  для мусковит-альбитовых апогранитов должно иметь еще меньшее значение, чем для литионитсодержащих разновидностей.

Основным цирконийсодержащим минералом в литионитсодержащих, биотит-рибекит-альбитовых апогранитах является циркон, чаще — его метамиктные разновидности типа малакона-циртолита.

Среднее содержание двуокиси циркония в литионитсодержащих апогранитах составляет 0,012%, однако отмечено, что по мере развития в этих породах процесса грейзенизации содержание циркония в породе уменьшается.

В биотит-альбитовых (среднее содержание  $ZrO_2$  — 0,1%) и особенно в рибекит-альбитовых апогранитах (среднее содержание 0,76%  $ZrO_2$ ) цирконий значительно больше рассеивается в других минералах, хотя, несомненно, и здесь основное количество этого элемента сконцентрировано в цирконе. Данные

Таблица 65

Распределение циркония в апогранитах

Парагенетический тип апогранитов	Закон распределения	Среднее арифметическое		Дисперсия		Среднее квадратичное отклонение		Коэффициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
		содержание $ZrO_2$ , %/т	логарифмов содержания	логарифмов содержания	логарифмов содержания	логарифмов содержания			
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тангала и ниобия Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель	Близок к логнормальному То же Промежуточный	120	2,14	2 800	0,016	53	0,13	44	$\pm 31$
		1000	2,889	465 100	0,081	682	0,285	68	$\pm 3,8$
		7630	3,803	17 940 000	0,076	4236	0,276	58	$\pm 4,3$

о содержании  $ZrO_2$  в различных минералах апогранитов приведены в табл. 66.

Таблица 66

Содержание  $ZrO_2$  в минералах апогранитов

Минерал	Тип апогранитов	$ZrO_2$ , %
Микролит	Литионит-амазонит-альбитовый	0,43
Колумбит	То же . . . . .	0,18
То же	» » . . . . .	0,68
» »	Биотит-альбитовый . . . . .	0,04
Рибекит	Рибекит-альбитовый . . . . .	0,13
То же	То же . . . . .	0,073
» »	» » . . . . .	0,10
Эгирин	» » . . . . .	0,18
То же	» » . . . . .	0,041
Астрофиллит	» » . . . . .	0,80
То же	» » . . . . .	0,41

Заканчивая рассмотрение распределения циркония в редкометалльных апогранитах, необходимо отметить, что для биотит-альбитовых и рибекит-альбитовых разновидностей коэффициент вариации содержаний этого элемента незначительный, что свидетельствует о равномерном распределении циркония в породах. Более значительное рассеяние циркония в различных минералах, характерное для рибекит-альбитовых апогранитов, обуславливает промежуточный вид распределения, не соответствующий ни нормальному, ни логарифмически-нормальному законам. Закон распределения циркония в биотит-альбитовых апогранитах близок к логнормальному, что, по-видимому, обусловлено тем, что почти весь цирконий сосредоточен в одном минерале — цирконе. Незначительное число имеющихся в настоящее время аналитических данных не позволяет определить статистические параметры распределения циркония в других типах редкометалльных апогранитов.

**Ниобий**

Ниобий — один из наиболее характерных элементов всех типов редкометалльных апогранитов, в которых его содержание в 10—500 раз превышает кларк этого элемента для гранитных пород (0,0024% по Ранкама). Интересно отметить, что отношение содержаний ниобия и тантала

Таблица 67

Отношения  $Ta/Nb$  в различных парагенетических типах редкометалльных апогранитов

Тип апогранитов	Весовое	Атомное
Мусковит-альбитовый с минералами бериллия . . . . .	0,4—3,5	0,24—2,1
Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия . . . . .	0,35—2,35	0,21—1,4
Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия . . . . .	Около 0,12	Около 0,07
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель . . . . .	0,05—0,12	0,03—0,04

$Nb = Fe$   
 $2,5 - 0,3$   
 $10:4 - 10:38$   
 $3 - 0,43$   
 $10:35 - 10:23$   
 $10:1,2 \cdot 9,3$   
 $10:0,5 - 10:12$   
 $20 \quad 8,5$

ла в редкометальных апогранитах — достаточно характерный признак, позволяющий различать все парагенетические типы рассматриваемых метасоматических пород (табл. 67).

В отличие от тантала, содержание ниобия в различных типах апогранитов колеблется очень сильно (табл. 68), хотя, как и для тантала, наиболее высокие концентрации ниобия приурочены к апикальным частям тел апогранитов.

Мусковит-альбитовые апограниты характеризуются наиболее низким содержанием ниобия (0,004 — 0,051%, в среднем 0,013%  $Nb_2O_5$ ), однако распределение в них этого элемента изучено еще недостаточно. Основная масса ниобия в этих породах сконцентрирована, по-видимому, в тантало-колумбите, частично в вольфрамите и касситерите — постоянных аксессуарных минералов мусковит-альбитовых апогранитов.

Литионитсодержащие апограниты в общем характеризуются близкими содержаниями ниобия (около 0,02%  $Nb_2O_5$ ), однако распределение этого элемента по минералам четко зависит от петрографического облика и структурного положения разновидностей пород в теле апогранитов. В то время как в порфиروبластовых литионит-амазонит-альбитовых апогранитах внутренних частей массивов практически весь ниобий сконцентрирован в колумбите (по данным расчетов — около 96% всего содержащегося в породе ниобия), в танталоносных мелкозернистых и порфиروبластовых литионит-амазонит-альбитовых апогранитах апикальных частей тел, в колумбите сконцентрировано только около 35% ниобия, а остальное количество этого элемента сосредоточено в пироклор-микрولите, касситерите и других минералах (табл. 69).

Лопарит в литионитсодержащих апогранитах встречается в крайне незначительном количестве и не оказывает сколько-нибудь существенного влияния на распределение ниобия в породах.

Содержание пятиоксида ниобия

Таблица 68

Распределение ниобия в апогранитах

Парагенетические типы апогранитов	Закон распределения	Среднее арифметическое		Дисперсия		Среднее квадратичное отклонение		Кoeffициент вариации, %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
		содержание $Nb_2O_5$ , e/m	логарифмов содержания	логарифмов содержания	логарифмов содержания	логарифмов содержания	логарифмов содержания		
50-70 Торосы	4	126,8	1,930	418,3	0,082	40,87	0,286	84	$\pm 3,74$
80-85 Мусковит-альбитовые с минералами тантала и ниобия	Промежуточный	204,14	2,34	458	0,027	67	0,464	33	$\pm 0,42$
50-70 Биотит-альбитовые с минералами циркония и ниобия	Близок к логнормальному	400,28	4,23904	12,36	0,067	352	0,261	88	$\pm 4,5$
100-80 Рибекит-альбитовые с минералами циркония, ниобия и редких земель	Промежуточный	1460,10	3,420	512056	0,042	716	0,205	48	$\pm 2,7$

в известных телах биотит-альбитовых апогранитов значительно выше, чем в предыдущих типах метасоматических пород, и колеблется от 0,01 до 0,5%, составляя в среднем около 0,04%. Основное количество ниобия в биотит-альбитовых апогранитах сосредоточено в колумбите и лишь незначительная часть его — в колумбитизированном пирохлоре, изредка встречающемся в некоторых телах апогранитов этого типа. В других минералах биотит-альбитовых апогранитов содержание ниобия крайне незначительное. Интересно лишь отметить, что в цирконе (малаконе) из этих пород содержится до 0,17%  $Nd_2O_5$ .

Во всех изученных телах биотит-альбитовых апогранитов содержание ниобия заметно уменьшается с глубиной, примерно соответственно уменьшению степени альбитизации пород. И хотя связь ниобиевой минерализации и альбитизации пород несомненна — в неальбитизированных породах минералы ниобия отсутствуют, — концентрация ниобия не является функцией степени альбитизации пород и не возрастает в участках интенсивного развития альбитизации, что наглядно видно из табл. 70.

Отсутствие прямой зависимости содержания ниобия от степени альбитизации породы может быть объяснено тем, что колумбит, в частности, кристаллизуется в самом начале процесса альбитизации породы (на передовом фронте метасоматоза) и по мере развития этого процесса корродируется образующимся альбитом. Этим же объясняется и тот факт, что небольшие тела или участки почти чистых альбититов, встречающиеся среди биотит-альбитовых апогранитов, часто практически не содержат ниобиевых минералов.

Таблица 69

Распределение  $Nb_2O_5$  в мелкозернистых литионит-амазонит-альбитовых апогранитах

Минерал	Количество минерала в породе, %	Содержание $Nb_2O_5$ , %			Ta/Nb
		в минерале (среднее)	в породе за счет минерала	относительное в породе за счет минерала	
Пирохлор-микролит . . . . .	0,025	30,91	0,0077	51,0	1,57 <sup>10</sup> 15,7
Колумбит . . . . .	0,010	57,29	0,0057	37,7	0,29 <sup>10</sup> 2,9
Криофиллит . . . . .	1,7	0,017	0,0003	2,0	0,41 <sup>10</sup> 4,1
Касситерит . . . . .	0,027	4,9	0,0013	8,6	0,61 <sup>10</sup> 6,1
Циртолит . . . . .	0,0062	2,19	0,0001	0,7	0,33 <sup>10</sup> 3,3
Итого по минералам . . . . .	—	—	0,0151	100,0	—
По данным химического анализа	—	—	0,0140	—	—

Значительно более сложно распределение ниобия в рибекит-альбитовых апогранитах, отличающихся наиболее высокой концентрацией этого элемента (табл. 68). Основным ниобийсодержащим минералом рибекит-альбитовых апогранитов является пирохлор (часто колумбитизированный), концентрирующий до 90% содержащегося в породе ниобия. В биотит-рибекитовых разновидностях это количество ниобия примерно поровну распределяется между колумбитом и пирохлором. Важно отметить, что ниобий довольно широко рассеивается и в других минералах этих пород, в частности в цирконе (до 0,57%  $Nb_2O_5$ ), рибеките (до 0,33%), астрофиллите (до 1,6%) и т. д. Количество ниобия содержа-

щегося в этих минералах, составляет до 10% общего его содержания в породе.

Рассматривая отличительные особенности поведения ниобия в процессе формирования массивов апогранитов, необходимо в первую очередь отметить его сравнительно слабую подвижность на поздних стадиях метасоматоза, проявляющихся в массивах альбитизированных пород, обогащенных колумбитом. В результате в участках апогранитов,

Т а б л и ц а 70

Сравнение содержаний (в %)  $\text{Na}_2\text{O}$ , альбита и  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  в биотит-альбитовых апогранитах

$\text{Na}_2\text{O}$ (химический анализ)	Альбит (количественный минералогический подсчет)	$\text{Nb}_2\text{O}_5$ (химический анализ, аналитик А. Манухова)
4,88	51,0	0,074
—	64,8	0,034
—	45,2	0,032
5,48	53,6	0,043
—	54,7	0,027
—	39,2	0,036
—	41,9	0,031
8,11	57,6	0,048
—	35,9	0,057

подвергшихся заметной грейзенизации (окварцеванию), содержание ниобия остается практически неизменным, в то время как содержание других редких элементов, в частности тантала, в значительной мере уменьшается.

### Тантал

Редкометалльные апограниты, как правило, отличаются накоплением тантала, содержание которого в этих породах в 10—100 раз превышает среднюю цифру, выведенную для гранитов К. Ранкама (Rankama a. Sahama, 1950) (табл. 71). При этом, как уже отмечалось, отношение содержаний тантала и ниобия для редкометалльных апогранитов служит довольно характерным признаком, позволяющим по этой константе практически различать все парагенетические типы рассматриваемых метасоматических пород (табл. 67). В то же время содержание тантала в различных типах редкометалльных апогранитов колеблется в общем незначительно (табл. 71). Исключение представляют апикальные участки массивов амазонит-альбитовых и рибекит-альбитовых апогранитов, в которых содержание пятиоксида тантала обычно в два-три раза превышает среднее содержание, характерное для данного массива.

Для мусковит-альбитовых апогранитов, отличающихся заметным развитием грейзенизации, данных, характеризующих распределение тантала, в настоящее время еще недостаточно. Содержания пятиоксида тантала в известных массивах колеблются от 0,002 до 0,01% (для средних величин). Анализ параметров логарифмически-нормального распределения содержания пятиоксида тантала, характерного для известных массивов мусковит-альбитовых апогранитов, показывает, что вероятность появления массивов рассматриваемых разностей пород с содер-

Таблица 71

## Распределение тантала в апогранитах

Тип апогранитов	Закон распределения	Среднее арифметическое		Дисперсия		Среднее квадратичное отклонение		Кoeffициент вариации, %	Точность среднего с погрешностью (в %)
		содержание $Ta_2O_5$ , г/т	логарифмов содержания	содержание	логарифмов содержания	содержание	логарифмов содержания		
Мусковит-альбитовый с минералами берилия Литионит-амазонит-альбитовый с минералами тантала и ниобия	Логнормальный То же . . . . .	50	1,30	719	0,076	26,8	0,27	54	$\pm 16$
		80	1,78	3035	0,97	55,6	0,98	70	$\pm 1,7$
То же для обогащенных танталом апикальных участков массивов Биотит-альбитовый с минералами циркония и ниобия	» » . . . . . Промежуточный	136	2,02	6370	0,018	79,8	0,134	59	$\pm 8,2$
		50	1,50	3823	0,30	61,8	0,548	123	$\pm 12,5$
Рибекит-альбитовый с минералами циркония, ниобия и редких земель	Близок логнормальному . . . . .	400	1,86	7870	0,15	88,7	0,30	88,7	$\pm 7,9$

жанием более 0,01%  $Ta_2O_5$  при данном распределении составляет 0,016, т. е. один-два массива на сотню. Отношение пятиокисей тантала и ниобия в известных массивах мусковит-альбитовых апогранитов колеблется от 0,35 до 3. Основная масса тантала в этих метасоматических породах, по видимому, связана с тантало-колумбитом и колумбитом. Примесь тантала отмечается также в вольфрамите (до 1% суммы пятиокисей ниобия и тантала) и касситерите, если эти минералы присутствуют в апограните. Детальное изучение вольфрамитов из мусковит-альбитовых апогранитов Восточной Сибири позволило установить, что примесь тантала и ниобия в данном случае связана с микровостками колумбита. Закономерности распределения тантала в мусковит-альбитовых апогранитах заслуживают более детального изучения.

Чрезвычайно характерны особенности распределения тантала в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах. Как уже отмечалось в описательной части, литионит - амазонит - альбитовые апограниты представляют собой метасоматические фации, в которых явления грейзенизации и послегрейзеновой альбитизации получили максимальное развитие. Среднее содержание пятиокиси тантала в массивах литионитсодержащих апогранитов колеблется от 50 до 80 г/т.

Во всех изученных массивах отмечается увеличение содержания тантала в апикальных участках, а также в зонах эндоконтакта, особенно в случае пологого падения контакта массива с вмещающими породами.

В описательной части были приведены два примера, характеризующие различные типы распределения тантала в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах. Для первого примера характерно отсутствие зависимости между изменением содержания тантала и петрографическим характером литионит-амазонит-альбитового апогранита и связь основной массы тантала с колумбо-танталитом. В рассматриваемом случае зона литионит-амазонит-альбитовых апогранитов, имеющая мощность порядка 50—90 м, слагает апикальную часть сложного массива альбитизированных и грейзенизированных гранитов (рис. 34). Как уже отмечалось выше, с глубиной литионит-амазонит-альбитовые апограниты сменяются мусковит-альбитовыми. Далее на глубину последние сменяются двуслюдяными порфиroidными гранитами, в которых широко проявлены процессы ранней микроклинизации и в значительно меньшей степени отмечается альбитизация. Концентрация тантала происходит только в эндоконтактной зоне литионит-амазонит-альбитовых апогранитов до глубины 20—50 м от контакта. Ниже этой границы содержание тантала падает почти в три раза, при этом характер апогранита не меняется.

Таким образом, содержание пятиоксида тантала на глубоких горизонтах литионит-амазонит-альбитовых апогранитов практически не отличается от содержания, характерного для нижележащих мусковит-альбитовых разностей.

Гораздо более сложным оказывается распределение тантала в случае, когда апикальная часть массива танталоносных апогранитов имеет сложное строение в связи с развитием нескольких систем трещиноватости, контролировавших грейзенизацию и послегрейзеновые метасоматические процессы (второй пример). В апикальной части массива в зоне всякого эндоконтакта развиваются три главные группы метасоматических пород:

а) неравномернозернистые, часто порфиroidные литионит-амазонит-альбитовые апограниты, петрографически близкие породам, слагающим глубокие горизонты массива, от которых отличаются более заметным проявлением грейзенизации и накоплением тантала;

б) мелкозернистые литионит-амазонит-альбитовые (до существенно альбитовых) апограниты, обычно заметно окварцованные. Образованы по слагающим массив порфиroidным литионит-амазонит-альбитовым апогранитам и контролируются зонами трещиноватости в апикальной части массива. Характеризуются низким содержанием тантала (в среднем 0,0065%  $Ta_2O_5$ );

в) мелкозернистые литионит-альбит-амазонитовые апограниты, также образованные по слагающим массив порфиroidным апогранитам. Отличаются заметным накоплением тантала.

Весьма показательно, что среднее арифметическое содержание  $Ta_2O_5$ , выведенное для обеих мелкозернистых разностей апогранитов, оказалось аналогичным среднему содержанию пятиоксида тантала в порфиробластовых литионит-амазонит-альбитовых апогранитах апикальной части массива. Однако в мелкозернистых апогранитах, образованных по порфиробластовым, распределение содержания тантала характеризуется значительно большей дисперсией и, соответственно, большим коэффициентом вариации. Таким образом, статистический анализ подтверждает вероятность образования концентраций тантала в мелкозернистых апогранитах за счет переотложения тантала на поздних стадиях метасоматической переработки пород. При этом в рассматриваемой разности 80—85% тантала заключено в пироклор-микролите, около 10% — в колумбите, остальная часть тантала распределяется между касситеритом (около 5%) и литиевой слюдой (около 2%).

Рассматривая особенности распределения тантала в порфиробластовых литионит-амазонит-альбитовых (и альбит-амазонитовых) апогранитах внутренних частей массива, необходимо отметить незначительный коэффициент вариации, свидетельствующий о равномерном распределении тантала в этих породах (табл. 72). Исключение представляют залегающие среди порфиробластовых литионит-амазонит-альбитовых апогранитов зоны резко неравномернозернистых метасоматических пород аналогичного минералогического состава, характеризующиеся такситовой (участковой) текстурой и маркирующие залеченные зоны трещиноватости в пределах массива. Во внутренних частях массива в зонах такситовой текстуры отмечается резкое понижение

Таблица 72

Распределение  $Ta_2O_5$  в метасоматических породах внутренней части массива литионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Тип апогранитов	Среднее арифметическое содержание, г/т	Среднее квадратичное отклонение содержания	Коэффициент вариации %	Точность среднего с надежностью 95% (в %)
Неравномернозернистые порфиробластовые литионит-амазонит-альбитовые (и альбит-амазонитовые)	62	33,5	56	6
Литионит-амазонит-альбитовые такситовой (участковой) текстуры	34	25,1	74	9

содержания тантала. Там же, где эти зоны выходят в эндоконтакт массива, содержание тантала в них вновь повышается до среднего значения, характерного для массива. Таким образом, напрашивается естественный вывод о выносе тантала из глубоких частей массива метасоматических пород в процессе формирования зон апогранитов такситовой текстуры. Подобный вывод подтверждается также крайне низким танталониобиевым отношением, присущим колумбиту из литионит-амазонит-альбитовых апогранитов такситовой текстуры (0,12), не характерным для колумбита прочих разновидностей пород массива.

В породах глубоких горизонтов тантал (табл. 73) почти нацело связан с колумбитом (однофазное распределение). Таким образом,

Таблица 73

Распределение  $Ta_2O_5$  (в %) во внутренней части массива литионит-амазонит-альбитовых апогранитов

Минерал	Количество минерала в породе, %	В минерале	В породе за счет минерала	Относительное содержание в породе за счет минерала	Ta/Nb
Колумбит	0,028	18,44	0,0052	96	0,38
Пироклор-микролит	Ед. знаки	—	—	—	—
Криофиллит	3,4	0,006	0,0002	4	0,58
Итого по минералам			0,0054		
Среднее содержание по пробам			0,006		

концентрация тантала в литионит-амазонит-альбитовых апогранитах апикальной части массива в данном случае связана с появлением нового танталсодержащего минерала (второй фазы), являющегося концентратором и носителем основной массы тантала.

Биотит-альбитовые апограниты в связи с увеличением содержания ниобия, как можно видеть из табл. 71, уже достаточно резко отличаются от рассмотренных выше парагенетических типов низким тантал-ниобиевым отношением (около 0,12). Следует отметить, что распределение тантала в рассматриваемых породах изучено слабо. В частности, в биотит-альбитовых апогранитах не изучены другие танталсодержащие минералы, кроме колумбита, присутствие которых можно предполагать, исходя из резко различного тантал-ниобиевого отношения, характерного для породы (около 0,12) и для главного ниобиевого минерала апогранитов — колумбита (0,028). По-видимому, второй фазой, концентрирующей тантал, в данном случае также является минерал из группы пирохлора, присутствие которого отмечено в некоторых массивах биотит-альбитовых апогранитов.

Двухфазное распределение тантала между колумбитом и пирохлором, а также низкое тантал-ниобиевое отношение характерно и для рибекит-альбитовых апогранитов. При этом, как уже отмечалось выше в рассматриваемых породах, наряду с ранним колумбитом, бедным танталом (тантал-ниобиевое отношение 0,07—0,02), присутствует поздний, образованный по пирохлору (гатчеттолигу), колумбит с гораздо более высоким тантал-ниобиевым отношением (0,10—0,15). Во всех изученных массивах также отмечена приуроченность максимальных концентраций тантала к эндоконтактовым зонам апикальных участков массивов метасоматических гранитоидов.

Аналитические данные показывают, что в рибекит-альбитовых апогранитах около 75% содержащегося в породе тантала сконцентрировано в колумбитизированном пирохлоре, 20—23% — в колумбите, и лишь незначительное количество содержится в рибеките (1—2%) и малаконе (менее 0,5%).

Заканчивая рассмотрение особенностей распределения тантала в различных типах редкометальных апогранитов, необходимо отметить, что из рассмотренных парагенетических типов только мусковит-альбитовые апограниты характеризуются логарифмически-нормальным распределением содержания тантала. Близко к логнормальному (судя по оценке асимметрии и эксцесса) распределение тантала и в некоторых разновидностях рибекит-альбитовых апогранитов, отличающихся резким преобладанием пирохлора над колумбитом. В то же время для прочих типов характерен промежуточный тип распределения, отклоняющийся как от нормального, так и от логнормального закона. При этом, в соответствии с выводами Д. А. Родионова (1961), отклонение от логарифмически-нормального закона в рассматриваемых случаях связано с появлением второй фазы, концентрирующей тантал.

В заключение следует отметить, что поведение тантала и ниобия в процессе формирования апогранитов и их дифференциация, особенно резко проявляющаяся на стадии грейзенизации, объясняются различной подвижностью и устойчивостью ацидокомплексных соединений тантала и ниобия, в частности их фторкомплексов, присутствие которых можно предполагать в грейзенообразующих растворах. Именно с этим процессом связано появление наиболее высоких концентраций тантала в апикальных участках массивов альбитизированных и грейзенизированных гранитов, в 40—100 раз превышающее среднее содержание тантала в нормальных гранитах (Беус, Ситнин, 1961).

Характерно, что поведение тантала и ниобия в процессах послемагматического метасоматоза в гранитах имеет много общих черт с поведением этих элементов в процессах замещения в гранитных пегматитах. Следует отметить, что по сравнению с пегматитами степень концентрации тантала и ниобия в метасоматически измененных гранитах практически одинакова, однако масштабы накопления этих элементов в апогранитах значительно больше.

Ацидофильные — кон. соед. с неорг. фторидом тантала

---

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы, опубликованные в настоящей работе, являются лишь первым шагом в детальном минералогическом и геохимическом изучении гранитоидов, претерпевших глубокие изменения в результате воздействия процессов высокотемпературного послемагматического метасоматоза. Тем не менее, уже полученные результаты намечают широкий круг теоретических и практических вопросов, возникающих в связи с проблемой апогранитов.

Один из основных вопросов, с которым приходится сталкиваться исследователю, изучающему процессы послемагматического метасоматоза гранитоидов, касается состава и характера неизмененного, «первичного» гранита. Действительно, если начальные стадии метасоматического изменения гранитов характеризуются широким развитием микроклинизации, то каковы же критерии различия первично-магматического и метасоматического калиевого полевого шпата, каково содержание калия в гранитах, не подвергшихся воздействию растворов, вызывающих раннюю микроклинизацию и, как следствие этого, каков химический состав того типичного «первичного» гранита, сравнение с которым позволило бы наметить направление химических изменений гранитоидов при их метасоматическом преобразовании?

В настоящее время однозначные критерии для определения магматического или метасоматического происхождения калиевого полевого шпата отсутствуют. На наш взгляд, имеется возможность лишь объективно судить о метасоматическом генезисе порфириовидных образований микроклина, характерных для многих разновидностей гранитов. Происхождение большей части зерен микроклина в основной массе гранита и вовсе остается проблематичным. Последние работы В. Мармо (Marmo, 1958), высказавшего мнение о том, что микроклин вообще не может кристаллизоваться непосредственно из магматического расплава и является типичным метасоматическим минералом, представляются весьма интересными, однако этот вопрос еще требует детальных исследований. Несомненно лишь то, что для решения вопроса о происхождении калиевых полевых шпатов в граните, наряду с применением тонких методов петрографических исследований, требуется проведение специальных экспериментов, основанных на глубокой физико-химической разработке вопроса.

В связи с проведенными исследованиями апогранитов особый интерес приобретает проблема генезиса щелочных гранитов. Детальное петрографическое и геохимическое изучение этих пород, начавшееся в последние годы, должно дать вполне определенный ответ на вопрос о роли метасоматических явлений в их формировании.

Следует подчеркнуть также необходимость детального изучения структурно-тектонической позиции апогранитов, что может дать важ-

ные критерии для понимания закономерностей распространения и условий формирования ряда эндогенных месторождений полезных ископаемых.

С геохимической точки зрения чрезвычайный интерес представляет изучение дифференциации элементов в процессах метасоматоза, вызывающей заметное накопление ряда дефицитных элементов в метасоматических породах. Необходимо провести экспериментальные исследования в области высоких температур и давления с целью изучения влияния изменения режима кислотности — щелочности в процессах метасоматоза на дифференциацию элементов, обладающих сходными химическими свойствами. Результаты этих исследований должны явиться геохимической базой для разработки теоретических основ поисков месторождений ряда дефицитных редких элементов в метасоматически измененных породах. При этом вновь нельзя не отметить, что детальное геохимическое изучение явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза в интрузивных породах позволит найти ключ к пониманию условий зарождения рудоносных растворов различных типов и, таким образом, может явиться одним из важных методов определения потенциальной рудоносности тех или иных интрузивных комплексов, характеризующихся различными геохимическими особенностями проявления послемагматических процессов.

Проблема практического использования апогранитов, характеризующихся накоплением ряда дефицитных редких элементов — тантала, ниобия, бериллия, редких земель и др., имеет очень большое народнохозяйственное значение.

Ведущее значение для решения этой проблемы, кроме необходимости проведения соответствующих объемов геологических и геохимических исследований и геолого-поисковых работ, имеет разработка методов обогащения и комплексного использования апогранитов.

Нет никакого сомнения, что апограниты как новый комплексный источник ценного минерального сырья в ближайшем будущем займут важное место среди уже известных типов месторождений полезных ископаемых.

## ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1949.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 69, серия петрогр., № 38, 1950.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 13. Изд-во АН СССР, 1960.
- Белявкин Д. С. Последовательность кристаллизации полевых шпатов в гранитовых породах. Изв. петрограф. Политехн. ин-та, 22, 1914.
- Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах. «Геохимия», 1958, № 4.
- Беус А. А. К геохимии бериллия в гидротермально-пневматолитическом процессе. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 2, 1959.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.
- Беус А. А. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распространения в них редких элементов. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. советских геологов. Геохимические циклы. Госгеолтехиздат, 1960.
- + Беус А. А. Режим кислотности — щелочности как фактор концентрации редких элементов в процессах метасоматоза. В сб.: «К 60-летию Д. С. Коржинского», Изд-во АН СССР, 1961.
- + Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1962.
- Беус А. А., Полкопин Ф. Д., Нечаева И. А., Ситни А. А. и др. Альбитизированные и грейзенизированные граниты — новый перспективный тип месторождений редких элементов. Изд. ИМГРЭ АН СССР, 1961.
- Беус А. А., Ситни А. А. Бериллсодержащие граниты. В кн.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 4, Госгеолтехиздат, 1959.
- + Беус А. А., Ситни А. А. Микролитсодержащие граниты — новый перспективный тип месторождений тантала. «Разведка и охрана недр», 1960, № 10.
- + Беус А. А., Ситни А. А. К геохимии тантала и ниобия в гидротермально-пневматолитическом процессе. «Геохимия», 1961, № 3.
- Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах. Труды Совещ. по эксперимент. геохимии, Изд-во АН СССР, 1962.
- Борсдин Л. С., Назаренко И. И. Химический состав пирохлора и изоморфные замещения в молекуле  $A_2B_2X_7$ . «Геохимия», 1957, № 4.
- Бруер Л., Сирш А. В. Усп. химии, XXVII, 8, 1958.
- Виноградов А. П. Распределение химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.
- Волженков А. И. Реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 21, 1940.
- Гаврилин Р. Д. Геологическое положение щелочных жильных пород в жильной серии щелочноземельных гранитоидов. Докл. АН СССР, 113, № 5, 1957.
- Гинзбург А. М., Берхин С. И. О составе и химической конституции литиевых слюд. Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 5, 1953.
- + Григорьев Ив. Ф., Долманова Е. И. Мезозойские гранитоиды Забайкалья и связь с ними редкометалльного оруденения. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. II, Изд-во АН СССР, 1955.
- Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1933.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.
- Жиров К. К., Стишов С. М., Рыжиков Б. Д. О происхождении окраски амацинитов. «Геохимия», 1959, № 8.

- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Труды Центр. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 96, 1937.
- Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования. Труды Всесоюз. научно-исслед. ин-та пьезооптич. минерального сырья, 1960, т. IV, вып. 1.
- + Коржинский Д. С. Открытые системы с вполне подвижными компонентами и правило фаз. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1949.
- + Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- + Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. «Геохимия», 1956, № 7.
- + Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1957.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности — щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах. Мат-лы к всесоюз. совещ. по разработке научных основ поисков слепых рудных тел. Госгеолтехиздат, 1958.
- + Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. Докл. АН СССР, 122, № 2, 1958.
- Лебедев А. П. К петрологии некоторых типов гранитоидов Северной Украины. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 84, 1947.
- Леонтьев А. Н., Бойко Т. Ф. О грейзенизированных гранитных куполах Алтая. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 3, 1959.
- Масгутов Р. В. Об одной разновидности циркона из Центрального Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 1(30), 1958.
- Масгутов Р. В. К вопросу об альбитизации гранитов. Изв. АН Казах.ССР, серия геол., вып. 1 (38), 1960.
- Масгутов Р. В. Типы альбитизированных гранитов. Изв. АН Казах.ССР, серия геол., вып. 3(40), 1960.
- Некрасов И. Я. О новом типе бериллиевого оруденения. «Геология рудных месторождений», 1960, № 2.
- Новоселов А. В., Муратов Ф. Ш., Решетникова Л. П., Гордеев И. В. Исследование давления диссоциации фторбериллата натрия состава  $\text{Na}_2\text{BeF}_4$ . Вестн. МГУ, 1958, № 6.
- Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Шевалеевский И. Д. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метаморфических пород. «Геохимия», 1957, № 5.
- Павленко А. С., Сяо Чжун-ян, Морозов Л. Н. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными тантал-ниобатами. «Геохимия», 1960, № 2.
- Пашутин В. А. О фторидном переносе тантала в надкритических растворах. Тезисы докл. 3-ей конференции молодых научн. сотруди. ИМГРЭ АН СССР, 1961.
- Половинкина Ю. И. Магматизация и атаксис в гранитогнейсовом комплексе Криворожья. Труды XVII Междунар. геол. конгресса, т. 2, ГОНТИ, 1939.
- Родионов Д. А. К вопросу о логнормальном распределении содержащий элементов в изверженных породах. «Геохимия», 1961, № 4.
- + Сажина Л. И. О распространении рублия в гранитах СССР. «Геохимия», 1958, № 6.
- + Северов Э. А. Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. Изд. ИМГРЭ АН СССР, 1960.
- + Северов Э. А. О некоторых случаях альбитизации гранитов. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 5, 1961.
- + Северов Э. А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1962.
- Северов Э. А., Вершковская О. В. О поведении галлия в процессе альбитизации гранитоидов. Докл. АН СССР, 135, № 6, 1960.
- Семенов Н. П. О миграции пороодообразующих элементов в постмагматических продуктах гранитных магм (в связи с изучением постмагматических метасоматических процессов в Украинском кристаллическом массиве). В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1, 1953.
- Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах. «Геохимия», 1958, № 4.
- Сердюченко Д. П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. Изд-во АН СССР, 1959.
- + Ситин А. А., Леонова Т. Н. О находке стрюверита в экзоконтактовых грейзах одного из массивов в Восточной Сибири. Докл. АН СССР, 1961, 137, № 3.
- + Ситин А. А., Леонова Т. Н. Лопарит — новый акцессорный минерал альбитизированных гранитов. Докл. АН СССР, 1961, 140, № 6.
- Слепнев Ю. С. Особенности распространения лития и рублия в некоторых гранитоидах Якутии. «Геохимия», 1958, № 2.
- Степанов А. В., Северов Э. А. Гагаринит — новый редкоземельный минерал. Докл. АН СССР, 1961, 141, № 4.

- Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. «Геохимия», 1957, № 6.
- Хитаров Н. И., Иванов Л. А. Исследования в области критических температур водных растворов. Труды Второго совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии АН СССР, 1937, 1.
- Хитаров Н. И., Иванов Л. А. Экспериментальные данные по характеристике водных растворов в области критических температур. Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. V, 1937, 2.
- Хитаров Н. И., Иванов Л. А., Ротман Л. Э. К познанию критических явлений в природных процессах. «Советская геология», 1939, № 2.
- Шатский Н. С. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объясн. зап. Госгеолтехиздат, 1957.
- Beer K. E. The petrography of some of the riebeckite-granites of Nigeria. Rept. Geol. Surv. Nigeria, Atomic Energy Div., 1952, N 116.
- Chadwick L. C. Chemical composition of Nigerian columbite. Colon. Geol. Min. Res., 1951, 2, N 4.
- Dewing E. W. Vapor Pressures of the System Sodium Chloride—Aluminium Chloride. J. Am. Chem. Soc., 77, N 5, 1955.
- Greenwood R. Younger intrusive rocks of Plateau Province, Nigeria compared with the alkalic rocks of New England. Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, 62, N 10.
- Hildebrand J. H. The liquid state. Proc. Phys. Soc., 56, 1944.
- Howard E. H. Some physical and chemical properties of new sodium aluminium fluoride. J. Am. Chem. Soc., 76, N 8, 1954.
- Jacobson R. R. E. Notes on the occurrence of columbite in the Younger granites. Geol. Surv. Dept. Nigeria, Ann. Rept. 1945.
- Jacobson R. R. E., Cawley A., MacLeod W. N. The occurrence of columbite in Nigeria. Occas. Pap. Geol. Surv. Nigeria, N 9, 1951.
- Jacobson R. R. E., MacLeod W. N., Black R. Ring-complexes in the Younger granite Province of Northern Nigeria. Mem. Geol. Soc., Lond., 1958, N 1.
- Kuhrt F. Das Tröpfchenmodell realer Gase. Zs. Phys. Soc., 131, 1952.
- Marmo V. The problem of late-kinematic granites. Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitteilungen, 38, N 1, 1958.
- Nockolds S. K. The contaminated granite of Bibette Head Alderney. Geol. Mag., 69, 1932.
- Porter R. F., Zeller E. E. Mass spectra of Aluminium (III) Halides the Heats of dissociation of  $Al_2F_6(g)$  and  $LiF \cdot AlF_3(g)$ . J. Chem. Phys., 33, N 3, 1960.
- Rankama K., Sahama Th. Geochemistry. Chicago, 1950.
- Rowe R. B. Association of columbium minerals and alkaline rocks. Canad. Min. J., 76, N 3, 1955.
- Sense K. A., Stone R. W. Vapor pressures and molecular composition of vapors of the sodium fluoride-berillium fluoride system. J. Chem. Phys., 62, N 4, 1958.
- Sharp W. N., Hawley C. C. Bertrandite-bearing greisen, a new beryllium ore. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 400B, 1960.
- Stager H. K. A new beryllium deposit. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 400B, 1960.
- Smith F. G. Review of physico-chemical data on the State of supercritical fluids. Econ. Geol., 48, 1953.
- Williams F. A., Meehan J. A., Paulo K. L., John T. U., Rushton H. G. Economic geology of the decomposed columbite-bearing granites. Jos Plateau, Nigeria. Econ. Geol., 51, N 4, 1956.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i> . . . . .	3
<i>Глава I.</i> Геологическое положение альбитизированных и грейзенизированных гранитов . . . . .	7
<i>Глава II.</i> Парагенетические типы редкометалльных апогранитов . . . . .	14
Биотитовые и двуслюдяные слабо альбитизированные и грейзенизированные граниты с минералами бериллия . . . . .	15
Мусковит-альбитовые апограниты с минералами бериллия . . . . .	19
Литионит-амазонит-альбитовые апограниты с минералами тантала и ниобия . . . . .	42
Биотит-альбитовые апограниты с минералами ниобия и циркония . . . . .	62
Рибекит-альбитовые апограниты с минералами ниобия, циркония и редких земель . . . . .	71
<i>Глава III.</i> Редкометалльные минералы апогранитов . . . . .	89
Минералы лития и рубидия . . . . .	89
Минералы бериллия . . . . .	94
Минералы редких земель и тория . . . . .	102
Минералы циркония . . . . .	105
Минералы тантала и ниобия . . . . .	108
Минералы олова . . . . .	119
Минералы вольфрама . . . . .	121
Минералы молибдена . . . . .	121
<i>Глава IV.</i> Геохимическая характеристика редкометалльных апогранитов . . . . .	122
Кремний . . . . .	122
Алюминий . . . . .	124
Железо . . . . .	125
Натрий . . . . .	127
Калий . . . . .	129
Кальций . . . . .	130
Магний . . . . .	132
Марганец . . . . .	132
Титан . . . . .	132
Фтор . . . . .	133
Принципы геохимической классификации апогранитов . . . . .	134
<i>Глава V.</i> Стадии послемагматического метасоматоза гранитоидов и основные закономерности формирования редкометалльных апогранитов . . . . .	142
О роли режима кислотности — щелочности растворов в процессе формирования апогранитов . . . . .	150
	195

<i>Глава VI. Геохимические особенности распределения и поведения редких элементов в апогранитах</i>	166
Литий	166
Рубидий	170
Цезий	173
Бериллий	173
Галлий	176
Таллий	177
Скандий	178
Редкие земли	179
Цирконий	180
Ниобий	182
Тантал	185
<i>Заключение</i>	190
<i>Литература</i>	192

*А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин*

**Альбитизированные и грейзенизированные граниты  
(апограниты)**

*Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов Академии наук СССР*

*Редактор Издательства Т. Б. Гришина. Художник Н. П. Фролов  
Технический редактор Т. В. Полякова. Корректор К. Н. Сытина*

РИСО АН СССР № 5—32В. Сдано в набор 20/VII 1962 г. Подписано к печати 2/XI 1962 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 12,25+7 вкл., Усл. печ. л. 17,46. Уч.-изд. л. 16,5 (15,7+7 вкл.)  
Тираж 1500 экз. Т-12733. Изд. № 1101. Тип. зак. № 5268.

*Цена 1 р. 27 к.*

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

## ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
89	13 стр.	$Al_{1,25-1,0} O_{10}]$	$Al_{1,25-1,50} O_{10}]$
89	14 стр.	$KLi_{0,25}$	$KLi_{0,25}$
113	24 св.	$N = 1,78$	$N > 1,78$
158	15 св.	равных	ранних
172	2 св.	$LiRb$	$Li/Rb$

*Брус А. А. и др.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты).