

В.И.КОВАЛЕНКО

ПЕТРОЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ  
ГРАНИТОИДОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

В. И. КОВАЛЕНКО

**ПЕТРОЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ  
ГРАНИТОИДОВ**

Ответственный редактор  
чл.-корр. АН СССР *Л. В. Таусон*

2124



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1977



В книге сведены данные по геологии, минералогии, петрохимии и геохимии редкометалльных гранитоидов и их вулканогенных аналогов (РГ). Для каждого геохимического типа РГ рассмотрены характерные серии магматических пород, типоморфные минералы, типоморфные геохимические признаки, направление эволюции состава, коэффициенты распределения редких элементов между магмами и кристаллами, оруденение, набор послемагматических пород, их рудная нагрузка, эффузивные и субвулканические аналоги (онгониты, пантеллериты). Показано, что расплавы литий-фтористых РГ могли образоваться при дифференциации подкисленной аляскитовой магмы, насыщенной фтором, в условиях расширенного поля кристаллизации кварца, а магмы агпаитовых РГ — в условиях повышенной щелочности. Рассмотрены основные мировые РГ-провинции и их тектоническое положение. Эти провинции тяготеют к общим ареалам магматизма над палеозонами Заварицкого — Бенюфа и в пределах рифтовых систем.

Монография рассчитана на широкий круг геологов, минералогов, геохимиков, а также специалистов по редкометалльным месторождениям.

## ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена проблемам изучения редкометалльных гранитоидов, часто несущих практически интересные концентрации редких элементов, а также сопоставлению редкометалльных гранитоидов с редкометалльными вулканогенными породами. Интерес к этим гранитам как к потенциально промышленным объектам (Беус, Ситнина, 1960; Гинзбург, 1967, 1972) привел к резкому усилению их детального геологического, минералогического и геохимического исследования. Особенно большие успехи достигнуты в последние пятнадцать лет в СССР. Эти достижения связаны с именами А. А. Беуса, Ф. Р. Апельцина, А. С. Бабкина, И. Д. Батиевой, А. И. Бугайца, А. И. Гинзбурга, И. Н. Говорова, А. М. Гребенникова, Н. Е. Залашковой, П. В. Коваля, В. С. Кудрина, М. В. Кузьменко, О. Д. Левицкого, Г. П. Луговского, Р. В. Масгутова, В. В. Матиаса, Д. И. Минеева, В. С. Павлова, М. Г. Руб, А. А. Ситнина, И. Н. Тимофеева, Ю. И. Темникова, Л. Г. Фельдмана и др. Их работы дали представление о минеральном и химическом составе редкометалльных гранитов на территории СССР, распределении в них редких элементов, внутреннем строении отдельных массивов в плане и разрезе, взаимоотношении с вмещающими породами, последовательности образования некоторых пород и т. п. Наличие высоких концентраций элементов, присутствие альбита, необычная для гранитов неоднородность химического и минерального состава, структур и текстур привели многих авторов к представлению о метасоматическом происхождении редкометалльных гранитов (Беус и др., 1962), хотя имелись и сторонники их магматического генезиса (Аристов и др., 1956; Левицкий и др., 1963).

Цель нашей монографии — разработка основных представлений о происхождении главным образом гипабиссальных массивов редкометалльных гранитоидов на основе исследования новой провинции этих пород на территории МНР (Коваленко и др., 1971), обобщения имеющихся фактических материалов по другим провинциям, а также всестороннего сопоставления редкометалльных гранитов и вулканитов.

Массивы редкометалльных гранитоидов МНР послужили весьма благодарным объектом для геохимических и петрологических исследований не только в связи с лучшей по сравнению, например, с забайкальскими объектами их обнаженностью, но и в связи с обнаружением на территории МНР принципиально важных в генетическом отношении соотношений редкометалльных гранитов и выявлением здесь субвулканических (иногда стекловатых) аналогов таких гранитов (онгонитов) (Коваленко и др., 1971). Для автора очень важным было участие Д. С. Коржинского в исследовании наиболее интересных массивов и, в частности, онгонитов на территории МНР и Забайкалья (1969 и 1972 гг.), с которым мы прямо на месте полевых исследований обсуждали все интересующие нас проблемы редкометалльных гранитов.

Исследование автором редкометалльных гранитоидов, начатое еще в 1960 г., в последние 10 лет проводилось при изучении мезозойского интрузивного магматизма МНР в составе Комплексной советско-монголь-

ской геологической экспедиции, возглавляемой А. Л. Яниным и Н. С. Зайцевым. Автор работал в большом коллективе геохимиков Института геохимии СО АН СССР (М. И. Кузьмин, А. В. Горегляд, Н. В. Владыкин, В. С. Антипин, П. В. Коваль, Ю. П. Цыпуков, Ц. Цэдден, Д. Ломбо, Ц. Арпунбилэг, Ц. Гундсамбуу), а также геологов ГИН АН СССР, Научно-исследовательской лаборатории зарубежной геологии Министерства геологии и охраны недр СССР, ИФЗ АН СССР, ИГЕМ АН СССР, ГЕОХИ АН СССР, ИМГРЭ, ИГиГ СО АН СССР, ИЗК СО АН СССР, что давало возможность комплексно решать многие проблемы петрологии и геохимии мезозойских гранитоидов МНР, в том числе и редкометалльных гранитов.

Весьма полезным для автора было обсуждение ряда проблем петрологии и геохимии редкометалльных гранитоидов с акад. Д. С. Коржинским, чл.-корр. Л. В. Таусоном, ст. н. с. Н. С. Зайцевым.

Многочисленные анализы редкометалльных гранитоидов выполнены в лаборатории геохимии редких элементов (В. В. Конусова, В. А. Писарская, С. А. Юрченко, [С. Р. Абрамова,] Л. И. Черная, Л. Д. Макагон, Л. И. Чувашова), лаборатории физических методов исследований (Е. С. Костюкова, А. И. Кузнецова, В. А. Легейдо, Л. Л. Петров, Е. В. Смирнова, С. Н. Арбатская), химической лаборатории (Л. Н. Матвеева, В. К. Халтуева, В. И. Мордвинова, Д. Х. Николаева) и рентгено-спектральной лаборатории (В. П. Афонин, Л. А. Соломонова) Института геохимии СО АН СССР. Характеристика методов анализа приведена в работе В. И. Коваленко, М. И. Кузьмина, Л. П. Зоненшайна и др. (1971).

Всем перечисленным товарищам автор глубоко благодарен.

Специально автор хотел бы выразить свою теплую признательность коллективу лабораторий геохимии редких элементов Института геохимии СО АН СССР, внутри которой эта работа создавалась и в той или иной степени обсуждалась, а особенно А. В. Горегляду, М. И. Константиновой и А. И. Каменщикову за большую помощь в технической подготовке работы.

Еще раз подчеркнем, что работа касается преимущественно гипабиссальных массивов редкометалльных гранитоидов и в какой-то степени эффузивных аналогов этих пород. Здесь же уместно напомнить читателям, что имеются также глубинные зоны редкометалльной гранитизации в интенсивно метаморфизованных толщах (Апельцин, 1966; Апельцин и др., 1967; Тулохонов, 1967). По-видимому, к более глубинным образованиям, чем рассматриваемые в этой книге, относятся и гнейсовидные щелочные граниты Кольского полуострова с их редкометалльными пегматитами (Батиева, 1974). Автору представляется вероятным предположение Ф. А. Апельцина о том, что хотя бы часть только что упомянутых зон гранитизированных пород могут быть теми кориевыми частями земной коры, в которых происходило выщелачивание материнских магм редкометалльных гранитоидов. Однако детальный геохимический анализ процесса выщелачивания таких магм выходит далеко за рамки настоящего исследования.

## ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ, КЛАССИФИКАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ И ПРИНЯТАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

Гранитоиды, несущие повышенные<sup>1</sup> по сравнению со средними содержаниями в кислых интрузивных породах концентрации некоторых редких<sup>2</sup> элементов (лития, рубидия, цезия, ниобия, тантала, циркония, гафния, редкоземельных элементов, иттрия, олова), удобно назвать редкометалльными. Нередко такие образования называют «апогранитами», подразумевая их постмагматическую метасоматическую природу (Беус и др., 1962). В то же время генезис их до сих пор остается спорным. Чтобы не вносить в терминологию рассматриваемых пород дискуссионные представления об их происхождении, автору представляется более удачным использовать термин «редкометалльные гранитоиды», чем «апограниты». Гранитоиды — более емкое понятие, чем граниты. Под понятием «гранитоиды» подразумевают не только интрузивные породы гранитного состава, но и их стекловатые аналоги, а также некоторые связанные с гранитами жильные породы (например, пегматиты).

Многочисленные классификации редкометалльных гранитоидов основаны на петрохимических и минералогических признаках, на представлениях о наиболее важном в практическом отношении элементе (тантало-, вольфрамо-, оловоносные и т. п.), гипотезах о происхождении (Беус и др., 1962; Беус, 1968; Павленко и др., 1960; Павленко, Коваленко, 1960; Коваленко, Коваль, 1968; Кузьменко, 1973; Глизбург, 1972). Тем не менее, если обратиться к вещественной стороне всех этих классификаций, в основе их лежит наличие четко выдержанных в природных объектах двух главных петрохимических групп гранитоидов: щелочных (обычно апагитовых) и нормальных (плюмазитовых). Эта основа сохранена в принятой в настоящей работе классификации редкометалльных гранитоидов.

В то же время наряду с характерными чертами собственно рудонесущих пород классификация должна отражать состав и специфику материнских гранитоидов. Необходимы обобщающие названия для целых серий пород с учетом материнских гранитов, редкометалльных образований и иногда даже более поздних метасоматических и гидротермальных пород. С учетом всего выше сказанного в качестве классификационной единицы, в наибольшей степени отвечающей перечисленным требованиям, нами вводится понятие «**геохимического типа**» пород (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Кузьмин, 1971), которое может быть основой классификации не только редкометалльных гранитоидов, но и других плутоидических пород.

В основе определения геохимического типа лежит состав материнского гранита, а более полное определение данного типа может быть сведено к следующему. **Геохимический тип объединяет группу пород, близких по химическому и минеральному составу, по распределению редких элементов, по поведению петрогенных и редких элементов. Породы одного**

<sup>1</sup> В размерности не превышающей их аксессуарных значений.

<sup>2</sup> В соответствии с определением Л. В. Таусона (1961) «редким элементом может быть назван такой элемент, который не является одним из ведущих конститuentов главных минералов данной минеральной ассоциации» (с. 15).

**Характерные признаки геохимических**

Геохимический тип	Серии магматических пород	Типоморфные минералы	Типоморфные геохимические признаки
Литий-фтористые граниты (литионит-амазонит-альбитовые апограниты с минералами Ta и Nb, по А. А. Беусу и др.; группа литионитовых редкометалльных гранитов, по А. И. Гинзбургу)	Аляскиты → микроклин-альбитовые граниты (иногда амазонитовые) → альбит-денцилитовые граниты	Слюды серии сидерофиллит-ленидолит-мусковит, топаз, монацит, ильменит, колумбит, микролит	Резко повышенные содержания F, Li, Rb, Tl, Sn, Hf, Nb, Ta; резко пониженные содержания Ba, Sr, TR, Y, Zr; низкие значения Nb/Ta, Zr/Hf, K/Rb
Щелочные (агпаитовые) гранитоиды (рибекит-альбитовые апограниты с минералами Zr, Nb и TR, по А. А. Беусу и др.)	Щелочные граниты → экериты или грорудиты → щелочно-гранитные негматиты	Амфиболы серии арфведсонит-рибекит, эгирин, астрофиллит, полилитионит, разнообразные цирконо-титано- и ниобосиликаты, окислы и силикаты TR, Nb, Zr и др.	Na+K > Al; резко повышенные содержания TR, Y, Nb, Ta, Zr, Hf, Zr, Sn, Be; резко пониженные содержания Sr и Ba
Стандартные граниты (мусковит-альбитовые апограниты с минералами Be, по А. А. Беусу и др.)	Биотитовые, двухслюдяные, мусковитовые, мусковит-турмалиновые (иногда с граватом) граниты и разнообразные негматиты	Малолитиевый мусковит, гранат, турмалин	Кларковые содержания редких элементов; иногда повышенные содержания Be, Ta, Nb

геохимического типа способны формировать самостоятельные интрузивные массивы с определенным набором пород поздних фаз и послемагматических образований, в том числе и рудных.

При разработке понятия «геохимического типа» пород мы исходим из следующего.

1. Классификационная единица должна быть строго определенной, чтобы она характеризовала собой важнейшие вещественные (петрографические, петрохимические и геохимические) свойства рассматриваемых пород.

2. Геохимический тип должен отвечать требованию определенной пространственной независимости при его локализации. Это значит, что те простейшие составы пород, которые лежат в основе петрографической номенклатуры, здесь не всегда пригодны. Породы же некоторых геохимических типов в петрографическом и петрохимическом отношении весьма близки, но заметно различны по распределению некоторых редких элементов.

3. Геохимический тип должен нести металлогеническую нагрузку, определяя генетически связанные с ним специфические рудные проявления.

Наш опыт петрографических и геохимических исследований разновозрастных редкометалльных гранитоидов Монголии (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971), Тувы (Коваленко, Пополитов, 1970), Восточного Саяна (Коваленко, 1964), Нигерии (Тугаринов, Коваленко, 1973), Забайкалья, Казахстана, Чехословакии, ГДР, а также обзор материалов

## типов редкометалльных гранитоидов

Направление эволюции состава пород магматических серий	Оруденение	Послемагматический метасоматоз и его рудная нагрузка	Примеры проявлений	Эффузивные и субвулканические аналоги
Обогащение нормативным альбитом, обеднение кварцем; увеличение содержания F, Li, Rb, Tl, Sn, Hf, Nb, Ta	Ta, Li, Rb, Sn	Цвиттеры — Sn, W, унаследованный Та Полевощпатовые метасоматиты и альбититы — Y, TR Мусковитовые грейзены — Sn, W	Забайкалье (Mz <sub>2</sub> ), Дальний Восток СССР (Pz), МНР (Mz <sub>1</sub> , Mz <sub>2</sub> ), США, Нигерия, Уганда (Pcm), Франция, ГДР, ЧССР и др.	Топазсодержащие кварцевые кератофиры (онгониты); Забайкалье, МНР
Увеличение $K = (Na + K) / Al$ ; возрастание содержания TR, Y, Nb, Ta, Sn, Be, Zr, Hf, Zn	TR, Y, Nb, Zr	Окварцевание	Тува, Казахстан, Забайкалье, Кольский полуостров, Гренландия, Нигерия, МНР и др.	Пантеллериты и комендиты океанических областей и рифтовых зон в пределах континентов
Увеличение Na/K, обогащение Be, Ta, Nb	Be, Ta, W	Мусковитовые грейзены — Sn, W, Be	Забайкалье, МНР	Онгониты, бедные фтором и литием; МНР

по рудоносным и в том числе редкометалльным гранитоидам показывают, что в соответствии с приведенным определением могут быть выделены следующие 5 геохимических типов пород, из которых 3 последних объединяют редкометалльные гранитоиды.

1. Габбро-диоритовый тип, петрохимические параметры:  $a = 7,1 \div 10,8$ ;  $c = 8,7 \div 5,8$ ;  $b = 27,0 \div 14,5$ ;  $S = 57,2 - 68,9$ ;  $Q = -8,5 \div +17,4$ .

2. Гранодиорит-гранитный, петрохимические параметры:  $a = 12,4 \div 13,4$ ;  $c = 4,5 \div 2,4$ ;  $b = 8,3 \div 5,4$ ;  $S = 74,8 - 78,8$ ;  $Q = 20,3 \div 28,4$ .

3. Геохимический тип стандартных гранитов на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого — от состава гранита до линии, ограниченной следующими координатами:  $a = 12,0$ ;  $b = 3,5$ ;  $a = 17,0$ ;  $b = 2,2$ ;  $c = 0$ ;  $b = 3,5$ ;  $c = 1,5$ ;  $b = 2,0$ .

4. Геохимический тип литий-фтористых плюмазитовых аляскитов (составы которых лежат выше граничной линии, указанной в предыдущем интервале).

5. Геохимический тип пород повышенной щелочности, с повышенным коэффициентом аргитности ( $> 1$ ), наличием щелочных минералов (щелочных темноцветных, фельдшпатоидов), а также минеральных парагенезисов повышенной щелочности (Коржинский, 1957).

Следует подчеркнуть, что габбро-диоритовый и гранодиорит-гранитный геохимические типы пород довольно четко фиксируются по минера-

логическим и петрохимическим признакам. Для различия гранитоидов литий-фтористого и стандартного геохимических типов приходится использовать не только петрохимические и петрографические признаки, но и распределение редких элементов. Подробное описание редкометалльных гранитоидов литий-фтористого и щелочного геохимических типов приведено в настоящей работе. Главные признаки перечисленных выше геохимических типов редкометалльных гранитоидов отмечены в табл. 1.

В последнее время расчленение всего многообразия гранитоидов на геохимические типы осуществил Л. В. Таусон (Таусон, 1973; Tauson, 1974). По его классификации наши редкометалльные гранитоиды литий-фтористого и стандартного геохимического типов относятся к типу илюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, а редкометалльные щелочные гранитоиды выделяются в самостоятельный тип.

В работе большое внимание уделено магматическим и метасоматическим явлениям. При этом понятие магматического генезиса подразумевает образование пород при кристаллизации из магмы. Термин «метасоматоз», по Д. С. Коржинскому, определяет «процессы изменения химического состава породы, совершающиеся посредством замещения одних минералов другими. Замещение совершается обычно при участии поровых растворов, которые растворяют одни минералы и немедленно отлагают другие, так что в течение замещения порода в целом сохраняет твердое состояние» (Коржинский, 1969, с. 7). Специально подчеркнем, что метасоматоз осуществляется в твердых породах, а не в расплавленных или частично закристаллизованных. Эта особенность процесса относится и к автометасоматическим явлениям в гранитах, которые, в нашем понимании и в представлениях исследователей школы Д. С. Коржинского, характеризуются участием послемагматических растворов, генетически связанных с гранитами, испытавшими воздействие первых. Эта трактовка термина «автометасоматоз» отличается от принятой многими геологами. Для изменения состава магмы и кристаллизующихся из нее минералов при взаимодействии с растворами (в том числе остаточными магматическими) используется предложенный Д. С. Коржинским термин «метаматматическое явление» (Коржинский, 1972, 1974). Иногда кристаллизацию такой магмы называют апоэвтектической (Коржинский, 1960).

По-видимому, любой гранит в большей или меньшей степени затронут метасоматическим воздействием. Утверждая «магматический генезис», автор имеет в виду образование магматическим путем главных вещественных и структурных особенностей пород, хотя и метасоматическое изменение в такой породе возможно. Однако воздействие его не больше, чем в обычной породе, считающейся магматической.

Во всех случаях, когда это было возможно, автор старался придерживаться рекомендованной петрографической классификации гранитоидов (Коптев-Дворников и др., 1972). Для номенклатуры редкометалльных литий-фтористых гранитоидов, которая в полной мере пока не разработана, использовалась диаграмма (рис. 1), построенная на принципах, предложенных для негматитов (Солодов, 1971). Дополнительная характеристика породам давалась по составу некоторых второстепенных минералов (слюды, амфиболы), структурно-текстурным признакам, иногда по цвету калиевого полевого шпата (амазонит).

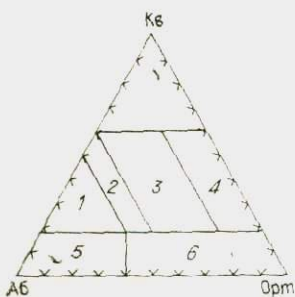


Рис. 1. Принятая номенклатура редкометалльных литий-фтористых гранитоидов:

- 1 — альбитовые граниты; 2 — микроклин-альбитовые граниты;
- 3 — двуплатовые и моношпатовые аляскиты и лейкократовые граниты; 4 — калишпатовые моношпатовые гранитоиды;
- 5 — альбититы; 6 — фельдшпатовые.

Для названия щелочных гранитоидов применялись известные петрографические термины (Заварицкий, 1956; Петрографический словарь, 1963). При этом подразумевалось, что щелочные граниты обязательно должны содержать щелочные темноцветные минералы (рибекит, арфведсонит, эгирин, энigmatит и т. п.).

Специальный термин «онгонит» нам пришлось ввести для обозначения субвулканической разности редкометальных литий-фтористых гранитов<sup>3</sup> (Коваленко, Кузьмин, Антипин, Петров, 1971). Название породе дано по наименованию вольфрамового месторождения Онгон-Хайерхан в Монгольской Народной Республике, где она впервые была обнаружена. Онгониты детально охарактеризованы ниже и описаны в специальной работе (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976). Важно, что такая специфическая порода прежде не описывалась в литературе. По предложению акад. Д. С. Коржинского мы ее назвали «онгонит», но описываем под двойным названием «топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит)». Она существенно отличается от кварцевых кератофиров и составом, и геологическим положением, и ассоциацией связанных с ней пород. Онгонит — не название известной породы, встреченной в районе Онгон-Хайерхана. Это — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород, которые уже обнаруживаются и в других районах, что оправдывает ее собственное название.

В настоящее время онгониты выявлены в районе Онгон-Хайерханского вольфрамового месторождения, вблизи Бага-Газрынского массива литий-фтористых редкометальных гранитоидов в МНР, а также в Ары-Булакском массиве Вост. Забайкалья в СССР (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976). Аналогичная по составу и строению порода описана из Рудных Гор (Stark, 1932). Близки к онгонитам некоторые разновидности третичных бериллий-фтористых эффузивных пород запада США (Shawe, 1966; см. табл. 2). В пределах Онгон-Хайерханского месторождения отмечается целая серия даек онгонитов. Наиболее крупные дайки получили названия «Амазонитовая», «Промежуточная» и «Штокверковая». Они имеют субширотное простирание при падениях в южных румбах и косо секут простирание вмещающих слоев песчаников и алевролитов хэнтэйской серии. Онгониты западной части дайки Штокверковой пересекаются кварц-слюдистыми прожилками с вольфрамитом и касситеритом. Серия Бага-Газрынских даек онгонитов имеет субмеридиональное простирание с падением на восток и залегает в пермо-триасовых песчаниках, конгломератах, туфопесчаниках и туфах. Эти дайки пересекаются прожилками цвиттеров и зонами кварц-мусковитовых грейзенов.

Онгониты Ары-Булакского массива слагают субвулканическое штокообразное тело (Коваленко, Гребенников, Антипин, 1974). Следует отметить только, что данные онгониты несут все геологические признаки магматических пород (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976). Слагаемые ими даечные или штокообразные тела имеют резкие секущие контакты с четкими апофизами и содержат многочисленные ксенолиты обычно неизмененных вмещающих пород, часто повернутые в процессе движения онгонитовых расплавов. Ярким геологическим свидетельством кристаллизации онгонитов из расплава служат увеличение их степени закристаллизованности от периферии к центру в ряде тел, наличие эндоконтактных зон закаленных афировых стекловатых онгонитов, проявление флюидалности в них как результата следов течения вязкого расплава в полости трещины. На то, что онгониты сформировались в приповерхностных субвулканических условиях, указывает их порфировый или микрозер-

<sup>3</sup> Здесь и далее так называются граниты, содержания лития и фтора в которых несколько превышают кларк, т. е. имеют акцессорное значение.

## Некоторые провинции редкометалльных гранитоидов

Провинция	Ассоциация геохимических типов, общая характеристика провинции	Авторы описания
1	2	3

*Редкометалльные гранитоиды*

Центральное и Восточное Забайкалье (преобладают массивы Mz<sub>2</sub>, редкие массивы Mz<sub>1</sub>)

**Ассоциация гиабиссальных трещинных гранитоидов стандартного и литий-фтористого геохимических типов** (позднемезозойские). Контакты массивов с вмещающими породами — резкие, интрузивные, с аюфизами. Отмечены эруптивные брекчии, в которых обломки вмещающих пород сцементированы литий-фтористыми гранитами. В эндоконтактах части зоны закали, нередко со шпировыми пегматитами. Имеются случаи перехода от глубинных биотитовых аляскитов к альбит-лепидолитовым гранитам (с неоднородной текстурой) апикальных фаций (Центральный массив), или от двуслюдяных гранитов (глубинные фации) к альбит-лепидолитовым с шпировыми пегматитами (Южный массив). В Южном массиве пегматиты секутся послемагматическими кварц-лепидолитовыми грейзенами, а последние — фельдшпатитами (альбититами)

Коваль, 1975; Аристов и др., 1956; Левицкий и др., 1963; Беус и др., 1962; Луговой и др., 1972; Темников, 1972; Гребневиков, 1966; Черник, Бабкин, 1963; Залашкова, 1969; Залашкова, Спятиц, 1967; Потапов и др., 1965; Потапов, 1971; Зорин, 1962; Дружинин, Колесниченко, 1964; Дружинин, 1968; Коваленко и др., 1975

Западное Забайкалье и Южное Прибайкалье (Mz<sub>1</sub>, иногда P — T?)

**Ассоциация гиабиссальных (нередко даечных) гранитоидов стандартного и литий-фтористого типов.** Как правило, слабодифференцированные массивы (штоки, кольцевые дайки) литий-фтористых гранитов. Известны микроклин-альбитовые и амазонит-альбитовые граниты и шпировые пегматиты в них. Особенность провинции — расположение некоторых массивов литий-фтористых гранитов среди карбонатных вмещающих пород. Контакты массивов резкие, интрузивные

Надетов, Смолянский и др., 1966; Косале, 1968; Косале, Мазуров, 1968; Коваль, 1975; Плюснин, Жбанов, 1965, 1966; Гусев и др., 1968

Забайкальский пояс щелочных гранитоидов (Mz<sub>1</sub>)

**Геохимический тип щелочных пород.** Гиабиссальные и приповерхностные массивы щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов (с постепенными переходами). Вулкано-плутонические комплексы. Главная фаза — обычно моношатовые (реже микроклин-альбитовые) граниты с щелочными темпоцветными минералами; дайки — гроссульты, сельсбергиты, микрограниты; жилы — щелочно-гранитных пегматитов и кварц-эгирип-альбитовых пегматитовых пород. Известны скарны с брютолитом, чевкинитом

Арсеньев, 1946; Нечаева, 1960; Арсеньев, Нечаева, 1951; Шейнман и др., 1961; Тихомиров и др., 1964; Комаров, 1970; Нечаева, Борнман-Старышевский, 1956; Скрипичина, 1966

Дальний Восток (Pz<sub>1</sub>?)

**Граниты литий-фтористого типа.** Куполовидное тело с вертикальной зональностью, расположенное в карбонатной вмещающей среде. Зоны (сверху вниз): 1) аплитовидные альбитовые граниты с протолитомитом; гребневидный выступ лепидолитовых

Говоров, 1958, 1966<sub>1,2</sub>; Говоров и др., 1959, 1966, 1969, 1970; Руб, 1956; Недашковский и др., 1966; Луговой, Руб, 1969; Луговой и др., 1972

1	2	3
<p>Ставовик — Джугджур (Pz<sub>3</sub> или Mz<sub>2</sub>)</p>	<p>пегматитов; 2) моношиповые аляскиты с топазом; 3) микроклин-альбитовые аляскиты с топазом; 4) альбитовые граниты с циннвальдитом. Поздние аногранитные и апокарбонатные грейзены. Контакты массива с известняками резкие, интрузивные</p> <p><b>Ассоциация щелочных и литий-фтористых гранитов.</b> Трехфазный массив: 1) сиениты и граносиениты; 2) моношиповые, реже альбитсодержащие биотитовые граниты; 3) щелочные граниты. В биотитовых гранитах — метасоматические тела послемагматических цвиттеров, альбититов. В связи с щелочными гранитами — зоны полилитнионитовых грейзенов</p>	<p>Болотников, 1965; Залицак и др., 1966; Гамалея, 1968, 1969; Гамалея, Егоров, 1969</p>
<p>Казахстан (D, P<sub>1</sub>, P — T)</p>	<p><b>Ассоциация гипабиссальных массивов стандартных и литий-фтористых гранитов, в некоторых районах (Чингиз — Тарбагатай) — ассоциация литий-фтористых и щелочных гранитов.</b> Известны штоки, дайки амазонит-альбитовых гранитов с шпировыми пегматоидами в апикальных частях. Связаны с гранитами дополнительной фазы (иногда постепенные переходы). Для Чингиза — Тарбагатай установлено более позднее образование щелочных гранитов по сравнению с биотитовыми. Для массивов щелочных гранитов: главная фаза — арфведсонитовые и эгирин-арфведсонитовые микроклин-альбитовые или моношиповые граниты; позднее — щелочно-гранитные пегматоиды (в прикровельных зонах). Контакты массивов резкие, интрузивные</p>	<p>Коржинский, 1932; Пламенская, 1957<sub>1-2</sub>, 1958, 1962; Бугаец, 1967; Фельдман и др., 1967; Египко, Титов, 1963; Летников, 1975; Карabanов, Кроль, 1969; Ганев, Сечина, 1962; Щерба, 1960; Масгутов, 1960; Минеев, 1968; Беус и др., 1962; Леонтьев и др., 1972</p>
<p>Северный Тянь-Шань (позднекаледонские)</p>	<p><b>Граниты литий-фтористого типа.</b> Массивы с вертикальной зональностью (аляскиты, переходящие кверху в амазонит-альбитовые граниты с циннвальдитом). В зоне контакта — штокшайдеры с топазом и криофиллитом. В известняковой вмещающей среде аляскиты кверху переходят в разности, более богатые калиевым полевым шпатом. Контакты массивов резкие, интрузивные. В экзоконтактных известняках — флюоритовые и турмалин-флюоритовые метасоматиты</p>	<p>Фельдман и др., 1967; Луговской и др., 1972</p>
<p>Северо-восточная Тува, Восточный Саян (Pz<sub>1</sub>, Pz<sub>1-2</sub>)</p>	<p><b>Щелочные граниты и другие щелочные породы.</b> Щелочные граниты (дайки, жилы, мелкие штоки) — поздние фазы сиенитовых и граносиенитовых массивов. Известны вулканоплутонические комплексы с последовательностью образования от вулканических до гипабиссальных фаций. В щелочных гранитах много пегматитов, иногда тела с «переслаиванием» зон гранитов и пегматитов. Отмечены переходы снизу вверх микроклин-альбитовых щелочных гранитов в миароловые и далее — в альбитовые. После-</p>	<p>Дмитриев, Котина, 1966; Костин, Петрова, 1960; Кузьменко, Акелин, 1965; Коваленко, Пополитов, 1965, 2, 1970; Коваленко и др., 1965; Коваленко, Окладникова, Пополитов, 1968; Коваленко, Писарская, Пополитов, 1968; Пополитов и др., 1965; Гордиенко, 1967; Хренов и др., 1966</p>

1	2	3
Горный Алтай (D <sub>2</sub> , C — P, T)	<p>магматические породы: 1) биметасоматические микроклиниты и альбититы, 2) цирколитовые жилы; 3) кварцевые жилы; 4) кварцево-прожилковое замещение</p> <p><b>Щелочные граниты.</b> Известны рибекитовые, биотит-рибекитовые граниты и аляскиты, микроклин-альбитовые микропегматиты. Жилы альбитовых и калишпат-альбитовых пород. По экзоконтактовым известнякам — скарны. Контакты массивов резкие, интрузивные</p>	Нечаева, 1973
Алданский щит (J <sub>3</sub> — K <sub>1</sub> )	<p><b>Щелочные граниты и другие щелочные породы.</b> Щелочные граниты (дайки, штоки, трубообразные тела) — поздние фазы комплекса калиевых щелочных пород. Послематическая карбонатизация</p>	Билибин, 1941; Кравченко, 1956; Билибина и др., 1967
Кольский полуостров (средний Pt)	<p><b>Щелочные граниты.</b> Крупнейшие в мире массивы (Западные Кейвы). Арфведсонитовые гранито-гнейсы, переходящие в эндоконтакте в амфибол-эпидио-магнетитовые разности (в крупных массивах). Поздние щелочногранитные пегматиты. Послематические кварцевые жилы с микроклином, арфведсонитом, астрофиллитом. Контакты массивов резкие. В экзоконтакте — образование щелочных гнейсо-метасоматитов</p>	Щелочные граниты Кольского полуострова. 1958; Батиева, 1974; Луц, 1972; Плетнева, 1967; Бельков, 1958; Калита, 1963; Костин, Волженкова, 1965
Нигерия, Нигер (Mz)	<p><b>Ассоциация щелочных и литий-фтористых гранитов.</b> Меридиональный пояс вулкано-плутонических (кольцевых) комплексов, внегеосинклинального характера. Образовались в два цикла: 1) вулканический (риолиты, кварц-пироксен-фаялитовые порфиры); 2) интрузивный (неоднократное чередование агпаитовых гранитов, а также литий-фтористых или колумбитоносных и щелочных. В щелочных гранитах — шпировые пегматоиды; в литий-фтористых — шпировые пегматоиды и послематические цвиттеры и грейзены. Контакты массивов гранитов резкие, интрузивные</p>	Jacobson e. a., 1958; Апельцин, Фельдман, 1958; Колотухина, 1964; Северов, 1960; Тугаринов и др., 1968; Tugarinov e. a., 1968; Тугаринов, Коваленко, 1973; Ajakaiye, 1968, 1970; Turner, 1969; Wright, 1970, Щерба и др., 1967
Рудные Горы СССР, ГДР (варисские)	<p><b>Ассоциация гранитоидов стандартного (ранний комплекс) и литий-фтористого (поздний комплекс) геохимических типов.</b> Среди литий-фтористых гранитов выделяют фазы: 1) гранит типа Айбеншток, 2) аляскит типа Бляуэнтал; 3) мелкозернистые граниты. Иногда различают «внешний» (ранний) и «внутренний» (поздний) гранит. Характерны прикровлевые пегматоиды (штокшайдеры) и иногда послематические кварцглоки. Граниты — протолитионит- или цинивальдитсодержащие, микроклин-альбитовые, как правило, с топазом. Имеются массивы с вертикальной зональностью, когда снизу вверх аляскиты переходят в микроклин-альбито-</p>	Schust, 1965; Schust e. a., 1970; Schust, Wasternack, 1972; Bernstein e. a., 1972; Tishendorf e. a., 1972, 1971, 1965; Tischendorf, 1973; Bolduan, 1963; Kuhne, 1974; Tägl, Baumann, 1974; Типендорф, Болдуан, 1966, Dahm e. a., 1967; Schulze e. a., 1967; Schlaegel, 1974; Štemperok, Sulcek, 1969; Čada e. a., 1974; Čada, Novak, 1974; Janečka e. a., 1974; Янечка, 1966; Jorchovský, Pavlů, 1974;

1	2	3
Центральный массив, Франция (варисские)	<p>вые граниты с циннвальдитом. Послемагматические образования: 1) цвиттеры, разнообразные кварцевые жилы; 2) кварц-серицитовые грейзены. На месторождении Альтенберг установлена следующая последовательность: 1) цвиттер, 2) фельдшпатит, а на месторождении Цинновец-Южный: 1) цвиттеры, 2) фельдшпатиты («метасиениты»), 3) кварц-мусковитовые грейзены.</p> <p>Контакты массивов резкие, интрузивные. При интенсивной грейзенизации зон контактов первичный интрузивный контакт не сохраняется</p>	Фиала, 1969; собственные наблюдения автора
Сев. Шотландия (третичные) О. Роккал, северная Атлантика Юж. Гренландия (Pt)	<p><b>Ассоциация гранитов стандартного и литий-фтористого (комплекса «лейкогранитов») геохимических типов.</b> В раннюю фазу образовались аляскиты (лейкограниты), в позднюю — микроклин-альбитовые и альбит-лепидолитовые граниты (куполовидные выходы, дайки). Характерная черта провинции — наличие в ряде массивов литиевых фосфатов. Штокшайдеры и кварцлоки. Послемагматические грейзены, кварцевые жилы. Контакты массивов (в том числе альбит-лепидолитовых гранитов) резкие, интрузивные</p> <p><b>Литий-фтористые граниты</b> с послемагматическими цвиттерами</p> <p><b>Щелочные граниты</b> и роккалиты с эльпидитом</p> <p><b>Щелочные граниты</b> в ассоциации с другими щелочными породами. Куполовидные и залежеобразные выходы щелочных гранитов с эльпидитом и поздние тела щелочногранитных пегматитов. Иногда криолитовые залежки. Послемагматические кварцевые жилы с полилитнионитом, контактово-реакционные зоны криолитизации</p>	<p>Обер, 1971; Aubert, 1962; Aubert, Bonnici, 1963; Aubert e. a., 1965; Chauris, 1971; Burnol, 1974; Burnol e. a., 1974</p> <p>Nockolds, Richey, 1973</p> <p>Sabine, 1960; Roberts e. a., 1972</p> <p>Sørensen, 1967; 1970; Сёренсен, 1965; Parsons, 1972; Герасимовский, 1969; Pauly, 1974</p>
Район Осло (варисские)	<p><b>Щелочные граниты</b> в ассоциации с другими щелочными породами и базальтами. Щелочные граниты (экериты) часто с эльпидитом. Вместе с биотитовыми гранитами завершают формирование интрузивного комплекса. Контакты массивов резкие, интрузивные</p>	<p>Barth, 1944; Oftedahl, 1960; Dietrich e. a., 1965; Dietrich, Heier, 1967; Тернер и Ферхуген, 1961</p>
Монголия (Mz <sub>1</sub> и Mz <sub>2</sub> , возможно Pz <sub>3</sub> )	<p>Три ассоциации: 1) литий-фтористые и стандартные граниты в зоне «распыленного» магматизма мезозойского тектоно-магматического ареала; 2) щелочные граниты на периферии ареала; 3) щелочные граниты и другие щелочные породы — Южно-Гобийский пояс. Массивы куполовидной формы, дайки, штоки, пластины. В литий-фтористых гранитах — переходы от глубинных аляскитов до алякальных альбит-лепидолитовых гранитов. Контакты последних резкие, интрузивные даже с материнскими аляс-</p>	<p>Коваленко и др., 1971; Коваленко и др., 1970, 1974; Тектоника МНР, 1974; Мезозойская и кайнозойская тектоника... 1975; Богуславский и др., 1966; Ушаков, Богуславский, 1969</p>

1	2	3
	<p>китами. Последовательность послемагматических образований: 1) двиттеры или кварц-ленидолитовые грейзены; 2) фельдшпатиты или альбититы; 3) кварц-мусковитовые грейзены. В массивах щелочных гранитов — поздние фазы экеритов, роккалитов, щелочно-гранитных пегматитов, реже пантеллеритов. Контакты тем резкие, интрузивные. Послемагматическое окварцевание с поллизитионитом, кварцевые жилы, карбонатные жилы, гематитизация.</p>	
<i>Стекловатые аналоги редкометалльных гранитов</i>		
<p>Большой Басейн, США (третичные). Пояс бериллий содержащих вулканитов запада США</p>	<p><b>Тип литий-фтористых гранитоидов.</b> Дайки, потоки, слои, мелкие интрузии порфириновых риолитов, их стекловатые с высоким содержанием фтора (иногда с тоназом) и туфов с бертраандитом. В туфах отмечено послемагматическое образование флюорита, монтмориллонита, опала, халцедона, возможно, бертраандита. Бериллиево-оруденение контролируется слоями пористых туфов. Корреляция между содержаниями бериллия, лития, цезия и интенсивностью вторичных изменений в туфах отсутствует</p>	<p>Shawe e. a., 1964; Patton, 1908; MacAnulty, Levinson, 1964; Shawe, 1966; Shawe, Bernold, 1966; Griffiths, Powers, 1966; Staatz, 1963; Staatz, Griffiths, 1961; Griffiths, Rader, 1963</p>
<p>Большой Басейн, США (третичные). Штат Невада</p>	<p><b>Тип щелочных гранитоидов.</b> Потоки, слои, кальдеры, сложенные комендитами и их туфами и стекловатыми неплами. В последних — вертикальная зональность с переходом от комендитов в подошве до трахитов в верхах слоя</p>	<p>Noble e. a., 1968; Eken, 1968; Orkild e. a., 1968; Noble, 1968</p>
<p>Вулкан Фантал, Эфиопия (четвертичные)</p>	<p><b>Тип щелочных гранитоидов и других щелочных пород.</b> Последовательность: 1) экструзия трахитов; 2) трахиты и риолиты; 3) пантеллериты; 4) туфы пантеллеритов; 5) трахиты; 6) пантеллериты с вкраплениями кварца. Зональность слоев туфов и лав — от пантеллеритов до трахитов (снизу вверх)</p>	<p>Dickinson, Gibson, 1972; Baker e. a., 1972; Gibson, 1972</p>
<p>Менганг, Кения (Pc — Q)</p>	<p><b>Ассоциация пантеллеритов с другими щелочными породами</b></p>	<p>MacDonald e. a., 1970</p>
<p>Аравийский полуостров (плиоцен)</p>	<p><b>Ассоциация пантеллеритов с другими щелочными породами, реже риолитами</b></p>	<p>Gass, Mallick, 1966; Заварицкий, 1950; Cox e. a., 1970</p>
<p>О. Мэджор, Новая Зеландия (8890 ± 135 млн. лет)</p>	<p><b>Тип щелочных гранитоидов.</b> Обсидианы и пемзы комендитов. Последовательность: 1) породы главного конуса; 2) вулканиты раннего конуса; 3) вулканиты молодого конуса</p>	<p>Ewart e. a., 1968; Marshall, 1936; Nicholls, Garmichael, 1969</p>
<p>О. Пантеллерия, Средиземное море</p>	<p><b>Ассоциация пантеллеритов и других щелочных пород.</b> Последовательность: 1) лавы пантеллеритов и других пород главного конуса; 2) кальдера; 3) лавы пантеллеритов и других пород молодого конуса; 4) базальты</p>	<p>Заварицкий, 1950; Gottini, 1970; Barberi e. a., 1973</p>

нистый до стекловатого облик, а также формы залегания слагаемых им тел, отсутствие заметного взаимодействия с вмещающими породами, наличие флюидальности в афировых онгонитах и т. п. Все это — признаки быстрого охлаждения и кристаллизации вязкого силикатного онгонитового расплава в субвулканических условиях.

Ряд наблюдений контактовых пород в телах онгонитов предполагает механическое воздействие онгонитового расплава на вмещающие породы: последние раздвигаются, иногда взламываются и перемещаются в онгонитах. Иногда даже вкрапленники собственных минералов «раздавливаются» вязким расплавом, а местами расплав «срывает» участки быстро застывших закаленных онгонитов. Очевидно, часть онгонитов образовалась при последовательной кристаллизации сравнительно гомогенного расплава, поскольку в них намечается увеличение степени закристаллизованности от периферии к центрам тел (онгониты Онгон-Хайрхана). В других случаях кристаллизация расплава была в глубинном очаге, а затем происходило внедрение онгонитовых магм, в разной степени уже закристаллизованных (онгониты Бага-Газрына). Геологические наблюдения позволяют утверждать, что из наложенных послемагматических метасоматических явлений в онгонитах проявлены цвиттеры и мусковитовые грейзены, которые характерны и для обычных массивов редкометалльных литий-фтористых грацитов (см. табл. 2; Коваленко, и др., 1971).

Для специфических сидерофиллит-или цинивальдит-топаз-кварцевых грейзенов в некоторых массивах литий-фтористых гранитов нами используется уже упоминавшийся термин «цвиттер». Цвиттерами (наряду с термином «грейзен») именовались некоторые мелкозернистые грейзены с триоктаэдрической литий-железистой слюдой на месторождениях Рудных Гор. Изучение массивов редкометалльных литий-фтористых гранитов МНР, ЧССР, ГДР и СССР и обзор имеющейся литературы привел автора к выводу, что такие породы — не просто уникальные отклонения обычных грейзенов в каких-то конкретных районах, а представляют собой закономерное явление в процессе развития литий-фтористых гранитоидов и занимают здесь вполне определенное место. В связи с этим предложено (Коваленко, Кузьмин и др., 1972<sup>1,2</sup>) называть цвиттерами все грейзены (независимо от региона), в составе которых отмечены железистая или литиево-железистая слюда, топаз, кварц и ряд рудных минералов (касситерит, вольфрамит, колумбит и др.).

Использованная нами в последней главе тектоническая терминология в основном заимствована из книги Л. П. Зоненшайна и др. (1976).

## **КОНТАКТОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ ГРАНИТОВ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ, ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД В МАССИВАХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ**

Геологическое строение некоторых массивов редкометалльных гранитоидов изучено довольно детально (см. табл. 2). Не останавливаясь подробно на их строении, отметим наиболее общие геологические особенности таких массивов (Беус, 1968; Гинзбург, 1972; Темников, 1972): 1) трещинный интрузивный характер тел редкометалльных гранитоидов; 2) штокообразная форма массивов с куполовидной морфологией апикальной поверхности, дайкообразные тела, кольцевые дайки, трубки, каркасные тела, пластовые тела и т. п.; 3) малые размеры массивов (как правило, с выходом в несколько квадратных километров); 4) положение в качестве выступов (или алофиз), отходящих вверх на 0,5—1 км от значительно более крупных массивов материнских гранитоидов; 5) приуроченность наиболее богатых редкими элементами разностей пород к апикальным частям куполовидных массивов.

Имеющиеся данные о геологическом строении массивов редкометалльных гранитоидов СССР, МНР и других стран (см. табл. 2) позволяют рассмотреть характер контактовых соотношений их с вмещающими породами и наметить обобщенную схему последовательности образования пород в таких массивах (табл. 3).

**Гранитоиды литий-фтористого геохимического типа.** Многие куполообразные массивы пород этого типа имеют зональное строение. Наиболее глубинные части таких массивов сложены аляскитами или лейкократовыми биотитовыми (иногда двуслюдянными) гранитами, которые по направлению к апикальным частям сменяются последовательно микроклин-альбитовыми или амазонит-альбитовыми гранитами с протолитионитом или циннвальдитом и далее — альбит-лепидолитовыми гранитами. По-видимому, из всех известных автору массивов наиболее полно эта зональность проявлена в описанном ранее Жанчивланском массиве МНР (Коваленко, Кузьмин и др., 1972). Близка к рассмотренной зональность Центрального-1 массива Вост. Забайкалья, выявленная при его глубоком (до 500 м) бурении (Коваль, 1975). Значительно чаще зональность массивов литий-фтористых гранитов представлена менее полно. В апикальных частях куполов могут отмечаться только амазонит-альбитовые или микроклин-альбитовые граниты (массива Барун-Цогто, Югодзырь в МНР; Майкульский, Хоргосский, Тототузский массивы в Казахстане; массивы северного Тянь-Шаня; массивы Рудных Гор в ГДР и ЧССР и др.). Нередко массивы редкометалльных литий-фтористых гранитов сложены какой-либо одной из перечисленных выше разновидностей пород, что особенно характерно для крутопадающих дайкообразных тел.

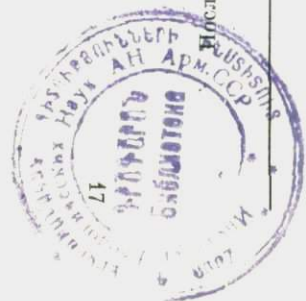
Переходы между отдельными разновидностями пород зональных массивов литий-фтористых гранитоидов могут быть постепенными, а иногда и эрузивными (Жанчивланский массив). Во всех известных случаях взаимного пересечения гранитоидов литий-фтористого типа относительно более молодыми оказываются гранитоиды с наиболее литиевыми слюдами. Нередко последние могут слагать тела гранитоидов фаз дополнительных интрузий. Видимо, именно в апикальной части массивов формировались наиболее поздние разновидности гранитов.

Геологические наблюдения над контактами аляскитов, микроклин-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитов с любыми вмещающими толщами однозначно доказывают их интрузивный характер. По-видимому, практически эти контактовые соотношения ничем не отличаются от таковых для интрузивных тел обычных гранитоидов или иных магматических пород. Для массивов всех разновидностей редкометалльных литий-фтористых гранитов характерны резкие, секущие контакты с многочисленными апофизами; независимость состава гранитов от состава вмещающих пород (некоторое влияние оказывают только карбонаты — см. табл. 2); наличие ксенолитов слабо измененных или неизмененных вмещающих пород; наличие эрузивных брекчий с обломками часто разных по составу вмещающих пород (гранитов, диоритов, сланцев и т. п.), цементированных любыми, вплоть до альбит-лепидолитовых, разновидностями литий-фтористых гранитов; развитие эндоконтактных зон мелкозернистых закаленных пород. Специально хотелось бы подчеркнуть секущий интрузивный характер альбит-лепидолитовых и других альбитсодержащих литий-фтористых гранитов по отношению к вмещающим породам гранитного состава, в том числе материнским аляскитам. Именно при таких соотношениях следовало бы ожидать все метасоматические переходы от аляскитов (или гранитов) до соответствующих «апогранитов» в масштабах, соизмеримых с размерами тел «апогранитов». В действительности же этого нет. По отношению к вмещающим гранитоидным породам массивы редкометалльных литий-фтористых гранитов ведут себя так же, как и по отношению к вмещающим породам другого состава, т. е. как секущие, интрузивные тела. Имеющиеся иногда маломощные (первые метры) зоны

2124

Обобщенная схема последовательности образования пород массивов редкометалльных гранитов

Стадия	Положение в массиве	Литий-фтористые граниты	Граниты стандартного геохимического типа	Щелочные граниты
Магматическая	Нижние глубинные или центральные части	Аляскинты, обычно двушпатовые, иногда моношпатовые, с биотитом или двуслюдяные	Биотитовые граниты или аляскинты, нередко моношпатовые	Щелочные (часто амфибол-эгириновые) моношпатовые граниты
		Микроклин-альбитовые граниты с протолитионом	Двуслюдяные граниты	Микроклин-альбитовые щелочные (рибекит-эгириновые или арфведсонит-эгириновые) граниты, экериты, роккалиты. Иногда альбитовые щелочные граниты
Послемагматическая	Верхние апикальные части или зоны эндо-контакта	Амазонит-альбитовые граниты с циннвальдитом	Микроклин-альбитовые граниты с мусковитом	
		Альбит-лепидолитовые граниты	Альбитовые граниты с мусковитом	
	В апикальных частях массивов	Пегматоиды, в том числе краевые или штокшайдеры	Пегматоиды	Щелочпогранитные пегматоиды
		Цвиттеры или кварц-лепидолитовые грейзены	Ритмичные зоны аphanopominеральных альбитов, чередующихся с зонами, обогащенными кварцем и мусковитом	Редкие биметасоматические микроклиниты и альбититы на контакте щелочных гранитов и диоритов
		Фельдшпатиты или альбититы		
		Кварц-мусковитовые грейзены	Кварц-мусковитовые грейзены	Редкие цитролитовые жилы с рибекитом, альбитом, приоритом. Кварцевые жилы с редкометальной минерализацией
				Окварцевание, иногда с полизитионом
		Мусковитовые, флюоритовые, иногда карбонатные прожилки, зоны хлоритизации	Мусковитовые, флюоритовые прожилки	Прожилки сульфидов, карбонатов и т. п.



экоконтактовых «грейзенов» или «альбитизированных» вмещающих гранитов (меньше метра), конечно, не могут рассматриваться в качестве переходных «метасоматических» зон, поскольку почти для любых интрузивных тел других пород обычно также бывает то или иное контактовое воздействие, не связанное с полной «метасоматической» переработкой самих интрузивных тел.

В рассматриваемых гранитах МНР и других провинций отсутствуют реликты «первичных» пород, за счет метасоматической переработки которых могли бы образоваться редкометалльные граниты. На эту особенность альбит-лепидолитовых гранитов Этыкинского массива обратили внимание еще О. А. Левицкий и др. (1963). В то же время для типичных метасоматических гранитоидных пород, развитых, например, в древних толщах (Тулохонов, 1967; Апелцин и др., 1967), характерны все переходные породы (в виде мощных зон) от неизменных исходных до метасоматитов, с наличием темных реликтовых пород, а также зависимость состава метасоматитов от состава исходных пород. В нашем случае мы имеем, как и во всех других магматических породах, ксенолиты вмещающих пород, а не реликты исходных. При этом ориентировка ксенолитов свидетельствует об их перемещении в теле интрузий редкометалльных гранитов.

В наиболее четком и однозначном проявлении все перечисленные контактовые соотношения редкометалльных литий-фтористых гранитов отмечаются в субвулканических телах онтолитов, о чем уже писалось достаточно подробно (Коваленко, Кузьмин и др., 1972<sub>1</sub>; В. И. Коваленко, П. П. Коваленко, 1976).

В то же время геологические наблюдения показывают удивительно неоднородное строение особенно апикальных частей массивов с сегрегациями практически всех главных породообразующих минералов гранитов, что создает впечатление наличия «струй», «ятеп», «шос», «шпиров» анхимономинеральных альбититов, существенно кварцевых пород и т. п. Эта вещественная и текстурно-структурная неоднородность — характерная черта редкометалльных гранитоидов, отличающая их от обычных гранитов. Несомненно, что во многих случаях неоднородность литий-фтористых редкометалльных гранитоидов может быть вызвана и наличием на них таких метасоматических процессов, как грейзенизация или образование фельдшпатитов (альбититов) (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Коваленко, Кузьмин и др., 1974). В то же время обычно распределение сегрегаций альбита, кварца и некоторых других минералов рассматриваемых гранитов, с метасоматической точки зрения, строго контролируется границами интрузивных тел, располагаясь приблизительно параллельно их контактам и практически никогда не выходя за контур этих тел. Такие сегрегации нередко продолжены в апофизы гранитов, проявлены в цементе эруптивных брекчий, но никогда не пересекают интрузивные контакты или ксенолиты в гранитах, «обтекая» все посторонние включения. В то же время иногда они пересекаются телами пегматоидов. По-видимому, такие сегрегации присущи самим интрузивным телам гранитов, и геологические данные не позволяют отделить их образование от формирования самого интрузивного тела. Причины появления указанных сегрегаций минералов в апикальных частях интрузивных магматических массивов гранитов мы рассмотрим после анализа вещественного состава редкометалльных гранитов.

Таким образом, анализ контактовых взаимоотношений главных разновидностей литий-фтористых гранитов с разнообразными вмещающими породами приводит нас к выводу об интрузивном магматическом их происхождении (см. табл. 3).

Характерным элементом строения массивов редкометалльных литий-фтористых гранитоидов, четко выявляемом при их геологическом изучении, выступают пегматоиды. Сравнительно крупные шпировые или

секущие жильные тела их отмечаются в апикальных прикровельных частях почти всех массивов. Передко они располагаются непосредственно в эндоконтакте апикальной поверхности куполовидных тел, и тогда их называют краевыми пегматитами или штокшайдерами (горняцкий термин Рудных Гор). В прикровельной зоне многих массивов пегматоиды могут иметь сравнительно крупные размеры, но с увеличением глубинности они слагают уже мелкие жильобразные тела, количество которых становится все меньше и меньше. Обычно такие тела пегматоидов располагаются в прикровельных частях куполовидных массивов, сложенных любыми из перечисленных разновидностей литий-фтористых гранитов и при любом составе вмещающих пород (от гранитов до карбонатов). Как правило, они пересекают вмещающие их граниты, а иногда и контакты этих гранитов с вмещающими породами и, следовательно, относятся к более поздним образованиям. В то же время, например, в массиве Альтенберг (ГДР) известны эруптивные брекчии, цемент которых представлен аляскитом, а в обломках отмечены краевые пегматиты. Все это свидетельствует о начале формирования штокшайдеров еще до момента полной консолидации гранитных массивов и завершении их образования — после такой консолидации.

Иногда в жилах пегматоидов наблюдаются пестрые границы, обусловленные наличием в контактовой зоне дискретных метакристаллов кварца, амазонита, слюды, развивающихся в гранитах. Видимо, часто пегматоиды могли развиваться и за счет перекристаллизации и некоторой метасоматической переработки твердого гранита (Заварицкий, 1944, 1947), хотя в других случаях тела пегматоидов имеют четкие интрузивные контакты. В соответствии с такой двойственной природой пегматитов их образование в табл. 3 показано между собственно магматическим и послемагматическим этапами образования редкометалльных гранитоидов.

Нельзя не отметить, что в краевых пегматитах (штокшайдерах) и в некоторых жильных их разновидностях намечается ритмично-зональное строение с чередованием полос анлитовидных (часто обогащенных альбитом) пород и грубозернистых кварц-кальцикатовых пегматоидов с нормальной к полосчатости ориентировкой кристаллов кальциката и кварца. Эти текстуры сходны с текстурами ритмично-полосчатых пород, описанных М. М. Повилайтис (1966, 1972). В целом, обсуждаемая зональность массивов редкометалльных литий-фтористых гранитов, вероятно, общехарактерна и выдерживается в разных регионах. На ее наличие впервые указал А. А. Беус (Беус и др., 1962; Беус, 1968; Гинзбург, 1972), хотя он и рассматривал ее как отражение метасоматических изменений в гранитах. Данные о зональности для конкретных массивов СССР и некоторых других государств приведены в табл. 2.

Несколько нарушается вертикальная зональность в тех массивах редкометалльных литий-фтористых гранитов, которые залегают во вмещающей карбонатных породах. В этом случае в породах апикальных частей массивов отмечается значительно меньшее, по сравнению с рассмотренными выше породами, содержание альбита вплоть до образования моношатовых безальбитовых аляскитов (Луговской и др., 1972).

Судя по взаимоотношениям различных пород в массивах редкометалльных литий-фтористых гранитоидов МНР наиболее ранние послемагматические образования здесь — цвиттеры и кварц-лепидолитовые грейзены. Они образовались позже пегматоидов и несут все признаки метасоматических пород (Корякинский, 1936, 1955, 1969). Они характеризуются метасоматической зональностью с полиминеральными слюдяными породами на периферии тел и с тенденцией к образованию анхиминеральных кварцевых пород в их центральных частях. Границы зон — четкие, но всегда с признаками замещения пород переходных зон породами тыловых, с реликтами исходных пород разной степени метасоматической переработки в соответствующих грейзенах. Этими геоло-

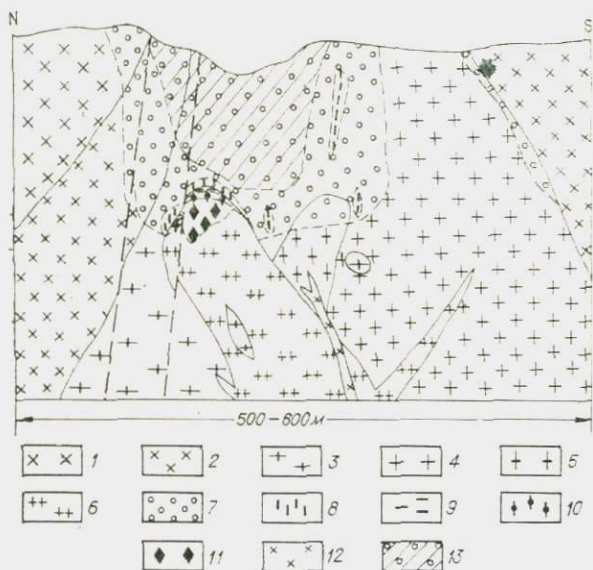


Рис. 2. Геологический разрез оловянного месторождения Альтенберг в Рудных Горах, ГДР (по П. Оссевакконфу):

1 — тепличные кварцевые порфиры; 2 — ранние резко порфирировидные биотитовые граниты («гранит-порфиры»); 3—6 — различные структурные разновидности поздних («внутренних») литий-фтористых аляскитов; 7 — биотитовые цвиттеры («темные» грейзены); 8 — кварц-топазовые грейзены; 9 — пикнитовые породы; 10 — штокшайдер; 11 — фельдшпатиты; 12 — послегрейзеновые мелкозернистые граниты; 13 — обрушившиеся массы оловянных грейзенов.

гическими признаками цвиттеры и кварц-лепидолитовые грейзены четко отличаются от самих редкометальных гранитов.

Тела цвиттеров могут пересекать интрузивные контакты гранитов различных фаз или различного возраста. Например, в Бага-Газрынском массиве МНР жильные тела грейзенов нередко пересекают контакты крупнозернистых аляскитов главной фазы и мелкозернистых гранитов фазы дополнительных интрузий (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). На месторождении Альтенберг в Рудных Горах (ГДР), хотя цвиттеры и сосредоточены преимущественно в гранитах купола, но контроль их со стороны интрузивного контакта отсутствует. Они развиваются и в экзоконтактных зонах вмещающих порфирировидных гранитов и даже в более ранних тепличных кварцевых порфирах (рис. 2; см. табл. 2). Следовательно, грейзены отличаются от гранитов с сегрегациями отсутствием контроля со стороны границ интрузивного тела.

Интересно также подчеркнуть, что первично-интрузивные контакты в грейзенах обычно видны только в случае частичного замещения интрузивных пород или их приходится восстанавливать по распределению размеров зерен тех минералов исходных гранитов, которые остаются стабильными и в грейзенах (для цвиттеров — это зерна кварца, иногда слюды, топаза). Во многих случаях первичные интрузивные контакты в цвиттерах практически различить невозможно. Следовательно, на примере таких типичных метасоматитов, как цвиттеры, удается показать несостоятельность предположения о сохранности первично-интрузивных контактов и в интенсивно метасоматически переработанных «апогранитах». Это подтверждает тезис о магматическом характере рассмотренных выше первично-интрузивных контактов в массивах литий-фтористых редкометальных гранитоидов.

Цвиттеры особенно широко распространены в массивах литий-фтористых гранитов Рудных Гор (см. табл. 2), где они слагают крупные

залежи, цилиндрические тела и жилы в апикальных частях гранитоидных массивов. С глубиной крупные тела расщепляются на жилы, и последние постепенно исчезают. Характерно, что и в крупных апикальных залежах цвиттеров намечается указанная выше метасоматическая зональность. Например, в пределах упоминавшегося уже оловянного месторождения Альтенберг (ГДР) в центральной части мощного цилиндрического тела протолитионитовых цвиттеров располагаются линзовидные и прожилковидные агрегаты кварц-топазовых цвиттеров (см. рис. 2), т. е. и здесь повторяется метасоматическая зональность жильных тел. В то же время зона кварц-топазовых грейзенов в данном случае отделена от исходных гранитов на глубине и по периферии зонами биотитовых цвиттеров. Это связано, видимо, с тем, что цвиттеры наиболее интенсивно развиваются в самой апикальной части массивов и процесс их образования затухает как в нижних частях, так и на периферии.

Более поздними по сравнению с цвиттерами в рассматриваемых гранитах считаются метасоматические тела фельдшпатитов. В Бага-Газрышском массиве МНР нами наблюдалось, как кварц-топазовые зоны жильного тела цвиттеров пересекались фельдшпатитами (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). На месторождении Альтенберг четко зафиксировано пересечение и замещение цвиттера фельдшпатитами (альбититами) (см. рис. 2; Schlaegel, 1974). На южном участке месторождения Цинновец (ЧССР) также зафиксировано пересечение тел цвиттеров фельдшпатитами (альбититами) (Cada, Novak, 1974; см. табл. 2). Наконец, в массиве Орловка Вост. Забайкалья в 1973 г. нами совместно с Д. С. Коряжнским, А. М. Гребенниковым, А. Я. Пьянниковым и В. С. Антипиным установлен факт пересечения кварц-лепидолитовых грейзенов альбититами (стенка карьера с отметкой 1000 м). Этот факт важен в связи с предположением о наличии ранней альбитизации в рассматриваемых гранитах, причем эндоконтактовые альбититы рассматриваются в качестве тыловой анхимономинеральной зоны колонки альбитизированных гранитов (Коваль, 1975). Действительные геологические соотношения между альбититами и другими породами этого массива показаны на рис. 3. Среди альбит-лепидолитовых гранитов здесь отмечается серия полого залегающих жил кварц-амазонит-лепидолитовых пегматоидов, секущих граниты. В целом, простирание жил близко к простиранию контакта массива с вмещающими породами. Нередко они разветвляются, образуя апофизы. Мощность жил пегматоидов — от сантиметров до метра. Сложены они крупными кристаллами амазонита (до 10—

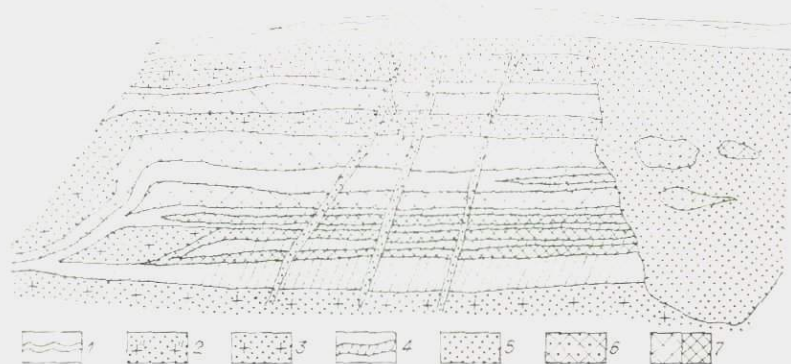


Рис. 3. Зарисовка взаимоотношений пород в стенке карьера апикальной части массива литий-фтористых гранитов в Забайкалье:

1 — вмещающие песчаники и сланцы триасового возраста; 2 — мелкозернистые «закаленные» альбит-лепидолитовые граниты; 3 — среднезернистые альбит-лепидолитовые граниты; 4 — кварц-топаз-лепидолитовые грейзены; 5 — альбититы; 6 — альбитизированные пегматоиды; 7 — пегматоиды.

15 см) и кварца, которые сцементированы более мелкозернистым агрегатом кварца и лепидолита. Пегматоиды пересекаются жилами кварц-топаз-лепидолитовых грейзенов мощностью до 0,5 м. Грейзены иногда имеют зональное строение, когда периферические их части обогащены слюдой, а центральные — кварцем и топазом. Местами в грейзенах отмечались реликты крупных кристаллов амазонита пегматоидов, разведенных грейзенами и рассеянных их тонкими прожилками. Простирающиеся жилы грейзенов — близкие к простиранию контактовой поверхности массива. Видимо, они контролируются трещинами пологой отдельности гранитов.

Фельдшпатиты (альбититы) на этом участке тяготеют к самому эндоконтакту, образуя зону мощностью до 1 м. Однако к востоку от края уступа карьера отмечается мощный раздвиг этой зоны, здесь хорошо видно, что тело этих пород четко срезает жилы пегматоидов и грейзенов. Более поздний характер фельдшпатитов по сравнению с грейзенами однозначно доказывается в данном случае пересечением грейзенов апофитами описываемых пород мощностью 2—5 см, отходящих от их основной эндоконтактовой зоны. Контакт фельдшпатитов с вмещающими породами — достаточно четкий, но при этом хорошо заметны следы замещения ранних пород фельдшпатитами. Например, при фельдшпатизации пегматоидов первыми исчезают кварц и слюда, а округленные и альбитизированные реликты кристаллов амазонита часто сохраняются, подчеркивая реликтовую структуру исходной породы. При фельдшпатизации грейзенов также в первую очередь из них исчезает кварц, гранитов — кварц и слюда, и иногда за счет постепенного растворения кварца намечается зональность с тенденцией к образованию анхимономинеральных альбититов. В целом же фельдшпатиты довольно гомогенные породы без четко проявленной зональности.

Эти наблюдения позволяют сделать ряд выводов. Во-первых, последовательность образования пород в ашкальной части массива следующая: лепидолит-альбитовый гранит → амазонитовый пегматоид → кварц-топаз-лепидолитовый грейзен → фельдшпатит (альбитит). Во-вторых, образование лепидолит-альбитовых гранитов оторвано во времени от образования анхимономинеральных альбититов процессами формирования пегматоидов и грейзенов. Следовательно, альбититы (фельдшпатиты) не могут рассматриваться в качестве тыловой зоны единой колонки альбитизированных гранитов, а альбитизация — наиболее ранним послемагматическим процессом, ответственным за образование лепидолит-альбитовых гранитов. В-третьих, несомненно, что грейзены и фельдшпатиты — продукты послемагматического метасоматоза в гранитах и пегматоидах. В соответствии со всем этим данные табл. 3 показывают, что образование фельдшпатитов произошло позднее формирования цвиттеров и кварц-лепидолитовых грейзенов.

В Бага-Газрынском массиве МНР отмечено образование кварц-мусковитовых грейзенов второй генерации, которые телескопически накладываются на ранние тела цвиттеров (Коваленко, Кузьмин, Золешиний и др., 1971; Коваленко, Кузьмин и др., 1974). Более позднее образование этих грейзенов по сравнению с цвиттерами («темными» грейзенами) в массивах Рудных Гор показано также немецкими геологами (Küpe и др., 1972). Однако соотношения их с фельдшпатитами (альбититами) здесь окончательно не выяснены. Более поздний характер грейзенов второй генерации по сравнению с фельдшпатитами показан для южного участка месторождения Цинковец (Cada, Novak, 1974). Кварц-мусковитовые прожилки, более поздние по отношению к фельдшпатитам, имеются и в Бага-Газрынском массиве МНР. Трудность уточнения этих соотношений связана с обычной пространственной разобщенностью фельдшпатитов и кварц-мусковитовых грейзенов, которая значительно резче проявлена здесь, чем для цвиттеров и фельдшпатитов.

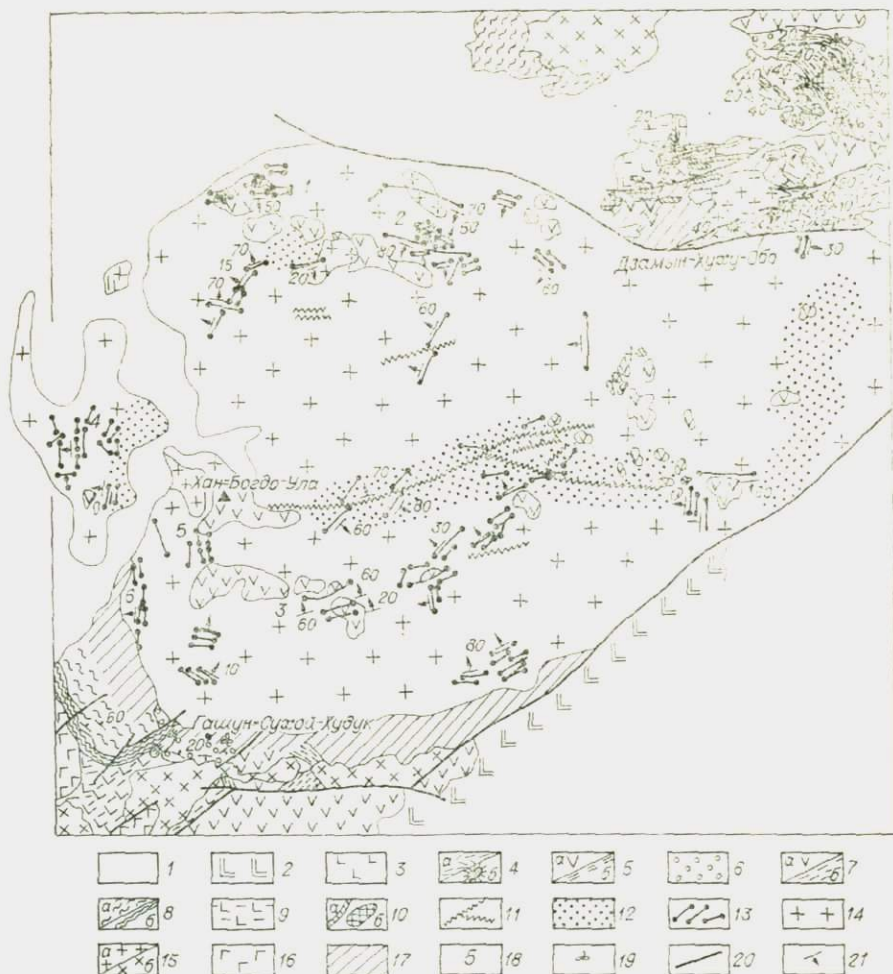


Рис. 4. Геологическая схема Хан-Богдинского массива и его обрамления (для массива составлена А. В. Гореглядом, Н. В. Владыкиным, Ц. Цеденом и автором, а для вмещающих пород использованы данные Л. П. Зоненшайна, М. В. Дуранте, О. Д. Суетенко, Г. Энжкийн, А. Я. Салтыковского):

1 — меловые осадочные отложения. 2 — меловые базальты. 3—6 — породы северо-восточного обрамления (3 — последианермские аффузивы среднего состава верхней вулканогенной толщи; 4 — нижнеермские аффузивы кислого состава (а) и палеовулканические аппараты (б) в них; 5 — верхняя андезитовая подошва (а) и слои туфитов в ней (б) нижнего — среднего карбона; 6 — нижняя осадочно-вулканогенная подошва нижнего — среднего карбона). 7—9 — породы юго-западного обрамления массива (7 — нижне-, среднекаменноугольные отложения; туфы среднего и кислого состава, кислые и средние аффузивы (а), алевролиты, кремнистые туфиты, песчаники, конгломераты, кислые аффузивы (б); докаменноугольные отложения (ордовик?); 8 — верхняя кремнистая толща (а) (кремнистые и кремнисто-глинистые алевролиты, песчаники, редко гравелиты, конгломераты; нижняя зеленокаменная толща (б) (кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы с линзами пегматитовых известняков); 9 — зеленокаменноугольные основные аффузивы и габброиды). 10 — субвулканические тела диоритов, комендитов, граносиенитов (а) и тела игнимбритов кислого состава (б). 11—14 — породы Хан-Богдинского массива (11 — поздние дайки микросиенитов и щелочных гранит-поэфиров; 12 — зоны «окраснения» в щелочных гранитах; 13 — дайки эгиритов, гродунитов, пантеллеритов, розкалитов, щелочногранитных пегматитов, часто «слистует» тела с чередованием различных из перечисленных пород; 14 — моностатовые арфедсонит-агриновые граниты). 15 — каменноугольные граниты (а) и граносиениты (б). 16 — каменноугольные и среднепалеозойские габброиды. 17 — ороговикованные породы. 18 — номера участков с редкотельной минерализацией (1 — Северный, 2 — Дорожный, 3 — Центральный, 4 — Архар). 19 — места находок флоры. 20 — разрывные нарушения. 21 — элементы залегания.

Как в цвиттерах, так и в поздних кварц-мусковитовых грейзенах имеются секущие прожилки слюды, калиевого полевого шпата, иногда топаза. Иногда на грейзены накладываются зоны хлоритизации (Юго-Дзырьское месторождение, МНР).

Отметим, что для многих грейзеновых месторождений установлен многостадийный характер образования.

В массивах альбитсодержащих гранитов **стандартного геохимического типа** вертикальная зональность близка к зональности массивов литий-фтористых гранитов (см. табл. 3). В них также к апикальным или к эндоконтактовым частям массивов отмечен переход от аляскитовидных биотитовых или двуслюдяных к микроклин-альбитовым и альбитовым гранитам, часто с краевыми пегматитами, но обычно без литиевых слюд (Коваль, 1975). Все, что говорилось о характере контактов литий-фтористых гранитов, можно повторить и для массивов гранитов стандартного геохимического типа (см. табл. 2). Среди послемагматических пород этих гранитоидов отмечены только кварц-мусковитовые грейзены. П. В. Коваль (1975) в альбит-мусковитовых гранитах описал своеобразные ритмичные зоны анхимономинеральных альбититов и кварцевых пород, которые оказываются более ранними, чем кварц-мусковитовые грейзены. Возможно, что это — аналоги близких во времени ранних грейзенов и фельдшпатитов литий-фтористых гранитов (см. табл. 3). Но не исключено, что эти породы могли образоваться еще и в магматическую стадию, как это показано М. М. Павлицким (1972).

**Щелочные гранитоиды.** Зональность массивов щелочных гранитов проявлена реже, чем литий-фтористых. Например, для щелочных гранитов Хан-Богдинского массива (Коваленко, Кузьмин, Зогеншайн и др., 1971; Коваленко, Горелюк и др., 1975) зональность пород главной фазы пока не установлена. Но выделена четкая последовательность пород (рис. 4; см. табл. 3): 1) моношатовые эгирин-арфведсонитовые граниты иногда с шширами пегматитов; 2) дайки микроклин-альбитовых щелочных гранитов, экеритов, роккалитов, пантеллеритов и др.; 3) жилы и шширы щелочногранитных пегматитов; 4) дайки микросциенитов. Дайки экеритов и тела поздних щелочногранитных пегматитов тяготеют к апикальным частям массивов, особенно в области кольцевого гребня массива. Следовательно, в данном случае можно говорить о смене по направлению к апикальным частям массивов моношатовых щелочных гранитов микроклин-альбитовыми экеритами и щелочногранитными пегматитами. Аналогичная последовательность и пространственное положение щелочных гранитов и пегматитов характерна для Северо-Восточной Тувы (Коваленко, Пополитов, 1970) и многих других регионов (см. табл. 2).

Иногда удается проследить рост количества альбита в апикальных частях тел щелочных гранитов. Например, в одном из массивов Сибири (см. табл. 2) внизу развиты микроклин-альбитовые граниты с эгирином и рибекитом, которые выше переходят в пегматоидные граниты аналогичного состава, а в апикальной части — в альбитовые рибекит-эгириновые граниты (Костин, Петрова, 1960). В щелочных гранитоидах Казахстана установлено, что с приближением к кровле щелочных микроклин-альбитовых гранитов увеличивается количество шшировых и жиллообразных тел щелочно-гранитных пегматитов, которые нередко отмечаются и в породах кровли (Мишеев, 1968).

Все перечисленные выше разновидности щелочных гранитоидов слагают секущие, интрузивные тела, хотя нередко с неоднородным внутренним строением. Примерами таких секущих интрузивных тел с резко неоднородным внутренним строением служат тела редкометалльных щелочных гранитоидов Хан-Богдинского массива (см. табл. 2). На участке Центральном (рис. 5) проявлены полого залегающие тела, фиксирующиеся по изолированным выходам в апикальной части массива. Однако удается проследить, что эти изолированные выходы в восточной части участка сливаются, образуя единое, субгоризонтально залегающее тело. В каждом из выходов отмечается сходная вертикальная зональность, когда снизу вверх гранит главной фазы с резким контактом сменяется крупноблоковым пегматитом (микроклин, кварц, арфведсонит или псевдоморфозы эгирина по нему, эльпидит), выше которого располагается кварцевое ядро с эгирином и крупными и хорошо ограниченными кристаллами эль-

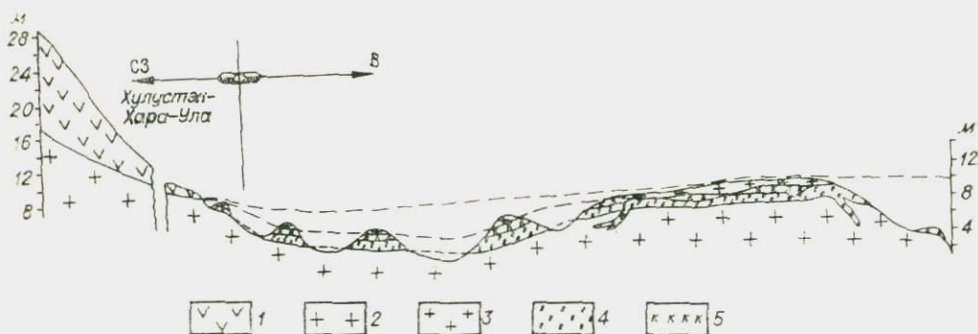


Рис. 5. Тело полого залегающих редкометальных щелочных гранитоидов (экеритов и пегматоидов) в апикальной части Хан-Богдинского массива (Центральный участок): 1 — вмещающие эффузивы; 2 — щелочные граниты главной фазы; 3 — экериты; 4 — щелочно-гранитные пегматоиды; 5 — зоны кварцевых пород.

пидита. Иногда на кварцевой зоне в виде «нашлепок» имеются останцы зоны мелкозернистых эгириновых экеритов. Иногда зона грубозернистых пегматитов сложена крупными кристаллами микроклина, кварца, альшидита и некоторых более редких минералов, которые цементируются основной массой, сходной по составу и структуре с мелкозернистым эгириновым экеритом.

В пределах восточной части тела, характеризующейся наиболее полной зональностью, видно, что все перечисленные выше зоны занимают вполне закономерное место, в том числе и зона мелкозернистых экеритов, тяготеющая к самой апикальной части тела. Несколько меняются в разных участках роль и размеры кварцевого ядра. Иногда его почти нет, иногда оно приобретает весьма крупные размеры. Обычно оно содержит кристаллы щелочных темноцветных или редкометальных минералов, но встречаются мономинеральные кварцевые зоны с реликтами различных минералов и даже апикальных экеритов. В некоторых случаях кварцевые зоны контактируют непосредственно со щелочными гранитами главной фазы. При этом последние интенсивно окварцовываются и лишаются всех темноцветных минералов, а иногда и полевых шпатов. Очевидно, что кварцевые породы имеют способность образовываться при метасоматической переработке как пегматитов и экеритов самих рудоносных тел, так и вмещающих их гранитов.

Соотношение же пегматитов и экеритов с гранитами обычное, интрузивное. В некоторых случаях и в лекачем эндоконтакте пегматоида, и в апикальной его части присутствуют маломощные зоны экеритов. В них обычно мелкие шпирки пегматитов, обогащенные редкометальной минерализацией. Подчеркнем еще, что экериты апикальных частей описываемого тела постепенно уменьшают свою зернистость по направлению к предполагаемой кровле массива.

Сравнительно круто залегающие дайки разнообразных щелочногранитных пород отмечены на участке Северном (рис. 6). Здесь эндоконтактные разности щелочных гранитов главной фазы и вмещающие их эффузивы среднего и кислого состава пересекаются многочисленными субширотными дайками «слоистых» пород, сложенных чередующимися мелкозернистыми экеритами разной мелкозернистости и щелочногранитными пегматитами, резко обогащенными редкометальными минералами (см. рис. 6). Встречаются также дайки массивных экеритов и неслоистых пегматитов. Дайки местами рассекают контакты щелочных гранитов с эффузивами. Щелочногранитные пегматиты образуют шпирки и полосы, ориентированные своим удлинением в соответствии с общим простиранием даек и трахитоидности в них экеритов. Последовательность чередования полос пегматитов и экеритов с различным содержанием щелоч-

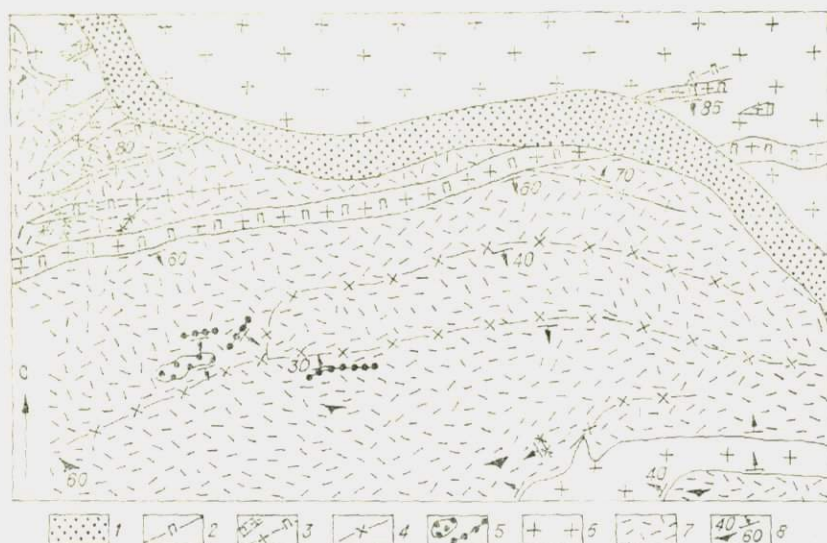


Рис. 6. Схема геологического строения участка Северного (Хан-Богдинский массив):

1 — рыхлые долинские пески; 2 — тела щелочно-гранитных пегматитов; 3 — слоистые тела экеритов и пегматитов; 4 — тела экеритов; 5 — риволты; 6 — щелочные граниты фации видоизменения; 7 — трахиты и туфобрекчии трахитов; 8 — элементы залегания пород и элементы флюидальности трахитов.

ных темноцветных минералов и кварца бывает самая разнообразная. В эвдокостактовых частях некоторых даек отмечены брекчии, сложенные обломками линзаритов и их туфобрекчий, иногда фенитами по ним и сцементированными экеритами. Флюидальность обломков линзаритов ориентирована в разные стороны, не согласуясь с ориентировкой флюидальности вмещающих пород. Контакты таких тел с разнообразными вмещающими породами — резкие, секущие, нередко с алофизмами. Тела пегматитов интенсивно фенитизируют и пегматитизируют вмещающие породы.

В целом для описываемого участка характерно сочетание интрузивной формы тел слоистых экеритов и пегматитов с резкой неоднородностью их внутреннего строения.

Но тем же геологическим признакам, по которым мы отнесли литий-фтористые граниты к магматическим образованиям, мы относим и перечисленные разновидности щелочных гранитов (см. табл. 2). Генезис пегматитов, как и прежде, двойствен.

Последовательность постмагматических метасоматитов в связи со щелочными гранитами пока полностью не выяснена. Наиболее типичный процесс в щелочных гранитах МНР и других районов (см. табл. 2) — окварцевание (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). Впервые на наличие постмагматического окварцевания в щелочногранитных пегматитах Хан-Богдинского массива обратил наше внимание Д. С. Коржинский. Признаки метасоматической природы зон окварцевания в щелочногранитных пегматитах и гранитах те же, что и для упомянутых выше цвиттеров: метасоматическая зональность (хотя и хуже проявленная, чем в цвиттерах) с тенденцией к образованию мономинеральных кварцевых пород, признаки замещения исходных пород, реликты последних с разной степенью окварцевания, отсутствие контроля со стороны границ интрузивных тел. Иногда образование таких зон окварцевания пегматитов сопровождается появлением полилитнионита (Коваленко, Владыкин и др., 1975). Видимо, в рассматриваемых породах близки «полилитнионит-кварцевые грейзены» Улканского плутона (Гамалея, 1967), а также кварцевые жилы со щелочными темноцветными минералами из многих массивов (см. табл. 2).

Другие метасоматические породы менее выдержаны в щелочных гранитах, чем окварцованные зоны. Например, в одном из массивов Северо-Восточной Тувы в контакте щелочных гранитов и диоритов отмечались высокотемпературные биметасоматические микроклиниты и альбититы (Коваленко и др., 1966; Коваленко, Брандт, 1969). Это — более ранние образования, чем зоны окварцевания, но пока неизвестные в других массивах. Таким же уникальным явлением в этом массиве можно назвать метасоматическую цирколитовую жилу с рибекитом, приоритом и альбитом. В других массивах цирколитовые жилы пока не известны, в связи с чем в табл. 3 подчеркнута редкость последних двух видов метасоматитов.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И НЕКОТОРЫХ ВТОРОСТЕПЕННЫХ МИНЕРАЛОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Главные минералы всех редкометальных гранитоидов — кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз. В некоторых разновидностях литий-фтористых гранитов к ним могут быть добавлены слюды, а в щелочных гранитах — щелочные амфиболы и эгирин. Чаще же всего слюды и топаз, а иногда и щелочные темнокрасные минералы относятся к второстепенным минералам. Иногда второстепенным минералом гранейзов и гранейзенитированных гранитов является гранат, а для литий-фтористых пегматитов — турмалин. В ряде тел экеритов и пегматитов Хан-Богдинского массива в качестве породообразующего минерала оказывается эльпидит.

Щелочные полевые шпаты, слюды и щелочные амфиболы представляют для нас наибольший интерес в связи с широкими интервалами изменения их составов в редкометальных гранитоидах и в связи с лучшей их изученностью. Ниже мы остановимся на этом подробнее. Минералам, ранее перечисленным, дадим только самую краткую характеристику составов.

Исследование химического состава **топазов** из всех разновидностей редкометальных литий-фтористых гранитов не выявило его заметных колебаний, в том числе и в топазах вкрапленников онгонитов (Коваленко В. И., Коваленко П. И., 1976). Все они содержат 10—17% гидроксилтопаза. По данным Г. П. Луговского и А. К. Руба (1969), топазы разных генераций из редкометальных литий-фтористых гранитов одного из месторождений СССР также имеют постоянный состав. Характерно, что этот состав не предельно фтористый (Resenberg, 1967, 1972<sub>1,2</sub>; Ribbe, Rosenber, 1971).

**Гранаты** сравнительно широко распространены в жильных мусковитовых гранитах, пегматитах МНР, а также кварц-мусковитовых гранейзах, генетически с этими породами связанных. Значительно реже гранаты отмечались в гранитоидах литий-фтористого геохимического типа, где они — аксессуарные минералы. Так, гранаты выявлены в некоторых амазонит-альбитовых гранитах Юдугинского массива, в некоторых разновидностях онгонитов и в кварц-мусковитовых гранейзах Барун-Цогтинского массива. Все они по химическому составу относятся к альмадин-спессартиновому ряду с содержанием известково-магншневых минералов (главным образом, гроссуляр-андрадитовых), не превышающим 10—15%. Такой состав их вообще характерен для гранитов (Ляхович, 1968). Аксессуарные гранаты из литий-фтористых гранитов МНР наиболее богаты спессартином (более 70%) (Владыкин и др., 1973<sub>2</sub>).

Составы **турмалинов** из гранитоидов МНР рассмотрены нами ранее (Владыкин и др., 1975). В редкометальных литий-фтористых гранитах

турмалины редки (Burnol, 1974; Коваль, 1975). В МНР они установлены только в амазонит-альбитовых гранитах Югодзырьского массива. Шире они развиты в топаз-лепидолит-альбитовых и мусковитовых пегматитах Хух-дель-Ула (Владыкин и др., 1974). В пегматитах с лепидолитом (но без топаза) отмечены алюминиевый эльбаит и индиголит (в парагенезисе с кварцем, альбитом и белым лепидолитом).

**Эгирины** из щелочных гранитов МНР весьма близки к теоретическим составам этого минерала. Составы эгиринов мало отличаются для различных массивов щелочных гранитов, а также и других альбитсодержащих щелочных пород (Коваленко, Пополитов, 1970). Вкрапленники стекловатых пантеллеритов и комендитов представлены натриевым геденбергитом, а микролиты — эгирин-авгитами и эгиринами (Nichols, Carmichael, 1969).

**Эльпидит** — постоянный аксессуарный, а иногда и породообразующий минерал экеритов и щелочногранитных пегматитов Хан-Богдинского массива МНР (Владыкин и др., 1972). Наряду с обычными предельно натриевыми эльпидитами здесь выявлены кальциевые разновидности эльпидита. В нескольких телах щелочно-гранитных пегматитов этого массива был обнаружен новый минерал, названный нами **армстронгитом** ( $\text{CaZr}(\text{Si}_6\text{O}_{15}) \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$ ) (Владыкин и др., 1973). Наличие чисто натриевого эльпидита и чисто кальциевого армстронгита в совокупности с промежуточными между ними по составу кальцийсодержащими эльпидитами позволило предположить возможность ограниченного изоморфизма между эльпидитом и армстронгитом (Vladykin e. a., 1974).

Рассмотрим более подробно химизм щелочных полевых шпатов, слюд и щелочных амфиболов из редкометальных гранитоидов.

## ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Наиболее полно химизм полевых шпатов изучен для мезозойских гранитоидов МНР и Забайкалья (Антипин, 1975). В. С. Антипину принадлежат весьма систематические и полные исследования и по химизму полевых шпатов из редкометальных гранитоидов. Результаты этих исследований положены в основу данного раздела (табл. 4, 5, 6).

**Литий-фтористые** гранитоиды — это двухшпатовые или субсольвус-граниты (Tuttle, Bowen, 1958). Калиевые полевые шпаты их представлены зернами решетчатого или нерешетчатого микроклина с небольшим количеством тонких ленточных пертитов. Калиевая фаза таких пертитовых щелочных полевых шпатов имеет угол оптических осей  $2V = 70-84^\circ$  и степень рентгеновской триклинности  $\rho = 0,4-1,0$  и близка к низким ортоклазам или к промежуточным и максимальным микроклинам (Марфушия, 1962). Валовый состав калиевых полевых шпатов литий-фтористых гранитоидов колеблется от  $\text{Ort}_{62}\text{Ab}_{38}$  до  $\text{Ort}_{88}\text{Ab}_{12}$ . Все они несут весьма высокие концентрации рубидия и очень низкие содержания бария и стронция. При переходе от аляскитов и микроклин-альбитовых гранитов через амазонит-альбитовые разновидности к альбит-лепидолитовым гранитам (Жаншвданский массив, МНР) в калиевом полевом шпате отмечается увеличение содержания ортоклазового минерала и соответствующее уменьшение концентрации альбитового минерала. Состав плагиоклаза при этом изменяется от альбит-олигоклаза № 5 — 15 в аляскитах до альбита № 3 — 6 в амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитах. Те же тенденции в изменении составов сосуществующих полевых шпатов от ранних аляскитов к поздним амазонит-альбитовым гранитам наблюдаются и для других массивов литий-фтористого геохимического типа МНР — Бага-Газрынского, Абдарского, Барун-Цогтинского, Югодзырьского (см. табл. 2). Также обогащены по сравнению с калишпатами вмещающих гранитов ортоклазовым минералом

Характеристика полевых шпатов гранитов литий-фтористого типа МНР (по В. С. Антипицу, 1975)

Порода	Количество проб	Катионы полевых шпатов											Состав (номер ассоциирующего плагиоклаза)	
		K	Na	Ort+Ab	Rb	Li	Ba	Sr	Pb	Tl	Sn	$\Delta\rho$		$2V^\circ$
<i>Жанциланский массив</i>														
Аляскит и микроклин-альбитовый гранит . . . . .	6	9,9	2,3	Ort <sub>73</sub> Ab <sub>27</sub>	1150	26	246	46	86	9,0	1,9	0,1—0,8	72—84	5—15
Амазонит-альбитовый гранит . . . . .	8	11,4	1,6	Ort <sub>49</sub> Ab <sub>51</sub>	2425	14	32	18	156	11,0	1,6	0,4—0,9	80—83	3—6
Альбит-лепидолитовый гранит . . . . .	4	11,8	1,1	Ort <sub>87</sub> Ab <sub>13</sub>	4855	91	24	27	40	23,0	2,3	0,4—0,8	72—84	4—6
Кварц-лепидолитовый грейзен . . . . .	1	11,25	1,6	Ort <sub>32</sub> Ab <sub>68</sub>	1284	112	88	47	22	16,0	3,2	0,85	84	4—6
<i>Бага-Газрынский массив</i>														
Крупнозернистый аляскит . . . . .	4	10,7	2,0	Ort <sub>77</sub> Ab <sub>23</sub>	870	14	230	60	56	7,2	2,4	0,2—0,9	72—80	8—18
Мелкозернистый аляскит . . . . .	3	10,6	1,9	Ort <sub>77</sub> Ab <sub>23</sub>	1600	27	58	16	49	10,0	7,4	0,2—0,7	80	6—12
Пегматит с амазонитом . . . . .	2	11,0	1,85	Ort <sub>80</sub> Ab <sub>20</sub>	1875	17	35	19	90	8,1	2,3	0,2—0,45	—	7—8
Фельдшпатит . . . . .	6	8,6	2,85	Ort <sub>65</sub> Ab <sub>35</sub>	640	40	445	110	50	7,2	4,1	0,1—0,4	58—64	—
<i>Абдарский массив</i>														
Среднезернистый аляскит . . . . .	5	10,5	1,9	Ort <sub>77</sub> Ab <sub>23</sub>	2100	22	28	16	—	—	—	0,1—0,9	70—84	8—12
Амазонит-альбитовый гранит . . . . .	4	11,1	1,6	Ort <sub>31</sub> Ab <sub>69</sub>	2380	22	20	15	—	—	—	0,5	—	2—7
Порфиридовый пегматоидный амазонит-альбитовый гранит: вкрапленники . . . . .	5	10,5	1,15	Ort <sub>85</sub> Ab <sub>15</sub>	2670	9	—	—	—	—	—	0,0—0,5	—	—
основная масса . . . . .	5	9,7	1,45	Ort <sub>80</sub> Ab <sub>20</sub>	2830	7	—	—	—	—	—	0,2—0,4	—	2—9
<i>Барун-Цогтинский массив</i>														
Среднезернистый аляскит . . . . .	3	12,0	1,3	Ort <sub>85</sub> Ab <sub>15</sub>	1375	Сл.	31	14	—	—	—	0,7—1,0	80—82	8—15
Амазонит-альбитовый гранит . . . . .	9	12,0	1,0	Ort <sub>88</sub> Ab <sub>12</sub>	1410	Сл.	52	17	—	—	—	0,75—1,0	82—84	7—10
<i>Югодзирский массив</i>														
Порфиридовый аляскит: вкрапленники . . . . .	2	8,3	3,2	Ort <sub>62</sub> Ab <sub>38</sub>	735	17	325	50	69	12,0	1,4	0,7—0,75	—	16—17
основная масса . . . . .	2	10,0	1,9	Ort <sub>76</sub> Ab <sub>24</sub>	1050	15	80	20	74	10,6	1,9	0,8—0,85	—	—
<i>Литиевые пегматиты Хух-дель-Улы</i>														
Крупнозернистый пегматит . . . . .	5	9,2	2,1	Ort <sub>73</sub> Ab <sub>27</sub>	2800	102	—	—	44	16,2	15,0	—	—	—

Примечание. Здесь и далее прочерки — элементы в пробах не определялись

Характеристика полевых шпатов щелочных гранитов МНР

Порода	Кол-во проб	Калиевые полевые шпаты											Средн. (номер) включения плагиоклаза			
		K	Na	Orт+Ab	Rb	Li	Ba	Str	Pb	Tl	Sr	Ag		Zn		
<i>Бага-Газрынский массив</i>																
Щелочной гранит в гра-																
пофир . . . . .	12	6,4	4,6	Orт <sub>47</sub> Ab <sub>53</sub>	215	49	46	12	11	1,8	1,5	0,75—1,0	82	—	—	—
Щелочной пегматит . . . . .	3	11,2	1,6	Orт <sub>34</sub> Ab <sub>66</sub>	960	14	112	22	93	10,5	2,0	0,8—0,9	—	4—7	—	—
<i>Дам-Вайрский массив</i>																
Щелочной гранит . . . . .	9	6,05	4,3	Orт <sub>48</sub> Ab <sub>52</sub>	230	15	130	21	12	4,6	1,5	0,8—1,0	—	—	—	—
Гранофил . . . . .	5	7,4	3,5	Orт <sub>56</sub> Ab <sub>44</sub>	310	14	48	16	17	10,0	1,4	0,6—1,0	—	3—5	—	—
Щелочной пегматит . . . . .	4	6,6	4,0	Orт <sub>51</sub> Ab <sub>49</sub>	425	14	80	20	20	4,5	2,7	0,9—1,0	—	2—4	—	—
<i>Хан Боедский массив</i>																
Щелочной гранит . . . . .	6	7,15	3,7	Orт <sub>65</sub> Ab <sub>35</sub>	360	9	150	16	8	2,6	1,2	0,75—1,0	80—84	—	—	—
Щелочной пегматит . . . . .	8	10,3	2,0	Orт <sub>77</sub> Ab <sub>23</sub>	570	6	100	11	11	4,4	1,5	0,8—1,0	74	3—8	—	—
Экзит (дайка) . . . . .	1	11,4	1,3	Orт <sub>84</sub> Ab <sub>16</sub>	885	9	50	14	—	—	—	0,9	—	2—5	—	—

кальциаты щелочных пегматоидов (массивы Бага-Газрынский, Абдарский). Калиевый полевой шпат основной массы порфиридных аляскитов Югодзьрского массива богаче ортоклазом, чем калиевый полевой шпат вкрапленников. При переходе от аляскитов к более поздним породам в калиевых полевых шпатах происходит накопление рубидия и таллия и уменьшение содержания бария и стронция.

В онгонитах даек Онгон-Хайерханс к о г о участка плагиоклаз вкрапленников представлен альбитом №3—6 ( $Nm \wedge \perp 001 = 30-32^\circ$ ;  $2V = 76-80^\circ$ ; показатель преломления альбитового стекла  $1,4905 \pm 0,0015$ ). В онгонитах Бага-Газрынских даек и Ари-Булакского массива состав плагиоклазов из вкрапленников колеблется от альбита до альбит-олигоклаза (см. табл. 6). Плагиоклазы, как правило, гомогенны, что подтверждается как оптическими их исследованиями, так и результатами изучения с помощью рентгеновского микроанализатора (Коваленко В. И., Коваленко Н. И., 1976).

Калиевые полевые шпаты вкрапленников онгонитов несколько различаются для разных даек и массивов. В дайках Амазонитовой, Штокверковой и Бага-Газрынских это — слабощелочные разновидности микроклина или ортоклаза ( $2V = 76-84^\circ$ ;  $Ng = 1,524-1,526$ ;  $Np = 1,518-1,521$ ) состава  $Or_{70-91} Ab_{9-30}$

## Характеристика полевых шпатов онгонитов

Порода, минерал	Номер пробы	Щелочной полевой шпат				2V°	Состав (номер) плагиоклаза	Средняя кристисталлографическая формула, об. %
		K	Na	Состав	Δρ			
		вес. %						
<b>Дайка Амазонитовая</b>								
Вкрапленники	OX 854	11,7	1,4	Or <sub>17</sub> Ab <sub>13</sub>	0,78		4—5	29,8
»	OX 856	10,7	1,5	Or <sub>12</sub> Ab <sub>18</sub>	0,80		5—6	48,4
»	OX 857	10,6	1,9	Or <sub>17</sub> Ab <sub>22</sub>	0,75	76	6	44,3
»	OX 858	9,0	2,5	Or <sub>10</sub> Ab <sub>30</sub>	0,80		4—5	42,7
»	OX 859	11,3	1,7	Or <sub>21</sub> Ab <sub>19</sub>	0,50			34,4
»	OX 860	10,6	1,9	Or <sub>18</sub> Ab <sub>22</sub>	0,40			26,9
»	OX 655/7	11,25	1,2	Or <sub>15</sub> Ab <sub>15</sub>				33,3
»	OX 655/8	10,7	1,2	Or <sub>15</sub> Ab <sub>15</sub>	0,86	84	6—7	46,9
Основная масса	»	11,6	0,8	Or <sub>10</sub> Ab <sub>10</sub>	0,80			46,9
Вкрапленники	OX 655/9	10,4	1,2	Or <sub>14</sub> Ab <sub>16</sub>				44,1
»	OX 655/29	10,9	1,5	Or <sub>12</sub> Ab <sub>18</sub>				36,1
»	OX 655/48	12,0	1,5	Or <sub>13</sub> Ab <sub>17</sub>				38,0
»	OX 655/49	11,6	1,0	Or <sub>18</sub> Ab <sub>12</sub>	0,80		8	40,4
Основная масса	»	10,9	0,8	Or <sub>10</sub> Ab <sub>10</sub>	0,80			40,4
Вкрапленники	OX 655/54	10,9	1,6	Or <sub>12</sub> Ab <sub>18</sub>				39,8
»	OX 655/55	11,3	1,4	Or <sub>14</sub> Ab <sub>16</sub>	0,78	68	3—4	38,8
Основная масса	»	11,3	0,7	Or <sub>10</sub> Ab <sub>9</sub>	0,81			30,8
Вкрапленники	OX 655/88	10,9	1,6	Or <sub>12</sub> Ab <sub>18</sub>				34,2
»	OX 655/96	11,0	1,4	Or <sub>13</sub> Ab <sub>17</sub>				29,5
<b>Дайка Штокверковая</b>								
Вкрапленники	OX 654/4	12,0	1,4	Or <sub>17</sub> Ab <sub>13</sub>	0,66	68	4—5	52,9
Основная масса	»	10,9	0,8	Or <sub>10</sub> Ab <sub>11</sub>	0,50			
Вкрапленники	OX 654/2	11,2	1,0	Or <sub>18</sub> Ab <sub>12</sub>	0,78	57	4—5	46,3
Основная масса	»	9,2	1,4	Or <sub>10</sub> Ab <sub>20</sub>	0,80			
Вкрапленники	OX 851	10,0	2,3	Or <sub>13</sub> Ab <sub>27</sub>	0,40			58,4
»	OX 853	10,9	1,5	Or <sub>12</sub> Ab <sub>18</sub>	0,20			24,2
»	OX 841/14	10,7	1,8	Or <sub>10</sub> Ab <sub>21</sub>				46,1
»	OX 841/15	10,4	1,7	Or <sub>10</sub> Ab <sub>20</sub>				50,2
»	OX 841/26	11,2	1,6	Or <sub>11</sub> Ab <sub>19</sub>				55,0
<b>Дайки Бага-Газрынские</b>								
Вкрапленники	БН 1700	9,85	2,03	Or <sub>15</sub> Ab <sub>25</sub>	0,7			
»	БН 1702	10,4	1,7	Or <sub>10</sub> Ab <sub>21</sub>	0,0(80%) 0,7(20%)			
<b>Ары-Булакский массив</b>								
	АБ 1700	8,7	2,95	Or <sub>14</sub> Ab <sub>36</sub>	0,0			

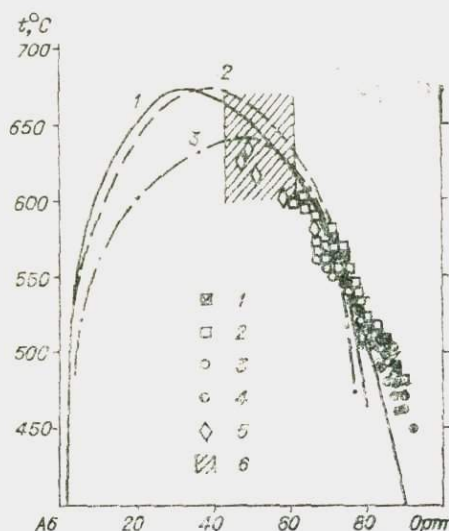


Рис. 7. Положение составов щелочных полевых шпатов редкометальных гранитов по отношению к кривым щелочно-полевощпатового субсолидуса (Автипин, 1975).

Составы щелочного полевого шпата: 1 — из гранитов стандартного геохимического типа и гранитоидов литий-фтористого геохимического типа; 2 — аляскитов; 3 — амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитов; 4 — щелочногранитных пегматитов и экеритов; 5 — моношпатовых аляскитов; 6 — щелочных гранитов. Температура оценивалась по составам сосуществующих калиевых и натриевых полевых шпатов. Кривые солидуса: 1 — по Боуну и Таттлу, 2 — по Барту, 3 — по Орвиллю.

Моношпатовые щелочные граниты содержат микроклин-пертит с 10—60% струйчатых или беспорядочно ориентированных изометричных пертитовых вростков. Валовый состав его соответствует  $Ort_{57-39}Ab_{43-61}$  и в среднем близок к  $Ort_{50}Ab_{50}$  (см. табл. 5). В более поздних щелочных гранофирах и особенно в микроклин-альбитовых экеритах в калиевом полевым шпате наблюдается увеличение содержания ортоклазового минала. По степени рентгеновской триклинности и значениям угла оптических осей калиевая фаза рассматриваемых щелочных полевых шпатов близка к промежуточному или максимальному микроклину.

Составы вкрапленников щелочных полевых шпатов стекловатых пантеллеритов и комендитов несколько более натриевые (натриевый анортотлаз), чем составы щелочного полевого шпата моношпатовых гранитов. (Carmichael, 1962; Nicholls, Carmichael, 1969; Gibson, 1972).

Представленные данные по составам щелочных полевых шпатов из редкометальных гранитов различных геохимических типов позволяют сделать некоторые выводы.

Во-первых, по своей геохимической характеристике калиевые полевые шпаты в полнокристаллических литий-фтористых гранитах и в субвулканических порфировых онгонитах весьма близки, что может указывать на вероятность кристаллизации и тех и других из расплавов типа онгонитовых.

Во-вторых, тенденции в изменении составов щелочных полевых шпатов (с возрастанием содержания ортоклазового минала в поздних генерациях) в поздних породах зональных массивов литий-фтористых гранитов такие же, как в онгонитах при переходе от вкрапленников к основной массе. Следовательно, можно предполагать, что процессы, ответственные

(см. табл. 6). Как и для других разновидностей литий-фтористых редкометальных гранитов, калиевая их фаза относится к низкому ортоклазу или промежуточному и максимальному микроклину ( $\Delta\rho = 0,5-0,86$ , редко  $\Delta\rho = 0,4$ ). Калиевый полевой шпат вкрапленников онгонитов Ары-Булакского массива представлен однородной беспертитовой водяно-прозрачной разновидностью, близкой к санидину ( $2V = 26-34^\circ$ ;  $\Delta\rho = 0,0$ ), который обычен и для других вулканических и субвулканических кислых пород.

Все разновидности калиевых полевых шпатов вкрапленников онгонитов весьма богаты рубидием (до 0,64%), таллием (до 0,007), свинцом (до 0,025%) и часто обеднены барием и стронцием.

Как правило, калиевые полевые шпаты вкрапленников онгонитов несколько обеднены ортоклазовым миналом по сравнению с мелкими выделениями этого минерала в основной массе (см. табл. 6). В то же время состав калишпата вкрапленников остается приблизительно постоянным ( $Ort_{80+87}$ ) в онгонитах со степенью закристаллизованности от 20 до 55%.

за изменение состава калиевых полевых шпатов в литий-фтористых гранитах и онгонитах однотипны. В субвулканических онгонитах таким процессом считается кристаллизация из расплава.

В-третьих, для литий-фтористых гранитов, онгонитов и щелочных редкометалльных гранитов составы сосуществующих полевых шпатов попадают в область щелочнополевошпатового субсолидуса (рис. 7). Это, с одной стороны, указывает на большую роль температуры в регулировании составов щелочных полевых шпатов. С другой стороны, это — свидетельство химического равновесия между сосуществующими калиевыми полевыми шпатами и альбитами в редкометалльных гранитах. В этом случае приходится исключить предположение об образовании альбита в результате наложенной на граниты альбитизации, поскольку в этом случае калиевый полевой шпат должен быть реликтовым, а составы сосуществующих полевых шпатов в общем случае не должны отвечать субсолидусной кривой равновесия.

## АМФИБОЛЫ

Амфиболы характеризуются крайним разнообразием химического состава и свойств, вполне соответствуя смыслу своего названия (*amphibolos* — по гречески «неясный») (Дир и др., 1966). Несмотря на то, что количество публикаций по амфиболам растет, и многие проблемы, связанные с изучением их структуры, состава, свойств, парагенезисов, решены, далеко не все здесь оказывается ясным. Особенно это касается щелочных амфиболов. До сих пор для амфиболов из щелочных гранитоидов недостаточно разработана номенклатура, весьма проблематичны предложенные схемы изоморфизма и конечные миналы изоморфных рядов, очень ограничены сведения о физических и кристаллооптических свойствах, минеральных парагенезисах и условиях их образования. Подробно амфиболы из щелочных гранитоидов будут описаны автором с коллегами в специальной работе. Здесь же ограничимся их кратким анализом.

**Номенклатура и изоморфные ряды.** Вслед за большинством исследователей амфиболов (Sundius, 1946; Miyashiro, 1957; Дир и др., 1965; Доброхотова, 1968; Phillips, Laton, 1964; Phillips, Rowbotham, 1968; Phillips, 1966; Whittaker, 1968) мы разделяем амфиболы на кальциевые и натриевые (щелочные). Границу между ними определяют по составу, в котором количество атомов кальция не больше одного и, соответственно, количество атомов натрия в формульной единице составляет не менее одного-двух (рис. 8).

Большинство составов амфиболов из щелочных гранитоидов укладывается в интервал щелочных амфиболов. Среди них выделены следующие разновидности (см. рис. 8): 1) поле рибекит-арфведсонитов ( $\text{Na}_2\text{R}_4^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2 - \text{Na}_3\text{R}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ ), предельное содержание атомов кальция и алюминия в формуле которых не превышает 0,5; 2) поле кросситов ( $\text{Na}_2\text{R}_3^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ ) и эккертманитов  $\text{Na}_3\text{R}_4^{2+}\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ ; 3) поле глаукофанов ( $\text{Na}_2\text{R}_3^2\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ ) с содержанием алюминия большим, чем 1,5 атома на формульную единицу; 4—6) поля рихтеритов, натриевых тремолит-актинолитов, кальциевых рибекитов и катофоритов с содержанием кальция, большим 0,5 атома на формульную единицу. Граница между полями составов первых трех амфиболов и полем катофорита проведена с учетом наличия изоморфной серии рибекит — катофорит. При этом поле катофоритов удобно разделить на две части: кальциевых катофоритов (при  $\text{Ca} > \text{Al}$ ) и алюминиевых катофоритов (при  $\text{Al} > \text{Ca}$ ).

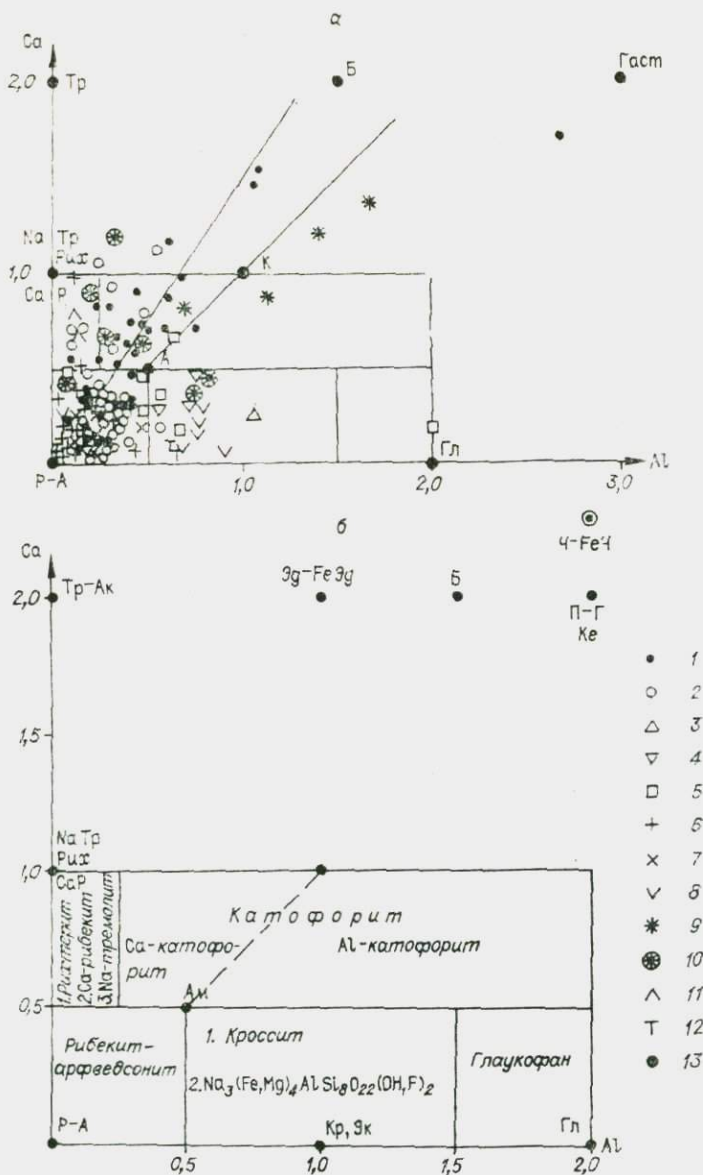


Рис. 8. Состав амфиболов (а) из щелочных редкометалльных гранитоидов и принятая схема номенклатуры их (б).

Гранитоиды: 1 — МНР; 2 — Северо-Восточной Тувы (Коваленко и др., 1968; Коваленко, 1968); 3 — Восточного Саяна; 4 — Казахстана (Зырянов 1969; Минеев, 1968); 5 — Кольского полуострова (Щелочные гранитоиды..., 1958); 6 — Нигерии; 7 — США, Румынии, Шотландии, о. Роккал, Корея; 8 — Приморья (Маракушев и др., 1966). 9 — катофориты, по Диру и др. (1966). 10 — арфведсониты, по Диру и др. (1966). 11 — амфиболы из пантеллеритов (Nicholls, Carmichael, 1968). 12 — амфиболы гранитоидов Улканского плутона (Гамалая, 1970). 13 — теоретические составы амфиболов (см. список сокращений).

Характерные черты составов и некоторые свойства рибекит-арфведсонитовых амфиболов, характеризующихся полным изоморфизмом, рассмотрены автором с коллегами в ряде работ (Коваленко, Писарская, Пополитов, 1968; Kovalenko, 1968; Ланидес и др., 1970; Афонина и др., 1969). К ним могут быть отнесены многие из амфиболов щелочных гранитов МНР (Хан-Богдинский массив), Нигерии, США, Северной Атлантики, Северо-Восточной Тувы, Казахстана, Дальнего Востока. В подавляющем большинстве все эти амфиболы предельно железистые. Для разделе-

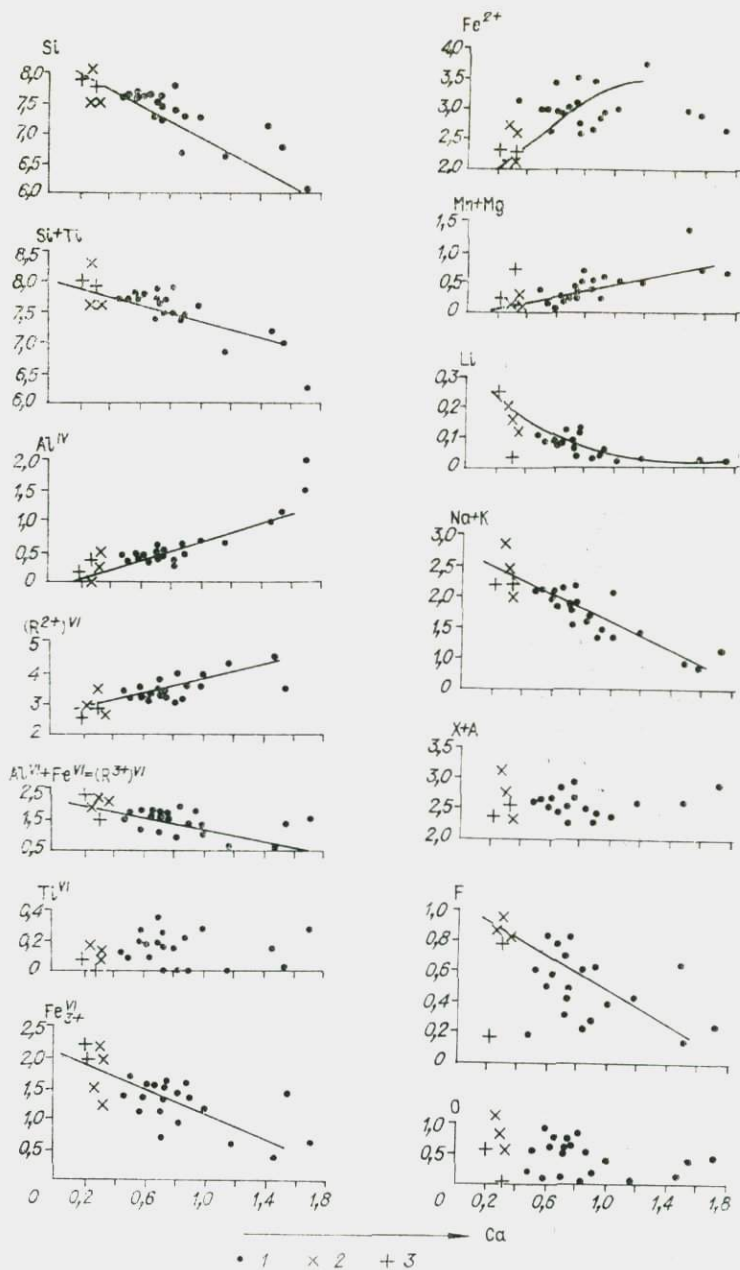


Рис. 9. Корреляция содержаний числа атомов главных компонентов в формульной единице амфиболов серии кальциевый катюфорит — рибекит с содержанием в них катионов кальция: 1 — амфиболы из гранитоидов главных фаз различных массивов, 2 — то же для гранитоидов дополнительных интрузий, 3 — то же для шпировых пегматитов.

ния их внутри серии удобно использовать показатель<sup>4</sup>  $X(M_3) + A$ , который колеблется от 2,0 до 3,3 (реже — до 3,6).

Автор вслед за А. Л. Литвиным (1975) полагает, что в рассматриваемых амфиболах избыток натрия может входить в октаэдры, занимая часть позиций  $M_3$ . С увеличением показателя  $X + A$  несколько возрастают

<sup>4</sup> Формулы амфиболов рассчитаны по методу П. Д. Борнеман-Старшкевич (1964).

Средние составы амфиболов

Амфибол	Число анализов	Si	Al <sup>IV</sup>	Ti <sup>IV</sup>	Fe <sup>3+</sup> <sub>IV</sub>	Z	Ti <sup>VI</sup>	Al <sup>VI</sup>
Арфведсонит (X+A>2,8)	42	7,74	0,26	Нет	Нет	8,00	0,11	0,07
Рибекит-арфведсонит (2,8>X+A>2,4)	24	7,64	0,33	0,03	»	8,00	0,09	Нет
Рибекит (X+A<2,4)	60	7,66	0,28	0,06	»	8,00	Нет	»
<i>Щелочные</i>								
Арфведсонит . . . . .	16	7,83	0,09	0,08	»	8,00	0,02	»
Рибекит-арфведсонит . . . . .	12	7,48	0,38	0,14	»	8,00	0,02	»
Рибекит . . . . .	27	7,56	0,37	0,07	»	8,00	0,02	»
<i>Щелочнощелочные</i>								
Арфведсонит . . . . .	16	7,62	0,38	Нет	»	8,00	0,17	0,18
Рибекит-арфведсонит . . . . .	2	7,54	0,38	0,08	»	8,00	0,22	Нет

\* Средние содержания лития и фтора рассчитывались из 14 и 24 анализов арфведсонитов для арфведсонитов из гранитов, из 9 и 9 — для рибекит-арфведсонитов из гранитов, из 12 и 14 — что литий входит в группу Y амфиболов, но определения его — не для всех использованных анализов считана на 13 катионов (Борнеман-Старынкевич, 1964).

\*\* Рассчитано на основе баланса валентностей.

количества октаэдрических атомов двухвалентных катионов и лития и уменьшаются содержания трехвалентных катионов. В этом же направлении в амфиболох растёт содержание фтора. Показатель X + A растёт практически полностью за счёт количества атомов натрия. Схема изоморфизма рибекит-арфведсонитов видоизменяется для различных массивов. Например, для рибекит-арфведсонитов Хан-Богдинского массива МНР корреляционные связи между содержаниями главных компонентов указывают на схему в интервале  $X + A = 2,7 - 3,6 (Na_{0,5}Ca_{0,35}(R^{2+})_{0,5}^{VI}(R^{3+})_{0,7}^{IV} \rightleftharpoons (R^{3+})_{0,5}^{VI}Si_{0,7})$ , которая близка к схеме, предложенной Мияширо (правда, при большей величине показателя X + A). Для рибекит-арфведсонитов Нигерии схема изоморфных замещений в интервале  $X + A = 2,6 - 3,2$  имеет вид  $Na_{0,6}Li_{0,3}Si_{0,2} \rightleftharpoons Ca_{0,2}R_{0,2}^{2+}(R^{3+})_{0,1}^{VI}(R^{3+})_{0,2}^{IV}$ .

Следовательно, переход от рибекита к арфведсониту может реализоваться за счёт разных схем изоморфизма, что определяется, по-видимому, условиями образования соответствующих амфиболов. Очевидно, в природе также возможен, хотя бы частичный, изоморфизм между амфиболами и оксамфиболами (Hodgson e. a., 1965; Лапидес и др., 1970). На основании комплекса таких признаков, как частое наличие в рибекитах избытка воды, а в ИК-спектрах — линий оксония (Гинзбург, Юхневич, 1962; Никитина и др., 1972), появление экзотермического пика при 520° на кривой ДТА рибекита, сопряженная с этим пиком потеря веса на кривой ТГ, проявление в этой же области температур «плато» на кривой электропроводности, а также специфическое различие эффектов резонансного поглощения электромагнитной энергии в рибекитах и арфведсонитах (Лапидес, 1968; Лапидес и др., 1970) было произведено разделение амфиболов внутри серии рибекит — арфведсонит.

Наличие перечисленных физических свойств рибекита характерно только для амфиболов с  $X + A \leq 2,4 - 2,5$ . Поэтому к рибекитам удобно относить амфиболы с  $X + A$ , не превышающим 2,4—2,5. Чисто условно можно также разделить рибекит-арфведсониты с  $X + A \leq 2,8$  и арфведсониты с  $X + A > 2,8$ . В соответствии с этой номенклатурой рассчитаны средние составы рибекита, рибекит-арфведсонита и арфведсонита (табл. 7) с учетом наших новейших данных. Выведенные ранее средние составы рассматриваемых амфиболов (Коваленко и др., 1967) близки к данным табл. 7, показывающим их удовлетворительную надежность.

## серии рибекит — арфведсонит

Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Li	Y	Ca	Na	K	X	ОН**	F	O
1,18	1,94	0,11	1,36	0,54*	5,31*	0,36	2,40	0,35	3,09	0,28	1,02*	0,70
1,55	2,05	0,08	1,14	0,25	5,15	0,31	2,04	0,23	2,58	0,91	0,73	0,36
1,87	1,74	0,06	1,19	0,29	5,15	0,24	1,69	0,15	2,08	1,57	0,51	Нет

## граниты

1,46	2,89	0,07	0,05	0,56	5,05	0,28	2,46	0,35	3,09	0,40	0,98	0,62
1,70	2,72	0,12	0,27	0,25	5,06	0,37	1,96	0,23	2,56	0,53	0,67	0,80
2,00	2,42	0,09	0,18	0,32	5,02	0,28	1,73	0,20	2,21	1,51	0,59	Нет

## сyenиты

1,04	1,79	0,20	1,57	0,39	5,17	0,37	2,40	0,37	3,14	—	1,05	0,98
1,32	2,76	0,11	0,59	—	5,00	0,31	2,06	0,24	2,61	1,30	Нет	0,70

соответственно, из 9 и 17 — для рибекит-арфведсонитов, из 22 и 49 — для рибекитов, из 22 и 18 — для рибекитов из гранитов и из 1 и 15 — для арфведсонитов из нефелиновых сyenитов. В связи с тем, амфиболов, число катионов в группе Y обычно превышает 5, хотя формула каждого амфибола рас-

Все, что говорилось выше об амфиболах рибекит-арфведсонитовой серии, касалось составов, резко обедненных алюминием. Сравнительно глиноземистые щелочные амфиболы в щелочных гранитах — факт малоизвестный и редко обсуждаемый. Тем не менее эти амфиболы выявлены в щелочных гранитоидах Казахстана, Дальнего Востока, Восточного Саяна, Кольского полуострова (см. рис. 8, а). На примере амфиболов Улканского плутона (Гамалея, 1970) выясняется, что приблизительная схема изоморфизма между глиноземистыми рибекитом и арфведсонитом имеет вид  $\text{Na}_{0,5}(\text{R}^{3+})_{1,0}^{\text{VI}}\text{Li}_{0,2}\text{Si}_{1,0}\text{O}_{1,0}^{2-} \rightleftharpoons (\text{R}^{2+})_{1,2}(\text{R}^{3+})_{1,0}^{\text{IV}}$ . При переходе от рибекита к арфведсониту возрастают содержания атомов кремния, трехвалентных катионов в шестерной координации, лития, натрия, калия, кислорода и уменьшается количество атомов алюминия и других трехвалентных катионов в четверной координации и двухвалентных катионов в шестерной (рис. 8, а). Повышенное содержание глинозема, видимо, связано с наличием его в четверной координации рибекитового минала, который по составу уже приближается к кросситу (рис. 8).

Наиболее полно нами изучена изоморфная серия рибекит — кальциевый катифорит для моноширотных щелочных гранитоидов МНР, хотя аналогичные амфиболы встречены и в других регионах (Коваленко, Писарская, Пополитов, 1968; Нечаева 1973). Существует мнение о редкости промежуточных между щелочными амфиболами и кальциевыми роговыми обманками составов (Дир и др., 1965). Тем не менее они достаточно широко распространены в щелочных гранитоидах.

При переходе от рибекита к кальциевому катифориту, т. е. с увеличением количества ионов кальция в формульной единице амфиболов, увеличиваются содержания ионов тетраэдрического алюминия и октаэдрических двухвалентных катионов и уменьшаются количества ионов кремния, октаэдрических трехвалентных катионов, лития, натрия и калия, а также фтора и рассчитанного по балансу валентностей анионов кислорода (рис. 9). Общая схема изоморфизма в данной серии имеет вид  $\text{Ca}_{1,0}\text{Al}_{0,6}^{\text{IV}}\text{R}_{1,2}^{2+} \rightleftharpoons \text{Si}_{0,6}(\text{Fe}^{3+})_{1,0}^{\text{VI}}\text{Li}_{0,2}\text{Na}_{1,0}\text{O}_{0,2}$ . Эта схема напоминает схему изоморфизма Мияширо  $\text{Ca Al} \rightleftharpoons \text{NaSi}$  для ряда рибекит — арфведсонит — катифорит (Miyashiro, 1957). В нашем случае схема сложнее, с участием двух- и трехвалентных катионов в шестерной координации и с меньшей долей замещения кремния алюминием. Видимо, полный

изоморфизм осуществляется в ряду от практически чистого рибекит-арфведсонита до состава амфибола с 1,0 или даже 1,5 атома кальция.

Крайний кальциевый минерал рассматриваемой серии близок к чермакиту  $\text{Ca}_{2,5}\text{R}_4^{2+}\text{R}^{3+}\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ . Следовательно, всю изоморфную серию рибекит-кальциевый катофорит можно рассматривать в рамках более общей изоморфной серии между рибекит-арфведсонитом и чермакитом, но более кальциевые составы, чем содержащие 1,5 атома кальция, в щелочных гранитоидах не известны.

Оптические исследования показали, что рассматриваемые амфиболы гомогенны. Их составы далеки от области, где установлен разрыв смешимости в амфиболах (Himmelberg, Paríke, 1969; Ross e. e., 1968; Coleman, Paríke, 1968; Ross e. a., 1969). Изоморфизм между рибекитом и кальциевым катофоритом доказывается наличием закономерной связи параметров ячейки с составом амфиболов.

Несомненно, что среди амфиболов щелочных гранитоидов имеются и другие изоморфные серии, но по ним еще мало данных. Вероятна серия рихтерит — арфведсонит для пантеллеритов (Nicholls, Carmichael, 1969). Возможна также серия рибекит — кальциевый рибекит для биметасоматических микроклинитов (Коваленко и др., 1966; Лапидес и др., 1972).

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АМФИБОЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ МНР И ДРУГИХ РЕГИОНОВ

В целом, амфиболы из щелочных гранитоидов МНР попадают в поля рибекит-арфведсонитов и кальциевых катофоритов (см. табл. 7, рис. 8). В этих же полях в основном располагаются составы амфиболов из гранитоидов Северо-Восточной Тувы с  $X + A = 2,0-2,6$  (Коваленко и др., 1966; Коваленко, Писарская, Пополитов, 1968). Амфиболы из молодых гранитоидов Нигерии (Borley, 1963) относятся к группе рибекит-арфведсонитов с  $X + A = 2,6-3,3$ . Амфиболы вкрапленников и основной массы стекловатых пантеллеритов Кении (Nicholls, Carmichael, 1969) ближе всего к рихтеритам. В группу сравнительно глиноземистых составов попадают многие амфиболы Казахстана (Зырянов, 1969), Кольского полуострова (Чумаков, 1958), Дальнего Востока СССР (Маракушев и др., 1966; Гамалея, 1970), огнистого комплекса Вост. Саяна (Коваленко, Писарская, Пополитов, 1968). Один из амфиболов в кварцевой жиле щелочных гранитов Кольского полуострова даже близок к глаукофану, но в нем присутствует алюминий и в четверной координации (Чумаков, 1958).

Амфиболы щелочных гранитов Хан-Богдинского массива (МНР) в подавляющем большинстве отнесены к серии рибекит — арфведсонит, часто с высокими ( $>3$ ) значениями показателя  $X + A$ . Преобладающие среди гранитов массива рибекит-арфведсониты характеризуются колебанием параметра  $X + A$  от 2,7 до 3,6. В соответствии с рассмотренной выше номенклатурой этой изоморфной серии среди амфиболов преобладают арфведсониты. Меньшим распространением пользуются рибекит-арфведсониты. В основном это предельно железистые разновидности, в которых содержание магния не превышает 3,7%. В них заметно меньше лития и фтора, чем в рибекит-арфведсонитах Нигерии (Borley, 1963).

Состав амфиболов Хан-Богдинского массива зависит от последовательности формирования соответствующих пород. Наиболее арфведсонитовые разновидности амфиболов (с  $X + A$  выше 3,1) характерны для гранитов главной фазы, пегматоидных гранитов, шпировых пегматитов в гранитах главной фазы и массивных экеритов. Более богатые рибекитовым минералом амфиболы тяготеют к экеритам и особенно к расположенным в них пегматитам «слоистых» тел, которые, по-видимому, сформировались в наиболее поздний этап дифференциации гранитоидов. Следовательно, можно го-

ворить о том, что в процессе эволюции гранитоидов Хан-Богдинского массива амфиболы переходят от арфведсонитов к рибекит-арфведсонитам. При этом амфиболы поздних генераций имеют тенденцию к образованию наиболее кремнистых разновидностей с минимальной степенью замещения кремния в четверной координации.

В щелочных гранитоидах улканского плутона (Гамалея, 1970) амфиболы из поздних пегматитов также обедняются компонентами, замещающими кремний, по сравнению с амфиболами щелочных гранитов главной фазы. В то же время по мере эволюции гранитоидов данного плутона амфиболы меняют свой состав от рибекита до оксиарфведсонита (см. рис. 8).

В щелочных гранитоидах всех других массивов МНР (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971) подавляющее число амфиболов относится к изоморфной серии рибекит — катофорит. Амфибол из гранитов массива района Мандал-Гоби — типичный феррогастингсит.

Наиболее бедные кальцием амфиболы серии рибекит — кальциевый катофорит, близкие к рибекиту, характерны для поздних образований рассматриваемых массивов щелочных гранитов (граниты фаз дополнительных интрузий, жильных гранитов и пегматитов). Амфиболы же гранитов главных фаз, эндоконтактовых граносиенитов и гранофиоров (Баян-Уланский, Дашибалбарский массивы) тяготеют к более кальциевым составам. Таким образом, здесь намечается изменение состава амфибола от кальциевого катофорита к рибекиту по мере перехода гранитов к поздним фазам. Подобное же уменьшение содержания кальция и изменение состава амфиболов от рихтерита к арфведсониту наблюдается при переходе от вкрапленников к микролитам в стекловатых пантеллеритах (Nicholls, Carmichael, 1969). Характерно, что уменьшение содержания кальция в микролитах по сравнению с вкрапленниками наблюдается и в пироксенах пантеллеритов. В этих породах натриевые геденбергиты вкрапленников сменяются эгиринами в микролитах (Nicholls, Carmichael, 1969).

### СЛЮДЫ

Слюды по своему химическому составу — не менее сложные образования, чем амфиболы. Широкое распространение политипии в слюдах дополнительно усложняет интерпретацию их составов.

Первые же исследования слюд из редкометальных гранитоидов (Коваль, Юрченко, 1969, 1970; Коваль и др., 1970; Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Коваль и др., 1972) показали, что они специфичны по составу и во многих случаях не находят места в имеющихся классификациях (Гинзбург, Берхин, 1953; Foster, 1956, 1960<sub>1-3</sub>). В связи с этим нами совместно с П. В. Ковалем предложена новая номенклатура слюд, учитывающая и составы слюд из редкометальных гранитоидов (Коваль и др., 1972).

**Номенклатура и главные изоморфные ряды.** Составы слюд, пересчитанные на 22 валентные единицы<sup>5</sup> (Stevens, 1946), удобно рассмотреть в координатах содержаний октаэдрических катионов на диаграмме А. И. Гинзбурга (Гинзбург, Берхин, 1953) и М. Фостер (Foster, 1960), приведенной на рис. 10. На ней выделены две главные области составов слюд: литиево-железистая (триоктаэдрическая) и литиево-алюминиевая (диоктаэдрическая). Составы слюд литиево-алюминиевой области из редкометальных гранитоидов оказываются значительно богаче двухвалентными катионами по сравнению с составами слюд из пегматитов, которые были положены в основу прежней классификации (Foster, 1960; Гинзбург, Берхин, 1953). В связи с этим на диаграмме рис. 10 выделены те же поля состава слюд, что и у М. Фостер, к которым добавлены новые поля фенгит-мусковита и литиевого фенгит-мусковита.

<sup>5</sup> В соответствии с результатами экспериментальных исследований (Н. И. Коваленко и др., 1968) титан в слюдах отнесен к октаэдрической координации.

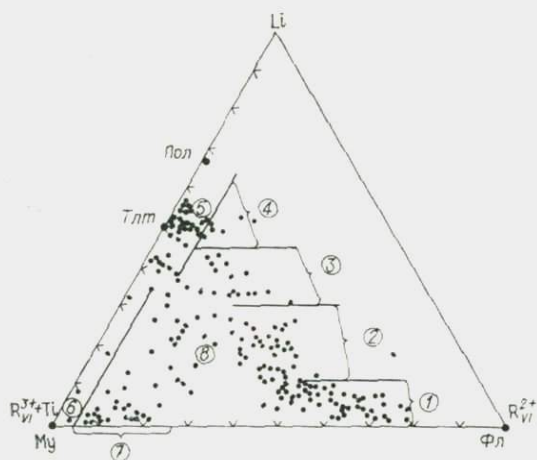


Рис. 10. Химические составы слюд из редкометалльных литий-фтористых гранитов.

Цифрами на диаграмме показаны поля составов: 1 — биотитов; 2 — протолитионитов; 3 — цинвальдитов; 4 — железистых лепидолитов (криофиллитов); 5 — лепидолитов; 6 — мусковитов; 7 — фенгит-мусковитов; 8 — литиевых фенгит-мусковитов.

в мусковитах — (Al)<sub>0,5</sub><sup>VI</sup>Si<sub>0,1</sub>□<sub>0,1</sub> ⇌ (Al)<sub>0,17</sub><sup>IV</sup>Ti<sub>0,1</sub>R<sub>0,5</sub><sup>2+</sup>. При этом октаэдрический алюминий избирательно замещает магний, в то время как содержание закисного железа даже несколько возрастает. Предельное содержание октаэдрического алюминия в рассматриваемых биотитах близко к единице. Это допустимо для стабильных триоктаэдрических слюд с упорядоченным расположением алюминия и других катионов в октаэдрах (Radoslovich, 1963).

В малоглиноземистых биотитах (первая схема изоморфизма) предельное содержание октаэдрического алюминия уменьшается до 0,5. При этом, естественно, должны появиться октаэдрические вакансии (Radoslovich, 1963; Foster, 1960). При дальнейшем вхождении алюминия в шестерную координацию слюд в изоморфизм вовлекаются и катионы тетраэдрической координации.

В правой части рис. 11 показаны составы диоктаэдрических слюд (мусковитов и фенгит-мусковитов). За исключением области составов с содержанием октаэдрического алюминия >1,7, составы данных слюд должны быть отнесены к изоморфной серии мусковит — селадонит, так как содержание атомов кремния в них превышает 3 (Radoslovich, 1963). Однако построенная на основании корреляционных связей содержаний компонентов рис. 11 реальная схема изоморфизма здесь скорее близка к рассмотренному выше изоморфизму в глиноземистых биотитах. Видимо, в данном случае мы имеем дело с частичным изоморфизмом мусковита с биотитовым миналом. Специфическая особенность этого изоморфизма — замещение октаэдрического алюминия в мусковите не только двухвалентными катионами (в равной степени железом и магнием), но и трехвалентным железом. Это благоприятствует сохранению предельно допустимого для диоктаэдрических слюд общего количества октаэдрических катионов (~2,2), несмотря на значительное уменьшение содержания октаэдрического алюминия по сравнению с допустимым для чисто глиноземистых слюд (см. рис. 11).

Несмотря на сближение предельных составов сидерофиллитов и фенгит-мусковитов по содержанию октаэдрического алюминия, разрыв смежности между ними фиксируется четко (см. рис. 11). Видимо, для устойчивости сидерофиллита благоприятно общее повышение кислотности сре-

Вначале рассмотрим особенности изоморфизма в **безлитиевых слюдах** (с содержанием лития < 0,2 атома на формульную единицу). Составы их укладываются в поля триоктаэдрических биотитов и диоктаэдрических мусковитов и фенгит-мусковитов (см. рис. 10). Судя по корреляционным связям всех компонентов слюд с октаэдрическим алюминием (рис. 11) в биотитах из редкометалльных гранитов схема изоморфизма отличается от теоретической для серии сидерофиллит — анцит. В слюдах с содержанием октаэдрического алюминия < 0,5 атома на формульную единицу схема имеет вид (Al)<sub>0,50</sub>□<sub>0,2</sub> ⇌ R<sub>0,55</sub><sup>2+</sup>

Ti<sub>0,15</sub>, а в более глинозе-

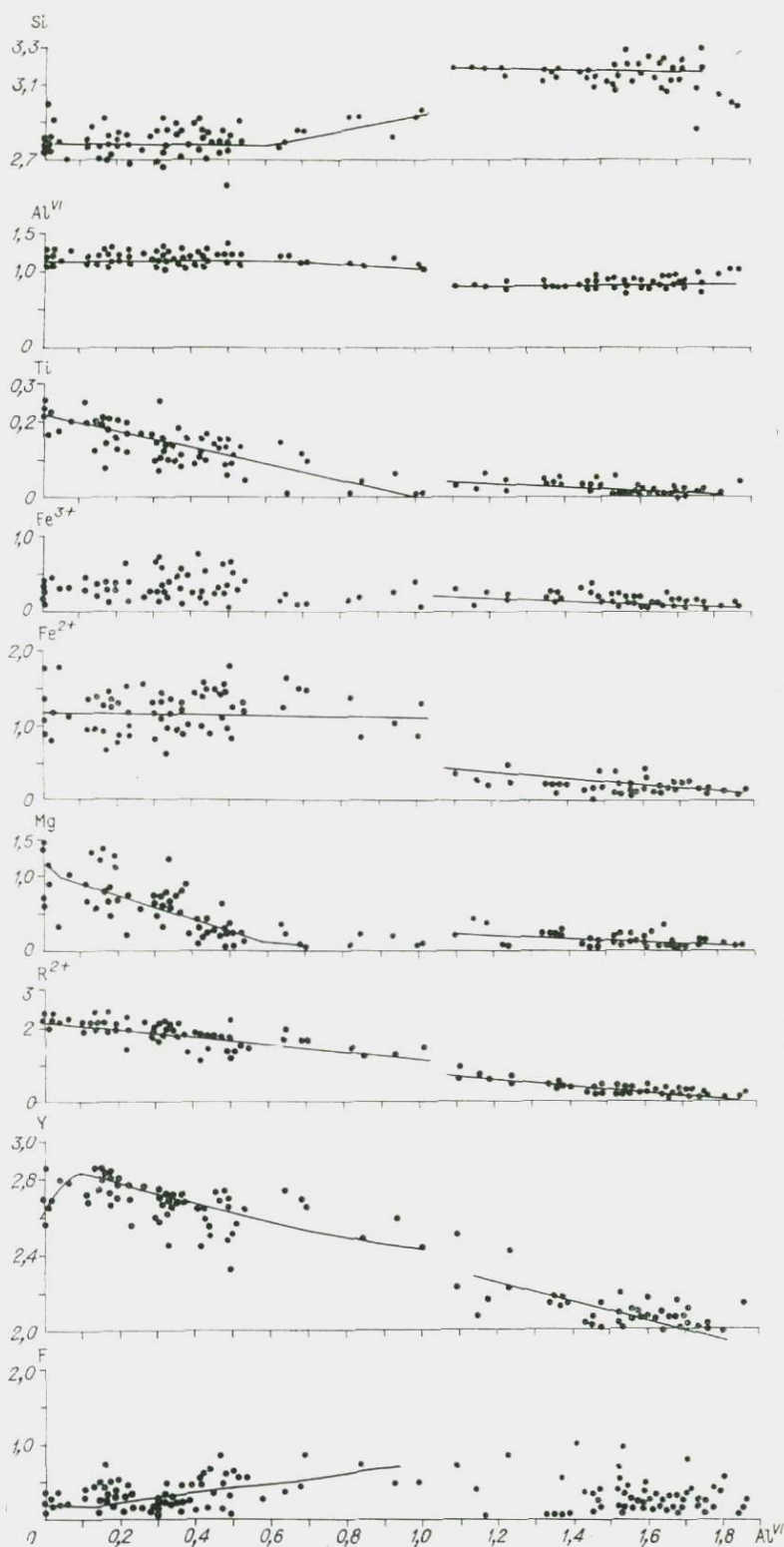


Рис. 11. Зависимость содержания главных компонентов в малолитиевых ( $Li \leq 0,2$ ) слюдах от концентрации в них алюминия в шестерной координации (в числах атомов на формульную единицу).

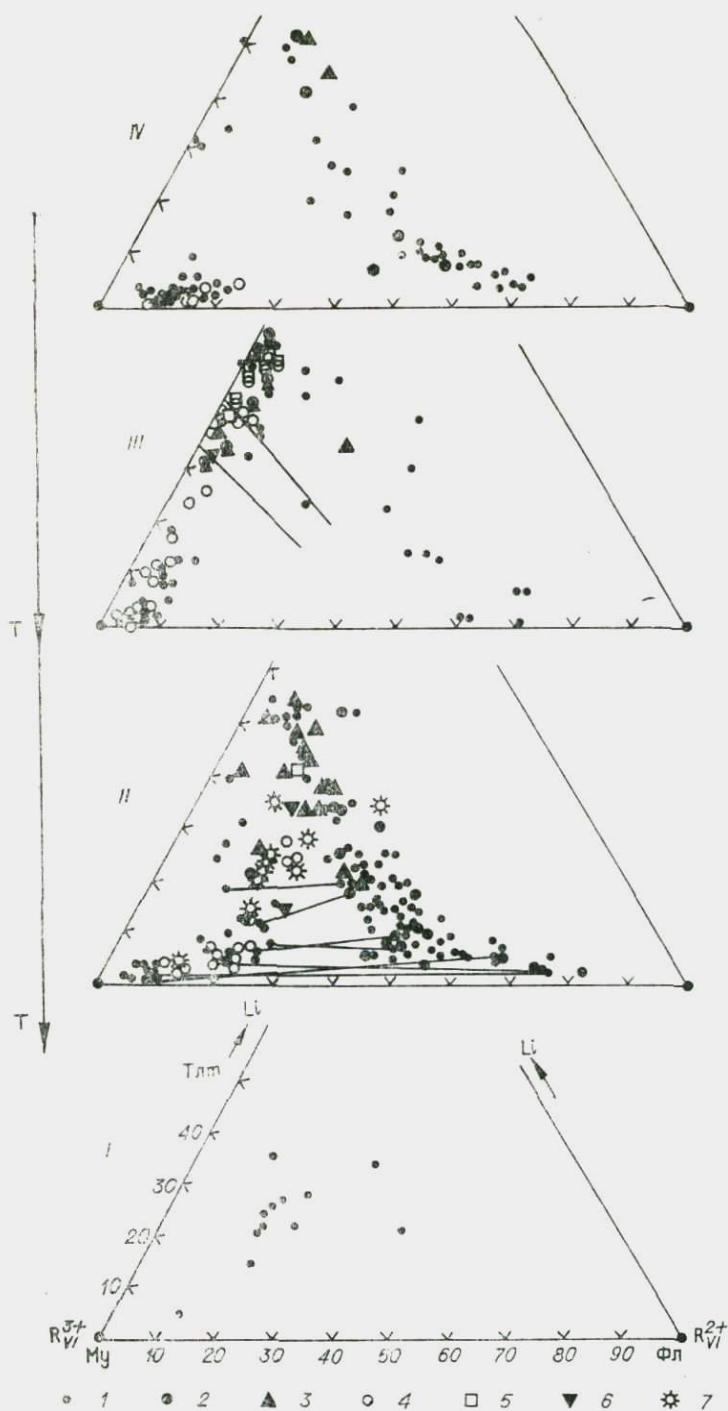


Рис. 12. Зависимость составов слюд от условной температуры их образования (регрессивный ряд):

I — вкрапленники онгонитов; II — литий-фтористые граниты; III — пегматиты; IV — грейзены. 1 — с неопределенным политипом; 2 — политип 1M (3Т); 3 — политип 1M; 4 — политип 2M<sub>1</sub>; 5 — политип 2M<sub>2</sub>; 6 — политип 3Т; 7 — слюды вкрапленников онгонитов на диаграмме II.

ды (Маракушев, Тарарин, 1966), в том числе и за счет повышения активности фтора. Появлению фенгит-мусковита в гранитах способствует как повышение активности фтора, так и понижение температуры (Velde, 1966).

**Литиевые слюды. Серия сидерофиллит — лепидолит.** Они весьма полно представлены в редкометальных гранитоидах (Ситнин, Разина, 1963; Коваль, Юрченко, 1970; Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Руб и др., 1971; Коваль, 1975). Схема изоморфизма для рассматриваемой серии имеет вид (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971):  $\square_{0,2}R_{1,0}^{2+}(R^{3+})_{0,8}^{IV} \rightleftharpoons Li_{1,2}Si_{0,8}$ . Судя по всему, изоморфизм здесь полный. Подлилитонит в данной серии не встречается. В целом, химизм этих слюд близок к рассмотренному ранее (Гинзбург, Берхин, 1953; Foster, 1960<sub>3</sub>). Отметим только постоянство в них содержаний октаэдрических трехвалентных катионов во всем интервале составов. Возможно, это связано с упорядоченностью октаэдрических катионов в данной серии слюд, когда центральное положение занимает  $R^{3+}$ , а два остальных частично занимают конкурирующие между собой двухвалентные катионы и литий (Foster, 1960<sub>3</sub>; Radoslovich, 1963). Упорядоченность катионов в октаэдрическом слое предполагает также М. Ридер (Rieder, 1968). Он считает, что высокая активность фтора и парагенезис с кварцем благоприятны для упорядоченности слюд (Rieder, 1971). Одновременно эти же условия, судя по экспериментам М. Ридера, способствуют образованию литиево-железистых слюд с дефицитом октаэдрических катионов.

Практически все слюды серии сидерофиллит — лепидолит относятся к политипам 1М (или 3Т) (рис. 12).

**Литиевые слюды. Серия мусковит — лепидолит.** Маложелезистые литиево-алюминиевые слюды характерны скорее для пегматитов, чем для редкометальных гранитов. Они также известны в своеобразных редкометальных гранитоидах с литиевыми фосфатами (Обер, 1971; Коваль, Юрченко, 1972; Vinopal, 1974), но они изучены пока недостаточно. Судя по корреляционным связям главных компонентов с литием (рис. 13), в интервале содержания лития вплоть до 1,1 атома на формульную единицу изоморфизм в слюдах осуществляется по схеме  $Li_{0,9}Si_{0,3} \rightleftharpoons (Al)_{0,2}^{IV}(R^{3+})_{0,5}^{VI}\square_{0,5}$ . В этой схеме соотношение лития к алюминию в октаэдрах выше, чем это было установлено для аналогичных слюд ранее (Foster, 1960<sub>1</sub>). В интервале составов от 1,1 до 1,6 атомов лития на формульную единицу изоморфизм в слюдах упрощается  $Li_{0,5} \rightleftharpoons (Al)_{0,17}^{VI}\square_{0,33}$ . Изменение характера изоморфизма в рассматриваемых слюдах попадает на область составов с содержанием 0,8—1,1 атомов лития, в которой происходит реконструктивная смена мусковитовой (диоктаэдрической) структуры на лепидолитовую (триоктаэдрическую) (Winchell, 1942; Foster, 1960<sub>3</sub>; Radoslovich, 1963). Скорее всего с этим связано и изменение характера изоморфизма в слюдах.

**Литиевые слюды. Серия мусковит — литиевый фенгит-мусковит.** Эта серия слюд новая и впервые обнаружена при изучении редкометальных гранитоидов (Коваль, Юрченко, 1969; Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Коваль и др., 1972). Наличие природных литиевых фенгит-мусковитов привело к значительному расширению поля составов диоктаэдрических слюд на диаграмме А. И. Гинзбурга — М. Фостер (см. рис. 10). В настоящее время накоплен уже достаточно большой фактический материал по химизму и свойствам описываемых слюд, что дало возможность рассмотреть их сравнительно подробно (Лапидес и др., 1976).

Корреляционные связи главных компонентов слюд с литием показаны на рис. 13. Обобщенная схема изоморфизма в рассматриваемой серии имеет вид  $Li_{0,6}R_{0,3}^{2+} \rightleftharpoons (R^{3+})_{0,4}^{VI}\square_{0,5}$ . Максимальное содержание лития в литиевом фенгит-мусковите достигает 0,65 атома на формульную единицу.

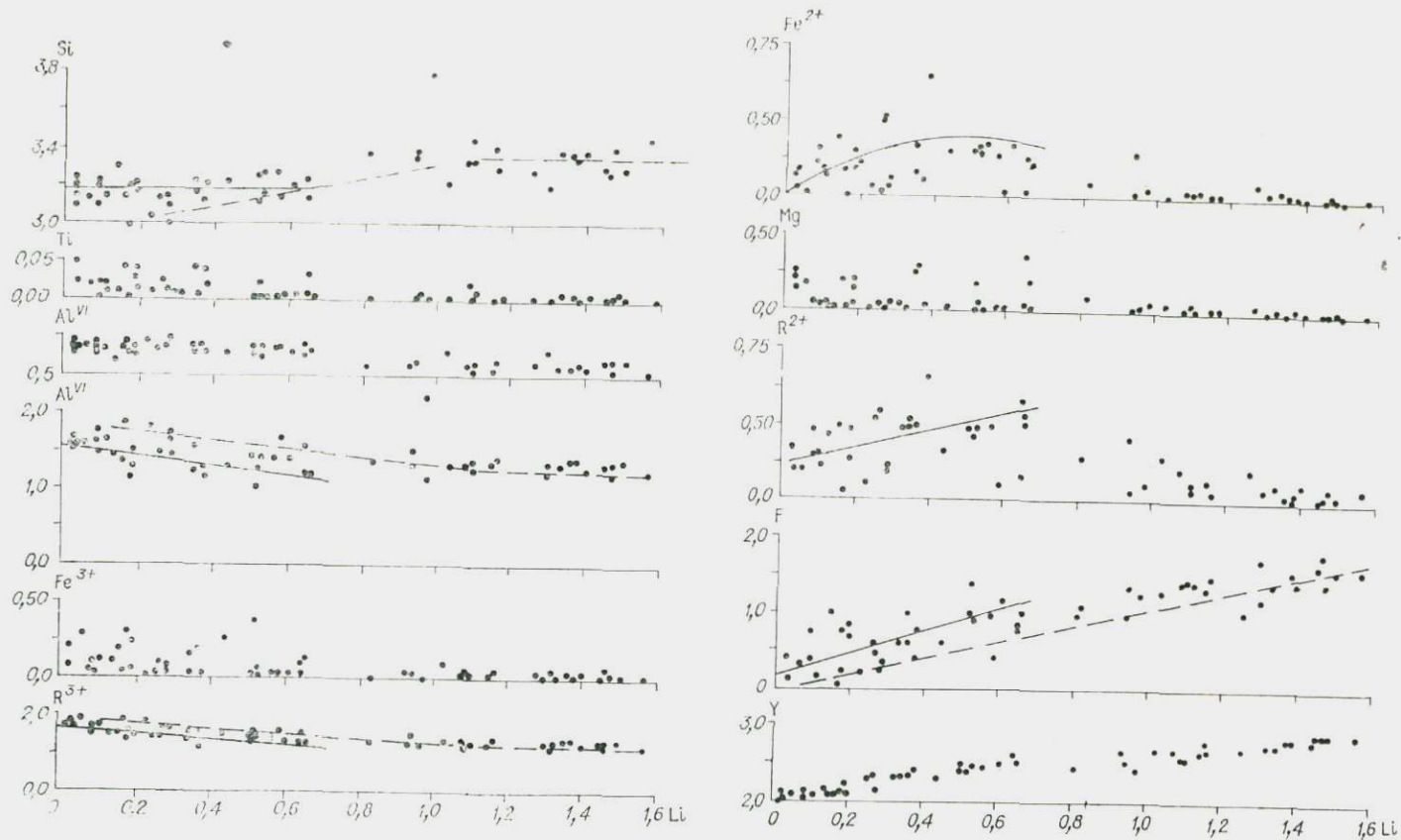


Рис. 13. Зависимость содержания главных компонентов слюд серий мусковит — лепидолит и фенгит-мусковит — литиевый фенгит-мусковит от концентрации в них атомов лития (в числах атомов на формульную единицу),

Характерно высокое по сравнению с мусковитом содержание кремния в этих слюдах, выдержанное на постоянном уровне во всем интервале их составов. Следовательно, мы имеем здесь серию слюд с разным содержанием лития в рамках именно фенгит-мусковитовых составов (с 20% селадонитового минала). Литий в данных слюдах изоморфно замещает не двухвалентные катионы, как это бывает в триоктаэдрических слюдах, а трехвалентные, что характерно для диоктаэдрических слюд. Общий уровень тетраэдрического и октаэдрического алюминия в слюдах серии литиевых мусковит-фенгитов ниже, чем в серии мусковит — лепидолит (см. рис. 13), а уровень содержаний двухвалентных катионов, общего числа октаэдрических катионов и фтора соответственно выше. Крайний литиевый состав литиевого фенгит-мусковита довольно близок к составу триоктаэдрического протолитионит-циннвальдита (см. рис. 10). Поэтому предполагается, что в данном случае мы имеем дело с изоморфизмом диоктаэдрических мусковита и селадонита с триоктаэдрическим протолитионит-циннвальдитом (Коваль и др., 1972). В то же время характер изоморфизма в рассматриваемых слюдах, а также крайние их составы укладываются в пределы, допустимые кристаллохимическими ограничениями для диоктаэдрических слюд (Radoslovich, 1963). В частности, общее количество катионов в октаэдрической позиции в них не превышает допустимого для диоктаэдрических слюд предела в 2,45—2,50 атомов на формульную единицу.

Подавляющее число слюд серии мусковит — литиевый фенгит-мусковит относится к политипу  $2M_1$  (см. рис. 12). Иногда встречается разновидность  $3T$  (Коваль и др., 1975) и смеси политипов  $2M_1 + 2M_2$  и  $2M_1 + 1M$ . Для политипа  $2M_1$  установлено монотонное возрастание параметров  $a$  и объема (на слой) решеток слюд при увеличении в них содержания лития (Ланидес и др., 1977). Это свидетельство изоморфной смесимости составов слюд в рассматриваемом ряду. С другой стороны, тенденции в изменении этих параметров направлены в сторону достижения параметров циннвальдит-протолитионита. Следовательно, и по сопоставимым параметрам решетки серию фенгит-мусковит — литиевый фенгит-мусковит можно в целом рассматривать как смешение фенгит-мусковитового и протолитионит-циннвальдитового (с 0,75 атома лития) миналов. При содержании  $\sim 0,65$  атомов лития в мусковитовой структуре достигается предел заполненности октаэдрической позиции ( $\sim 2,5$  атомов), после чего происходит резкий (реконструктивный, по Смуту и Йодеру) переход структуры  $2M_1$  литиевого фенгит-мусковита в структуру  $1M$  ( $3T$ ) протолитионит-циннвальдита.

Наличие такого перехода позволяет полагать, что от составов с 0,8—1,1 лития в ряду мусковит — лепидолит до составов между литиевыми фенгит-мусковитами и протолитионит-циннвальдитами проходит граница, отделяющая триоктаэдрические слюды (политипы  $1M$  ( $3T$ ) от диоктаэдрических (политипы  $2M_1$ ) (Ланидес и др., 1977). Вблизи этой линии предполагаются другие более редкие политипы, а также смеси политипов. Возможно, более редкие политипы здесь представлены какой-то менее стабильной структурной формой слюд, возникшей в экстремальных условиях или не дошедшей до состояния стабильного равновесия (Коваль и др., 1975). По-видимому, не случайно, что для мусковита политип  $2M_1$  — единственная стабильная фаза, в то время как другие — метастабильные фазы (Velde, 1965).

**Парагенетические группы слюд в системе сидерофиллит — мусковит — лепидолит.** Рассмотрим составы слюд в регрессивном ряду пород, начиная от субвулканических онгонитов через редкометалльные граниты и редкометалльные пегматиты до грейзенов (см. рис. 12). Частично эта проблема рассмотрена П. В. Ковалем и автором ранее (Коваль и др., 1972). В условиях образования вкрапленников слюд в онгонитах устойчивы исключительно литиевые фенгит-мусковиты, реже — протолитиониты

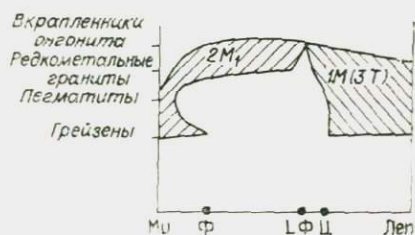


Рис. 14. Области составов слюд в сечении мусковит — фенгит-мусковит — литиевый фенгит-мусковит (ЛФ) — цинвальдит — лепидолит в системе биотит — мусковит — лепидолит.

Слюды грейзенов (см. IV, рис. 12), если пренебречь различием в температуре и условиях образования цвиттеров и кварц-мусковитовых грейзенов (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Коваленко, Кузьмин и др., 1974; Иванова, Максимюк, 1971), охватывают ряды сидерофиллит — лепидолит и мусковит — фенгит-мусковит.

Политипия слюд как будто не коррелируется с различием условий образования перечисленных парагенетических групп слюд (см. рис. 12) и определяется (по крайней мере для преобладающих политипов  $2M_1$  и  $1M(3T)$ ) исключительно составом слюд.

На основе этих данных показана предполагаемая стабильность различных слюд в сложном разрезе мусковит — фенгит-мусковит — литиевый фенгит-мусковит — цинвальдит — лепидолит, фиксирующий наиболее характерные изменения в составе слюд разных парагенетических групп (рис. 14). При высокой условной температуре (образование слюд во вкрапленниках онгонитов) устойчивы преимущественно фенгит-мусковиты и литиевые фенгит-мусковиты  $2M_1$ . С понижением условной температуры стабильность слюд расширяется. Начиная, видимо, с температуры образования редкометалльных гранитов, проявляется субсолидусный распад слюд на мусковиты  $2M_1$  и цинвальдиты  $1M(3T)$ . Предполагаемая критическая точка субсолидуса показана в области перехода ди- в триоктаэдрические слюды. С дальнейшим понижением условной температуры растворимость селадонитового минала в мусковите возрастает.

Понятно, что эта диаграмма построена на основе статистической распространности слюд разного состава в различных породах и требует экспериментальной проверки.

### СЛЮДЫ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Сведения по составу таких слюд немногочисленны (Маракушев и др., 1966; Павленко и др., 1973; Кузьменко, 1973; Петрова, Скоробогатова, 1961; Гамалея, 1968; Коваленко, Брандт, 1969). Можно говорить, что в щелочных редкометалльных гранитоидах отмечаются очень железистые лепидомеланы и наиболее литиевые полилитииониты. В лепидомеланах из Северо-Восточной Тувы (табл. 8) отмечается изоморфизм по схеме  $Fe_{2,0}^{3+}O_{1,0}^{2-} \rightleftharpoons Fe_{1,5}^{2+}Si_{0,5}(OH)_{1,0}^{-1}$ . Коэффициенты парной корреляции кремния и железа соответствуют  $r_{Si,Fe^{3+}} = -0,49 \pm 0,13$  и  $r_{Si,Fe^{2+}} = +0,28 \pm 0,18$ . Не исключено, что в этих слюдах трехвалентное железо частично входит в тетраэдрическую координацию.

Кристаллохимические формулы\* лепидомеланов из щелочных гранитоидов Северо-Восточной Тувы

Номер пробы	Si	Fe <sup>3+</sup> <sub>IV</sub>	Al <sup>IV</sup>	Z	Fe <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	Al <sup>VI</sup>	Ti <sup>VI</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Li	Y	K	Na	Ca	Rb	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	X	O		ОН
A404/1	3,33	0,67	Нет	4,00	0,01	0,90	0,25	1,61	0,04	0,05	0,14	3,00	0,90	0,02	0,04	0,01	Нет	0,97	1,59	0,23	0,18
A404/1	3,16	0,84	»	4,00	0,18	0,96	0,23	1,37	0,05	0,06	0,15	3,00	0,84	0,05	0,02	0,01	»	0,92	1,38	0,04	0,58
A405/2	3,14	0,86	»	4,00	0,06	0,85	0,23	1,55	0,05	0,08	0,18	3,00	0,84	0,03	0,03	0,02	0,08	1,00	1,36	0,05	0,59
A406/1	2,90	1,10	»	4,00	0,26	0,90	0,23	1,34	0,04	0,10	0,13	3,00	0,73	0,05	0,02	0,01	0,19	1,00	1,36	0,23	0,41
A406/2	3,05	0,95	»	4,00	0,41	0,95	0,21	1,20	0,04	0,05	0,14	3,00	0,81	0,03	0,05	0,01	0,10	1,00	1,84	0,03	0,13
A407	3,15	0,85	»	4,00	0,03	0,88	0,22	1,57	0,04	0,10	0,16	3,00	0,83	0,10	0,05	0,02	Нет	1,00	1,35	0,27	0,38
A408/1	3,11	0,89	»	4,00	0,07	0,86	0,23	1,58	0,04	0,06	0,16	3,00	0,79	0,10	0,07	0,01	0,03	1,00	1,41	0,32	0,27
A408/2	3,22	0,50	0,28	4,00	Нет	0,53	0,20	2,02	0,04	0,05	0,16	3,00	0,83	0,11	0,04	0,02	Нет	1,00	0,77	0,32	1,01
A408/3	3,06	0,90	0,04	4,00	»	0,82	0,22	1,69	0,04	0,08	0,15	3,00	0,79	0,11	0,04	0,01	0,05	1,00	0,61	0,27	1,12
A409	3,14	0,62	0,24	4,00	»	0,72	0,23	1,77	0,04	0,07	0,17	3,00	0,84	0,08	0,03	0,02	0,03	1,00	1,35	0,14	0,51
A418/1	3,18	0,78	0,04	4,00	»	0,88	0,24	1,74	0,03	0,09	0,02	3,00	0,81	0,06	0,07	0,01	0,05	1,00	1,55	0,07	0,38
A418/6	3,01	0,99	Нет	4,00	»	0,95	0,23	1,66	0,04	0,08	0,04	3,00	0,76	0,06	0,05	0,01	0,12	1,00	1,69	0,09	0,22
A418/7	3,16	0,84	»	4,00	0,49	0,94	0,23	1,41	0,04	0,08	0,11	3,00	0,66	0,03	0,08	0,01	0,22	1,00	1,79	0,19	0,02
A418/11	3,04	0,57	0,39	4,00	Нет	0,98	0,22	1,94	0,04	0,05	0,16	3,00	0,67	0,03	0,07	0,01	0,22	1,00	0,91	0,23	0,86
A418/13	3,04	0,96	Нет	4,00	0,64	0,93	0,23	0,92	0,04	0,09	0,15	3,00	0,67	0,03	0,02	0,01	0,27	1,00	1,67	0,18	0,15

\* Формулы рассчитаны методом 7 октаэдрических катионов (Борнеман-Старынкевич, 1964).

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СЛЮД  
ИЗ МАССИВОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ МНР  
И ДРУГИХ РЕГИОНОВ**

Наиболее полный спектр составов слюд характеризует редкометальные гранитоиды Жанчивланского массива в МНР (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Коваленко, Кузьмин и др., 1972<sub>2</sub>) (рис. 15). В аляскитах литий-фтористого геохимического типа встречены сидерофиллиты, а иногда сидерофиллит с фенгит-мусковитом. В микроклин-альбитовых и амазонит-альбитовых гранитах распространены протолитиониты (иногда с литиевым фенгит-мусковитом). В наиболее поздних альбит-лепидолитовых гранитах распространены лепидолиты разной железистости (Foster, Evans, 1962), иногда — богатые литием циннвальдиты. Общая схема эволюции состава слюд здесь имеет вид: сидерофиллит ± фенгит-мусковит → протолитионит ± литиевый фенгит-мусковит → циннвальдит → лепидолит. В таком порядке сменяют друг друга слюды при переходе от глубинных частей массива к его апикальным частям. Такое же распределение составов слюд в вертикальном разрезе Центрального массива (Забайкалье) показано А. А. Ситниным, И. С. Разиной (1963),



В. В. Матвеевым (Луговской и др., 1972). Распределение составов слюд в остальных массивах редкометальных гранитоидов МНР, а также и других регионов (см. рис. 15) сходно с распределением их в породах Жанчивланского массива. Правда, в каждом из массивов отмечается только какая-то часть интервала составов слюд из Жанчивланского массива, но направление их эволюции сходное. В связи с этим составы слюд в таких массивах выступают показателями глубины дифференцированности массивов редкометальных гранитов.

В более редких случаях (Южный и Северный массив в Восточном Забайкалье; Коваль, 1975) эволюционный ряд слюд имеет вид: сидерофиллит + фенгит-мусковит → фенгит-мусковит → мусковит → литиевый фенгит-мусковит → лепидолит (см. рис. 15). В связи с этим П. В. Коваль (Коваль, Юрченко, 1972) два указанных ряда слюд наряду с другими признаками пород кладет в основу выделения различных парагенетических типов «альбитизированных» гранитов.

Некоторым своеобразием отличаются слюды тех массивов литий-фтористых гранитов, с которыми генетически связаны цвиттеры (Бага-Газрынский массив МНР и массивы Рудных Гор ГДР и ЧССР, см. рис. 15). Например, слюды из гранитов этих массивов оказываются более фтори-

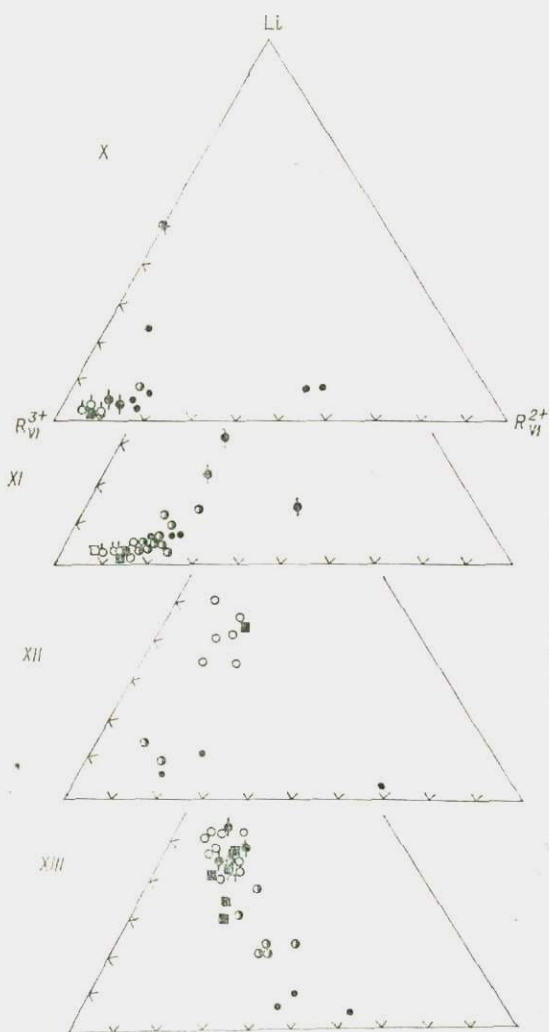


Рис. 15. Составы слюд из Жанчивланского массива (I); из пегматитов Хухдель-Ула (II), Бага-Газрынского (III), Абдарского (IV), Барун-Цогтнискского (V), Юдугынского Западного (VI), Югодзырьского (VII) массивов МНР; из массивов Рудных Гор ЧССР (VIII, по Pieder e. a., 1970), ГДР (IX, по Tischendorf e. a., 1969); из литий-фтористых гранитов (по П. В. Ковалю, 1975) Западного (X), Северного (XI), Южного (XII), Центрального (XIII) массивов Забайкалья.

1 — биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые граниты и гранит-порфиры; 2 — микроклин (амазонит)-альбитовые граниты; 3 — альбит-лепидолитовые (циннивальдитовые) граниты; 4 — мусковит-альбитовые граниты; 5 — пегматиты; 6 — грейзены.

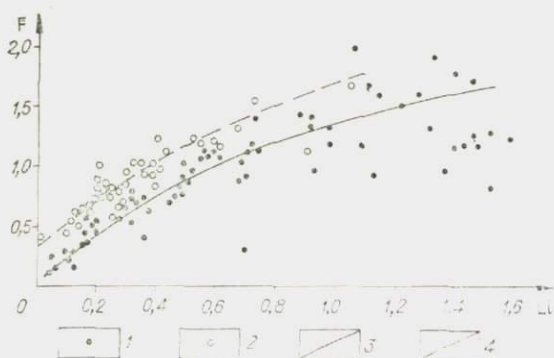


Рис. 16. Корреляция содержания фтора и лития в слюдах литий-фтористых гранитов:

1 — слюды из гранитов, слагающих зональные массивы, в которых отмечаются переходы аляскитов в направлении альбит-лепидолитовых гранитов; 2 — слюды из цвиттеров и аляскитов, с которыми связаны цвиттеры; 3 — линия корреляции слюд умереннофтористой серии сидерофиллит — лепидолит; 4 — линия корреляции слюд высокофтористой серии сидерофиллит — цинвальдит.

рофиллиты цвиттеров Жанчивланского массива наследуют состав слюд исходных аляскитов, а лепидолит грейзенов — состав слюд альбит-лепидолитовых гранитов (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). Интервал составов слюд из «темных» грейзенов (цвиттеров) Рудных Гор близок к составам слюд исходных гранитов (см. рис. 15). То же можно сказать о слюдах цвиттеров Бага-Газрынского массива. Слюды из грейзенов в массивах Центральный и Южный (Забайкалье) наследуют лепидолитовый состав слюд исходных гранитов. В то же время поздние грейзены (второй генерации) в литий-фтористых гранитах независимо от состава слюд исходных гранитов и даже негматитов всегда несут фенгит-мусковитовые слюды.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

### ГРАНИТЫ ЛИТИЙ-ФТОРИСТОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА

Поликристаллические разновидности гранитоидов литий-фтористого геохимического типа в МНР перечислены в работе (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). Аналогичные разновидности гранитов устанавливаются и в других регионах (см. табл. 2). Химический состав полевых шпатов и слюд в них рассмотрен в предыдущей главе (см. табл. 4, 6). Средние содержания второстепенных и аксессуарных минералов в литий-фтористых гранитах представлены в табл. 9.

В массивах литий-фтористых гранитоидов наиболее широким распространением пользуются аляскиты с биотитом, слагающие 80—90% и более площади массивов. Это породы розового или светло-серого цвета с массивной текстурой. Главные минералы аляскитов — плагиоклаз № 5—15 (иногда до № 25), калиевый полевой шпат ( $Or_{73} Ab_{27}$ ) и кварц; второстепенный — литийсодержащий сидерофиллит.

Наибольшей степенью идиоморфизма в аляскитах обладают некоторые зерна кварца, встречающиеся в виде идиоморфных включений в зернах плагиоклаза. Отмечались также зерна кварца, ксеноморфные по

стими, чем слюды гранитов Жанчивланского массива (рис. 16). При содержании лития в них, не превышающем содержания лития в цинвальдите, концентрация фтора достигает значений, характерных для лепидолита или даже выше. Эту серию слюд будем называть **высокофтористой**.

Составы слюд из ранних метасоматитов в гранитах литий-фтористого геохимического типа (цвиттеры, кварц-лепидолитовые грейзены) близки к составу слюд гранитов, по которым они развились (см. рис. 15). Так, сидерофиллиты цвиттеров

отношению к кристаллам плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Крушные зерна олигоклаза идиоморфны по отношению к зернам калиевого полевого шпата, ксеноморфного кварца и биотита. Листочки и агрегаты биотита тяготеют к промежуткам между кристаллами полевых шпатов и кварца. Спими пространственно ассоциируют рудные и акцессорные минералы.

В эндоконтактных частях большинства массивов отмечались порфирировидные разности аляскинтов. Вкрапленники в них сложены зернами кварца, плагиоклаза №10—25 и реже калиевого полевого шпата. Среди вкрапленников наибольшей степенью идиоморфизма отличались зерна кварца. Основная масса представлена плагиоклазом № 8—15, кварцем, калиевым полевым шпатом и биотитом.

В целом структура аляскинтов с биотитом близка к гранулиговой с участками гнидиоморфнозернистой. По степени идиоморфизма минералов намечается следующий порядок их кристаллизации: 1) кварц; 2) кварц + плагиоклаз № 15—25; 3) кварц + плагиоклаз (кислее № 15) + калиевый полевой шпат + биотит; 4) кварц + альбит № 5—10 + калиевый полевой шпат + литиевый биотит + флюорит + топаз.

Микроклин-альбитовые аляскинты с протолитионитом и топазом — это среднезернистые породы светло-желтого цвета с массивной текстурой. Они сложены кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, протолитионитом и топазом.

В пластинах протолитионита отмечается пятнистая окраска с чередованием бурых и более светлых участков. Обычными являются зональные кристаллы слюды, центральные части которых сложены, по-видимому, литиевым сидерофиллитом ( $N_g = 4,625 - 4,667$ ), плеохролирующим в бурых тонах, а периферическая часть — голубовато-зеленым протолитионитом. Переходы между ними совершенно постепенные.

Таблица 9  
Средние содержания взретенных и акцессорных минералов (г/г) в редкометалльных гранитах МНР (Владыкин, 1973)

Порода	Слюда	Топаз	Флюорит	Магнетит	Мартит	Гранат	Берилл	Циркон	Моноцит	Шальмит	Коджмил-тапталит	Шпронгхалер	Класситерит	Шприт
Аляскинты с биотитом	18	40	800	50	207	—	—	215	95	90	15	—	—	Ред. зн.
Микроклин-альбитовые граниты	12	—	580	Ред. зн.	20	Ред. зн.	Ред. зн.	85	50	—	70	—	45	»
То же с топазом	8	600	200	10	Ред. зн.	—	»	90	230	—	140	—	40	—
Амазонит-альбитовые граниты	8	—	500	5	40	4	»	110	80	—	95	—	18	2
То же с топазом	10	1600	100	—	100	Ред. зн.	»	70	110	—	160	—	130	—
Альбит-децидолитовые граниты	8	4150	100	—	—	—	—	25	35	—	140	—	75	—
Онгониты	10	3000	200	Ред. зн.	—	200	—	100	50	20	200	—	60	30
Топаз-лещидолит-альбитовые лещадиты	10	7000	500	50	—	20	750	150	40	—	160	140	200	20
Цвиттеры	15	50000	42	Ред. зн.	—	—	—	5	48	—	85	—	1400	20
Кварц-лещидолитовые грейзены	6	4100	300	—	—	—	—	Ред. зн.	—	—	100	50	120	—
Фельдшпатагы	8	—	700	—	—	—	—	420	—	Ред. зн.	Ред. зн.	—	—	Ред. зн.

Наиболее идиоморфны в этих породах относительно крупные зерна плагиоклаза № 5—10. Калиевый полевой шпат более идиоморфен, чем литиевые слюды и кварц. Часто калиевый полевой шпат образует каймы вокруг кристаллов плагиоклаза. Литиевая слюда, топаз и флюорит цементируют зерна кварца и других вышеперечисленных минералов. Лейстовидные кристаллы альбита № 2—4 располагаются в межзерновых пространствах других минералов, а также часто наблюдаются в виде пойкилитовых включений в зернах практически всех минералов, кроме плагиоклаза № 5—10. Сами лейсты альбита включений других минералов никогда не содержат. В целом структура пород — гранитная.

Амазонит-альбитовые граниты с топазом и цинвальдитом — среднезернистые породы зеленоватого цвета с массивной, иногда пятнистой текстурой. Последняя обусловлена неравномерным распределением горошковидных скоплений кварца в некоторых разновидностях этих гранитов. Главные минералы этих пород — плагиоклаз (альбит № 3—6), калиевый полевой шпат ( $Or_{82}Ab_{18}$ ), кварц и литиевая слюда цинвальдитового или протолитионитового состава. Постоянно присутствуют топаз и флюорит. В отличие от микроклин-альбитовых гранитов здесь более 50% калиевого полевого шпата представлено водяно-прозрачной решетчатой разностью (амазонит), в которой только в виде реликтов встречается пелитовый нерешетчатый калиевый полевой шпат. По-прежнему нередки зональные кристаллы слюды, но в этих породах отмечаются как переходы в таких структурах от литиевого биотита к цинвальдиту, так и от цинвальдита (в центральных частях зерен) к лепидолиту, плеохроичующему в светло-соломенных тонах. В этой породе более половины всего плагиоклаза представлено лейстовым альбитом.

Взаимоотношения между минералами сложны, трудно интерпретируемы и поэтому дискуссионны. Зерна плагиоклаза I и II, калиевого полевого шпата, слюды, топаза и флюорита расположены между округлыми зернами кварца. В то же время нередко в кварце отмечаются включения полевых шпатов. Особенно часто наблюдались зерна кварца, в которых включения лейст альбита, иногда калиевого полевого шпата и реже слюды образуют концентрические зоны, параллельные очертаниям зерен кварца. Плагиоклаз I обычно более идиоморфен, чем калиевый полевой шпат. Однако в зернах последнего фиксируются включения альбита, расположенные нередко также концентрическими зонами, параллельными граням кристаллов.

Альбит-лепидолитовые граниты с топазом представляют собой белую сахаровидную породу с порфировидной структурой и массивной иногда пятнистой или полосчатой текстурой. Главные минералы этих пород — плагиоклаз (альбит № 4—6), кварц, калиевый полевой шпат ( $Or_{87}Ab_{13}$ ), второстепенные — лепидолит и топаз. Порфировидный характер породы обусловлен присутствием относительно крупных (до 3—5 мм), округлых «горошковидных» зерен кварца и реже таблитчатых зерен микроклина (иногда амазонита) на фоне мелкозернистой (сахаровидной) основной массы, обогащенной лейстовидным альбитом. Зерна альбита практически никогда не содержат включений других минералов.

В этих породах особенно часто зерна лейстового альбита располагаются в периферических частях зерен кварца параллельно граням призм его кристаллов. Такие же пойкилитовые включения альбита присутствуют и в зернах калиевого полевого шпата и топаза. Эти структуры, называемые структурами «снежного кома», характерны для редкометаллических альбитовых гранитов многих районов (Павленко и др., 1960<sub>2</sub>; Бусс и др., 1962; Коваленко, 1964). Но лейстовый альбит в этих породах не образует прожилковидных обособлений, секущих зерна кварца или других минералов.

Структуры альбит-лепидолитовых гранитов так же, как и структуры амазонит-альбитовых гранитов в генетическом отношении трудно интер-

претиривать. Некоторые исследователи считают альбит здесь ранним минералом (Левцкий и др., 1963). Другие видят в таких структурах свидетельства альбитизации гранитов или окварцевания альбитизированных гранитов (Беус и др., 1962). По мнению автора, убедительную генетическую трактовку структур альбит-ленидолитовых гранитов можно дать с позиции эволюции структур онгонитов. Ниже сделана попытка такой трактовки. В эндоконтактных частях тела Урту-Гоцзгор граниты приобретают более мелкозернистый, закаленный облик.

## ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

**Цвиттеры.**<sup>6</sup> Цвиттерами мы называем грейзены, содержащие слюду в интервале составов от сидерофиллита до цинивальдита, топаз, кварц и ряд редкометаллических минералов (касситерит, вольфрамит, иногда монацит, колумбит) и сульфидов (Ягечка, 1966; Тишендорф, 1966; Коваленко, Кузьмин, Гундсамбуу и др., 1970; Коваленко, Кузьмин и др., 1974).

В работах автора уже отмечалось, что для цвиттеров характерна четкая метасоматическая зональность. Часто в наиболее передовой зоне тел цвиттеров наблюдаются микроклинизированные граниты. Эти породы развиваются по мелкозернистым гранитам и характеризуются интенсивным развитием порфиробласт щелочного полевого шпата. Последний замещает, видимо, плагиоклаз. Калийшатсодержащие цвиттеры пользуются широким распространением в Жанчивланском массиве МНР (участок Улаи-Буриду), где они метасоматически развивались по вмещающим биотитовым гранитам стандартного типа (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). Цвиттеры здесь — мелкозернистые породы темно-серого цвета с массивной текстурой. Они состоят из кварца (~60%), литиевого сидерофиллита (~20), топаза (~10), флюорита (~5) и калиевого полевого шпата (до 5%). Основу породы составляют гранобластовые агрегаты кварца размером до 1 мм. Между зернами кварца отмечаются ксеноморфные зерна перешетчатого и беспертитового калиевого полевого шпата, пятнистые чешуй слюды, скопления округлых зерен топаза и флюорита. Структура породы — ленидогранобластовая. Для этих пород характерен парагенезис минералов  $Kв + LiBп + Топ + КШШ + Флю$ .

Чаще же микроклинизированные граниты к центру тел непосредственно сменяются темно-серыми мелкозернистыми биотитовыми цвиттерами. Главные минералы последних представляют кварц в виде изометричных и неправильной формы зерен размером от  $0,8 \times 0,5$  до  $3 \times 4$  мм, голубовато-зеленый сидерофиллит или протолитионит (пластины и чешуйчатые агрегаты размером от  $0,2 \times 0,6$  до  $0,8 \times 1$  мм), реликтовый биотит в виде пластинчатых неправильной формы агрегатов размером от  $0,2 \times 0,5$  до  $1 \times 1,5$  мм и топаз, представленный изометричными или неправильной формы зернами размерами  $0,2 \times 0,4$  мм.

Структура пород в основном гранобластовая, местами ленидогранобластовая. В маломощных (до 1 см) зонах биотитовых цвиттеров отмечаются реликтовые минералы гранитов (плагиоклаз и калиевый полевой шпат). При этом для реликтовых полевых шпатов характерны типичные коррозионные соотношения с новообразованным кварцем и топазом, а зерна кварца гранита остаются совершенно не затронутыми процессами коррозии.

Далее, к центральным частям зональных тел цвиттеров отмечается зона кварц-топазовых цвиттеров. Эти породы практически нацело состоят из кварца и топаза. Кроме того, в них отмечаются отдельные зерна голубовато-зеленой слюды. Структура пород гранобластовая.

<sup>6</sup> Немецкие и чешские геологи такие породы часто называют и «темными» грейзенами.

Центральные части зональных тел цвиттеров сложены довольно часто кварцевыми породами. В них отмечаются реликты голубовато-зеленого цинцвальдита, редкие зерна топаза, флюорита, касситерита и вольфрамита. Тела цвиттеров, как правило, несут касситеритовое, иногда вольфрамитовое оруденение.

Содержания цинцвальдита, реликтового биотита и топаза изменяются на границах различных зон тел цвиттеров резко (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971), хотя здесь же четко видно метасоматическое замещение пород передовых зон породами внутренних зон. Состав минералов в каждой зоне достаточно постоянный (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1974; Коваленко, Кузьмин и др., 1974).

Характер изменения средних содержаний минералов в породах зональных тел цвиттеров может быть представлен так:

Порода	Кв	Клш	Пл	Би	Топ	Флю	Руди
Мелкозернистый гранит . . .	33,2	27,2	34,0	5,2	0,6	+	+
Биотитовый цвиттер . . . .	68,5	—	—	19,4	12,0	+	0,1
Кварц-топазовый цвиттер. . .	85,0	—	—	1,8	13,2	+	+
Кварцевая зона . . . . .	97,8	—	—	1,8	—	0,3	+

**Кварц-ленидолитовые грейзены** в периферических зонах сложены теми же минералами, что и исходные альбит-ленидолитовые граниты, по которым они только и развиваются. Центральные части тел таких грейзенов нередко сложены существенно биминеральной кварц-ленидолитовой породой с топазом при резком количественном преобладании кварца над слюдой. Обычно наблюдаются все промежуточные различия между альбит-ленидолитовыми гранитами и кварц-ленидолитовыми грейзенами. Количественные соотношения минералов грейзенизированных альбит-ленидолитовых гранитов следующие: альбит № 0—5 — 12,5%; пелитизированный калиевый полевой шпат — 17,9; кварц — 62,3; ленидолит — 6,0; топаз — 1,4%. При переходе к кварц-ленидолитовым грейзенам в них сначала исчезает альбит, затем — калиевый полевой шпат. По мере исчезновения альбита порода теряет «сахаровидный» облик и представляет собой скопление округлых зерен кварца размером 2—5 мм, сцементированных калиевым полевым шпатом, слюдой и топазом или соответственно слюдой и топазом.

**Полевошпатовые метасоматиты.** Это крупнозернистые породы розовато-серого цвета, развивающиеся по аляскитам или микроклин-альбитовым гранитам. Они широко распространены среди гранитоидов МНР и Рудных Гор в ГДР (см. табл. 2). Полевошпатовые метасоматиты состоят из крупных таблитчатых зерен калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, редких обособлений кварца и иногда округлых зерен бесцветного или фиолетового флюорита. Калиевый полевой шпат представлен перешетчатым пертитом, зерна которого переполнены тонкими включениями гематита, чешуйками серицита и мелких зерен флюорита. Взаимоотношения между зернами плагиоклаза и калиевого полевого шпата остаются такими же, как и в граните, т. е. плагиоклаз более идиоморфен, чем калиевый полевой шпат. Зерна кварца имеют изъеденные очертания, нередко скелетную форму и приурочены к стыкам зерен полевых шпатов и флюорита, замещаясь последними. Акцессорные минералы пространственно тяготеют к выделениям флюорита.

**Альбититы.** Это мелкозернистые сахаровидного облика породы с редкими неправильной формы вкраплениями кварца и слюды. Они аналогичны фельдипатитам, но развиваются по альбит-ленидолитовым гранитам. В среднем эти породы состоят из лейстового альбита № 0—6 (90%), неправильной формы зерен микроклина (3%), кварца (3), ленидолита (2,5) и топаза (0,4%). Лейсты альбита составляют основную массу породы, в которой рассеяны редкие зерна кварца, микроклина, слюды и топаза часто скелетной формы. Иногда в кристаллах кварца сохраняется струк-

тура «снежного кома». Наблюдалось пересечение таких зерен прожилковидными обособлениями лейстового альбита.

Как уже отмечалось, по амзонит-альбитовым гранитам Западного массива Барун-Цогто, гранитам и цвиттерам Бага-Газрына в МНР, а также другим массивам (см. табл. 2, 3) наблюдается метасоматическое развитие четко зональных тел кварц-мусковитовых грейзенов. При грейзенизации полевые шпаты, топаз и биотит исходных пород замещаются агрегатом мусковита и кварца.

Кратко охарактеризуем также некоторые измененные вмещающие породы в ксенолитах и в экзоконтактах альбит-ленидолитовых гранитов Жанчивлапского массива в МНР. Изменению подвергаются только самые приконтактные зоны шириной не более 1—2 м (обычно десятки сантиметров). Кварцевые диориты превращаются в породы, по составу близкие к самому альбит-ленидолитовому граниту. При этом средний плагиоклаз диоритов замещается агрегатом топаза, флюорита и альбита, биотит — ленидолитом и рутилом, в породе появляются новообразования калиевого полевого шпата. Никакой последовательности образования минералов, которую можно было бы интерпретировать как раннюю микроклинизацию, последующую альбитизацию и грейзенизацию, здесь не отмечено. Все минералы развиваются примерно одновременно, а сам процесс близок к локальной экзоконтактной гранитизации.

## ПЕТРОГРАФИЯ ОНГОНИТОВ

Макроскопически онгониты представляют собой главным образом белые, реже светло-кремовые или светло-голубые плотные породы с раковистым изломом. Обычно это порфиновые породы с переменным содержанием вкрапленников вплоть до их полного исчезновения в афировых разностях. Последние, как и основная масса (ОМ) порфиновых онгонитов, афашитовые. Кроме главных структурных разностей онгонитов (порфиновых и афировых) могут быть выделены разновидности по составу слюд (биотитовые, мусковитовые, литиевофенгитовые), по характеру калиевого полевого шпата (амзонитовые, микроклиновые, санидиновые), по содержанию фтора (богатые фтором и бедные). Но все эти разновидности часто присутствуют в одном теле, в связи с чем дается их общее петрографическое описание.

Главные минералы онгонитов — альбит, калиевый полевой шпат и кварц, второстепенные — топаз и слюды. Их составы охарактеризованы в предыдущей главе. В качестве аксессуарных минералов в онгонитах установлены флюорит, гранат, циркон, монацит, ильменит, колумбит-танталит, касситерит, шприт (см. табл. 9). В ряде протолок онгонитов Амазонитовой дайки отмечены единичные зерна эгирина.

## МИНЕРАЛЫ ВКРАПЛЕННИКОВ ОНГОНИТОВ

**Альбит** (см. табл. 6). Вкрапленники альбита образуют удлиненные мелкопластинчатые и призматические зерна. Габитус их определяется соотношением длины кристаллов вдоль (010) к их ширине, равным в среднем 5. Форма порфиновых выделений альбита в онгонитах — таблитчатая. Средние размеры их (ширина или перпендикуляр между ближайшими гранями (010)) колеблется от 0,06 до 0,15 мм. Содержание вкрапленников альбита находится в зависимости от степени закристаллизованности пород. В наименее закристаллизованных породах оно составляет 2—5%, а в порфиновых онгонитах достигает 25—36% (рис. 17) (Коваленко, 1973).

Вкрапленники альбита, как правило, не содержат включений других минералов онгонитов. Исключение составляют крайне редкие кристаллы

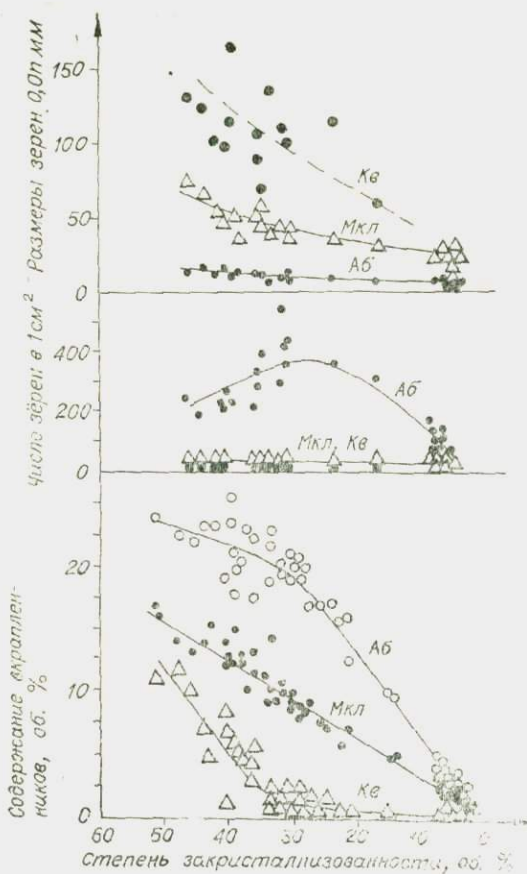


Рис. 17. Зависимость содержания вкрапленников альбита, калиевого полевого шпата, кварца, их размеров и числа зерен в  $1 \text{ см}^2$  породы от степени закристаллизованности ортопироксенов дайки Амазонитовой.

поскольку они указывают на механическое зониты, направление которого определяется по ориентировке иголок топаза в основной массе и флюиальности ортопироксенов.

Следует отметить, что в редких случаях отмечалось участие альбита в сложных каймах краевых зон вкрапленников. Обычно вокруг вкрапленника альбита расположена кайма калиевого полевого шпата, а в некоторых случаях за ней — кайма альбита, а потом опять кайма калиевого полевого шпата. В отдельных участках дайки Штокверковой и Бага-Газрынских даек отмечались редкие каймы альбита вокруг вкрапленников калиевого полевого шпата.

Наконец, укажем, что в слабо порфировых ортопироксеновых массах среди зерен флюорита имеются реликты олигоклаза, замещающегося флюоритом. Не исключено, что это замещение произошло еще в магматическую стадию (Коваленко, Гребенников, Антипин, 1974; В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976).

**Калиевый полевой шпат** (состав — см. табл. 6). Порфировые выделения его имеют таблитчатую, чаще — изометричную, реже — несколько удлиненную форму. Обычно они резко огранены и характеризуются четким углами между гранями кристаллов. Средние размеры вкрапленников калиевого полевого шпата колеблются в зависимости от степени закристаллизованности пород от 0,2 до 0,7 мм, а содержание — от 0,3 до 22 об. % (см. рис. 17).

касситерита, которые иногда отмечались в лейстах альбита, более мелкие кристаллы альбита, а также включения стекла. Вкрапленники альбита почти всегда образуют четко ограниченные порфировые обособления. Нередко отмечаются скопления трех-четырех вкрапленников в виде гломеропорфировых сростков. Иногда они линейно вытянуты (как правило, параллельно флюиальности). В ряде случаев вкрапленники альбита расположены между более крупными порфировыми выделениями кварца. Эти участки напоминают описанные выше характерные структуры интрузивных литий-фтористых гранитов, когда порфировые выделения кварца как бы «цементируются» более мелкими зернами альбита. В данном случае хорошо видно, что вкрапленники альбита нельзя считать поздними по отношению к кварцу, так как в последнем присутствуют его включения.

Некоторые вкрапленники альбита корродированы веществом основной массы, другие сломаны. Последние факты особенно интересны,

Кроме вкрапленников калиевого полевого шпата, последний образует отчетливые каймы вокруг порфировых выделений альбита. При этом, как правило, не отмечается реакционного замещения альбита калиевым полевым шпатом, и скорее всего такие образования следует считать каймами нарастания, а не замещения. Характерно, что калиевым полевым шпатом окаймляются не только одиночные кристаллы альбита, но и их агрегаты, а также обломки одного кристалла. Существуют все переходы от кайм калиевого полевого шпата к вкрапленникам. В связи с этим нет оснований разделять эти две морфологические разновидности калиевого полевого шпата на две одновременные генерации. Каймы калиевого полевого шпата вокруг зерен альбита скорее всего представляют собой начальную форму их роста, которая при благоприятных условиях кристаллизации вырастает во вкрапленник с собственными кристаллографическими очертаниями.

Заканчивая характеристику морфологии вкрапленников калиевого полевого шпата онгонитов, укажем еще, что в порфировых онгонитах каймы иногда становятся прерывистыми, а местами по периферии содержат иголки топаза из основной массы. Отмечались, хотя и редко, другие обособления калиевого полевого шпата неправильной формы, содержащие включения минералов основной массы. Возможно, что в этом случае они дорастали в твердом состоянии после быстрой кристаллизации (закалки) расплава.

В заключение подчеркнем, что вкрапленники калиевого полевого шпата обычно содержат, как уже говорилось, включения альбита. В единичных случаях в них отмечались включения касситерита, слюды или проявлялась цементация ими зерен кварца. Некоторые вкрапленники калиевого полевого шпата резорбируются веществом основной массы, а иногда импрегнируются поздним стеклом. Наконец, во вкрапленниках калиевого полевого шпата слабо закристаллизованных онгонитов Ары-Булакского массива имеются включения ограниченных кристаллов флюорита (иногда с реликтами плагиоклаза), который, видимо, псевдоморфно развивался по первичному кислому плагиоклазу.

**Кварц.** Этот минерал широко распространен среди вкрапленников порфировых онгонитов. Вкрапленники кварца имеют резко ограниченную дишпиральную форму с гексагональными поперечными сечениями. Части гломеронорфировые сростки кристаллов кварца. Средние размеры зерен кварца в онгонитах колеблются от 0,6 до 1,35 мм, а содержание его достигает 25% в порфировых онгонитах, сходя на нет в некоторых афировых разностях (см. рис. 17).

Вкрапленники кварца содержат включения зерен альбита, нередко калиевого полевого шпата, реже слюды. Иногда включения лейт альбита ориентированы примерно параллельно гралям призмы кварца, что напоминает характерные структуры «снежного кома» в описанных выше гранитах литий-фтористого типа. Иногда по периферии вкрапленников кварца имеются не только лейты альбита, но и зерна калиевого полевого шпата или окаймленные калиевым полевым шпатом зерна альбита. В одном случае при соприкосновении вкрапленников кварца и топаза последний был более идиоморфен, чем зерно кварца. Некоторые вкрапленники кварца по периферии содержат включения зерен кварца и иголок топаза основной массы, что свидетельствует об их частичном дорастании после затвердевания породы.

Наблюдались импрегнированные в кварц поздние выделения стекла.

**Слюды.** Слюды относятся к второстепенным для вкрапленников минералам. Они образуют уплотненные по гексагональной призме кристаллы с расстоянием между гранями призмы 0,2 до 0,77 мм, иногда больше. Содержание их колеблется от нуля до 2,2% (Коваленко, 1973). По данным количественно-минерального подсчета около двухсот шлифов онгонитов дайки Амазоцитовой среднее содержание вкрапленников слюды в онго-

дитах с закристаллизованностью менее 30% составляет 0,15%, а в более закристаллизованных онгонитах — 0,66%. В шлифах вкрапленники слюды чаще всего образуют либо гексагональные сечения, либо удлиненные вдоль спайности обособления.

Слюды из онгонитов содержат включения кристаллов альбита, а иногда и калиевого полевого шпата. В некоторых зернах слюды периферические части их содержат иголки топаза основной массы. Видимо, эти их части дорастали позже образования упомянутых иголок топаза. В онгонитах отмечались и редкие обособления слюды неправильной «лапчатой» формы, которые содержат в себе минералы основной массы. Такие обособления не относились к иамам к вкрапленникам, и их образование, вероятно, произошло после затвердевания онгонитов. Особенно характерны такие обособления слюды для бедных фтором онгонитов дайки Штокверковой.

**Топаз.** Этот минерал — еще более редок во вкрапленниках онгонитов, чем слюды. Вкрапленники топаза имеют табличатую хорошо ограниченную форму. Размеры их колеблются от 0,09 до 1,00 мм, реже отмечались более крупные вкрапленники (Ары-Булакский массив). Среднее содержание (при подсчете около 200 шлифов) вкрапленников топаза в онгонитах с закристаллизованностью менее 30% составляет 0,008%, а в онгонитах с большей степенью закристаллизованности — 0,08%.

Вкрапленники топаза часто содержат включения лейт альбита, реже калиевого полевого шпата, слюды, стекла и флюорита.

Кроме хорошо ограниченных вкрапленников, топаз образует обособления неправильной «разлистной» формы, содержащей включения минералов основной массы (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976). Иногда видно, что периферические части этих обособлений резко обогащены игольчатым топазом основной массы, которые к центру переходят в монокристалл топаза. По-видимому, эти обособления образовались после затвердевания онгонитов в результате локальной перекристаллизации их основной массы.

#### СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОСНОВНОЙ МАССЫ (ОМ) ОНГОНИТОВ

В онгонитах различных упомянутых выше тел ОМ — афанитовая и может различаться соотношением кристаллических и стекловатых элементов. В дайках МНР развита или микрокристаллическая, или анхикристаллическая (почти кристаллическая, по А. Н. Заваридкому, 1956) с 10—20% стекловатых элементов основная масса. В онгонитах Ары-Булакского массива ОМ можно охарактеризовать как стекловато-кристаллическую, поскольку стекловатое вещество в ней достигает 50% и более. Содержание ОМ в онгонитах колеблется от 44 в порфиристых разностях до 98% в афировых. Кристаллический агрегат ОМ состоит из кварца, топаза, калиевого полевого шпата, слюды и альбита (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976).

В отдельных участках основной массы достаточно широко распространено стекловатое вещество. Удастся различить две разновидности последнего.

К первой разновидности мы относим замкнутые включения стекла округлой или неправильной формы, имеющие размеры в тысячные, реже сотые доли миллиметра и расположенные концентрическими рядами по зонам роста в некоторых вкрапленниках онгонитов. Данные включения не соединены трещинками с веществом основной массы. Видимо, это — сравнительно ранние выделения стекла, образовавшиеся при захвате расплава растущими кристаллами вкрапленников. Стекло имеет буроватый цвет, изотропно, реже слабо раскристаллизовано. Показатель преломления его ниже, чем у альбита.

Первичные стекловатые включения данной генерации удалось изучить довольно детально во вкрапленниках топаза из онгонита (Наумов

и др., 1971). Размер их 5—30 мкм, а большинства — 10—20 мкм. При комнатной температуре включения выглядят «мутными», полупрозрачными, видимо, как за счет частичной раскристаллизации, так и за счет окрашенности стекла, а в нескольких включениях удалось наблюдать пузырьки газовой фазы.

Нагрев зерен топаза с данными включениями со скоростью 5—10 град/мин до 500° ни к каким изменениям во включениях не привел. При температурах 550—600° начинается плавление стекла, которое при этом становится прозрачным, и в нем оказывается хорошо видимым газовый пузырек, приобретающий подвижность. Иногда появляется несколько (до пяти) пузырьков, и при закалке они сохраняются в фиксированном положении. Это еще раз доказывает, что во включениях — расплав (стекло при закалке) и газ, а не жидкость и газ. Судя по данным качественного исследования включений этого стекла на микрозонде, состав его близок составу самого онгонита.

Включениям стекла другого рода в ОМ онгонитов свойствен значительно поздний характер выделения. Обособления этого позднего стекла не только образуют прожилки и просечки во вкрапленниках, но и цементируют все минералы основной массы онгонитов. По-видимому, это стекло — результат затвердевания самих остаточных расплавов, возникших уже в процессе закалки онгонитов. В отдельных участках онгонитов содержание этого позднего стекла достигает 10—15%. Форма его выделений обычно приспособливается к морфологии окружающих минералов. Иногда она каплевидная, с апофизами и «отростками». В крупных выделениях стекла (до 0,25—0,50 мм в поперечнике) изредка отмечается перлитовая структура. Цвет стекла — бурый до светло-желтого. Оптически оно изотропно, слабо просветлено в некоторых локальных участках. Рентгеновское исследование отдельных частиц описываемого стекла, проведенное А. А. Кашаевым, подтвердило его изотропность. В некоторых частицах при этом были обнаружены слабые рефлексы, указывающие на некоторую степень раскристаллизованности стекла. Иногда те или иные стадии раскристаллизации отмечаются и микроскопически, когда в нем появляется тончайший агрегат слюды и топаза. Показатель преломления стекла колеблется от 1,500 до 1,530, причем он увеличивается в стекле со следами раскристаллизации.

Исследование данного стекла с помощью микрозонда показало, что в большинстве случаев его выделения несут следы той или иной степени раскристаллизации. При этом никаких видимых признаков появления новообразованных фаз в обособлениях стекла нет. Главные компоненты его состава — кальций, кремний, алюминий, иногда фтор, реже — натрий и калий. Воспользовавшись флюоритом, санидином и альбитом как стандартами, удалось выяснить, что содержание кальция в стекле достигает 25—30%, кремнезема — 30—35, глинозема — 20, фтора — 15—20 и окиси калия — около 10% (Коваленко, Соломонова, Афонин, 1974). Содержание всех компонентов в различных участках стекла колеблется в значительных пределах. При этом отмечается обратная корреляция содержания с одной стороны кальция и фтора, а с другой — кремния и алюминия. При раскристаллизации этого стекла, видимо, сначала появляются промежуточные по составу участки в нем, а затем происходит более полная индивидуализация фаз (скорее всего, топаз, флюорит, иногда слюда). Напомним, что упомянутые фазы выявляются только при сопоставлении распределения главных компонентов стекла. Микроскопически же их диагностировать не удалось.

Такой своеобразный состав стекла для гранитоидных пород с первого взгляда кажется неожиданным. Однако объяснение этому факту было получено при экспериментальном исследовании плавления и кристаллизации гранитов в присутствии растворов плавиковой кислоты (Н. И. Коваленко и др., 1974<sub>1,2</sub>). Оказалось, что в случае насыщения

гранитного расплава фтором кроме силикатного расплава образуется расплав кремнефторидов алюминия, резко обогащенный (по сравнению с силикатным) кальцием. Распределение в таком кремнефторидном стекле кремния, алюминия, кальция, калия, натрия и фтора оказалось сходным с приблизительно оцененным в позднем стекле онгонитов, и можно полагать, что оцененный состав позднего стекла в онгонитах вполне реален.

Как уже говорилось в начале данного раздела, основная масса слабо закристаллизованных онгонитов Ары-Булакского массива отличается от описанной выше значительно меньшей степенью раскристаллизованности. Чаще всего (особенно в афировых разностях) раскристаллизованность основной массы определяется здесь только по наличию светопреломляющих участков, в которых не удается наблюдать отдельные минеральные виды. Исключение — мелкие изометричные зерна кварца и иголки топаза (иногда сферолиты), которые наиболее четко обособляются в раскристаллизованных участках. Нередко основная масса здесь представлена пятнистым агрегатом, в котором имеются бурые или светло-бурые слабоанизотропные (стекловатые) участки (с многочисленными «перепутанными» иголками топаза и сравнительно редкими зернами кварца) с более светлыми анизотропными участками, в которых широким распространением пользуются щелочнополевошпатовые сферолиты. Иногда светлые раскристаллизованные участки развиваются в породе в виде петельчатых обособлений. Возможно, раскристаллизация стекла в этом случае осуществлялась по его перлитовой отдельности. Показатель преломления стекловатых участков ниже, чем у калиевого полевого шпата и кападского бальзама.

Как правило, текстура основной массы онгонитов массивная. Элементы флюидальности ее намечаются только в некоторых участках, таких, например, как узкие промежутки между вкрапленниками. Ориентированность микролитов топаза также проявлена при обтекании массы вкрапленников. Особенно характерна флюидально-полосчатая текстура для эндоконтактовых афировых онгонитов. В этом случае, во-первых, флюидальность онгонитов обусловлена наличием полос, сравнительно богатых иголками топаза и бедных ими. Во-вторых, во флюидальных онгонитах в соответствии с общей направленностью флюидальности ориентируются лейсты вкрапленников альбита (образуется текстура типа трахитоидной). В-третьих, иногда во флюидальности принимают участие более стекловатые и богатые иголками топаза полосы, а также полосы раскристаллизованных (со сферолитами щелочного полевого шпата) онгонитов с более низким содержанием топаза (Ары-Булак).

#### ОБЩАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОНГОНИТОВ

Подводя итог всем петрографическим и геологическим наблюдениям по онгонитам, наметим общую схему последовательности их формирования. Наиболее рано кристаллизовались вкрапленники альбита, калиевого полевого шпата и нередко кварца. Иногда кварц, топаз и слюда, очевидно, начинали кристаллизоваться несколько позже, после затвердевания около 30% онгонитового расплава. В Ары-Булакском массиве с самого начала кристаллизации расплава формировались вкрапленники топаза и слюды. Для онгонитов этого массива допускается некоторое замещение вкрапленников кислого плагиоклаза флюоритом в начальные стадии кристаллизации расплава. Большая часть слюды, кварца и топаза онгонитов сформировалась в виде основной массы при закалке онгонитового расплава. К более поздним, чем даже минералы основной массы, относится богатое кальцием и алюминием кремнефторидное стекло (позднее).

Послемагматические процессы в онгонитах начинаются с ранней автометасоматической стадии, к которой мы отнесли процессы «дораствания» вкрапленников кварца, топаза, слюды, значительно реже — калиевого полевого шпата. К этому же процессу может быть отнесено образование обособлений топаза и слюды неправильной формы, нафаршированных минералами основной массы. Эта стадия в небольшой степени проявлена во всех дайках онгонитов. Она имеет отчетливо выраженную грейзеновую специфику.

Затем образуются прожилки в онгонитах с некоторыми локальными явлениями их перекристаллизации и метасоматоза. В Бага-Газрынских дайках при этом образуются прожилково-метасоматические зоны цвиттеров с литиево-железистыми слюдами, а в Штокверковой дайке — кварц-мусковит-топазовые прожилки. Условно более поздними, чем цвиттеры, показаны редкие кварц-мусковитовые грейзены по онгонитам Бага-Газрынских даек, а также псевдоморфное замещение калиевого полевого шпата серицитом в дайках Онгон-Хайерханского массива.

Видимо, завершают формирование онгонитов процессы каолинизации их основной массы и отложение позднего флюорита (Ары-Булакский массив). Конечно, рассматриваемая схема обобщена, т. е. учтены только главные особенности формирования онгонитов различных даек.

**ЗАВИСИМОСТЬ РАЗМЕРОВ  
ВКРАПЛЕННИКОВ РАЗЛИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ  
ОТ СТЕПЕНИ ЗАКРИСТАЛЛИЗОВАННОСТИ ОНГОНИТОВ  
И ЭВОЛЮЦИЯ ИХ СТРУКТУР.  
СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРУКТУР ОНГОНИТОВ  
СО СТРУКТУРАМИ АЛЬБИТ-ЛЕНИДОЛИТОВЫХ ГРАНИТОВ**

В настоящем разделе приводятся результаты специальных статистических исследований зависимости размеров и содержаний вкрапленников различных минералов от степени закристаллизованности онгонитов с целью сопоставления структур онгонитов со структурами литий-фтористых гранитов. Зависимость размеров зерен минералов от режима охлаждения системы, вероятно, более характерна для магматических пород (т. е. пород, кристаллизующихся с участием силикатного расплава), чем для гидротермальных и метасоматических. Это связано с резкой зависимостью вязкости силикатных расплавов от температуры, а скоростей кристаллизации минералов — от вязкости расплавов. В частности, в связи с указанной зависимостью для быстро охлажденных тел магматических пород проявляются зоны эндоконтактной закалки, т. е. зоны относительно мелкозернистых пород (вплоть до стекол в вулканических породах), которые отсутствуют в телах разнообразных метасоматитов.

При обсуждении размеров вкрапленников и их количества в онгонитах мы рассматриваем три главных параметра: характерный размер вкрапленника (в мм); содержание вкрапленников (в об. %); число зерен или центров кристаллизации, приходящееся на 1 см<sup>2</sup> поверхности породы (шлифа).

В качестве характерных размеров вкрапленников были приняты следующие. Для альбита — «ширина» лейст или расстояние между следами граней (010) на плоскости шлифа. Для калиевого полевого шпата, кварца (вкрапленников и основной массы), слюды и топаза — поперечник их зерен, поскольку последние обычно имеют изометричную форму. Замеры проводились на интеграционном столике с предварительно проградуированной ценой его деления.

На рис. 18 приводятся гистограммы распределения размеров (около 5 000 замеров) вкрапленников онгонитов разной степени закристаллизованности дайки Амазоцитово́й.

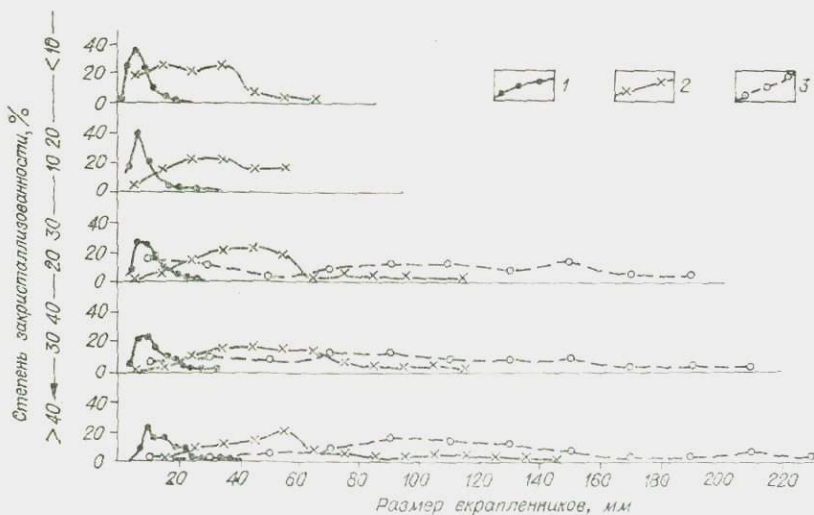


Рис. 18. Совмещенные функции плотности вероятности распределения размеров вкрапленников альбита (1), калиевого полевого шпата (2) и кварца (3) для онгоцитов разной степени закристаллизованности (дайка Амазонитовая).

Соотношения функций распределения размеров вкрапленников разных минералов позволяют статистически объяснить главнейшие соотношения этих вкрапленников в процессе их роста (см. рис. 18). Начиная почти с афировых разновидностей онгоцитов до их закристаллизованных порфировых разновидностей, наиболее вероятно сочетание крупных кристаллов калиевого полевого шпата и особенно кварца с мелкими вкрапленниками альбита. Вероятность того, что почти в каждом вкрапленнике калиевого полевого шпата будет располагаться более мелкое зерно альбита, невелика, поскольку вкрапленники альбита занимают только часть исследованной площади породы. Отсюда возникает дополнительная причина, способствующая включению зерен альбита во вкрапленники калиевого полевого шпата. Этому, видимо, способствует использование мелких зерен альбита вкрапленниками калиевого полевого шпата в качестве зародышей. Это предположение подтверждается тем фактом, что число центров кристаллизации для калиевого полевого шпата и кварца не только значительно ниже, чем для альбита при той же степени закристаллизованности онгоцитов, но и сохраняется примерно постоянным в процессе кристаллизации расплава (см. рис. 17). Очевидно, что используя необходимое количество зерен альбита для создания своих центров кристаллизации, вкрапленники калиевого полевого шпата в дальнейшем в основном растут, увеличивая размеры зерен при приблизительно постоянстве их количества. Таким образом, становится понятным, почему обычны включения альбита в калиевом полевым шпате и крайне редки обратные соотношения. К последним могут быть отнесены редкие случаи двойных кайм.

Для кварца и альбита также значительно вероятнее включения альбита в кварце, а обратные соотношения еще менее вероятны, чем для калиевого шпата и альбита. Аналогичными соотношениями функций распределения размеров вкрапленников калиевого полевого шпата и кварца (см. рис. 18) объясняется сравнительная частота имеющихся включений первого в кварце. Три перечисленные стороны взаимоотношений вкрапленников альбита, калиевого полевого шпата и кварца наиболее выдержанны и показательны для эволюционирующих структур онгоцитов разной степени закристаллизованности.

Рассмотрим особенности роста вкрапленников онгоцитов в сочетании с изменением их количественных соотношений.

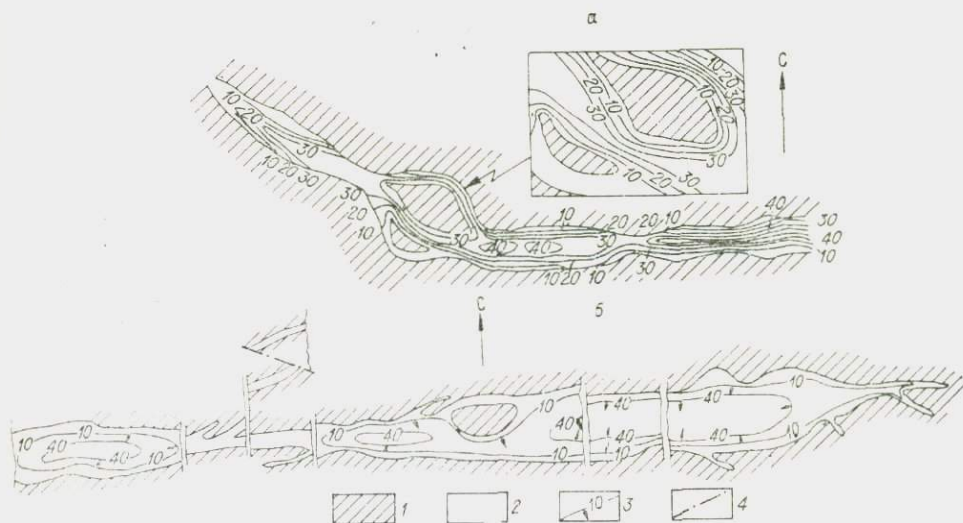


Рис. 19. Линия равной степени закристаллизованности (содержания вкрапленников, об. %) онгонитов даек Амазонитовой (а) и Штокверковской (б): 1 — вмещающие породы; 2 — онгониты; 3 — изогинии равных содержаний вкрапленников; 4 — разломы.

Возрастание степени закристаллизованности (количества вкрапленников) онгонитов осуществляется относительно симметрично от контактов к центру даек и от зон выклинивания или пережимов даек к более мощным их частям (рис. 19). Наиболее закристаллизованные онгониты как в дайке Амазонитовой, так и в дайке Штокверковской, занимают изолированные друг от друга «остаточные камеры» в центральных частях даек (см. рис. 19). С ростом степени закристаллизованности пород содержания вкрапленников рассматриваемых минералов во всех изученных дайках, как правило, растут, за исключением кристаллизации расплава в упомянутых «остаточных камерах» (см. рис. 17, 19).

Однако содержания вкрапленников альбита, калиевого полевого шпата и кварца в этом процессе изменяются не так монотонно, как общая степень закристаллизованности. Прямолинейный рост содержаний в зависимости от степени закристаллизованности отмечается для вкрапленников всех минералов в онгонитах Ары-Булакского массива, для вкрапленников калиевого полевого шпата даек Амазонитовой, Промежуточной и для вкрапленников кварца для Бага-Газрынских даек (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976). Монотонный рост содержаний вкрапленников альбита замедляется при достижении онгонитами степени закристаллизованности, равной примерно 30% (дайки Амазонитовая и Штокверковская). С этого же рубежа начинается бурный рост в них содержаний вкрапленников кварца, и наиболее богатые кварцем онгониты концентрируются в упомянутых выше остаточных камерах. В менее раскристаллизованных онгонитах этих даек содержание вкрапленников кварца весьма мало вплоть до полного их отсутствия. Подчеркнем, что рост содержаний альбита и калиевого полевого шпата с увеличением степени закристаллизованности онгонитов во многих участках их кристаллизации — процесс практически одновременный, несмотря на то, что включения альбита постоянно имеются во вкрапленниках калиевого полевого шпата. Другими словами, этот факт противоречит широко распространенному представлению о раннем выделении тех минералов, которые в виде пойкилитовых включений находятся в других (более поздних) минералах. В нашем случае имеется одновременная (синхронная) кристаллизация трех минералов, доказываемая последовательным возрастанием их со-

держаний по мере увеличения степени закристаллизованности пород, хотя соотношения между ними на основе принципа идиоморфизма минералов и их взаимных включений соответствуют их разновременному порядку кристаллизации: 1) альбит; 2) калиевый полевой шпат; 3) кварц. Видимо, здесь проявляется недостаточность указанного принципа, обусловленная неучтенным в нем влиянием разных скоростей кристаллизации, одновременно образующихся из расплава минералов, на их взаимоотношения. Это легко показать на упрощенной диаграмме последовательного роста зерен альбита, калиевого полевого шпата и кварца с учетом изменения средних размеров и количества их.

Диаграмма, иллюстрирующая эволюцию структур кристаллизующихся пород, построена на упрощенных чисто статистических данных роста зерен альбита, калиевого полевого шпата и кварца (рис. 20) (Коваленко, Лавидес, 1974). Внизу рисунка изображен гомогенный расплав. Затем в нем появляется сравнительно много мелких кристаллов альбита, значительно меньше — крупных кристаллов калиевого полевого шпата и еще более крупные одиночные кристаллы кварца. При дальнейшей кристаллизации количество мелких вкрапленников альбита еще более возрастает, а количество зерен калиевого полевого шпата и кварца сохраняется примерно постоянным, но они укрупняются. Далее процесс продолжается в этом же направлении. Крупные вкрапленники калиевого полевого шпата и кварца в силу своих размеров захватывают площадь, в пределах которой имеются и мелкие зерна альбита, т. е. включают все большее количество пойкилитовых выделений альбита. В пределе, при полной закристаллизованности расплава, образуется порода с крупными, сравнительно редкими вкрапленниками кварца и калиевого полевого шпата с пойкилитовыми включениями альбита, количество которых возрастает к периферии вкрапленников, а также основной массой, сложенной агрегатом тех же многочисленных, но сравнительно мелких кристаллов альбита.

Совершенно очевидно, что описываемая структура весьма близка к структуре альбит-лепидолитового гранита. Конечно, любой исследователь «апогранитов» в последнем рисунке легко узнает и характерные черты «альбитизированных гранитов»: наличие «альбититового» цемента в породе, «замещающих» лейст альбита в других минералах, проявление структур типа «снежного кома» и т. п. Тем не менее — это структура магматической породы, выведенная на основе анализа количества и размеров порфировых вкрапленников в онгонитах различной степени закристаллизованности.

В модели рис. 20 ничего принципиально не изменится, если предположить, что вкрапленники альбита являются центрами кристаллизации зерен калиевого полевого шпата. В этом случае пойкилитовые включения альбита будут проявлены с самого начала кристаллизации калиевого полевого шпата и во всех его зернах.



Рис. 20. Эволюция структур онгонитов (снизу вверх) по мере кристаллизации онгонитового расплава. Квадраты — кристаллы калиевого полевого шпата, кружки — кристаллы кварца; черточки — кристаллы альбита. Скорость образования зародышей кристаллов у альбита больше, чем у калиевого полевого шпата и кварца, а линейная скорость роста кристаллов уменьшается в ряду  $Kv - KIII - Ab$ .

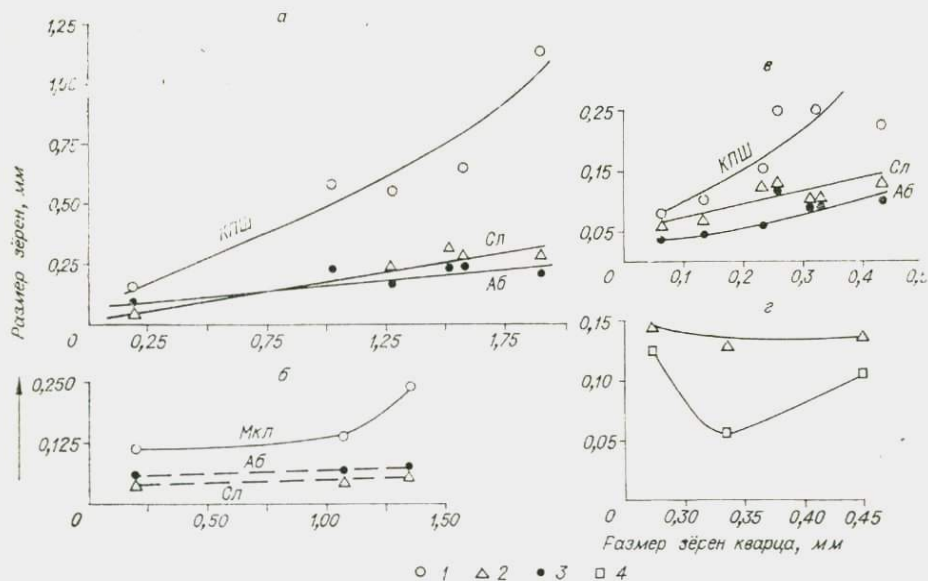


Рис. 21. Зависимость размеров зерен калиевого полевого шпата (1), слюды (2), альбита (3) и топаза (4) от размеров зерен кварца в литий-фтористых гранитах: а, б — аляскиты и амазонит-альбитовые граниты Жанчилянского массива; в — альбит-лепидолитовые граниты Абдарского массива; г — цвиттеры Бага-Газрынского массива.

При необходимости и многие другие более частные особенности структур редкометалльных гранитов могут наблюдаться в онгонитах, или быть выведенными аналогичным способом из структур онгонитов. В частности, это касается структурных соотношений топаза и слюд с другими минералами и между собой.

В заключение укажем, что большинство зерен минералов рассмотренных ранее редкометалльных литий-фтористых гранитов ведет себя сходно с поведением вкрапленников минералов в онгонитах. В частности, для аляскитов, амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитов намечается прямая корреляция между средними размерами зерен (на основании замеров 50—70 зерен) кварца, калиевого полевого шпата, альбита и слюды (рис. 21), причем средние размеры зерен кварца больше таковых калиевого полевого шпата и значительно больше средних размеров кристаллов альбита. Т. е. в зернистых разностях редкометалльных литий-фтористых гранитов проявлены те же геометрические соотношения минералов в структурах, что и в онгонитах. Но в онгонитах мы имеем возможность наблюдать за формированием этой структуры в процессе увеличения степени их закристаллизованности.

Таким образом, на основе аналогии с онгонитами можно предполагать, что дискуссионные структуры альбитсодержащих полнокристаллических пород могли образоваться при кристаллизации расплавов типа онгонитовых. Главные минералы здесь могли кристаллизоваться примерно одновременно, но с разными скоростями роста.

К сожалению, данных об эволюции размеров зерен минералов в метасоматических породах почти нет. Как будто бы средние размеры новообразованных слюд и топаза в цвиттерах не зависят от зернистости исходных пород. По имеющимся, пока немногочисленным, данным размеры зерен слюды и топаза мало меняются в цвиттерах, образовавшихся по мелкозернистым, порфировидным и крупнозернистым аляскитам (см. рис. 24). Наследование структуры метасоматических пород от исходных магматических, которое довольно часто отмечается, например, немецкими геологами для грейзенов Рудных Гор, по-видимому, опреде-

ляется сохранением в метасоматитах размеров зерен тех минералов, которые устойчивы в новообразованной метасоматической породе (кварц в грейзенах), или наличием псевдоморфоз (слюда + кварц + топаз по полевоому шпату в цвиттерах). Отдельные зерна новообразованных минералов, судя по имеющимся данным, не наследуют размеры зерен исходных минералов. Но этот вопрос требует еще дополнительных исследований.

### ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Главные разновидности агпаитовых редкометальных гранитоидов МНР представлены в табл. 10, а их аксессуарные минералы перечислены в табл. 11. Моношпатовые амфиболовые и амфибол-эгириновые граниты — это средне- или крупнозернистые породы серого или розового цвета обычно с массивной, реже пятнистой текстурой. К главным минералам рассматриваемых пород относятся калиевый полевой шпат-пертит, кварц и щелочные темноцветные минералы. Щелочной полевой шпат гранитов главной разновидности всех изученных массивов имеет состав  $Or_{43}-63Ab_3$ ; — 57

Таблица 10

Разновидность щелочных гранитоидов МНР

Порода	Структура	Характерный массив
Моношпатовый амфиболовый гранит	Крупно- и среднезернистая панидиоморфнозернистая или гипидиоморфнозернистая	Дашибалбарский, Баян-Уланский, Хан-Богдинский
Моношпатовый амфибол-эгириновый пегматоидный гранит	Крупно- и среднезернистая гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой	Хан-Богдинский, Хар-Хадский; Барун-Богдинский, Дзамынудский
Амфибол-эгириновый пегматоидный гранит	Крупно- и среднезернистая пегматоидная с участками гипидиоморфнозернистой	Хан-Богдинский, Барун-Богдинский
Щелочногранитный пегматит	Гиганто- или крупнозернистая гипидиоморфнозернистая участками пойкилитовой	Дашибалбарский, Хан-Богдинский
Экрит и грорудит	Мелкозернистая порфирированная с элементами пойкилитовой; структуры «снежного кома»; массивные полосчатые или пятнистые текстуры	Хан-Богдинский
Эльпидитовый экрит	То же	Тот же
Роккалит (меланохромитовый экрит)	»	»
Пантеллерит	Порфирированная с микрозернистой или полустекловатой основной массой; флюидальная текстура	Тот же
Гомендит	Порфирированная со скрытокристаллической основной массой; флюидальная текстура	»
Ортофир	Порфирированная с ортофирной основной массой	Дашибалбарский
Амфибол-эгириновый гранофир	Порфирированная с ортофирной основной массой	Дашибалбарский, Баян-Уланский, Хан-Богдинский, Барун-Богдинский, Чойренский
Гранит-порфир	Порфирированная с фельзитовой, иногда микрокристаллической гранофирной основной массой	Дашибалбарский
Сферолитовый порфир	Порфирированная со сферолитовой основной массой	Дашибалбарский, Чойренский
Амфиболовый граносиенит	Крупно-, среднезернистая гипидиоморфнозернистая	Баян-Уланский

(см. табл. 5) и несет большое количество пертитов фестончатой, струйчатой и неправильной формы вплоть до образования «шахматного» альбита. Иногда зерна щелочного полевого шпата содержат только реликты калиевого полевого шпата, которые окаймлены альбитом (рис. 22). Для моношпатовых щелочных гранитов, по-видимому, весьма характерно явление разгомогенизации первичного щелочного полевого шпата с частичной его альбитизацией (Tuttle, Bowen, 1958).

По составу щелочных амфиболов рассматриваемые гранитоиды разделяются на катофоритовые, т. е. содержащие амфиболы серии катофорит — рибекит (Баян-Уланский, Дашибалбарский, Хар-Хадский, Барун-Богдинский, Элэстуинский массивы в МНР) и арфведсонитовые с амфиболами рибекит-арфведсонитовой изоморфной серии (Хан-Богдинский массив).

В обеих разновидностях гранитов щелочной амфибол образует короткопризматические, нередко шестоватые зерна с пойкилитовыми включениями других минералов, особенно калиевого полевого шпата. Иногда отмечались каймы эгирина вокруг зерен щелочного амфибола, либо, наоборот, каймы щелочного амфибола вокруг эгирина (Хан-Богдинский массив). Эгирин образует зерна неправильной формы в интерстициях зерен кварца и щелочного полевого шпата. Акцессорные минералы тяготеют к скоплениям щелочных темноцветных минералов. Степень идиоморфизма минералов в породах меняется в последовательности: 1) щелочной полевой шпат; 2) кварц; 3) щелочной амфибол и эгирин.

Пегматоидные амфибол-эгириновые граниты, слагающие секущие по отношению к гранитам главной фазы Хан-Бог-

Средние содержания второстепенных минералов (v/v) в щелочных гранитоидах МНР (Владыкин, 1973)

Породы	Хан-Богдинский массив															
	Число проб	Сфен	Апатит	Флюорит	Магнетит	Ильменит	Циркон	Моначит	Редкоземельные фториды	Цирит	Корунд	Эльвидит	Титано-осколки	Нептитунит	Самородное золото	
Ранние амфибол-биотитовые граниты и граносениты . . . . .	3	1100	210	Ред. зн.	1500	220	350	—	—	—	—	—	—	—	—	
Арфведсонитовые и арфведсонит-эгириновые граниты . . . . .	5	100	—	—	—	40	100	100	100	Ред. зн.	—	1000	200	—	Ред. зн.	
Щелочногранитные пегматиты . . . . .	10	200	—	—	—	—	500	600	800	Ред. зн.	—	50 000	5000	490	Ред. зн.	
Эсэрилы и прорудиты . . . . .	7	100	—	—	—	—	20	450	300	—	—	12 000	1000	10	Ред. зн.	
<i>Дашибалбарский и Баян-Уланский массивы</i>																
Катофоритовые граниты . . . . .	15	—	—	300	1480	790	950	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пегматит с рибекитом . . . . .	3	10	—	350	250	1010	800	—	—	—	—	—	—	—	—	—

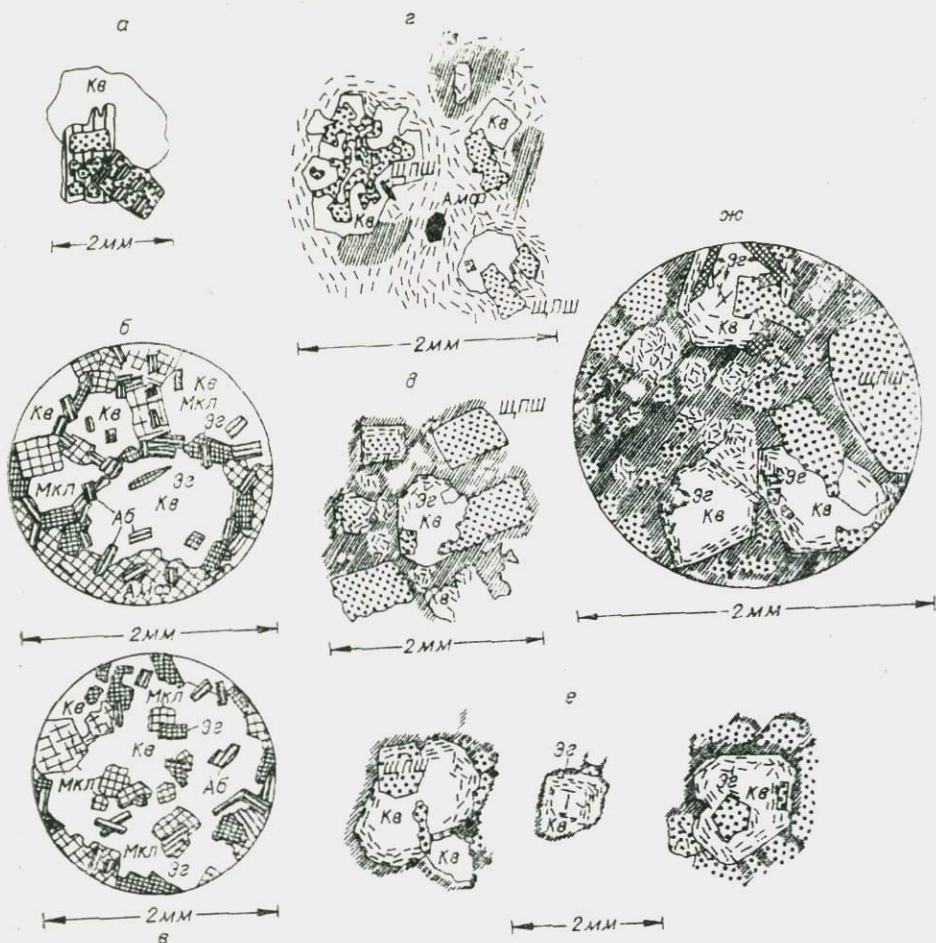


Рис. 22. Соотношения минералов в щелочных гранитоидах:

а — кварц и альбитизированный калиевый полевой шпат («шахматный альбит») в гранитах главной фазы Хан-Богдинского массива; б, в — кварц, микроклин, альбит и эгирин в двухфазовых эгеритах и рокалитах; г — ж — минералы во вкрапленниках и в основной массе жильных порфировых пегмателлеритов Хан-Богдинского массива. Видны графические сростания вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата (г), обтекание микрولитами основной массы вкрапленников (д), концентрическое расположение игольчатых кристаллов эгирина во вкрапленниках кварца и калиевого полевого шпата (е, ж), идиоморфизм вкрапленников калиевого полевого шпата по отношению к кварцу (е — ж). Темное — основная масса.

динского массива тела, состоят из таблитчатых зерен щелочного полевого шпата состава  $Or_{48-61}Ab_{52-39}$  и размерами  $0,3 \times 0,3 - 4,0 \times 6,0$  мм, неправильной формы зерен кварца такого же размера, лейстового альбита № 0—4, щелочного амфибола и эгирина в виде призматических, иногда скелетных кристаллов или зерен неправильной формы размером  $0,5 - 5$  мм (до 6%). В пегматоидных гранитах наблюдается большое количество мелких пегматоидных шликров, обогащенных эгирином или амфиболом, кварцем и аксессуарными минералами.

Характеристика минерального состава и строения пегматитов, которые в Хан-Богдинском массиве несут богатую редкометальную минерализацию (Коваленко, Владыкин и др., 1974), представляется специальной задачей и здесь описывается кратко. Сравнительно просто строение шликровых пегматитов. Центральная часть шликров сложена крупнозернистым агрегатом калиевого полевого шпата, кварца, щелочного амфибола и эльпидита (размер зерен  $0,5 - 5$  см). Здесь наиболее идиоморфны таблитчатые зерна калиевого полевого шпата. Через зоны письменного и грано-

фирового гранита эти породы постепенно переходят в среднезернистые щелочные граниты.

В пегматитах Хан-Богдинского массива главными породообразующими минералами выступают калиевый полевой шпат состава  $Or_{76-86}Ab_{14-34}$  (см. табл. 5), кварц, альбит, арфведсонит, эгирин и иногда эльпидит. Количественные соотношения между главными минералами пегматитов в разных зонах сильно варьируют. Нередко центральные части тел пегматитов состоят целиком из кварца, щелочных темноцветных минералов и цирконосиликатов щелочей со степенью идиоморфизма, большей у амфибола, чем у эльпидита, а у последнего большей, чем у кварца. Размеры зерен минералов пегматитов колеблются от 1 до 30 см, за исключением альбита, кристаллы которого всегда образуют мелкозернистую массу. Для пегматитов характерны крупные пойкилокристаллы щелочного амфибола, содержащие большое количество пойкилитовых включений калиевого полевого шпата, альбита и кварца. Включения обычно имеют сглаженную округлую форму без признаков взаимной коррозии и замещения. По кристаллам амфибола развивается эгирин, иногда почти нацело замещая его зерна. Нередко эгирин образует скелетные кристаллы. В кварце отмечались многочисленные включения лейст альбита и микроклина, часто расположенные концентрическими рядами параллельно граням призмы кварца (структура типа «снежного кома»). В пегматитах наиболее идиоморфны кристаллы калиевого полевого шпата и альбита, менее идиоморфны кристаллы амфибола, эльпидита и наименее идиоморфны выделения кварца.

Среди экеритов различают породы с массивной, трахитоидной, полосчатой и пятнистой текстурой. Массивные экериты — мелкозернистые породы, состоящие из микроклина, альбита, кварца и арфведсонита с эгирином. Округлые зерна кварца (размером 0,8—2,5 мм) в них располагаются на фоне более мелкозернистой микроклин-альбитовой массы с призмами и иглами арфведсонита и эгирина (см. рис. 22, б, в). При этом лейсты альбита, несколько более крупные таблитчатые кристаллы (0,2—1,1 мм) решетчатого микроклина и зерна щелочных темноцветных минералов располагаются, с одной стороны, в промежутках более крупных зерен кварца, как бы цементируя последние, а с другой — в виде включений с правильной кристаллографической формой в этих же зернах кварца. Нередко включения минералов образуют структуру типа «снежного кома». Характерно, что никаких явных реакционных или коррозионных соотношений между перечисленными минералами в рассматриваемых породах не наблюдается. Наиболее мелкие лейсты альбита отмечаются в виде включений в зернах всех других минералов, хотя сами никаких включений не несут. Кроме альбита, кристаллы микроклина содержат включения иглообразных кристаллов эгирина. Если в породах присутствует арфведсонит, то его сравнительно крупные (до 3 мм) выделения обычно содержат пойкилитовые включения альбита, эгирина и микроклина.

В трахитоидных разностях экеритов ориентировка темноцветных минералов и полевых шпатов оказывается параллельной линии контакта, «обтекая» округлые выделения кварца в породе.

В экеритах с полосчатой текстурой главенствуют те же минералы, что и в массивных экеритах, но вариации их содержания значительны (см. табл. 10). В этих экеритах выделяются полосы с различным содержанием щелочного амфибола и эгирина (меланократовые, лейкократовые и нормальные, соответствующие по составу массивным экеритам). Меланократовые экериты могут содержать почти до 40% щелочных темноцветных минералов и приближаться по этому признаку к уникальным роккалитам (Sabine, 1960). Лейкократовые экериты обычно содержат не более 10% щелочных темноцветных минералов.

В полосчатых экеритах встречаются также полосы щелочногранитных пегматитов (см. рис. 5, 6). Чем больше таких пегматитов в экеритах,

тем последние богаче редкометальной минерализацией. В частности, в ряде таких тел и в экеритах, и в пегматитах в качестве породообразующего минерала присутствует эльпидит, содержание которого в породе достигает 20% (Владыкин и др., 1972). Полосы различных по меланократовости экеритов, а также пегматитов ориентированы в целом параллельно контактам тел, даже если дайки полосчатых пород переходят из гранита во вмещающую породу. Полосчатость экеритов, как и их трахитоидность, определяется здесь морфологией интрузивного тела, а не какими-либо наложенными на него системами трещин. Не влияет на нее и характер состава вмещающих пород. Местами полосчатость в телах экеритов изгибается в виде причудливых складок, часто нескольких порядков. Обычно такое усложнение текстуры наблюдается либо в местах резкого перегиба простираения тела, либо на участке его выклинивания или пережима.

В некоторых апикальных участках полого залегающих даек экеритов отмечаются разности, богатые кварцем. В этих породах содержание кварца может достигать 62%. При этом ни структура породы, ни соотношения между отдельными минералами заметно не меняются. Нет и явлений коррозии кварцем других минералов, хотя количество последних уменьшается. Структуры, изображенные на рис. 22, здесь проявлены широко.

Генетическая трактовка соотношений минералов в экеритах не менее сложна, чем в литий-фтористых гранитах. Аналогия со структурами литий-фтористых гранитов и онгонитов дает возможность допустить, что образование главных породообразующих минералов экеритов (кварца, микроклина, альбита и, видимо, эгирина) происходило практически одновременно, но с разными скоростями зарождения кристаллов и их линейного роста (с. 64).

Подтверждает это предположение анализ структур поздних витропорфировых и порфировых микрокристаллических пантеллеритов, которые аналогичны по составу описанным экеритам и содержат весьма высокие концентрации редких элементов (см. табл. 17).

Пантеллериты — это темно-зеленые порфировые породы, состоящие из вкрапленников щелочного полевого шпата, кварца, эгирина, а также микрокристаллической или полураскристаллизованной стекловатой основной массы (см. табл. 10). С увеличением их степени закристаллизованности содержания вкрапленников щелочного полевого шпата, кварца и эгирина линейно возрастают (рис. 23). При этом содержания кварца, щелочного полевого шпата и эгирина во фракции вкрапленников относятся приблизительно как 35 : 40 : 25. На основании этих данных, очевидно, можно предполагать, что по мере кристаллизации расплава состава

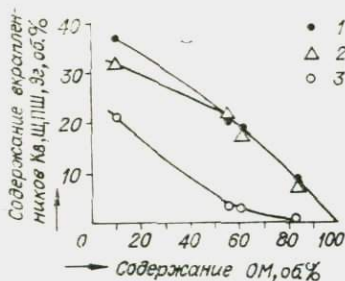


Рис. 23. Зависимость содержания (об. %) вкрапленников кварца (1), калиевого полевого шпата (2) и эгирина (3) от степени закристаллизованности жильных пантеллеритов Хан-Богдинского массива.

редкометального пантеллерита происходит одновременная кристаллизация кварца, щелочного полевого шпата и эгирина.

На рис. 22 (г, ж) приведены зарисовки соотношений минералов вкрапленников и основной массы в пантеллеритах. Среди вкрапленников щелочного полевого шпата и кварца имеются их графические сростки (см. рис. 22, е). Основная масса состоит из буровато-зеленого слабоанизотропного стекловатого или тонко раскристаллизованного вещества, в котором микроскопически диагностируются отдельные участки щелочного полевого шпата, кварца и иголки эгирина. Последние ориентированы вдоль контакта тел экеритов, соответствуя их флюидальности (см. рис. 22, г) и «обтекая» вкрапленни-

ки. Характерно, что при кристаллизации пантеллеритов образуются и структуры типа «снежного кома», когда иголки и микролиты эгирина, а иногда и кристаллы щелочного полевого шпата ориентированы параллельно граням призмы кристаллов кварца. Это подтверждает наше предположение о возможности образования и структур экеритов из магматического расплава. Вероятно, причина образования сложных структур и экеритов, и пантеллеритов — в сравнительно высокой скорости зарождения центров кристаллизации эгирина при небольшой линейной скорости роста их отдельных зерен, в то время как для щелочного полевого шпата и кварца отмечается большая линейная скорость при сравнительно небольшой скорости зародышеобразования.

Комендиты слагают эндоконтактные закаленные части субвулканических тел щелочных гранитоидов вблизи северной оконечности Хан-Богдинского массива (Дуранте и др., 1975). Макроскопически — это голубая слабопорфировая со скрытокристаллической основной массой порода с четко проявленной флюидалностью, параллельной поверхности контакта тела. Вкрапленники (3—6%) представлены кварцем и щелочным полевым шпатом. Размеры зерен кварца — до 1,0—1,5 мм, а щелочного полевого шпата — (5—20) × (1—2) мм. Вкрапленники кварца имеют четкие кристаллографические очертания с сечениями в шлифах в виде шестиугольников, квадратов и овалов. Щелочной полевой шпат представлен удлинённо-таблитчатыми кристаллами, вытянутыми вдоль флюидалности пород. Обычно это разности с содержанием пертитовых вростков не менее 50%. Иногда пертиты здесь переходят в отдельные обособления альбита неправильной или округлой формы вплоть до «шахматного альбита».

Основная масса — скрытокристаллическая. В ней заметны только удлиненные выделения (неправильной формы) щелочного амфибола и эгирина (3—5%), которые иногда встречаются и во вкрапленниках щелочного полевого шпата. Флюидалные полосы фиксируются скоплениями указанных обособлений щелочных темноцветных минералов, удлинение которых оказывается параллельным флюидалности. Видимо, это — микролиты. Фельзитовая часть основной массы, несомненно, анизотропна, но минеральные индивидуумы в ней установить крайне трудно. Очевидно, она сложена кварцем и щелочным полевым шпатом. По направлению к центральным частям тел субвулканических щелочных гранитоидов комендиты постепенно переходят в разнообразные по структуре эгириновые фельзитовые порфиры, сферолитовые порфиры, гранофиры и, наконец, в мелкозернистые щелочные граниты.

Остальные разновидности щелочных гранитоидов МНР перечислены выше (см. табл. 10).

Подводя итоги петрографическому описанию щелочных гранитоидов, отметим следующее.

1. В пределах одних и тех же массивов имеется большое разнообразие главным образом структурных разновидностей щелочных гранитов. Особенно важно, что почти для всех разновидностей кристаллических пород (в том числе для непосредственно редкометалльных экеритов и пегматитов) удается выявить порфировые аналоги (пантеллериты, комендиты, сферолитовые порфиры), для которых имеются все петрографические признаки магматических пород.

2. Сопоставление структур комендитов и пантеллеритов разной степени закристаллизованности со структурами полнокристаллических щелочных гранитов позволило более надежно интерпретировать структуры гранитов. В ранних и сравнительно лейкократовых щелочных гранитах в первую очередь начали кристаллизоваться щелочной полевой шпат и кварц, а позднее к ним присоединились щелочные темноцветные минералы. В более поздних и высоко агпайтовых породах (экериты, пегматиты), судя по характеру кристаллизации редкометалльных пантеллеритов

(см. рис. 23), кварц, щелочной полевой шпат и щелочные темноцветные минералы кристаллизовались практически одновременно. Парагенезис минералов с альбитом, видимо, появляется в конце процесса кристаллизации щелочногранитного расплава непосредственно перед образованием миароловых пустот. Соотношения щелочного амфибола и эгирина легче всего объяснить также одновременной их кристаллизацией, но не исключены и их взаимные замещения.

3. Все структуры полнокристаллических щелочных гранитов, в том числе редкометальных экеритов и пегматитов, вполне удовлетворительно увязываются с предположением об одновременной кристаллизации альбита, микроклина, кварца и щелочных темноцветных минералов, но при разных их скоростях линейного роста и зародышеобразования. Зерна альбита и эгирина, вероятно, обладали более высокой скоростью образования центров кристаллизации, чем кристаллы кварца и калиевого полевого шпата. Зато линейная скорость роста была выше у кристаллов кварца и калиевого полевого шпата. Реальность такого механизма кристаллизации доказывается данными как по онгонитам, так и по порфирировым пантеллеритам и комендитам.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Средние химические составы редкометальных гранитоидов различных массивов МНР и некоторых других регионов представлены в табл. 12, 13. На рис. 24 и 25 приведены петрохимические диаграммы для средних составов редкометальных гранитоидов.

И щелочные (рис. 24, А), и литий-фтористые граниты (рис. 24, Б) относятся к составам, резко обедненным кальцием (низкие значения параметров  $S$  и  $\bar{C}$ ), и представляют собой лейкократовые гранитные породы. Главное петрохимическое отличие между ними в величине коэффициента агпаитности. Обычно литий-фтористые граниты оказываются нормальными или плюмазитовыми породами, в то время как щелочные граниты — типично агпаитовые породы. Нормальные петрохимические составы щелочных гранитов чаще проявляются для катодоритовых разновидностей гранитов. В этом случае петрохимическое различие между щелочными гранитами и аляскитами литий-фтористого типа может оказаться незначительным. До сих пор окончательно не выяснены причины низкого значения коэффициента агпаитности некоторых щелочных гранитов Казахстана (Мишеев, 1968), хотя имеются попытки объяснения этого явления (Гандлер, 1963). Петрохимическая особенность многих разновидностей гранитов литий-фтористого типа — высокое значение глинозема в темноцветной части их составов (рис. 24, Б).

**Гранитоиды литий-фтористого геохимического типа.** Как было справедливо подмечено А. А. Беусом и др. (1962), средние химические составы различных типов редкометальных гранитов достаточно близки к средним составам некоторых разновидностей обычных гранитов. В частности, составы материнских аляскитов для дифференцированных серий литий-фтористых гранитов МНР четко концентрируются в области между средними составами аляскита и гранит-аплита по Дэли, отличаясь от последних несколько повышенной величиной параметра  $a$  (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). Характерно, что аляскитовый состав материнских гранитоидов серий литий-фтористых пород выдерживается не только для МНР, но и практически для всех известных их проявлений на территории СССР и других стран (см. табл. 12). Отличительная черта таких аляскитов — повышенное по сравнению с кларком в гранитах содержание фтора (более 0,1 и обычно 0,2—0,4%).

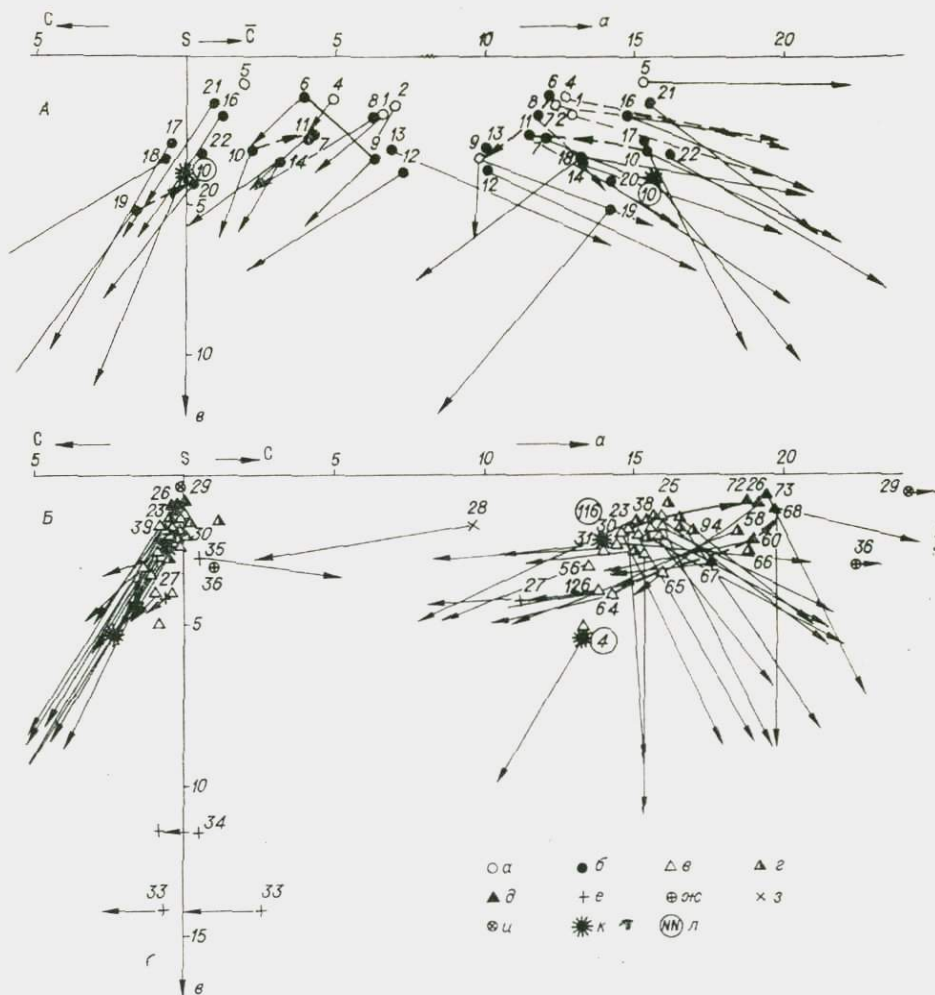


Рис. 24. Петрохимические диаграммы А. Н. Заварицкого для средних составов редкометалльных щелочных (А) и литий-фтористых (Б) гранитов.

Редкометалльные щелочные гранитоиды: а — стекловатые пантеллериты и комендиты (1 — о. Пантеллерия; 2 — вулкан Фантал, Эфиопия; 4 — о. Мэджор, Новая Зеландия; 5 — западные штаты США); б — щелочные граниты (6 — главная фаза Хан-Бординского массива; 7 — эгерит из этого массива; 8 — редкометалльный эгерит массива; 9 — пегматит массива; 10 — гранит из Северо-Восточной Тувы; 11 — пегматит из этого района; 12—13 — гранит и роккалит с о. Роккал; 14 — гранит Иламауссаковского массива; 16 — гранит из Шотландии; 17, 18 — граниты и пегматиты Казахстана; 19, 20 — граниты Кольского полуострова; 21 — граниты грабена Осло; 22 — граниты Паклен, Южн. Гренландия); в — и — гранитоиды литий-фтористого типа: в — аляскиты, г — микроклин-альбитовые и амзонит-альбитовые граниты, д — альбит-лепидолитовые граниты, е — цвittersы, ж — фельдшпатиты, з — кварц-лепидолитовые грейзены, и — альбититы, к, л — средние составы и номера аляскитов (116), гранитов (4) и щелочного гранита (10) по А. Н. Заварицкому. Номера на диаграмме: 23—29 — Жанчивланский массив; 30—36 — Бага-Газрынский массив; 37—38 — Абдарский массив; 55—61 — Северный массив, Забайкалье (Коваль, 1975); 64—69 — Южный массив, Забайкалье (Коваль, 1975); 72—73 — Центральный массив, Забайкалье (Коваль, 1975). Стрелками показано изменение состава пород в последовательных дифференциатах различных массивов.

В то же время составы альбит-лепидолитовых гранитов рассматриваемого геохимического типа пород пока не имеют других петрохимических аналогов. По соотношению кремнезема и щелочных полевых шпатов эти составы ближе всего к граносиенитам, но не известны типичные граносиениты, содержащие топаз, лепидолит и т. п. Видимо, альбит-лепидолитовым гранитам следовало бы в будущем дать специальное название.

При переходе от аляскитов до альбит-лепидолитовых гранитов (Жанчивланский массив, МНР) породы постепенно обогащаются нормативным

Среднее содержание ведущих петрогенных компонентов в главных разновидностях редкометалльных литий-фтористых гранитоидов

Местоположение, геохимический тип, порода	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>МНР (литий-фтористый тип гранитов) (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971)</b>											
<i>Жагчиаланский массив</i>											
Аляскиты главной фазы . . . . .	7	75,59	0,07	12,29	0,25	1,49	0,04	0,15	0,64	3,61	5,03
Микроклин-альбитовые граниты . . . . .	5	75,30	0,01	12,78	0,08	1,11	0,03	0,09	0,37	4,60	4,46
Амазонит-альбитовые граниты . . . . .	5	75,44	0,01	12,79	0,13	1,02	0,06	0,02	0,27	4,48	4,51
Альбит-лепидолитовые граниты . . . . .	8	71,65	Нет	15,44	0,14	0,50	0,03	0,08	0,24	6,51	3,83
Цвиттеры . . . . .	1	79,89	0,18	10,42	0,16	3,64	0,08	0,34	0,53	0,54	2,29
Кварц-лепидолитовые грейзены . . . . .	3	83,12	Нет	8,32	0,06	1,21	0,07	0,03	0,14	2,22	3,83
Альбититы . . . . .	3	68,24	»	18,83	0,13	0,26	0,01	0,01	0,17	10,34	1,47
<i>Бага-Газрынский массив</i>											
Аляскиты главной фазы . . . . .	3	75,85	0,12	11,32	0,23	1,47	0,01	0,02	0,67	3,65	4,77
Микроклин-альбитовые граниты дополнительной интрузивной фазы . . . . .	4	75,69	0,02	12,25	0,14	1,49	0,01	0,02	0,34	3,98	3,92
Амазонит-альбитовые пегматиты . . . . .	2	73,58	Нет	12,70	0,03	3,00	0,07	0,12	0,44	3,09	5,12
Биотитовые цвиттеры . . . . .	3	77,61	0,03	11,24	0,51	3,94	0,05	0,13	0,59	0,09	1,68
Кварц-топазовые цвиттеры . . . . .	2	85,21	Нет	9,93	0,05	1,44	0,02	0,14	0,78	0,06	0,31
Центральные кварцевые зоны цвиттеров . . . . .	2	93,16	0,03	1,68	Сл.	1,47	0,01	0,12	1,94	0,08	0,21
Полевопипатовые метасоматиты . . . . .	2	64,26	0,25	16,83	0,56	0,55	Нет	Нет	2,42	6,43	6,62
<i>Абдарский массив</i>											
Аляскиты . . . . .	4	75,65	0,04	12,46	0,21	1,23	0,04	0,18	0,48	4,51	4,66
Амазонит-альбитовые граниты . . . . .	10	75,81	0,02	12,74	0,22	1,23	0,05	0,03	0,43	4,18	4,49
<i>Барун-Цогтинские массивы</i>											
<i>Восточный</i>											
Аляскиты . . . . .	2	75,22	0,14	12,78	0,33	1,26	0,07	0,19	0,72	4,08	4,26
Микроклин-альбитовые граниты . . . . .	3	75,83	0,05	12,63	0,25	1,19	0,08	0,08	0,47	4,98	4,00
Амазонит-альбитовые граниты . . . . .	5	75,75	0,05	12,52	0,20	0,90	0,11	0,08	0,41	4,38	4,09
<i>Западный</i>											
Двуслюдяной амазонит-альбитовый гранит-порфир . . . . .	5	75,35	0,07	12,40	0,17	1,61	0,08	0,11	0,49	4,41	4,37
Амазонит-альбитовый гранит-порфир с мусковитом . . . . .	6	73,90	Сл.	14,10	0,07	0,65	0,21	0,01	0,49	3,89	5,30
Мелкозернистый грейзенизированный амазонит-альбитовый гранит второй фазы . . . . .	11	73,12	»	14,26	0,30	0,93	0,40	Сл.	0,63	3,91	4,09
Кварц-мусковитовый грейзен по граниту второй фазы . . . . .	7	76,48	0,10	12,55	1,05	1,23	0,24	0,36	0,28	0,34	4,70
Слюдиты . . . . .	5	47,26	0,16	28,20	2,47	2,73	1,20	0,65	0,21	0,68	10,84
<i>Юдузунский (Западный)</i>											
Амазонит-альбитовый гранит . . . . .	3	76,45	Нет	12,46	0,07	1,28	0,03	0,06	0,09	4,95	3,97
<i>Хух-дель-Ула</i>											
Альбит-лепидолитовый пегматит . . . . .	2	70,83	Сл.	15,00	0,06	0,45	0,02	Сл.	0,93	5,67	2,73
<i>Ара-Унчжульский массив (данные П. В. Коваля)</i>											
Среднезернистый гранит первой фазы . . . . .	1	74,90	0,14	12,70	0,19	1,33	0,01	0,27	0,52	4,94	4,64
Среднезернистый лейкократовый гранит второй фазы . . . . .	2	75,70	0,12	13,50	0,29	0,90	0,02	0,25	0,62	4,05	4,28
Микроклин-альбитовый гранит второй фазы . . . . .	2	74,91	0,17	14,30	0,33	0,62	Сл.	0,04	0,35	5,07	3,65
Эндоконтактовый альбитит . . . . .	1	68,88	0,09	18,87	0,30	0,30	Сл.	0,08	0,23	10,80	0,19
Альбитит из трещинной зоны . . . . .	1	70,80	0,08	18,87	0,24	0,24	»	0,08	0,23	9,72	0,37
<b>СССР, Забайкалье (Коваль, 1975)</b>											
<i>Северный массив</i>											
Лейкократовый биотитовый гранит . . . . .	2	75,76	0,22	12,71	0,65	0,93	0,04	0,14	0,48	4,18	4,66
Двуслюдяной гранит . . . . .	2	74,24	0,20	13,26	0,55	1,04	0,03	0,10	0,87	4,01	5,07
Мусковитовый гранит . . . . .	2	74,83	0,15	13,15	0,89	0,88	0,06	0,27	0,99	3,31	4,69
Альбитсодержащий мусковитовый гранит . . . . .	2	75,86	0,08	12,74	0,38	0,72	0,13	0,22	0,54	4,73	4,07
Альбит-мусковитовый гранит . . . . .	3	71,89	0,03	15,72	0,57	0,38	0,05	0,13	0,49	6,49	3,29
Альбитит* . . . . .	1	69,27	0,00	17,33	1,36	0,54	0,11	0,12	0,55	6,69	0,30
Альбит-лепидолитовый гранит с амазонитом . . . . .	1	70,06	0,00	16,31	0,34	0,81	0,17	0,12	0,64	6,75	3,01
Амазонит-альбитовый пегматоид с циннвальдитом . . . . .	1	70,92	Сл.	15,63	0,94	0,57	0,08	Сл.	0,50	3,51	7,40
Кварц-мусковитовые грейзены в альбит-мусковитовых гранитах . . . . .	3	79,46	Сл.	11,94	0,49	0,98	0,23	0,03	0,67	0,31	4,16

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Южный массив</i>											
Биотитовый гранит . . . . .	2	73,18	0,19	13,06	1,28	1,40	Сл.	0,19	0,64	4,00	4,78
Порфиroidные двуслюдяные граниты . . . . .	6	73,38	0,14	13,87	0,47	1,47	0,11	0,28	0,79	3,54	4,81
Альбитсодержащие мусковитовые граниты . . . . .	3	72,33	0,02	14,94	0,21	1,26	0,09	0,26	0,84	4,14	5,00
Двуслюдяные амазонит-альбитовые граниты . . . . .	2	70,63	Сл.	17,17	0,22	0,48	0,04	0,17	0,68	6,39	3,84
Альбит-лепидолитовые (или циннвальдитовые) граниты с амазонитом (главная разновидность) . . . . .	6	71,59	0,01	15,70	0,19	0,68	0,16	0,09	0,43	5,82	3,66
Альбит-лепидолитовый гранит эндоконтакта . . . . .	4	71,29	Сл.	15,86	0,20	0,51	0,19	0,12	0,33	7,03	3,42
Кварц-амазонитовый пегматоид . . . . .	1	70,95	Сл.	14,78	0,20	0,78	0,33	0,10	0,37	2,36	8,55
<i>Массив Центральный-III</i>											
Среднезернистые амазонит-альбитовые граниты . . . . .	3	76,19	Сл.	12,01	0,33	0,91	0,06	0,19	0,32	5,75	3,69
<i>Массив Центральный-I</i>											
Среднезернистые амазонит-альбитовые граниты (глубинные, по скважинам) . . . . .	4	75,24	Сл.	12,74	0,12	1,02	0,04	0,17	0,36	5,12	4,12
Порфиroidные альбит-лепидолитовые граниты с амазонитом (опорная скважина) . . . . .	4	73,03	0,04	14,59	0,18	0,57	0,03	0,04	0,30	6,51	3,65
То же (поверхность) . . . . .	2	72,42	Сл.	15,46	0,11	0,51	0,04	0,08	0,26	7,05	3,23
Циннвальдит-топазовые грейзены (поверхность) . . . . .	2	60,86	0,32	20,14	0,40	2,89	0,19	2,54	1,05	1,54	4,82
Альбититы (там же) . . . . .	2	69,41	Сл.	16,91	0,22	0,32	0,05	0,25	0,22	10,02	1,33
<i>Массив Центральный-II</i>											
Порфиroidные альбит-лепидолитовые граниты с амазонитом . . . . .	3	72,14	Сл.	15,63	0,12	0,93	0,04	0,06	0,69	6,54	3,52
Альбитит (скважина) . . . . .	1	63,50	»	18,00	0,56	0,28	0,02	0,05	0,67	10,12	0,98
<i>Казахстан, массив Майкуль (Коваль, 1975)</i>											
Среднезернистые двуслюдяные граниты главной интрузивной фазы . . . . .	2	72,75	0,16	13,99	1,23	0,58	0,07	0,61	1,04	4,45	4,54
Биотитовые граниты фазы дополнительных интрузий . . . . .	1	76,04	0,10	12,88	0,80	0,43	Сл.	0,27	0,76	4,12	4,21

Микроклин-альбитовые граниты фазы дополнительных интрузий . . . . .	2	75,55	0,07	13,94	0,75	0,42	0,13	Нет	0,77	5,22	2,92
Амазонит-альбитовые граниты той же фазы . . . . .	4	75,31	0,08	13,69	0,05	0,93	0,07	0,23	0,55	4,91	4,12
То же (Беус и др., 1962) . . . . .	16	75,3 ± 0,7	0,03 ± 0,01	12,9 ± 0,2	0,30 ± 0,17	1,10 ± 0,17	0,05 ± 0,04	0,20 ± 0,004	0,59 ± 0,12	4,80 ± 0,24	3,90 ± 0,43
<i>Массив Северо-Востока СССР (данные П. В. Коваля)</i>											
Амбигонит-лепидолитовые альбитовые граниты (лежащий эндоконтакт) . . . . .	1	70,96	Сл.	16,65	0,73	1,07	0,56	0,45	0,23	4,05	2,64
То же (центральная часть массива) . . . . .	2	69,19	Нет	17,16	0,31	0,25	0,04	Нет	0,26	4,08	3,67
То же (висячий бок массива) . . . . .	2	67,67	»	17,38	0,30	0,45	0,30	0,45	0,76	4,89	3,60
Альбититы (висячий бок массива) . . . . .	2	66,42	0,36	19,11	0,35	0,60	0,04	0,45	0,18	7,78	1,80
Дайки кварцевых альбитофинов в гранитах . . . . .	2	72,67	Сл.	15,64	0,43	0,75	0,46	0,40	0,23	4,79	2,59
Грейзенизированные амбигонит-лепидолитовые граниты . . . . .	4	71,16	Нет	16,70	0,21	0,23	0,05	0,24	0,86	2,98	3,96
Слюдисто-кварцевый грейзен . . . . .	1	88,11	0,01	5,79	0,17	0,36	0,07	0,70	0,71	0,81	1,53
Микроклин-альбитовые граниты из даек района массива . . . . .	4	70,98	Нет	15,83	0,14	0,52	0,07	0,42	0,46	5,02	3,55
<i>Битум-Джидинский массив, Западное Забайкалье (данные П. В. Коваля)</i>											
Среднезернистые амазонит-альбитовые граниты . . . . .	2	71,78	—	16,30	0,40	0,28	0,07	0,13	—	3,93	6,80
Порфиroidные амазонит-альбитовые граниты . . . . .	4	70,96	0,01	16,46	0,41	0,79	0,05	0,08	0,27	7,00	3,31
Альбитит . . . . .	1	66,33	0,72	18,20	0,40	0,56	0,11	0,75	2,27	9,72	0,34
<i>Массив Прибайкалья (по данным Ф. С. Плюссина)</i>											
Микроклин-альбитовые граниты . . . . .	7	72,85	0,09	14,42	0,34	0,88	0,04	0,02	0,55	5,07	4,15
Амазонит-альбитовые граниты . . . . .	6	74,83	0,05	14,71	0,05	0,57	0,04	Нет	0,54	5,44	3,59
Кварц-амазонитовые пегматиты с литиевой слюдой . . . . .	2	72,22	0,05	16,68	0,05	0,32	0,08	»	0,35	3,08	6,70
<i>Безымянский массив (Прибайкалье) (Гусев и др., 1968)</i>											
Мелкозернистый гранит . . . . .	1	75,74	Нет	13,16	0,47	0,64	0,11	0,53	0,74	4,10	4,30
Микроклин-альбитовый гранит . . . . .	1	75,36	0,04	14,20	0,17	0,57	0,08	1,44	0,74	6,00	2,50
Амазонит-альбитовый гранит . . . . .	1	75,36	0,03	13,36	0,15	0,72	0,09	Нет	0,80	5,20	3,70

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Массив Дальнего Востока (Полевских, 1969; Руб, 1956; Луговской и др., 1972)</i>											
Биотитовые граниты Ярославского массива (Руб, 1956) . . . . .	4	73,20	0,14	14,30	1,03	0,54	0,81	0,38	0,02	3,20	5,00
Граниты с протолигионитом (наиболее глубокая часть массива) (данные Р. И. Полевских и Г. П. Луговского) . . . . .	2	73,94	0,02	13,83	0,48	0,95	0,03	0,32	0,52	4,28	3,88
Микроклин-альбитовые граниты средней зоны («альбитизированные» граниты, данные тех же авторов) . . . . .	4	71,12	0,02	16,99	0,38	0,28	0,01	0,13	0,21	5,82	3,87
Моношатовые аляскиты верхней части массива («альбитизированные и грейзенизированные» аляскитовые граниты, по Г. П. Луговскому) . . . . .	2	69,45	0,01	19,31	0,19	0,14	Нет	0,28	0,50	4,25	3,74
Грейзенизированный гранит (данные Р. И. Полевских и Г. П. Луговского) . . . . .	3	72,69	0,02	13,78	0,81	1,27	1,03	0,40	0,84	0,66	4,88
Кварц-топазовые грейзены по микроклин-альбитовым гранитам (данные тех же авторов) . . . . .	3	66,87	0,01	24,17	1,08	1,05	0,62	0,23	0,96	0,07	0,18
Кварц-топазовые грейзены по аляскитам (по данным Г. П. Луговского) . . . . .	3	56,56	0,03	29,15	0,16	0,44	0,04	0,06	4,10	0,16	0,34
Кварц-слюдистые грейзены по аляскитам (по данным того же автора) . . . . .	1	67,42	0,04	23,70	0,60	0,20	0,02	0,46	0,62	0,08	2,71
Кварц-слюдистые грейзены по крупноблоковым пегматитам (те же данные) . . . . .	2	68,45	0,01	18,04	0,35	0,19	0,02	0,36	4,33	0,25	2,61
Флюорит-топазовые грейзены (Полевских, 1969) . . . . .	2	26,95	0,03	29,64	0,44	0,68	Нет	0,51	22,55	0,11	1,05
Слюдисто-флюоритовый грейзен (Полевских, 1969) . . . . .	1	28,69	0,03	23,00	0,26	0,35	—	0,68	25,52	0,14	3,84
Альбитит (Полевских, 1969) . . . . .	1	70,18	0,00	16,46	1,38	0,43	0,04	0,20	0,44	8,28	2,06
<i>Уланский плутон, Приморье (Гамалея, 1969)</i>											
Биотитовые граниты . . . . .	9-14	72,78	0,22	13,19	1,17	2,24	0,04	0,24	0,65	3,78	4,75
Цвиттеры (Гамалея, Егоров, 1969) . . . . .	2	70,12	0,27	14,39	1,76	6,46	0,09	0,47	2,07	0,41	2,12
<i>ЧССР, Рудные Горы, Массив Циновец (Stemprok e. a., 1969)</i>											
Порфиroidные среднезернистые граниты нижних горизонтов (871,7—1412,2 м скв. С-1) . . . . .	4	75,45	0,10	12,28	0,55	0,59	0,02	0,12	0,80	2,87	5,80
Порфиroidные микрограниты (869,7—1244,8 м, скв. С-1) . . . . .	2	75,86	0,07	12,19	0,75	0,77	0,03	0,13	0,62	3,27	4,91
Среднезернистые литиевые граниты верхних горизонтов (скв. С-1, С-1,217—308 м, 4 горизонта рудника) . . . . .	4	74,72	0,07	13,55	0,50	0,54	0,07	0,14	0,37	3,46	4,48
Грейзен (цвиттер), рудник, 3-й горизонт	1	70,77	0,01	14,85	0,64	1,58	0,33	0,16	0,54	0,47	3,44
Порфиroidный микрогранит (скв. С-1, 386,5—499,9 м) . . . . .	2	75,01	0,10	13,28	0,17	1,09	0,06	0,16	0,32	4,07	4,54
Фельдшпатиты (скв. РС <sub>1</sub> , 148 м; скв. СПЗ, 332,5 м, скв. СП20, 482,5 м; рудник) . . . . .	4	65,89	0,03	18,68	0,66	0,25	0,07	0,05	0,54	6,30	5,88
Альбитит . . . . .	1	65,81	0,06	19,19	0,48	0,29	0,13	0,40	0,33	6,57	1,80
<b>ГДР, Рудные Горы</b>											
Средние составы варисских гранитов (Lange e. a., 1972) Ранние (горские) граниты											
1-я фаза . . . . .	26	71,4	0,44	14,3	0,5	1,8	0,05	1,1	1,6	3,4	4,3
2-я фаза . . . . .	16	73,6	0,25	13,8	0,35	1,3	0,04	0,4	1,0	3,3	4,5
3-я фаза . . . . .	12	75,6	0,13	12,8	0,5	0,4	0,03	0,3	0,75	3,4	4,6
Промежуточные граниты											
1-я фаза . . . . .	4	73,4	0,17	14,5	0,5	0,7	0,02	0,22	0,5	3,7	5,0
2-я фаза . . . . .	10	74,0	0,18	13,7	0,3	1,5	0,03	0,30	0,5	3,2	4,4
Молодые (рудогорские) граниты											
1-я фаза . . . . .	16	74,8	0,10	13,5	0,3	1,0	0,02	0,15	0,45	3,5	4,6
2-я фаза . . . . .	28	73,4	0,08	13,8	0,55	1,2	0,06	0,15	0,6	3,5	4,2
3-я фаза . . . . .	12	74,5	0,06	14,1	0,2	0,9	0,03	0,13	0,4	3,5	4,6
Граниты, измененные позднематматическими метасоматическими процессами	20	73,4	0,03	14,4	0,2	0,95	0,04	0,17	0,6	3,9	3,9
<i>Массив Айбениток (Tischendorf, 1970)</i>											
Промежуточные граниты											
Криницберг . . . . .	—	73,5	—	14,6	—	—	—	—	0,5	4,2	4,3
Вольфишкюф . . . . .	—	74,4	—	13,8	—	—	—	—	0,5	3,2	4,3
Рудогорские граниты											
Айбениток, главная фаза . . . . .	—	74,0	—	14,2	—	—	—	—	0,4	3,8	4,5
Бляуэнтал, 1-я дополнительная фаза . . . . .	—	74,0	—	14,1	—	—	—	—	0,4	3,8	4,1
Гранит 2-й дополнительной фазы . . . . .	—	74,3	—	14,4	—	—	—	—	0,4	3,8	3,9
<i>Массив Гайер (Bolduan, 1963)</i>											

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Гранит I (внешний) . . . . .	3	72,6	0,1	15,3	0,8	0,8	0,1	0,3	0,6	3,4	4,2
Гранит II (внутренний) . . . . .	3	73,0	0,1	16,3	0,7	0,5	0,1	0,2	0,7	3,7	3,7
<b>Африка, Нигерия</b>											
<i>Молодые (кольцевые) комплексы</i>											
Аляскиты с биотитом (комплексы Амо, Роп, Калери, Лирд, Ригини, Мейянга, Рейфилд) (данные Jacobson а. е. 1958; Тугаринова, Коваленко, 1973) . . . . .	9	75,21	0,09	12,58	0,61	0,70	0,02	0,16	0,62	4,14	4,70
Микроклин-альбитовый гранит, Джос (Jacobson а. а., 1958) . . . . .	2	76,45	0,05	12,79	0,52	0,60	0,01	0,10	0,26	4,29	4,52
Грейзен с топазом Роп-Дом (Тугаринов, Коваленко, 1973) . . . . .	1	70,16	0,07	12,41	0,70	7,12	0,03	0,30	0,45	2,28	0,12
<b>Нигер (Щерба и др., 1967)</b>											
Биотитовый гранит массива Тарауджи . . . . .	2	72,75	0,10	14,00	1,03	1,24	—	0,07	0,78	4,43	4,88
Биотитовый гранит массива Эль-Меки . . . . .	1	76,1	Сл.	12,8	Сл.	1,34	Сл.	Сл.	0,15	3,96	4,38
Слюдяно-кварцевый грейзен, массив Эль-Меки . . . . .	1	74,7	0,12	7,37	»	4,52	»	0,50	0,30	0,24	1,53
Топазовый грейзен, массив Эль-Меки . . . . .	1	33,3	0,2	48,1	2,5	1,2	—	0,20	0,30	0,07	0,25
<b>Юго-Восточная Уганда (Knorring, 1960)</b>											
<i>Массив Лунио</i>											
Гранит Лунио . . . . .	1	73,67	Сл.	15,24	0,35	0,36	0,01	0,02	0,07	7,04	3,20
<b>США</b>											
<i>Массив Рэдскин, Колорадо (Hawley а. а., 1966)</i>											
Гранит из штока Рэдскин . . . . .	3	74,20	0,12	13,36	0,77	0,91	0,03	0,06	0,68	4,03	4,98
Аплитовидный гранит, купол Бумер . . . . .	1	77,07	0,02	12,18	0,79	0,69	0,02	0,03	0,38	3,31	4,03
<b>Ирландия</b>											
<i>Массив Моурн</i>											
Гранит . . . . .	1	77,51	0,09	12,03	0,04	1,20	0,03	Сл.	0,71	3,32	4,84
Биотит-топазовый грейзен (циттер) . . . . .	1	73,50	0,07	12,62	0,64	6,28	0,08	0,04	0,48	0,29	3,23

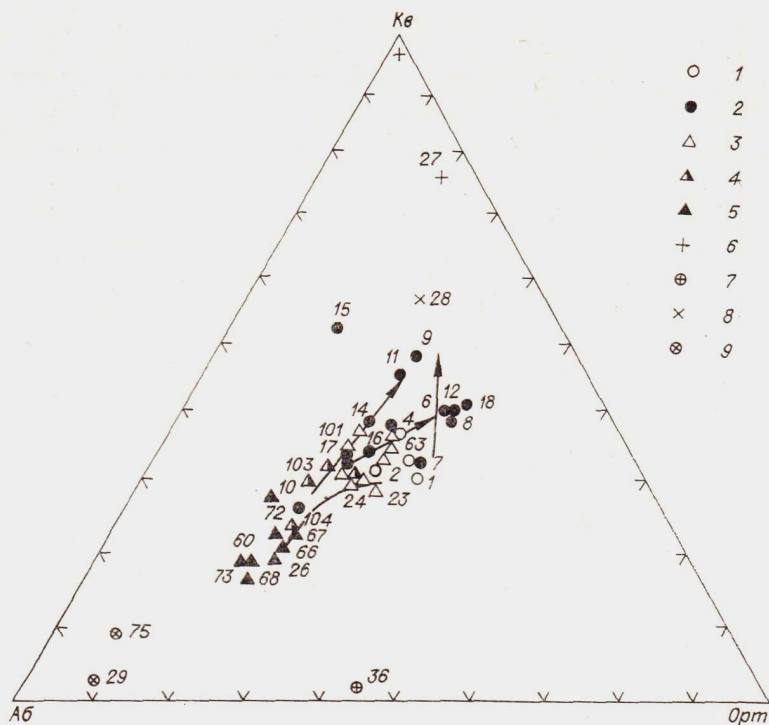


Рис. 25. Соотношения нормативных составов редкометалльных гранитоидов в системе Аб — Орт — Кв:

1 — средние составы стекловатых пантеллеритов и комендитов; 2 — средние составы редкометалльных щелочных гранитов; 3—9 — средние составы гранитоидов литий-фтористого геохимического типа: 3 — аляскиты, 4 — микроклин-альбитовые и амазонит-альбитовые граниты, 5 — альбит-лепидолитовые граниты, 6 — цвиттеры, 7 — фельдшпатиты, 8 — кварц-лепидолитовые грейзены, 9 — альбититы. Цифры на диаграмме — см. рис. 24.

альбитом и обедняются нормативными кварцем и ортоклазом (см. рис. 25) от состава  $Орт_{30}Аб_{32}Кв_{38}$  (аляскит) до состава  $Орт_{21}Аб_{56}Кв_{23}$  (альбит-лепидолитовый гранит). Состав последнего оказывается достаточно выдержанным и для других массивов и регионов, где проявлены такие породы (Коваленко, Кузьмин, Летников, 1970; Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1974). В частности, весьма близки средние составы альбит-лепидолитового гранита Жанчивланского массива и аналогичных по минеральному составу пород Забайкалья (Коваль, 1975).

Обычно в отдельных массивах проявлена только часть указанного петрохимического спектра составов пород (Абдарский, Барун-Цогтинские, Юдугинский массивы), но общая направленность изменения составов пород в последовательных фазах массивов обычно выдержана (см. рис. 24 и 25). Исключение представляют только составы литий-фтористых гранитоидов одного из массивов дальнего Востока (Луговской и др., 1972). Массив залегает во вмещающих карбонатных породах. В нем от глубинных по направлению к апикальным частям аляскиты сменяются микроклин-альбитовыми гранитами, а затем опять лейкократовыми аляскитами.

Отметим также сравнительно высокое отношение калия к натрию в различных пегматоидных породах массивов литий-фтористых гранитов. Как правило, они более калиевые, чем вмещающие их граниты (см. табл. 12).

Метасоматиты, связанные с гранитоидами литий-фтористого геохимического типа (см. табл. 12), не укладываются в петрохимическую серию аляскит — альбит — лепидолитовый гранит (см. рис. 24 и 25). И цвиттеры, и кварц-лепидолитовые грейзены, относящиеся к наиболее

Средние содержания (вес.%) главных петрогенных компонентов в пантеллеритах, комендитах и некоторых щелочных редкометалльных гранитах

Местоположение, состав породы	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Пантеллерит (Пантеллерия) (Noble, Haffty, 1969; Carmichael, 1962; Noble, 1968) . . . . .	10	69,31	0,30	9,76	2,44	4,60	0,28	0,17	0,48	6,41	4,67
Пантеллерит (Фантал, Эфиопия) (Dickinson, Gibson, 1972; Gibson, 1972) . . . . .	20	70,10	0,43	9,35	2,59	4,96	0,18	0,03	0,43	6,56	4,34
Среднее для пантеллерита . . . . .	30	69,77	0,39	9,48	2,53	4,84	0,21	0,08	0,45	6,51	4,45
Комендит (Майор, Новая Зеландия) (Ewart e. a., 1968; Nicholls, Carmichael, 1969) . . . . .	13	73,29	0,21	9,70	2,40	3,04	0,13	0,04	0,31	5,84	4,34
Комендит (Западные Штаты, США) (Noble, 1968)	6	74,52	0,17	11,71	1,40	1,37	0,10	0,01	0,30	4,90	4,68
Щелочной гранит (Хан-Богдинский массив, МНР) (данные автора) . . . . .	2	75,15	0,04	9,42	3,01	1,47	0,13	0,04	0,33	5,06	4,95
Редкометалльный экерит (жильные тела), там же	9	70,20	0,35	8,82	4,34	2,48	0,27	0,27	0,92	5,22	4,86
Щелочногранитный пегматит (жильные и плитровые тела), там же . . . . .	7	70,20	0,72	7,28	5,04	4,10	0,41	0,21	0,85	5,07	3,40
Редкометалльный щелочной гранит (Северо-Восточная Тува) (Коваленко, Пополитов, 1970) . . . . .	12	71,66	0,24	11,86	3,13	2,24	0,10	0,17	0,52	6,15	3,34
Щелочногранитный пегматит, там же . . . . .	5	73,30	0,30	8,83	4,36	2,01	0,25	0,30	0,62	4,61	4,14
Редкометалльный щелочной гранит, Роккал (Sabine, 1960) . . . . .	5	69,68	0,37	7,69	8,36	3,31	0,12	0,14	0,53	5,18	4,17
Роккалит, там же . . . . .	3	70,48	0,58	5,19	13,21	0,90	0,38	0,11	0,55	7,52	0,35

Средний состав редкометалльного щелочного гранита Иллимауссацкого массива (Герасимовский, 1969) . . . . .		72,32	0,33	10,27	2,71	3,50	0,23	0,16	0,67	5,17	3,92
Средний состав щелочного гранита одного из редкоземельных месторождений Сибири, III горизонт (данные Н. Е. Костина) . . . . .		71,31	0,23	14,59	1,84	1,84		0,03	0,64	3,22	1,80
Рибекитсодержащие фельзиты Шотландии (Phemister, 1950) . . . . .	6	75,44	0,23	11,60	1,82	1,08	0,05	0,11	0,40	4,63	4,50
Щелочные редкометалльные гранитоиды Казахстана (Минеев, 1968):											
щелочные граниты («апограниты») . . . . .	11	74,29	0,09	12,82	1,79	0,71	0,03	0,32	0,64	4,49	4,10
пегматоидные щелочные граниты («пегматоидные рибекит-микроклиновые апограниты») . . . . .	3	74,30	0,21	11,62	2,37	0,66	0,05	0,24	0,62	2,19	5,97
Эгириин-авгит-гастингситовые щелочные граниты Кольского п-ова (Морозов, 1958) . . . . .	17	70,59	0,39	13,58	2,64	2,56	0,07	0,22	1,43	3,66	4,35
Эгириин-арфведсонитовые щелочные граниты, там же . . . . .	23	75,03	0,20	11,10	2,47	1,48	0,05	0,28	0,61	3,81	4,66
Экериты (Норвегия, грабен Осло) (Deitrich e. a., 1965; Deitrich, 1967) . . . . .	8	75,28	0,31	12,13	1,64	0,67	0,16	0,09	0,25	4,96	4,27
Щелочные граниты (Южная Гренландия, массив Паклен) . . . . .	2	71,97	0,28	12,43	2,07	1,65	0,08	0,11	0,31	4,51	4,95

ранним метасоматическим породам в массивах литий-фтористых гранитов, не продолжают тенденцию обеднения поздних пород нормативным кварцем. Наоборот, их петрохимическая направленность прямо противоположна и направлена к образованию мономинеральных кварцевых пород. Сменяющие их альбититы и полевошпатовые метасоматиты — это породы, резко обедненные кремнеземом. Можно предполагать, что последние образовались при переотложении компонентов гранитов, которые вынесены из него более ранним грейзеновым процессом. В соответствии с этим предположением более ранние метасоматиты (цвиттеры и кварц-лепидолитовые грейзены) и более поздние (альбититы и фельдшпатиты) петрохимически дополняют друг друга до состава исходного гранита.

Состав фельдшпатитов часто наследует состав исходного гранита: альбититы образуются по богатым альбитом гранитам, а более калиевые фельдшпатиты (Бага-Газрын, МНР; массив Цинновец, ЧССР; массив Альтенберг, ГДР) — по нормальным или богатым калием аляскитам.

Подчеркнем еще весьма меланократовый характер цвиттеров (ранних «темных» грейзенов), связанных с литий-фтористыми гранитами. Содержание окисного железа в них достигает 3—5% при сохранении глинозема примерно на уровне исходных гранитов. Видимо, процесс образования литиево-железистых слюд и топаза цвиттеров происходил за счет глинозема полевых шпатов исходных гранитов. Причина накопления железа и лития в передовых зонах биотитовых цвиттеров может быть связана как с частичным привнесом этих компонентов послемагматическими растворами, так и с переотложением рассматриваемых компонентов при образовании зон кварц-топазового и кварцевого состава. В пользу последнего предположения говорит тот факт, что во многих зональных телах цвиттеров (Бага-Газрын, МНР) наиболее богаты темной слюдой те части зон биотитовых цвиттеров, которые непосредственно контактируют с кварц-топазовой зоной.

Петрохимической тенденцией процесса обычной грейзенизации (образования кварц-мусковитовых грейзенов) в гранитах литий-фтористого типа является прогрессивное понижение содержания натрия и алюминия при относительно постоянстве содержания калия, кремния и увеличении содержания железа и магния (Барун-Цогтинский Западный массив). Значительно более сложен в петрохимическом аспекте процесс грейзенизации как в гранитах, так и во вмещающих породах, когда в нем принимают участие карбонатные толщи (массив Дальнего Востока). В этом случае появляется большее разнообразие грейзенов, и все они богаче кальцием и фтором (Говоров, 1958; Говоров и др., 1959; Полевских, 1969; Руб, 1956; Луговской, Руб, 1969).

**Щелочные гранитоиды.** Средние составы щелочных гранитов, экеритов и пегматитов довольно выдержанны для различных регионов, отличаясь друг от друга в первую очередь коэффициентом агпаитности пород (см. рис. 24). При этом в процессе эволюции щелочных гранитов Хан-Богдинского массива образование экеритов и щелочногранитных пегматитов сопровождается возрастанием коэффициента агпаитности пород при некотором уменьшении содержания кремнезема в них (стрелка между 6 и 9, рис. 24, А). Другое направление петрохимической эволюции щелочных гранитов устанавливается в Северо-Восточной Туве, когда наряду с возрастанием коэффициента агпаитности в поздних породах, последние несколько обогащаются кремнеземом (стрелка между 10—11, рис. 24, А). В целом же, наиболее поздние в массивах щелочных гранитов экериты и пегматиты нередко представляют собой наиболее щелочные разности кремнекислых пород.

Необходимо подчеркнуть уникально высокое значение коэффициента агпаитности щелочных гранитоидов Хан-Богдинского массива (до 2,0). С этими породами могут сравниться только редкометалльные щелочные граниты о. Роккал (Sabine, 1960).

В рамках нормативных составов системы Аб — Орт — Кв тенденция петрохимической эволюции щелочных гранитов имеет противоположный по сравнению с литий-фтористыми гранитами характер (см. рис. 25): поздние породы (экериты, пегматиты) в Хан-Богдинском массиве обогащаются нормативным кварцем. В этом отношении серии агпаитовых и литий-фтористых гранитов разнонаправлены.

Наибольшее разнообразие химического состава щелочных гранитоидов отмечается в породах «слоистого» комплекса с участием экеритов и пегматитов. Составы этих пород колеблются от состава резко агпаитового «сиенита» до малоглиноземистого щелочного гранита.

Если в апикальных частях тел экеритов образуются обогащенные кварцем породы (см. с. 70), переход между ними осуществляется либо при постоянстве содержания глинозема, когда с ростом содержания кремнезема падают концентрации щелочей и железа (нормативного акмита), либо по схеме, рассмотренной для петрохимической серии «расслоенного» комплекса. В последнем случае вся серия составов пород смещена в область относительно более высоких содержаний кремнезема.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОНГОНИТОВ И ЕГО СРАВНЕНИЕ С СОСТАВОМ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ

Наиболее изучены составы онгонитов разной степени закристаллизованности по Амазонитовой и Бага-Газрынским дайкам, Ары-Булакскому массиву (табл. 14). Химические анализы онгонитов из всех изученных проявлений наиболее полно представлены в специальной работе (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976).

По своему химическому составу онгониты заметно отличаются от всех известных составов магматических пород (Заварицкий, 1952). Если по содержанию кремнезема они близки к средним составам гранитов и липаритов, то по концентрации глинозема приближаются к сиенитам. Это и понятно, поскольку они в своем составе в значительном количестве содержат топаз. В то же время, как правило, онгониты весьма лейкократовы и почти не содержат титана, приближаясь по этим показателям к аляскинтам, и очень часто несут весьма высокие концентрации натрия при его преобладании над калием. Учитывая все сказанное, онгониты ближе всего оказываются к различным видам упоминавшихся выше литий-фтористых гранитов (рис. 26.) Порфировые богатые фтором онгониты по составу ближе всего к альбит-лепидолитовым гранитам. Порфировые бедные фтором онгониты даек Амазонитовой, Штокверковой и Промежуточной весьма сходны с мусковит-альбитовыми гранитами. Онгониты Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива вполне сравнимы с микроклин-альбитовыми или амазонит-альбитовыми разновидностями литий-фтористых гранитов. К составам материнских аляскинтов весьма близки составы стекловатых эффузивных риолитов, богатых фтором (см. табл. 2). В итоге все перечисленные в предыдущем разделе разновидности литий-фтористых редкометалльных гранитов имеют свои порфировые аналоги в виде упомянутых онгонитов и риолитов. Специфической отличительной сторо-

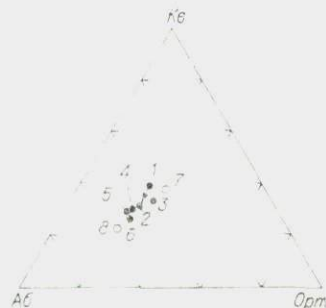


Рис. 26. Средние составы онгонитов (темные кружки): 1 — афировые онгониты Бага-Газрынских даек; 2 — порфировые онгониты, там же; 3 — порфировые онгониты Ары-Булакского массива; 4 — афировые онгониты дайки Амазонитовой; 5 — порфировые онгониты, там же; 6 — онгониты (в целом) дайки Амазонитовой. Белыми кружками показаны средние составы аляскинтов (7) и альбит-лепидолитовых гранитов (8) литий-фтористого геохимического типа.

Средние составы онгонитов разной степени закристаллизованности

Степень закристаллизованности, %	Доли площади, %	Число онгонитов	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	F	F <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
<i>Дайка Амазонитовая</i>																
<10	23,8	30	70,79	46,89	0,27	0,24	0,20	0,20	0,36	5,40	3,15	0,47	0,22	0,33	2,13	0,07
10-30	34,7	3	70,36	46,67	0,32	0,37	0,15	0,31	0,30	5,50	3,44	0,50	0,26	0,86	4,80	0,05
30-40	27,4	8	70,84	46,79	0,21	0,27	0,16	0,20	0,24	5,42	3,50	0,36	0,22	1,04	4,82	0,07
>40	14,1	42	70,84	46,51	0,33	0,28	0,16	0,24	0,37	5,42	3,54	0,35	0,21	0,96	4,78	0,05
Среднее	100,0	53	70,78	46,78	0,27	0,26	0,18	0,20	0,34	5,24	3,34	0,42	0,22	0,94	4,99	0,07
<i>Дайки База-Газрицкие</i>																
<42	Не опр.	3	73,72	45,87	0,29	0,60	0,05	0,25	0,99	4,42	3,58	0,63	0,03	0,89	0,97	0,10
>42	»	3	73,63	44,43	0,12	1,03	0,05	0,13	1,12	4,77	3,70	0,05	0,11	1,01	0,67	0,09
<i>Ари-Визикский массив</i>																
>30	»	4	71,42	47,17	0,58	0,42	0,05	0,67	4,13	4,42	4,42	0,06	0,19	1,15	0,82	0,17

ной состава онгонитов представляется несколько повышенное, по сравнению с литий-фтористыми гранитами, содержание глинозема, а также наиболее высокое из всех известных в магматических породах содержание фтора.

Средние составы онгонитов для различных районов несколько отличаются (см. табл. 14). Судя по средним составам онгонитов дайки Амазонитовой, процесс кристаллизации слабо влияет на их состав, проявляясь в уменьшении содержания фтора, лития и в меньшей степени в возрастании концентраций калия и натрия. В общем же состав онгонитов разной степени закристаллизованности оказывается довольно выдержанным.

В табл. 14 приведены все средние составы онгонитов разной степени закристаллизованности для дайки Амазонитовой. Здесь отмечается довольно широкий интервал составов афировых онгонитов (рис. 27), который перекрывает соответствующий интервал составов онгонитов различной степени закристаллизованности. Отсюда мы делаем вывод об исходной неоднородности общего химического состава афировых онгонитов. Для всех породообразующих компонентов пределы колебания состава афировых онгонитов как бы лимитируют интервал изменения составов порфировых их разновидностей.

Содержание кремнезема в процессе кристаллизации в целом падает для онгонитов с исходными высокими содержаниями этого компонента и сохраняется постоянным или даже несколько возрастает для онгонитов с низкими исходными содержаниями. То же можно сказать в отношении поведения трехвалентного железа, магния и

кальция, если сравнивать содержания этих компонентов в афировых и в сравнительно слабо закристаллизованных разностях онгонитов (в пределах 30% степени закристаллизованности). Для глинозема, калия и натрия, наоборот, их содержания возрастают в порфировых онгонитах по сравнению с низкими их концентрациями в исходных афировых разностях, сохраняясь примерно постоянными в процессе кристаллизации тех афировых онгонитов, которые богаты этими компонентами.

Все перечисленные факты изменения состава онгонитов в процессе увеличения их степени закристаллизованности осуществляются в рамках очень небольшого изменения их средних составов (см. табл. 14). Следовательно, в процессе кристаллизации онгонитового расплава осуществлялись интенсивные процессы перераспределения вещества, вызванные в первую очередь исходной неоднородностью этого расплава. Видимо, можно говорить о том, что после кристаллизации 30% вкрапленников упомянутые процессы перераспределения вещества в теле дайки в основном закончились, и с этого момента появляются единые тенденции в поведении состава онгонитов, в которых с увеличением степени закристаллизованности несколько (в пределах колебания средних составов табл. 14) повышаются концентрации окислов кремния, трехвалентного железа, магния, кальция и падают содержания глинозема и двуокиси марганца.

Показательно также сопоставление нормативных составов онгонитов и литий-фтористых гранитов. Средние нормативные составы онгонитов вполне укладываются в серию составов литий-фтористых гранитов от аляскинтов до альбит-лепидолитовых гранитов (см. рис. 26). При этом онгониты Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива оказываются ближе к начальным членам серии литий-фтористых гранитов (типа микроклин-альбитовых или амазонит-альбитовых гранитов), а онгониты дайки Амазонитовой приближаются к конечным их дифференциатам, т. е. к альбит-лепидолитовым гранитам. В процессе увеличения степени закристаллизованности онгониты из всех массивов обогащаются нормативным альбитом и обедняются нормативным кварцем. Непосредственно для дайки Амазонитовой можно указать, что с увеличением степени закристаллизованности слагающих ее онгонитов их составы за счет соответствующего обогащения нормативным альбитом и обеднения нормативным кварцем имеют отчетливую тенденцию приблизиться к составу альбит-лепидолитового гранита. Поэтому есть все основания считать эти онгониты по общему химическому составу порфировым аналогом альбит-лепидолитовых гранитов. В пользу этого говорит также то, что составы альбит-лепидолитовых гранитов выводятся при экстраполяции поведения главных компонентов (кремнезема, глинозема и др.) в онгонитах на случай их полной закристаллизованности.

Зависимость содержаний различных порообразующих компонентов в афировых онгонитах дайки Амазонитовой от концентрации фтора показана на рис. 27. С ростом содержания фтора в афировых онгонитах падает концентрация кремнезема, натрия, двухвалентного железа и кальция. В этом же направлении несколько возрастает содержание окисного железа и, возможно, слабо увеличивается концентрация глинозема, да и то в интервале только от 0,5 до 1,5% фтора.

Зависимость состава афировых онгонитов от содержания в них фтора особенно показательна при выражении составов пород в содержаниях нормативных компонентов, наиболее приближающихся к реальным минералам. Такая зависимость с использованием норм, рассчитанных на основании конструирования в первую очередь норм топаза и лепидолита, показывает, что при возрастании концентрации фтора в афировых онгонитах увеличиваются нормативные содержания кварца, топаза и метасиликата натрия и соответственно уменьшаются концентрации нормативных альбита и ортоклаза (Коваленко, 1973). Взаимосвязь между содер-

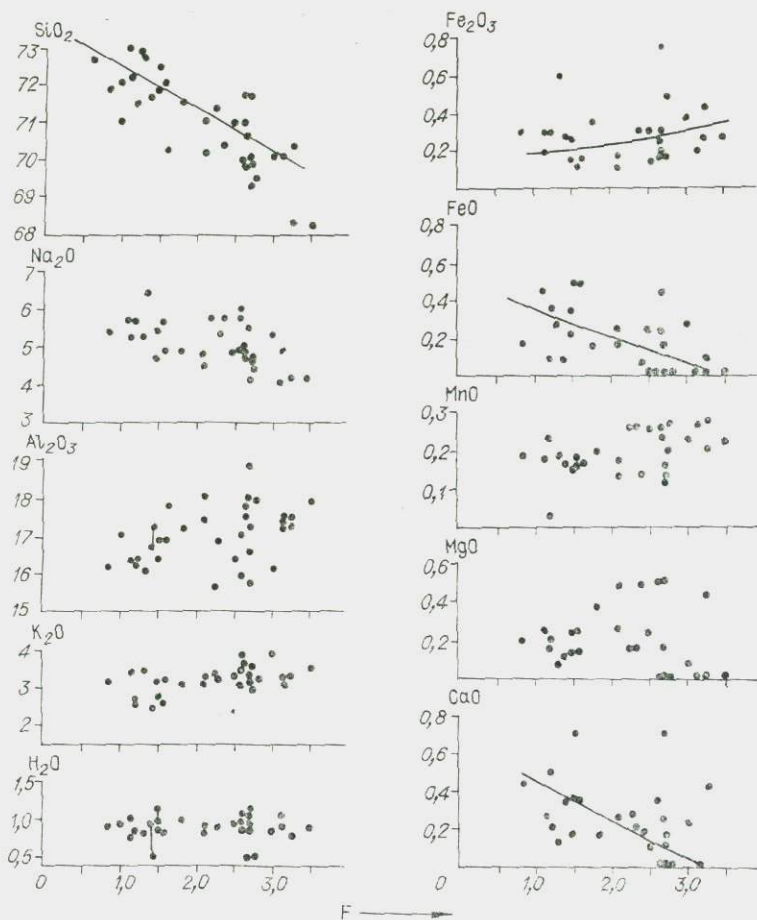
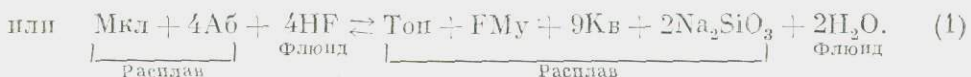
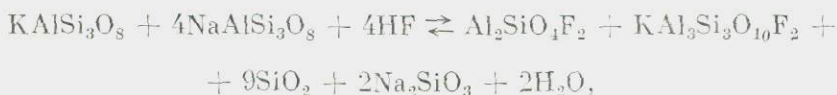


Рис. 27. Зависимость содержаний породообразующих компонентов афировых онгонитов от концентрации в них фтора (вес. %).

жанием фтора и главных нормативных минералов онгонитов может быть выражена в виде следующего уравнения:



Но указанные соотношения между содержаниями фтора и породообразующих компонентов в онгонитах, по-видимому, не единственно возможны. Для подтверждения этого достаточно сравнить средние составы афировых онгонитов Бага-Газрынских даек, Ары-Булакского массива, Амазонитовой дайки и богатых фтором стекловатых риолитов (рис. 28). По содержанию фтора риолиты (часто негидратированные стекла) хорошо дополняют имеющуюся в нашем распоряжении серию составов онгонитов в области перехода их в аляскитовые составы. Судя по данным рис. 28, повышение содержания фтора в риолитах также приводит к понижению в них содержания кремнезема, но при этом повышаются концентрации глинозема, натрия (по крайней мере, в риолитах штатов Невада — Юта) и понижается содержание калия. Концентрация кальция в

риолитах с повышением содержания фтора несколько возрастает (особенно в риолитах штатов Аризона и Нью-Мехико). Эти петрохимические тенденции в риолитах сливаются в совершенно отчетливую картину при сопоставлении данных по риолитам с онгонитами (см. рис. 28). Здесь мы имеем весь переход эффузивных пород от аляскитовых составов к онгонитовым, который, видимо, может служить моделью дифференциации массивов литий-фтористых гранитов в направлении от аляскитов до альбит-ленидолитовых гранитов. К сожалению, данных об этом втором типе взаимосвязи содержаний фтора и породообразующих компонентов в риолитах и онгонитах пока не так много, как для первого. Но несомненно, что такие соотношения в эффузивных и субвулканических породах существуют, что имеет большое генетическое значение.

Подытоживая все сказанное, подчеркнем наиболее важные особенности химического состава онгонитов.

1. Онгониты, а также фторсодержащие риолиты образуют серию составов, весьма сходных с составами главных разностей редкометалльных литий-фтористых гранитов. Поэтому можно считать, что последние имеют свои вулканические и субвулканические эквиваленты.

2. В процессе кристаллизации средние составы онгонитов почти не изменяются. Но в связи с наличием среди исходных (афировых) онгонитов разностей, заметно отличающихся по составу, в процессе их кристаллизации происходит перераспределение кремния, натрия и других компонентов. Колебания составов порфировых онгонитов ограничены интервалом составов их исходных афировых разностей. В наиболее раскрысталлизованных разностях онгонитов слабо повышаются (в пределах колебания средних) концентрации кремния и понижается содержание глинозема, что указывает на еще большее приближение состава онгонитов при их кристаллизации к составу альбит-ленидолитового гранита.

3. В афировых онгонитах намечается двойная связь состава с содержаниями фтора. Во всех случаях с ростом содержания фтора в онгонитах падает концентрация в них кремнезема. В этом же направлении содержание натрия может либо падать (дайки Амазонитовая, Штокверковая), либо несколько возрастать (дайки Амазонитовая и Бага-Газрынские). Первая тенденция соответствует реакции перехода нормативных альбита и ортоклаза в нормативные же слюду, топаз, кварц и натриевый метасиликат. Серия составов онгонитов, охватываемая данной тенденцией, включает порфировые аналоги пород от альбит-ленидолитовых до мусковит-альбитовых гранитов. Вторая тенденция включает онгониты, являющиеся порфировыми аналогами пород серии «аляскиит — микроклин-альбитовый гранит — альбит-ленидолитовый гранит», т. е. главной серии литий-фтористых гранитов (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971).

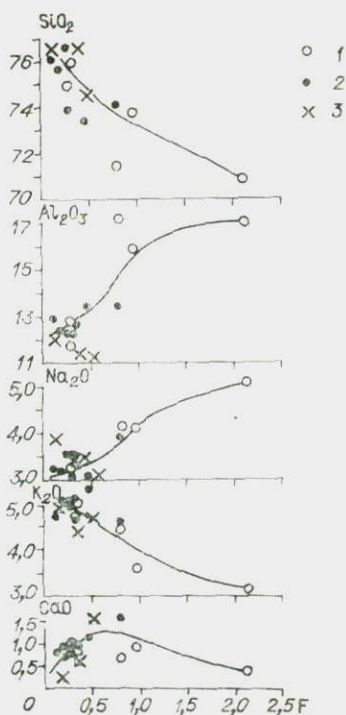


Рис. 28. Зависимость содержания кремнезема, глинозема, окисей щелочей и кальция в онгонитах и фтористых риолитах США (Shawe, 1966) от концентрации в них фтора (вес. %).

1—средние составы афировых онгонитов и фтористых кислых стекол; 2—составы стекловатых риолитов провинции штатов Невада—Юта; 3—то же, для провинции штатов Аризона — Нью-Мехико.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СТЕКЛОВАТЫХ ПАНТЕЛЛЕРИТОВ И КОМЕНДИТОВ, ЕГО СРАВНЕНИЕ С СОСТАВАМИ ЩЕЛОЧНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Практически всегда считалось, что «пантеллериты, как и комендиты, — эффузивные продукты застывания магмы щелочных гранитов» (Заварицкий, 1956, с. 304). В связи с широким распространением гипотезы метасоматического происхождения редкометальных щелочных гранитов (апогранитов) важно снова всесторонне сопоставить пантеллериты и комендиты не только с обычными щелочными гранитами, но и с их редкометальными разновидностями.

Несмотря на то, что пантеллериты и комендиты были выявлены петрографами Бертолио и Форстиером еще в конце XIX века, граница между ними до сих пор не общепринята. Если прототипом пантеллеритов мы считали породы, описанные под этим названием с о. Пантеллерия в Средиземном море (Washington, 1913), то границу между пантеллеритами и комендитами удобно провести по составам: 1) нормативного кварца — 20%, нормативных темноцветных и натриевого метасиликата — 15%; 2) нормативного кварца — 30%, нормативных темноцветных и натриевого метасиликата — 22,5%. В этом случае более кремнекислые и менее щелочные, чем указанная граничная линия, — комендиты, а менее кремнекислые и более меланократовые и щелочные — пантеллериты.

При дальнейшем анализе химизма пантеллеритов и комендитов воспользуемся главным образом анализами негидратированных стекловатых эффузивных пород (лав, реже туфов). Состав именно таких пород (см. табл. 13) наиболее близок к составу излившегося расплава, и в этом случае исключается воздействие на состав пород различных вторичных процессов. Однако следует иметь в виду, что, ограничившись негидратированными стеклами, мы, видимо, исключаем из своего рассмотрения и стекла, которые могли образоваться под воздействием высоких давлений воды, поскольку невозможно уверенно отличить вторично гидратированные стекла от стекол, образовавшихся при закалке насыщенного водой гранитного расплава.

Наиболее полная характеристика рассматриваемых пород в настоящее время имеется для о. Пантеллерия, о. Мэджор (Новая Зеландия), вулкана Фантал (Эфиопский рифт), вулкана Аденской серии (Аравийский полуостров), западных штатов США, а также для Восточно-Африканской рифтовой зоны (в частности, Кении). Химический состав пород из перечисленных регионов заимствован нами из цитированных в табл. 2 работ. Представлены также (см. табл. 13) средние составы пантеллеритов Пантеллерии, Фантала и комендитов Мэджора, рассчитанные автором по опубликованным анализам.

Из рис. 29 следует, что щелочные граниты главной фазы Хан-Богдинского массива, и пегматиты Северо-Восточной Тувы, щелочные граниты Иллимауссака весьма близки к среднему составу стекловатого комендита. Средние составы «расслоенных» экеритов и пегматитов Хан-Богдинского массива, а также щелочные граниты о. Роккал приближаются к среднему составу стекловатого пантеллерита о. Пантеллерия и вулкана Фантал и даже к составам их остаточных стекол.

Некоторые отличия средних составов редкометальных щелочных гранитов и пантеллеритов с комендитами в первую очередь выражаются в обеднении гранитов натрием. Однако если учесть, что при раскristализации агпаитовых стекол составы их особенно заметно обедняются натрием (Noble, 1968), то этого различия и следовало ожидать при сравнении стекловатых и кристаллических разновидностей щелочных гранитов.

Рассмотрим несколько подробнее петрохимическую эволюцию агпаитовых кремнекислых пород. Как было показано А. Н. Заварицким (1950), составы этих пород концентрируются в той области его диаграммы, где

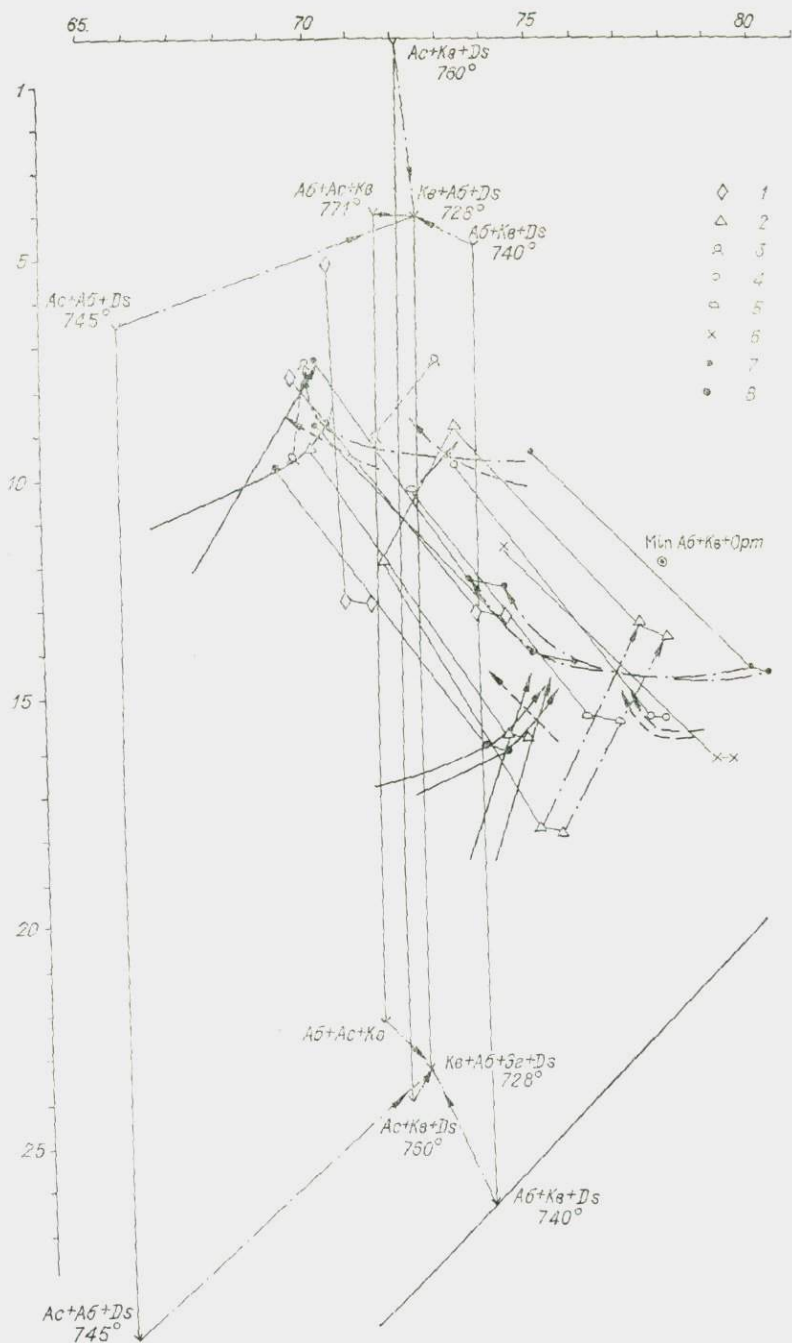


Рис. 29. Семикомпонентная векторная диаграмма средних составов щелочных гранитоидов (Коржинский, 1956). Порядок отложения компонентов: по горизонтали  $\text{SiO}_2 \rightarrow \text{K}_2\text{O} \rightarrow \text{CaO} \rightarrow \text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$ ; по вертикальной шкале  $\text{Al}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Na}_2\text{O} \rightarrow \text{MgO}$  (см. схему рис. 30):

1 — граниты и рокалиты о. Роккал; 2 — граниты и перматиты Северо-Восточной Тувы; 3 — составы сосуществующих расплавов в системе гранит —  $\text{Na}_2\text{SiO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  (Анфилов и др., 1972); 4 и 6 — комендиты о. Мэджор; 5 — граниты Иллимауссакского массива (Герасимовский, 1969); 7 — составы гранитов, экеритов и перматитов Хан-Богдинского массива; 8 — состав пантеллеритов вулкана Фантал. Сплошными жирными стрелками показаны серии составов пантеллеритов (то же в рис. 30 и 32), прерывистыми тонкими — составы характеристических точек в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  (Bailey, Schärer, 1966), жирными штрих-пунктирными — направление изменения составов гранитов в Хан-Богдинском массиве и Северо-Восточной Туве. На диаграмме показан состав точки минимума в гаплогранитной системе (Tuttle, Bowen, 1968).

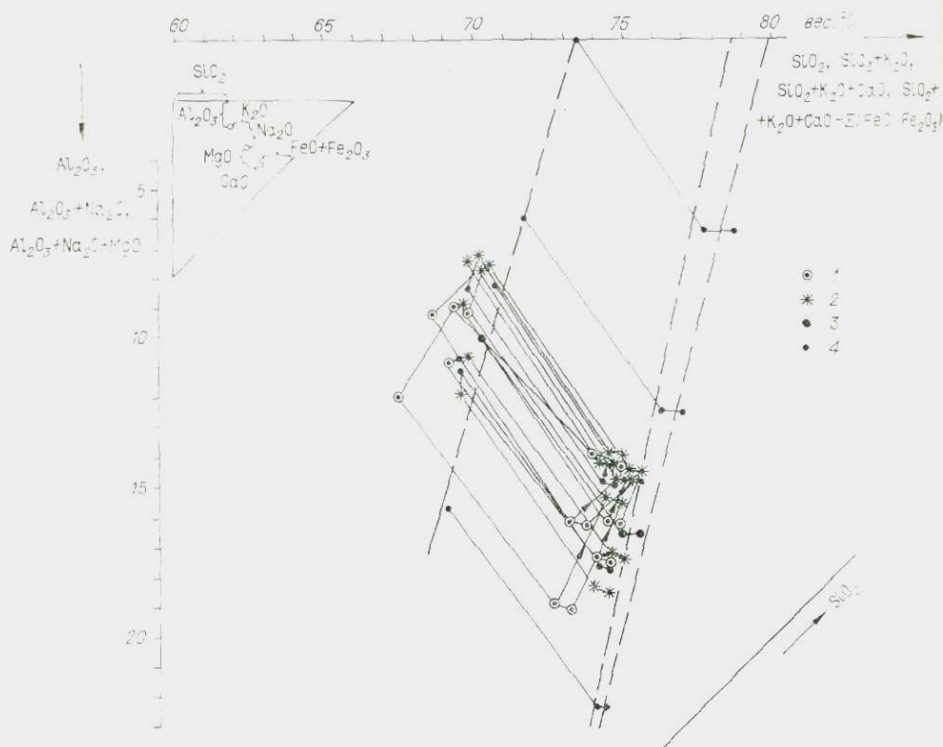


Рис. 30. Составы стекловатых пантеллеритов (вес. %) с о. Пантеллерия:

1 — составы стекловатых пантеллеритов; 2 — составы остаточных стекол пантеллеритов; 3 — средний состав пантеллерита; 4 — составы остаточных расплавов при условии фракционирования вкрапленников из среднего состава пантеллерита вплоть до 38% остаточного расплава (когда обазывается исчерпанным весь глинозем пантеллеритов).

в петрохимических сериях осуществляется резкое понижение параметра  $a$ , которое получило название «пантеллеритовой тенденции». Более подробное исследование составов пантеллеритов о. Пантеллерия на семи-компонентной векторной диаграмме Лодочникова (рис. 30) показало, что вытянутость общего ряда точек составов направлена в сторону образования более кремнекислых и более агпаитовых пород. Эта тенденция характеризует увеличение содержания натрия, железа и уменьшение содержания глинозема в породах с ростом в них концентрации кремнезема. Характерно, что направление петрохимической эволюции пород при переходе от пантеллеритов к их остаточным стеклам здесь совпадает с отмеченной тенденцией. Естественно, что средний состав фракции вкрапленников пантеллеритов, составы реальных остаточных стекол, экстраполированные составы остаточных стекол (вплоть до полного исчерпания глинозема при 62% вкрапленников) и составы пантеллеритов образуют комплементарный ряд. В связи с этим оказывается, что общее направление изменения составов остаточных стекол в рассматриваемом случае близко к общим линиям петрохимических серий пантеллеритов. По-видимому, для пантеллеритов о. Пантеллерия с петрохимической точки зрения вполне вероятно, что фракционирование вкрапленников из магмы — причина рассматриваемого разнообразия составов пород.

Составы стекловатых комендитов о. Мэдзор (Ewart, 1968; Nicholls, Carmichael, 1969) приведены на аналогичной диаграмме (рис. 31). Здесь намечаются две петрохимические тенденции в эволюции составов пород. Первая тенденция, определяемая переходом комендитов главного вулканического конуса через вулканы раннего купола к лавам молодого купола, характеризуется увеличением степени закристаллизован-

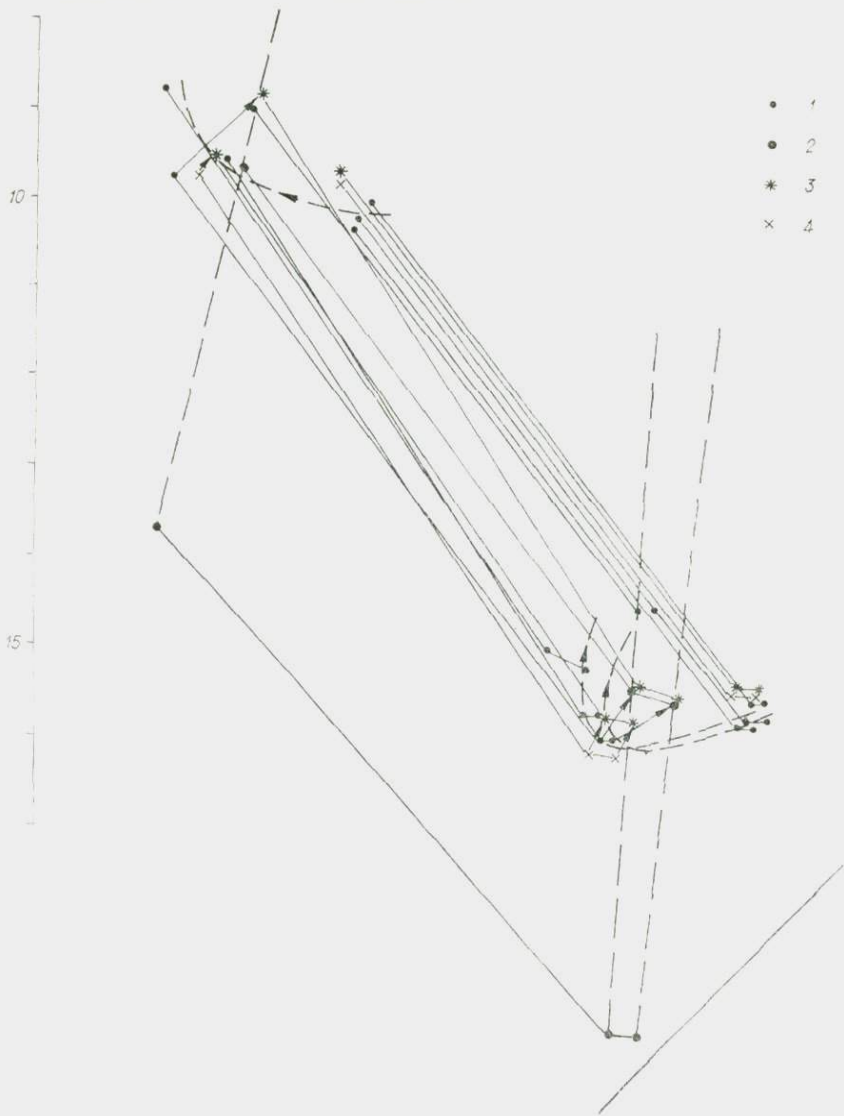


Рис. 31. Составы стекловатых комендитов о. Мэдкор (Новая Зеландия):

1 — составы стекловатых комендитов; 2 — средний состав комендитов; 3 — составы остаточных стекол комендитов; 4 — составы комендитов с микрозернистой основной массой. Штриховые линии объединяют составы вкрапленников, остаточных стекол и средний состав комендита.

ности пород при переходе от ранних к поздним вулканитам. В указанном направлении породы обедняются кремнеземом, глиноземом и несколько обогащаются натрием и железом. Тем самым более поздние породы приближаются по составу к пантеллеритам, а ранние — к менее агпайтовым гранитоидным породам. Вторая тенденция характеризует переход от комендитов к их основным массам (остаточным стеклам). Она не совпадает с направлением указанной выше петрохимической эволюцией комендитов и характеризуется некоторым накоплением в основной массе кремнезема, натрия и железа и уменьшением содержания глинозема. С этой тенденцией в целом согласуется петрохимическая серия пород, рассчитанная при допущении фракционирования вкрапленников из среднего состава комендита.

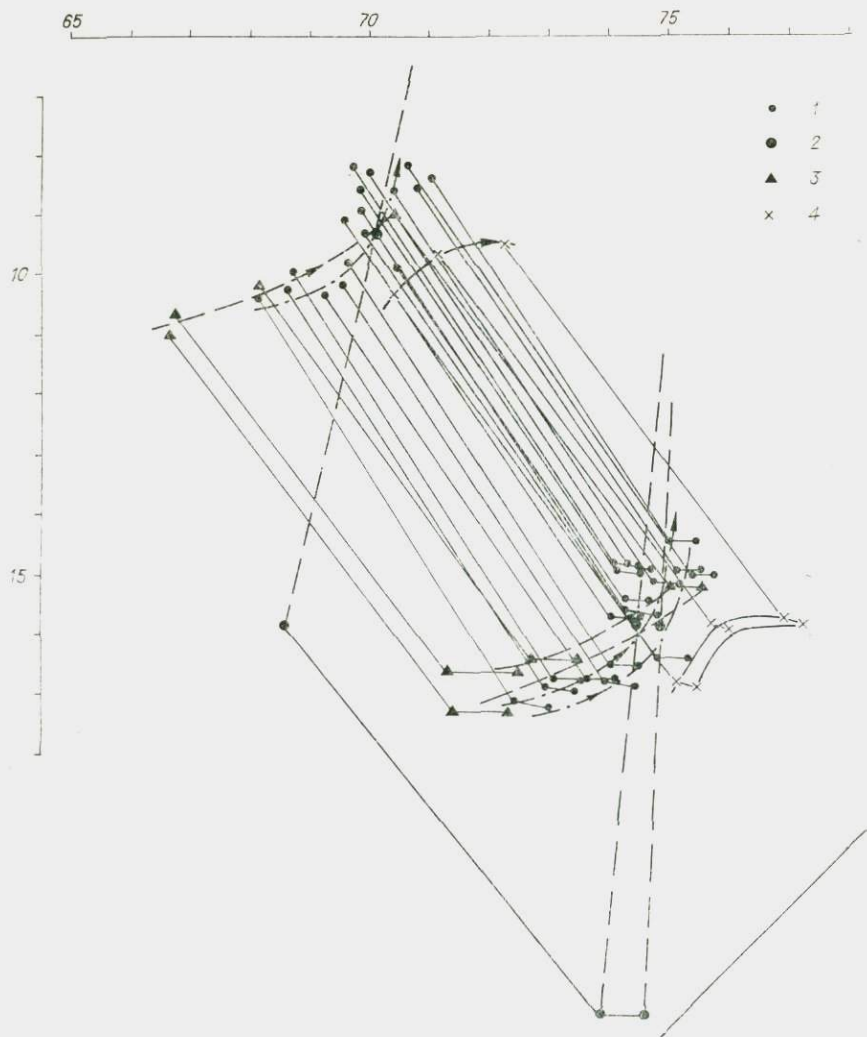


Рис. 32. Составы стекловатых пантеллеритов вулкана Фантал: 1 — составы ранних пантеллеритов (до кальдеры); 2 — средний состав пантеллерита; 3 — составы туфов; 4 — составы поздних пантеллеритов (после кальдеры). Штрихами показаны линии составов вкрапленников, остаточных стекол пантеллеритов и средний состав пантеллеритов. Стрелки отражают направление петрохимической эволюции пантеллеритов каждой серии извержения (до кальдеры, туфы, после кальдеры).

Существует также много петрохимических данных для пантеллеритов вулкана Фантал в Эфиопии (Dickinson, Gibson, 1972; Gibson, 1972). В данном районе различают три фазы вулканизма (см. табл. 2): лавы до образования кальдеры, туфы и лавы после образования кальдеры. Извержение каждой фазы предполагается из зонально построенной магматической камеры. Эта зональность четко улавливается и по составам последовательно извергающихся лав и по составам последовательных слоев туфов. Например, среди вулканических туфов вулкана Фантал намечается пять пачек, которые закономерно изменяют свой состав (рис. 32). Самая ранняя пачка в основании разреза имеет пантеллеритовый состав, а выше, по направлению к более молодым пачкам, туфы становятся менее кремнистыми и более глиноземистыми, т. е. приближаются по составу уже к трахитовым пантеллеритам. Зональность эта, несомненно, отражает вариации состава магмы, поскольку анализировались только стекловатые негидратированные породы.

В то же время между отдельными пачками туфов нет стратиграфических несогласий и несомненно, что туфы извергались из единой магматической камеры без заметного перерыва во времени. Это дает основание считать, что туфы образовались из магматической камеры, имеющей зональное строение (пантеллериты, сверху вниз переходящие в пантеллеритовые трахиты). Направление изменения составов туфов здесь близко к направлению последовательного изменения составов пантеллеритов о. Пантеллерия. Эволюция состава пантеллеритов во времени, отражающая зональность магматической камеры вулкана Фантал, проявлялась и при извержении лав. При переходе от ранних пантеллеритов (до кальдеры) к туфам вся серия составов заметно обогащается щелочами и обедняется глиноземом и кремнеземом. При переходе же от туфов к поздним пантеллеритам (после кальдеры) намечается обратная тенденция, когда пантеллериты становятся более кремнистыми и менее агпаитовыми, т. е. переход между отдельными вулканическими сериями вулкана Фантал достаточно хорошо согласуется с последовательным изменением составов комендитов о. Мэджор.

Зональность, подобная вулканикам Фантала, отмечена также среди туфовых толщ комендитов в районе ядерного испытательного полигона в штате Невада (США). Для туфов вертикальная зональность (Noble, 1968) проявляется в том, что в каждом слое от подошвы к его верхней части увеличивается содержание магния, кальция, стронция, алюминия и уменьшается концентрация кремнезема: от подошвы к верху слоя комендиты переходят к геохимически более примитивным породам, приближающимся к трахитам. В этом же направлении в комендитовых туфах возрастает содержание вкрапленников. Рассматриваемая зональность слоев комендитовых туфов считается отражением зональности магматической камеры, возникшей в результате фракционирования из комендитового расплава вкрапленников щелочного полевого шпата.

Подводя краткие итоги петрохимическому анализу пантеллеритов и комендитов, можно сказать, что для всех изученных проявлений пантеллеритов и комендитов намечаются две главные тенденции в петрохимической эволюции, которые условно можно назвать «пантеллеритовой» и «комендитовой». При пантеллеритовой тенденции мы имеем переход от пород типа трахитов или трахитовых пантеллеритов к пантеллеритам, при котором в породах возрастает содержание кремнезема, щелочей, железа и понижается концентрация глинозема. При комендитовой тенденции намечается переход от менее агпаитовых гранитоидных пород до комендитов и даже пантеллеритов. Следует иметь в виду, что названия петрохимических тенденций достаточно условны и даны по преобладанию той или иной тенденции. В связи с этим в комендитах может быть проявлена и пантеллеритовая тенденция (например, в комендитах США).

Петрохимические тенденции, аналогичные пантеллеритовой и комендитовой, проявлены и в щелочных редкометалльных гранитоидах. Например, для средних составов последовательных интрузивных фаз щелочных гранитов Хан-Богдинского массива МНР четко намечается комендитовая петрохимическая тенденция, а для щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы — пантеллеритовая (см. табл. 13). Следовательно, можно говорить не только о близости составов щелочных редкометалльных гранитов и стекловатых пантеллеритов и комендитов, но и о сходстве петрохимической эволюции тех и других. Судя по пантеллеритам и комендитах, такая эволюция для рассматриваемых пород отражает соответствующую дифференциацию щелочногранитной магмы.

Для всех изученных пантеллеритов и комендитов отмечается зависимость содержания главных породообразующих компонентов от степени закристаллизованности пород (рис. 33). Причем более закристаллизованными оказываются относительно молодые вулканы (о. Мэджор, Фантал, США). С увеличением степени закристаллизованности в породах с ко-

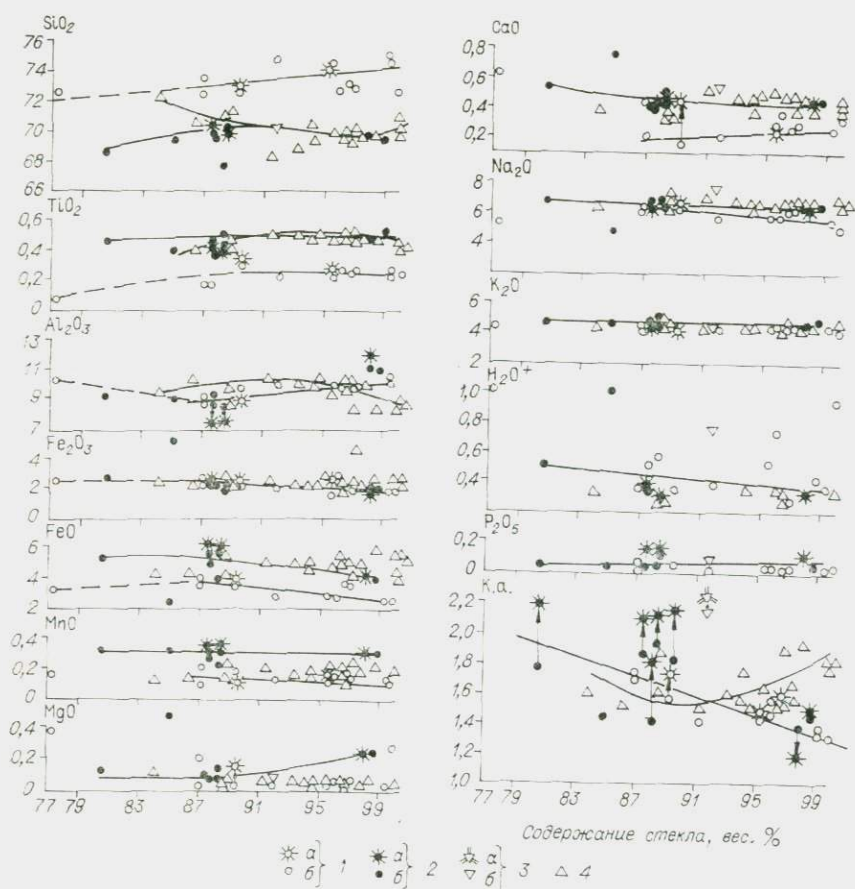


Рис. 33. Зависимость содержания породообразующих компонентов стекловатых пантеллеритов и комендитов от степени их закристаллизованности: 1 — комендиты (б) и остаточные стекла (а) о. Мэджор (Новая Зеландия); 2 — то же для пантеллеритов о. Пантеллерия; 3 — то же для пантеллеритов Кении; 4 — то же для пантеллеритов вулкана Фантал. К. а. — коэффициент апаттности пород.

мендитовой тенденцией (о. Мэджор) падает содержание кремния, алюминия, кальция и растет концентрация железа, марганца, натрия, т. е. состав пород приближается к пантеллеритам. В этом же направлении в пантеллеритах с пантеллеритовой тенденцией (о. Пантеллерия) падают содержания глинозема и магния, а концентрация железа и натрия несколько возрастают. С увеличением степени закристаллизованности пантеллеритов вулкана Фантал содержания кремния и титана проходят через максимум, а концентрации алюминия — через минимум (см. рис. 33). Указанные экстремумы содержаний отражают переход от пантеллеритовой тенденции в каждой из серий к комендитовой между сериями.

Следует подчеркнуть, что проявление указанных петрохимических тенденций оказывается правилом для пантеллеритов и комендитов. Петрохимическая дифференциация вещества этих пород настолько типична, что проявляется даже в зональном строении отдельных туфовых слоев и т. п. Вероятно, тенденция к неоднородности расплавов пантеллеритов и комендитов, проявляющаяся в соответствии с главными линиями петрохимической эволюции пантеллеритов и комендитов, резко выражена в этих породах. Такое свойство комендитов и пантеллеритов также сближает их с редкометалльными гранитоидами, особенно с породами различных интрузивных фаз и, в какой-то степени, с породами «расслоенного комплекса».

Средние содержания калия, натрия, фтора (всё %) и некоторых редких элементов (г/т) в редкометалльных литий-фтористых гранитах

Местоположение, порода	K	Na	Li	Rb	Cs	Tl	Be	Pb	Zn	Sn	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	(TR, Y, Zr, Hf)	F	B	WQ <sub>2</sub>	Mo
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
<b>МНР. Жалчигланский массив</b>																					
Аляскиты . . . . .	4,4	2,9	195	511	—	1,4	9,9	21	37	12	84	21	23	4,0	260	9,3	420	0,36	14	5,2	2,0
Аляскиты в куполе Бурал-Хангай . . . . .	3,4	3,2	260	589	22	—	—	—	—	—	—	—	48	11	118	9,1	—	—	—	—	—
Граниты фазы дополнительных интрузий . . . . .	4,2	3,2	214	615	—	2,3	12,0	46	28	16	—	—	32	7,2	157	7,6	—	0,34	—	7,0	2,0
Микроклин-альбитовые граниты . . . . .	3,7	3,6	289	795	18	2,5	7,0	38	64	50	16	9	46	11,1	104	9,6	220	0,29	10	3,9	—
Амазонит-альбитовые граниты . . . . .	3,5(0,4)	3,4(0,48)	428(97)	881(272)	26	4,4(4,9)	6,4(2,1)	39(10)	63(48)	102	14	8	46	15,2	92	6,4	240	0,54	11	5,3	1,4(0,3)
Альбит-лепидолитовые граниты . . . . .	3,4(0,47)	4,8(0,65)	878(539)	1500(457)	17	3,7(3,9)	4,9(1,5)	24(9)	35	102(49)	9	6	75	49	78	12,7	40	0,63	10	3,4	1,8
Кварц-лепидолитовые грейзены . . . . .	4,0	1,7	1315	1639	15	6,9	4,7	14	52	81	17	16	77	45	45	9,4	30	1,39	10	3,9	1,8
Альбититы . . . . .	2,2	6,4	348	874	—	2,4	4,4	30	24	24	7	Her	44	109	20	15	30	0,21	10	3,0	1,4
Цвиттеры:																					
исходные вмещающие граниты . . . . .	4,1	2,8	320	720	33	3,1	—	65	40	11,5	97	32	30	2,9	156	7,2	—	0,53	15	8,6	1,3
биотитовые цвиттеры . . . . .	2,6	0,24	1390	860	118	5,0	—	17	173	80	246	62	17	2,2	173	6,2	—	1,52	23	—	2,1
кварц-топазовые цвиттеры . . . . .	0,93	0,10	660	290	40	1,4	—	173	108	60	55	25	19	2,5	160	6,6	—	1,4	64	—	3,1
Турмалинизированные граниты . . . . .	0,29	0,55	93	32	4	—	—	—	—	—	35	44	6,3	1,5	—	3,6	—	1,3	10000	Сл.	4,2
<b>Бага-Газрынский массив</b>																					
Аляскиты главной фазы . . . . .	4,2(0,55)	2,6(0,18)	147	387(76)	—	1,6	11,1(3,4)	23(8)	26(12)	7,4	69,3(84)	14,3	35	6,3	220	11	500	0,29(0,10)	11	6,4(3,6)	1,3(0,5)
Микроклин-альбитовые граниты фазы дополнительных интрузий . . . . .	3,9(0,68)	3,0(0,39)	236	603(208)	—	3,4(2,2)	10,4	23(10)	32(24)	11,4	16,4	5,7	72,1	17,7	133	10	430	0,48(0,22)	10	9,4(8,2)	1,4
Амазонит-альбитовые пегматоидные граниты . . . . .	4,4	2,5	630	960	—	4,9	15,0	24	56	10,0	11,5	6,7	70	58	112	11	—	1,44	—	24,0	1,2
Цвиттеры:																					
биотитовые . . . . .	1,5	0,09	830	578	—	1,6	2,3	8	57	72	26	14	66	14	217	21	550	4,10	26	98	3,3
кварц-топазовые . . . . .	0,35	0,03	57	84	—	0,6	0,8	9	42	338	10	3	74	15	263	18	540	4,75	10	82	1,8
Полевшатовые метасоматиты . . . . .	5,5	4,0	130	402	—	1,6	5,6	22	24	8	630	238	46	5,2	220	8	1160	1,87	11	7	1,7
Кварц-мусковитовые грейзены и грейзенизированные граниты . . . . .	2,7	0,05	317	513	—	5,4	—	30	38	1133	—	—	101	14	162	19	440	—	35	14	—
<b>Абдарский массив</b>																					
Аляскиты . . . . .	3,2(0,39)	3,7(0,23)	338(181)	730(184)	—	4,2(1,3)	5,4(2,1)	84(34)	137	12,3	17,9(12)	3,0(0,9)	56	8,9	303	28	340	0,28(0,11)	13	1,0	0,8(0,5)
Амазонит-альбитовые граниты . . . . .	3,3(0,37)	3,6(0,20)	396(189)	753(280)	—	4,0	7,9(2,7)	111(40)	280	15,3	13,6(5)	2,5(0,5)	61	7,5	220	19,1	340	0,31(0,12)	10	1,0	1,0(0,4)
Пегматоидные амазонит-альбитовые граниты эндоконтакта . . . . .	3,7(0,54)	3,4(0,10)	378(198)	836(268)	—	5,6(2,8)	8,0	100(55)	205(207)	21,0	14,5(8,4)	5,3(4,4)	—	—	—	—	—	0,25(0,11)	14	1,0	1,2
Даечные мелкозернистые амазонит-альбитовые граниты экзоконтакта . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	139	41	200	21,6	—	—	—	—	—
<b>Барун-Цогтинские массивы Восточный</b>																					
Аляскиты . . . . .	3,3(0,15)	4,1(1,52)	86	308	—	1,1(0,4)	4,0	27(4,9)	69	4,2(0,7)	6,2(3,8)	3,7(0,1)	59	3,3	74	5	—	0,31	10	2,9	1,2(0,6)
Микроклин-альбитовые граниты . . . . .	3,4	3,6	88(21)	422(18)	—	1,9(0,8)	6,3(1,1)	46(16)	57	6,9(1,6)	10,3(5,8)	4,7(8,0)	46	4,0	61	5	—	0,34(0,08)	10	2,5	1,5(1,0)
Амазонит-альбитовые граниты . . . . .	3,7(0,4)	3,6(0,16)	150(81)	529(114)	—	2,6(1,0)	4,6(1,2)	60(25),	63	10,6(3,9)	11,1	4,0(2,0)	28	6,0	59	6	—	0,34(0,16)	10	3,6	1,0
Амазонит-альбитовые пегматоидные граниты и пегматиты . . . . .	3,9(0,9)	2,9(0,7)	129(83)	605	—	3,1(1,2)	3,5(0,5)	44(19)	40(11)	5,1(3,0)	11,8(3,5)	3,4(1,8)	23	4,7	68	6	—	0,11(0,1)	10	10,7	1,4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
<i>Западный</i>																					
Ранний биотитовый гранит, периферия массива (иногда амазонитовый)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	83	19	165	9,2	—	—	—	—	—
Двуслодной амазонит-альбитовый гранит-порфир	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	70	47	115	11,4	—	—	—	—	—
Амазонит-альбитовый гранит-порфир с мусковитом	3,6	3,5	191	595	—	3,0	4,1	50	40	14	26,6	5,7	75	54	96	10,0	—	0,47	—	4,7	2,7
Амазонит-альбитовые пегматонды	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	75	33	123	14,6	—	—	—	—	—
Грейзенизированный мелкозернистый амазонит-альбитовый гранит 2-й фазы	3,0	4,8	64	670	—	2,6	6,8	107	40	16	9	5	77	31	81	7,5	—	0,18	10	35	1,8
Кварц-мусковитовый грейзен по амазонит-альбитовому гранит-порфиру	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	81	44	77	11,7	—	—	—	—	—
Кварц-мусковитовый грейзен по граниту 2-й фазы	4,2	0,1	23	1070	—	3,4	6,5	354	155	325	52	6	82	57	83	13	—	0,31	20	503	4,4
Слюдиты	8,7	0,1	270	2187	—	4,7	21,7	299	78	1900	120	3	78	51	62	13,7	—	0,96	25	1787	4,4
<i>Невскрытый (скв. 87)</i>																					
Микроклин-альбитовый аляскит, глубина более 110 м	3,6	3,4	62	422	11,5	3,3	9,7	36	33	7,5	204	53	—	—	—	—	—	0,31	21	6,1	—
Амазонит-альбитовый гранит, глубина менее 110 м	3,4	4,0	13	375	3,7	2,3	4,1	39	27	4,7	91	24	—	—	—	—	—	0,15	—	3,3	—
<i>Юдогшинский (Западный)</i>																					
Аляскиты 1-й фазы	4,1	2,9	136	470	20	3,4	4,3	49	38	13,8	50	10	27	3,0	186	8,5	—	0,30	15	8,0	—
Гранит-порфиры 2-й фазы	3,7	2,9	176	533	34	3,2	13,5	49	105	13,8	115	10	39	6,3	212	10,2	—	0,85	15	10,4	—
Микроклин-альбитовые граниты	3,2	3,3	352	982	26	—	3,0	70	64	33	20	5	89	10,1	137	18	—	0,37	11	8,8	—
Амазонит-альбитовые граниты	3,2	3,5	403	1106	28	6,6	4,2	106	188	18	15	5	91	16,1	160	19	—	0,34	13	7,6	—
<i>Югодзырский рудный узел</i>																					
Крупнозернистые аляскиты (Хухутуйские)	4,3	3,1	73	334	10	0,5	5,6	30	43	5,2	45	9	—	—	—	—	—	0,25	25,4	4,0	—
Аляскиты фазы доломитовых интрузий	4,2	3,0	181	540	18	0,5	6,8	—	—	—	42	24	—	—	—	—	—	0,39	38	—	—
Аляскиты массива «Шток»	3,7	3,0	168	722	34	1,5	13,0	32	41	21	48	25	—	—	—	—	—	0,35	18	22	—
Аляскиты горы Ульдзурин-Обо	3,9	2,9	347	751	32	1,6	—	34	74	91	48	14	66	9,0	150	11,4	—	—	22	21	—
Гранит-порфиры месторождения Югодзырь	3,2	2,7	131	646	27	1,2	—	88	205	15	37	12	—	—	—	—	—	—	71	24	—
Поздние гранит-порфиры, там же	3,5	3,8	56	466	—	1,1	—	28	29	7,1	32	10	—	—	—	—	—	—	35	91	—
<i>Ара-Унчжульский массив (данные П. В. Ковалева)</i>																					
Порфиroidный биотитовый гранит главной фазы	4,3	3,1	58	264	11	1,0	5,7	14	25	4,8	300	100	—	—	—	—	—	0,16	26	2,0	2,3
Эндоконтактовая фация гранитов главной фазы	4,3	3,2	116	330	14	1,6	16,5	15	26	9,6	300	100	—	—	—	—	—	0,31	28	5,0	1,2
Лейкократовый гранит 2-й фазы	3,8	3,4	42	200	10	1,1	4,6	21	13	6,3	100	60	—	—	—	—	—	0,025	27	0,8	1,5
Микроклин-альбитовый гранит 2-й фазы	3,6	3,4	330	854	17	—	5,7	33	34	21	35	20	—	—	—	—	—	0,30	22	5,5	1,6
Зоны эндоконтактовых альбититов	2,0	6,7	150	486	14	—	5,7	22	76	25	35	20	—	—	—	—	—	0,14	20	6,0	1,5
<i>Цаган-Дабинский массив (район месторождения)</i>																					
Порфиroidный гранит ранней фазы	3,8	2,8	83	275	19	—	8,0	24	34	9,7	360	200	—	—	—	—	—	0,25	38	~2,2	—
Среднезернистый гранит 2-й фазы	3,5	2,9	73	233	17	—	7,9	24	32	9,0	200	200	—	—	—	—	—	0,20	31	2,2	—
Жильный гранит	3,6	2,5	54	276	9	—	5,4	37	78	5,6	200	20	—	—	—	—	—	0,022	24	5,0	—
Околожильный грейзен	4,2	1,9	800	1490	84	—	—	—	—	—	—	130	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Микроклин-альбитовый гранит (данные П. В. Ковалева)	2,6	4,0	456	1008	12	—	18,0	52	17	94	60	20	50	50	72	9,4	—	0,21	71,0	100	—
ГДР. Варисские граниты раннего комплекса (Tischendorf а. е. 1972)	—	—	140	300	—	—	—	40	—	12	500	130	—	—	110	—	—	0,06	—	—	—
Варисские граниты позднего комплекса, 1-я фаза (Lange а. е., 1972)	—	—	410	900	—	—	10	20	—	32	90	23	20	—	60	—	—	0,51	—	—	—
То же (данные автора по образцам, собранным в 1973 г.)	5,1	3,7	377	1650	20	—	6,6	14	45	15	100	65	42	15	68	4,5	—	—	30	1,7	—

Примечание. В скобках приведены значения средних квадратичных отклонений.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Уже на основании принятого нами определения редкометалльных гранитов ясно, что они несут повышенные по сравнению со средними содержаниями в гранитах (Виноградов, 1962<sub>1</sub>; Taylor, 1964) концентрации многих редких элементов (табл. 15, 16 и 17).

Литий-фтористые и щелочные редкометалльные гранитоиды часто несут повышенные концентрации лития, рубидия, бериллия, олова, цинка, фтора, ниобия, тантала и резко пониженные содержания стронция и бария. Но для литий-фтористых гранитов характерны пониженные содержания р. з. э. и иттрия, в то время как щелочные граниты весьма богаты этими элементами (см. табл. 15 и 17). Литий-фтористые граниты также характеризуются низкими по сравнению со щелочными гранитами отношениями ниобия к танталу и циркония к гафнию. Рассмотрим геохимические особенности редкометалльных гранитоидов несколько подробнее.

### ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Непосредственно геохимией редкометалльных литий-фтористых гранитоидов СССР занимались А. А. Бусе (1950, 1959, 1964<sub>1,2</sub>, 1968), А. Н. Бугаец (1967), А. И. Гинзбург (1956, 1972), Н. Н. Говоров (1964), Н. Е. Залашкова и др. (1969, 1967), А. А. Ситнин (1966), Е. Б. Знаменский и др. (1965), М. Г. Руб и др. (1970<sub>1,2</sub>), Rub, Pavlov (1974), П. В. Коваль (1969, 1972, 1975), Ю. Г. Кокорин, Р. И. Коган (1968), Я. А. Косале, М. П. Мазуров (1968), Г. П. Луговской В. В. Матнас, И. Н. Тимофеев, Л. Г. Фельдман (1972), В. В. Ляхович (1963), Р. В. Масгутов (1960, 1974), А. С. Павленко (1963), Н. Л. Пламеневская (1957<sub>1,2</sub>), А. М. Подольский (1964) и др.

Распределение редких элементов в литий-фтористых гранитоидах МНР рассмотрено автором, М. И. Кузьминым и др. (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). Выбор элементов для исследования определялся их типоморфизмом для редкометалльных гранитов, генетической ролью и предполагаемым значением в рудоносности.

Средние содержания редких элементов по разновидностям редкометалльных литий-фтористых гранитов МНР и других регионов рассматривались выше (см. табл. 15, 16). Для пород Жаичивланского, Бага-Газрынского, Абдарского и Барун-Цогтинских массивов МНР выбор среднего определялся видом функции распределения концентраций элемента: в случае лучшего согласия эмпирической функции с нормальным законом приводятся средние арифметические значения концентраций, а при лучшем согласии с логнормальным законом — средние геометрические. При малом количестве проанализированных образцов для пород рассчитывались средние арифметические значения (для остальных массивов, см. табл. 15). Для средних арифметических значений концентраций в породах перечисленных выше наиболее изученных массивов приводятся также и величины квадратичных отклонений концентраций элементов.

Даже для аляскистов главных фаз массивов литий-фтористых гранитоидов МНР отмечаются резко повышенные содержания фтора (в 4—5 раз выше кларка) и лития (в 2—8 раз выше кларка). В этих же породах повышены содержания рубидия (308—730 г/т), танталла (0,5—4,2), олова (4,2—12,3), бериллия (4,0—11,1 г/т). Содержания бария и стронция в породах часто аномально низкие (6—84 и 4—21 г/т соответственно). В аляскитах Абдарского и Барун-Цогтинского массивов отмечены повышенные концентрации цинка. Сходные геохимические черты выявлены для литий-фтори-

Распределение калия (вес. %) и некоторых редких элементов (г/т) в массивах редкометалльных литий-фтористых гранитов Забайкалья, Северо-Востока СССР (Коваль, 1975) и Франции

Местоположение, порода	K	Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	Sr	Nb	Ta	Zr	Hf	(TR, Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	B	WO <sub>3</sub>	Mo
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
<b>Забайкалье</b>																
<i>Восточный массив</i>																
Гранофировый гранит	5,2	32	145	33	3,8	2,9	824	164	8,1	2,0	119	3,2	<80 <sup>2</sup>	—	<0,8	32,4
Альбитовый гранит с мусковитом	1,7	43	468		95	9,5	88	126	17,7	79,3	5,3	2,9	<58 <sup>2</sup>	—	<0,7	5,8
Альбитит	0,4	24	85	20	50	4,0	65	282	3,4	62,9	6,6	5,6	<56 <sup>2</sup>	—	<0,6	2,7
<i>Западный массив</i>																
Двуслюдяной гранит	3,5	178	296	<5	19	11,3	200	59	31,8	9,8	70	3,4	—	—	—	4,2
Мусковитовый гранит	3,5	321	687	34	16	54	73	34	65,7	16,0	54	3,2	—	—	—	1,9
Микроклин-альбитовый гранит с мусковитом	2,8	83	665	4	94	45	22	11	87,0*	30,3*	29*	3,8	—	—	—	1,4
Альбитовый гранит с мусковитом	2,9	69	799	48	81	61	19	13	77,6	63,5	26	6,3	—	—	—	26
Пегматоид	5,0	358	1240	64	9,3	163	42	14	99,5	35,7	14	1,6	—	—	—	4,3
Грейзенизированный альбитовый гранит	—	—	—	—	75*	23*	—	—	140*	24,0*	24*	5,6*	—	—	—	26
<i>Северный массив</i>																
Биотитовый гранит (алискит)	3,8	17	152	<4	2,4	2,6	437	176	18,0	1,7	121	3,7	—	—	1,3	<0,6
Двуслюдяной гранит	3,8	82	481	17	5,6	6,4	270	103	31,2	3,5	90	3,8	—	—	2,5	4,7
Мусковитовый гранит	4,0	72	459	17	9,5	5,3	412	118	39,5	3,2	159	4,7	—	—	—	4,4
Микроклин-альбитовый гранит с мусковитом	3,3	66	1014	21	9,5	86	36	78	143	16,9	57	8,2	—	—	3,0	3,2
Альбитовый гранит с мусковитом	2,7	36	1040	15	30	23	26	21	72,6	56,4	39	9,6	—	—	4,7	2,0
Пегматоид	4,1	926	2568	31	—	—	50	40	125	168	186	10,4	—	—	—	27

7

Альбитовый гранит с литиевыми слюдами и амазонитом	2,9	271	1331	20	16	13	31	18	76	60	42	10,9	—	—	—	—
Грейзен в альбитовом граните с мусковитом	2,6	139	1000	17	24	109	50	13	95,6	25,5	32	8,3	—	—	—	42
<i>Южный**</i>																
Биотитовый гранит	3,9	120	390	15	5,2	3,7	411	155	22	4,1	175	4,7	—	23	<2,7	1,8
Двуслюдяной гранит	3,8		404	22	—	—	400	200	30	5,8	162	4,4	—	38	—	—
Мусковитовый гранит	3,7	165	455	22	—	—	—	—	33	10,4	—	—	—	—	—	—
Микроклин-альбитовый гранит с мусковитом	4,0	389	1217	—	—	—	200	104	28	20	—	—	—	31	—	—
Альбитовый гранит с мусковитом	3,9	264	1153	—	—	—	—	—	49	49	—	—	—	—	—	—
Альбитовый гранит с литиевыми слюдами и амазонитом	3,2	1370	1490	50	8	32	68	75	77,2	142	15	—	—	23	7,7	1,8
<i>Центральный</i>																
Биотитовый гранит***	3,9	70	333	—	5,9	3,7	240	57	32,0	5,9	93	2,9	—	—	—	1,0
Амазонит-альбитовый гранит с литиевыми слюдами	3,6	694	1141	23	4,7	166	24	13	119	29,3	174	17	—	—	1,7	2,6
Альбитовый гранит с литиевыми слюдами и амазонитом	3,0	401	1186	12	4,4	370	22	14	179	83	81	25	—	—	1,0	4,1
<i>Массив Северо-Востока СССР</i>																
Микроклин-альбитовый гранит	2,8	3760	1460	130	2,4	460	133	53	34	47	50	4,2	—	440	25	<2
Пегматоид*	8,9	2080	6130	260	1,0	4000	200	30	35	27	21	2,0	—	1000	10	1

86

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Грейзенизированный микроклин-альбитовый гранит . . . . .	2,8	2160	1480	95	1,0	>4000	—	—	69	59	35	2,7	—	—	20	25
Грейзен . . . . .	3,5	2050	1870	162	—	—	300	200	95	85	89	6,5	—	1500	—	—
<i>Биту-Джидинский</i>																
Микроклин-альбитовый гранит . . . . .	2,8	292	452	10	6,3	12	46	19	164	14,0	220	14,5	—	34	1,1	—
Амазонит-альбитовый гранит . . . . .	2,5	624	602	10	5,3	19	>10	<10	151	17,3	246	22,3	—	33	1,4	—
Альбитит . . . . .	0,48	130	76	4	3,0	21	>10	<10	62	8,0	190	18,0	—	93	1,7	—
<i>Монтбра (Франция)<sup>1</sup></i>																
Микроклин-альбитовый гранит . . . . .	—	518	—	—	7	1430	—	—	—	—	—	—	—	75	3	—
То же, Вовуар (Эпашьер)	—	4480	—	—	117	1290	—	—	—	—	—	—	—	20—100	117	—

\*Единичные анализы.

\*\* Данные Н. Е. Залашковой (1969), Н. Е. Залашковой, А. П. Ситнина (1967).

\*\*\* Данные Кузьмина, Антипина (1962).

1 — Обер, 1968; 2 — Се, La, Nd, Y; 3 — из вислячего и лекачего бока.

отых гранитов Забайкалья и Рунных Гор (см. табл. 15, 16). В данных провинциальных аляскиты нередко несут несколько повышенные по сравнению с породами МНР концентрации стронция и особенно бария, хотя граниты главной фазы массива Агленберг (ГДР) и по этим показателям геохимически близки к рассматриваемым гранитам МНР. Аляскиты Рунных Гор особенно богаты фтором (Lange e. a., 1972).

В процессе становления массивов литий-фтористых гранитов отмечается резкое обогащение поздних пород многими редкими элементами. Это в первую очередь относится к породам Жанчигланского массива. В альбит-лепидологитовых гранитах этого массива по сравнению с аляскитами содержание фтора увеличивается в 2, лития — в 4, рубидия — в 3, олова — в 10, таллия — в 2,5 раза. Несколько уменьшаются в рассматриваемых породах содержания бериллия и бора. Концентрации свинца, цинка, таллия проходят через максимум, а отношение калия к рубидию монотонно падает от 86 до 23. Похожая тенденция в поведении редких элементов отмечается и в породах других массивов, но проявлена она менее полно, чем в породах весьма дифференцированного Жанчигланского массива. Во всех массивах, ранние породы которых несли сравнительно высокие концентрации бария и стронция, в поздних породах (за исключением метасоматитов) содержания этих элементов резко понижаются. В амазонит-аль-

Таблица 17

Средние содержания калия, натрия (вес. %) некоторых редких элементов и фтора (г/т) в редкометалльных щелочных гранитах и их стекловатых аналогах (пантеллеритах, комендитах, натриевых риолитах)

п/п №	Местоположение, массив	K	Na	Li	Rb	Be	Pb	Zn	Sn	Ba	Sr	Nb	Ta	Zr	Hf	F (г/т)	Ce	La	Y	
1	Граниты главной фазы Хан-Богдинского массива . . . . .	3,6	3,5	75	180	6,0	23	113	6,9	19,5	7,6	75	7,4	3820	80	1440	174	87	88	
	Экриты, там же . . . . .	3,3	3,8	161	209	7,3	18	128	18,1	21,0	6,0	62	3,6	9450	203	2180	400	240	286	
	Пегматиты, там же . . . . .	3,6	3,5	143	189	6,0	20	176	7,1	27,9	7,1	253	18,7	18380	413	2100	1244	845	396	
	Богатые редкими элементами экриты и пегматиты, там же . . . . .	3,0	3,1	120	228	14,8	94	333	23,0	—	—	327	12,1	16540	348	2880	1250	1168	510	535
2	Щелочные граниты молодых комплексов (Нигерия)	3,2	3,8	243	410	12,9	248	1760	49	72	34	605	27	2390	49	970	12830	—	—	—
3	Щелочные граниты Северо-Восточной Тувы . . . . .	2,3	4,6	214	140	11,7	60	404	15,8	—	—	46	2,8	—	36	2880	1720	—	—	—
4	Щелочные граниты (Казахстан) . . . . .	3,0	3,5	150	720	—	—	—	—	—	—	340	33	7500	—	1280	3300	—	—	—
5	Щелочные граниты Иллима-уссака (Гренландия) . . . . .	3,2	4,2	248	623	29	124	742	49	—	27	883	49	3060	93	2430	27000	—	—	—
6	Пантеллерит (Пантеллерия)	3,9	4,7	—	166	9	21	434	12,7	50	2,4	347	17,7	1875	—	—	2700	—	319	163
7	Пантеллерит (Фантал, Эфиопия) . . . . .	3,6	4,9	55	121	11,0	20	264	10	632	14,5	161	—	1094	—	—	—	267	121	129
8	Комендит (Новая Зеландия)	3,6	4,3	66	147	9,1	31	290	6,5	21	2	85	—	1300	19,5	2100	154	106	157	
9	Комендиты и их туфы Западных штатов США . . . . .	—	—	—	—	9,4	—	—	8,0	30,0	2,4	100,0	—	800	—	—	—	148	99	

Примечание. 2 — Данные Тугаринова, Коваленко (1973); 3 — Коваленко и др. (1968, 1969); 4 — Минеева (1968); 5 — Герасимовского (1969); 6—9 — Noble, Haffty (1969); Butler, Smith (1962); Nicholls, Carmichael (1969); Zies (1960); Dickinson, Gibson (1972); Gibson (1972); Ewart e. a. (1968); Noble (1968); Noble, Haffty, Hedge (1969); Noble e. a. (1968); Bowden (1966); Butler, Thompson (1965).

Таблица 18  
 Распределение редкоземельных элементов и иттрия (в отн. % к сумме) в альбит-ленидолитовых гранитах Центрального массива (Забайкалье)

Номер пробы	Интервалы глубины опробования, м	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	(Sm, Eu)O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	(Y+Th) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма вес. %
II 241	4—9	5,22	28,37	3,26	11,67	9,07	7,83	7,83	—	1,96	—	3,26	—	21,52	0,003
II 252	95—106	12,11	33,23	5,68	13,95	5,14	3,57	2,63	0,10	1,23	—	1,23	—	21,13	0,009
II 255	201—212	5,23	45,55	1,05	13,61	2,09	2,09	3,14	—	1,05	—	1,05	—	25,14	0,008
II 260	318—330	5,31	31,07	5,39	14,85	3,82	3,06	12,63	—	0,51	—	—	—	22,96	0,009
II 264	343—348	13,59	25,28	5,10	17,48	6,99	7,26	2,87	0,35	0,93	—	—	—	19,52	0,017
II 268	394—413	11,76	26,85	3,52	14,01	3,69	4,07	6,11	1,02	3,12	0,13	3,16	0,13	22,43	0,026
II 271	480—493	8,48	26,85	5,56	10,97	3,17	3,28	4,35	0,49	4,97	—	6,65	—	25,23	0,028
II 272	556	12,44	26,96	5,35	13,83	4,32	4,49	4,62	0,72	3,65	0,07	2,25	0,07	21,23	0,030

битовых и альбит-ленидолитовых гранитах всех известных массивов содержания стронция и бария оказываются значительно ниже, чем средние содержания этих элементов в гранитах.

Специально подчеркнем особенности распределения р. з. э. и иттрия в литий-фтористых гранитах, поскольку такие данные появились только в последние годы (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Минеев, 1974). Имеющиеся в нашем распоряжении анализы содержания р. з. э. и расщиповки их спектров приведены в цитированных выше работах и в табл. 18. В породах Жанчивланского массива отмечается большое разнообразие как содержания сумм р. з. э., так и относительных содержаний индивидуальных р. з. э. В целом, содержание сумм р. з. э. в большинстве разновидностей пород массивов гранитоидов литий-фтористого типа находится на уровне средних содержаний в гранитах (Виноградов, 1962) или значительно ниже их. Особенно низкими оказываются суммы р. з. э. в альбит-ленидолитовых гранитах Жанчивланского массива (40 г/т). Весьма низкие концентрации этих элементов проявлены в аналогичных породах других массивов (см. табл. 18; Минеев, 1974).

По мере перехода аляскинтов через микроклин-альбитовые и амозонит-альбитовые граниты к альбит-ленидолитовым гранитам происходит последовательное понижение суммы р. з. э. в 10 раз, а содержания большинства индивидуальных р. з. э. проходят через экстремум. Наиболее богатыми иттрием (до 32% от суммы р. з. э. и иттрия) и иттриевыми р. з. э. среди пород Жанчивланского массива оказываются микроклин-альбитовые и амозонит-альбитовые граниты, а аляскинты и альбит-ленидолитовые граниты содержат более низкие концентрации этих элементов (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). По характеру поведения р. з. э. (Минеев, 1968) в этом случае могут быть разделены на две группы: 1) лантан, церий, празеодимий, неодимий, содержания которых проходят через минимум концентраций в микроклин-альбитовых и амозонит-альбитовых гранитах; 2) самарий, гадолиний (с евро-

пием), диспрозий, гольмий, эрбий, иттербий и иттрий, концентрации которых в микроклин-альбитовых и амазонит-альбитовых гранитах проходят через максимум. Эти две группы соответствуют группе цериевых и группе иттриевых р. з. э. в рассматриваемом процессе дифференциации литий-фтористых гранитов. Как и для других редких элементов, поведение р. з. э. во всех массивах литий-фтористых гранитов МНР сходно с только что рассмотренным, но с учетом, конечно, меньшей степени дифференцированности пород остальных массивов.

Граниты литий-фтористого типа в различных массивах характеризуются повышенными по сравнению со средними содержаниями в гранитах концентрациями ниобия, тантала и гафния. В эволюционном ряду пород Жанчивланского массива от аляскитов до альбит-лепидолитовых гранитов наблюдается прогрессивное накопление ниобия и тантала, причем второго более интенсивно, чем первого. В связи с этим отношение ниобия к танталу в поздних породах массива повышается почти до 1. Одновременно в этом же направлении уменьшается содержание циркония и несколько возрастает концентрация гафния, вплоть до отношения циркония к гафнию в поздних породах, близкого к 2. Аналогичная картина в поведении рассматриваемых элементов наблюдается в последовательных дифференциатах Бага-Газрынского массива. В связи с невысокой степенью дифференцированности Абдарского и Барун-Цогтинского (Восточного) массивов содержания ниобия, тантала, циркония и гафния в породах этих массивов изменяются слабо. Накопление ниобия, тантала и гафния в поздних породах с уменьшением отношений ниобия к танталу и циркония к гафнию отмечается и для массивов литий-фтористых гранитов Забайкалья (см. табл. 16).

Интересно, что полученные нами в последнее время данные по распределению ниобия, тантала, циркония и гафния в литий-фтористых гранитоидах Рудных Гор (ГДР) также подтверждают отмеченную общую картину их распределения (Ковалево, Тшпендорф и др., 1975). Обычно в них повышены, по сравнению со средними содержаниями в гранитах, концентрации тантала, гафния и нередко ниобия (см. табл. 15). Удалось даже выявить, что особенно высокие концентрации тантала в породах, соизмеримые с практически интересными (более 100 г/т), имеются в гранитах Средних Рудных Гор (месторождения Садисдорф и Гайер). Соотношения ниобия к танталу в них близко к 1. Открытие танталоносности некоторых гранитоидов ГДР имеет практический интерес для ГДР и СССР.

Рассмотрим историю редких элементов при процессах постмагматического изменения редкометальных литий-фтористых гранитов.

При образовании кварц-лепидолитовых грейзенов по альбит-лепидолитовым гранитам увеличиваются содержания лития, рубидия, таллия, цинка, бария, стронция и фтора. Несколько уменьшаются содержания свинца, олова, циркония. В альбититах, наоборот, падают по сравнению с альбит-лепидолитовыми гранитами концентрации лития, рубидия, таллия, цинка, бария, стронция, фтора и несколько возрастает содержание свинца. В связи с этим, как и в случае породообразующих компонентов, по распределению многих редких элементов кварц-лепидолитовые грейзены и альбититы дополняют друг друга до состава альбит-лепидолитового гранита.

По сравнению с аляскитами в цвиттерах Жанчивланского и Бага-Газрынского массивов возрастают содержания фтора, олова и вольфрама (см. табл. 15). Концентрации рубидия, лития, цинка, бария и стронция оказываются высокие в зонах биотитовых цвиттеров и понижаются в центральных кварц-топазовых зонах. Содержания свинца и бериллия понижены во всех зонах цвиттеров.

Сооставить распределение редких элементов в цвиттерах, фельдшпатитах и исходных гранитах на примере пород Бага-Газрынского массива нельзя, так как для цвиттеров и фельдшпатитов исходные граниты часто

Средние содержания редких целочной, фтора (вс. %) и некоторых редких и рудных элементов (г/т) в слюдах литий-фтористых гранитов и доля след (в %) в балансах элементов (на примере пород Жаңыланского массива)

Минерал, порода	Литий		Рубидий		Таллий		Свинец		Олово		Цинк		Фтор	
	содержа-ние	доли	содержа-ние	доли	содержа-ние	доли	содержа-ние	доли	содержа-ние	доли	содержа-ние	доли	содержа-ние	доли
Биотит из аляскинских . . . . .	0,240	32	0,227	12	24	45	60	7	685	100	1540	100	1,80	43
Протолиннит из микроклин-альби- товых гранитов . . . . .	0,460	55	0,445	19	25	37	43	4	470	32	2250	100	3,55	42
Цинквалдит из амазонит-альбитовых гранитов . . . . .	0,835	82	0,570	27	30	29	28	3	1033	42	1625	100	6,25	49
Лендосит из альбит-лепидолитовых гранитов . . . . .	2,164	100	0,895	24	28	30	25	4	323	43	1000	100	6,17	39

разные. Содержания рубидия, лития, таллия, свинца, цинка, олова, бора, вольфрама в фельдшпатитах близки к таковым в аляскинских главной фазы и, видимо, унаследованы. В фельдшпатитах увеличиваются содержания стронция, бария, р. з. э. и фтора.

В кварц-мусковитовых грейзенах Бага-Газрынского массива продолжают увеличиваться содержания свинца, таллия и олова.

Судя по имеющимся данным (см. табл. 15), процессы образования цвиттеров, кварц-лепидолитовых грейзенов, альбититов и кварц-мусковитовых грейзенов не оказывают существенного влияния на перераспределение р. з. э., ниобия, тантала, циркония и гафния. Концентрации перечисленных элементов сохраняются на уровне содержания в исходных гранитах. В фельдшпатитах Бага-Газрынского массива содержание р. з. э. возрастает (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). Отсюда ясно, что типичные метасоматические процессы в литий-фтористых гранитах, даже глубоко изменяющие минеральный и химический состав исходных гранитоидов, не оказывают существенного влияния на концентрации в них ниобия и тантала. Тогда трудно допустить, как это делают сторонники метасоматического происхождения редкометальных гранитов, что процессы фельдшпатизации (в частности, альбитизации) и грейзенизации ответственны за образование повышенных концентраций ниобия и тантала в литий-фтористых гранитах. Вероятно, наибольшая степень накопления ниобия, тантала и гафния и разделение относительных содержания элементов в парах «ниобий — тантал» и «цирконий — гафний» осуществляется все же в процессе дифференциации магматического расплава.

В табл. 19—22 приведены средние содержания редких элементов в минералах редкометальных гранитоидов, а также доли этих минералов в геохимических балансах (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). Слюды — концентраторы лития, рубидия, таллия, цинка и фтора литий-фтористых гранитов. В то же время их можно считать носителями только для лития и цинка. Для рубидия, бария, стронция, свинца, таллия обычно в роли носителей высту-

Средние содержания ниобия, тантала, циркония и гафния (г/т) в слюдах из редкометалльных литий-фтористых гранитов МНР и доля слюд (%) в балансах этих элементов

Минерал, порода	Ниобий		Тантал		Цирконий		Гафний	
	содержание	доля	содержание	доля	содержание	доля	содержание	доля
Блотит из аляскита . . . . .	530	61	53	35	158	2	80	22
Проголиттонит из микроклин-альбитового гранита . . . . .	420	30	84	19	88	4	29	8
Цинвальдит из амазонит-альбитового гранита . . . . .	355	26	71	7	89	5	45	9
Лепидолит из альбит-лепидолитового гранита . . . . .	186	11	93	6	51	6	23	3
Лепидолит из кварц-лепидолитового грейзена . . . . .	60	7	51	5	33	7	15	7

пают щелочные полевые шпаты. Для лития и олова роль слюд как их носителей резко изменяется в процессе дифференциации массивов. В поздних породах в балансе олова слюды очень важны, поскольку в этих породах появляется касситерит. Значение слюд в балансе рубидия, лития, цинка, тантала в биотитовых цвиттерах должно возрастать. Скорее всего, с последним эффектом, а не с привнесом связано обогащение этими элементами зон биотитовых цвиттеров.

Ниобий, тантал и гафний заметно концентрируются в биотитах из аляскитов (см. табл. 20). Именно для литий-фтористых аляскитов биотит оказывается носителем ниобия (Знаменский и др., 1957). По мере перехода к альбит-лепидолитовым гранитам доля ниобия и тантала в слюдах падает, поскольку появляются собственные минералы рассматриваемых элементов (колумбит-танталит, пирохлор). Однако слюды не единственный концентратор ниобия и тантала в литий-фтористых гранитах (см. табл. 22). Ряд концентраторов для ниобия имеет вид: танталониобаты > циркон > слю-

Таблица 21

Доля щелочных полевых шпатов в балансе некоторых редких элементов (%) для редкометалльных гранитов МНР

Местоположение, порода	Rb	Li	Ba	Sr	Pb	Sr
<b>Литий-фтористые граниты</b>						
<i>Жанчиоланский массив</i>						
Аляскиты и микроклин-альбитовые граниты . . . . .	66	3,9	85	64	120	4,6
Амазонит-альбитовые граниты . . . . .	100	1,2	84	82	—	0,6
Альбит-лепидолитовые граниты . . . . .	65	2,1	53	90	33	0,4
<i>Абдарский массив</i>						
Аляскиты . . . . .	120	2,7	65	—	—	—
Амазонит-альбитовые граниты . . . . .	—	2,8	68	—	—	—
<b>Щелочные граниты</b>						
<i>Дашибалбарский массив</i>						
Щелочные граниты . . . . .	100	38	65	95	71	11
Пегматиты . . . . .	137	29	54	130	42	14
<i>Хан-Богдинский массив</i>						
Щелочные граниты . . . . .	120	7,4	—	130	21	11
Пегматиты . . . . .	140	2,0	—	93	33	10
Эквериты . . . . .	146	1,9	82	68	—	—

Средние содержания (г/т) тантала и ниобия в минералах пород различных геохимических типов (мезозойские гранитоиды МНР)

Геохимический тип, порода, минерал	Содержание минералов в породах, %	Число анализов	Содержание элементов			Доля элементов	
			Nb	Ta	Nb/Ta	Nb	Ta
<b>Габбро-диоритовый тип</b>							
<i>Диориты</i>							
Магнетит . . . . .		2	120*				
Циркон . . . . .		2	100	7	14,3		
Сфен . . . . .		3	2000	150	13,3		
Биотит . . . . .		4	21	3,2	6,6		
<b>Тип стандартных гранитов</b>							
<i>Граниты и пегматиты</i>							
Магнетит . . . . .	0,332	25	440*			1,5	
Сфен . . . . .	0,180	11	4100	510	8,1	7,5	0,98
Ильменит . . . . .	0,022	8	5400	560	9,6	1,2	0,12
Циркон . . . . .	0,009	8	870	106	8,2	0,08	0,01
Биотит . . . . .	3,7	9	143	43	3,3	5,3	1,6
Гранит . . . . .		8	260*				
Турмалин . . . . .		4	170*				
<b>Сфеносодержащие разности</b>							
Магнетит . . . . .	0,59	10	270			1,6	
Сфен . . . . .	0,59	11	4100	510	8,1	7,4	0,92
Циркон . . . . .	0,012	4	300	54	5,6	0,04	0,0065
Биотит . . . . .	5,0	4	80	26	3,1	4,00	1,3
<b>Ильменитсодержащие разности с учетом шпировых пегматитов</b>							
Магнетит . . . . .	0,477	6	750*			3,57	
Ильменит . . . . .	0,022	8	5400	560	9,6	1,2	0,12
Циркон . . . . .	0,011	3	1700	160	10,6	0,2	0,018
<b>Тип литий-фтористых аляски- тов</b>							
Магнетит . . . . .	0,010	10	520*			0,005	
Циркон . . . . .	0,017	13	1180	300	3,9	0,205	0,052
<b>Слюды:</b>							
Сидерофиллит-протолитиониты . . . . .	2,6	11	490	73	6,7	19,3	2,6
Цинивальдиты и литиевые фениты . . . . .	3,8	14	690	110	6,3		
Лепидолиты . . . . .	5,0	11	130	79	1,6		
<b>Тип агпаитовых гранитов и щелочных пород</b>							
<i>Щелочные граниты</i>							
Магнетит . . . . .	0,133	10	400*			0,52	
Ильменит . . . . .	0,073	13	4650	420	11,0	3,40	0,30
Сфен . . . . .	0,100	10	7900	350	22,6	7,90	0,25
Циркон . . . . .	0,115	34	310	76	4,1	0,357	0,09
Щелочной амфибол	4,0	16	220	6,4	34,4	8,8	0,26
<b>Сфеносодержащие разности (арфведсонитовые граниты)</b>							
Сфен . . . . .	0,100	10	7900	350	22,6	7,9	0,35
Щелочной амфибол . . . . .	5	8	220	7,4	29,8	11,0	0,37
Циркон . . . . .	0,2	17	216	55	3,9	0,43	0,11
<b>Ильменитсодержащие разности (катофоритовые граниты)</b>							
Ильменит . . . . .	0,073	13	4650	420	11,0	3,4	0,30
Щелочной амфибол . . . . .	4	7	220	5,7	38,6	8,8	0,23
Циркон . . . . .	0,10	10	574	119	4,8	0,57	0,12
Магнетит . . . . .	0,133	10	400*			0,52	

Примечание. Анализы, отмеченные звездочкой, выполнены количественным рентгено-спектральным методом анализа В. В. Маков, остальные — В. Н. Конусова, Л. Д. Макагон и Л. И. Чувашова. Слюды и амфиболы анализировались спектрохимическим методом с предварительным обогащением (аналитики Л. И. Иванова и Л. Д. Макагон).

да > магнетит. Для тантала слюда и циркон в этом ряду меняются местами.

В щелочных полевых шпатах, как и в гранитах литий-фтористого типа, наблюдается последовательное обогащение рубидием и таллием и обеднение барием и стронцием в поздних дифференциатах пород (см. табл. 4). В слюдах поздних пород массивов литий-фтористых гранитов происходит возрастание содержания лития, рубидия, фтора и уменьшение содержания цинка, шюбля, циркония и гафния (см. табл. 19 и 20).

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОНГОНИТАХ И ЕГО СОПОСТАВЛЕНИЕ С РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ В РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТАХ

**Общая геохимическая характеристика онгонитов и их сопоставление с литий-фтористыми гранитами.** Уже первый обзор данных, приведенных в табл. 23, показывает, что по своей геохимической специфике онгониты ближе всего к редкометальным пегматитам (Кузьменко, 1973; Солодов, 1962) и литий-фтористым гранитам. Типоморфные элементы онгонитов те же, что и литий-фтористых гранитов: фтор, литий, рубидий, таллий, бериллий, олово, гафний, ниобий и тантал. Не менее важными геохимическими показателями многих разновидностей онгонитов и литий-фтористых гранитов являются резко пониженные по сравнению со средними содержаниями в гранитах (Виноградов, 1962; Войткевич и др., 1970) концентрации бария, стронция, суммы редкоземельных элементов и иттрия, а также циркония. Характерны для онгонитов и литий-фтористых гранитов низкие значения калий-рубидиевого, ниобий-танталового и цирконий-гафниевого отношений.

Близки к редкометальным литий-фтористым гранитам онгониты по степени накопления или обеднения характерных редких элементов (Коваленко, Кузьмин, Зонешайн и др., 1971). На рис. 34 видно, что степень концентрирования элементов в онгонитах настолько близка к таковой для альбит-лепидолитовых гранитов, что в геохимической идентичности этих двух пород нет никакого сомнения. Это еще одно важное подтверждение того, что онгониты — порфиновые аналоги редкометальных литий-фтористых и, в частности, альбит-лепидолитовых гранитов.

Наиболее богаты фтором, редкими щелочами, ниобием, танталом и некоторыми другими редкими элементами онгониты дайки Амазонитовой, которые геохимически сопоставимы с альбит-лепидолитовыми гранитами. Интересно, что по распределению редких элементов к этим же породам близко кислое стекло из Перу (Elliot, Moss, 1965), которое иногда принималось за тектит. Несколько беднее этими элементами онгониты Бага-Газрынских даек и Ары-Булак-

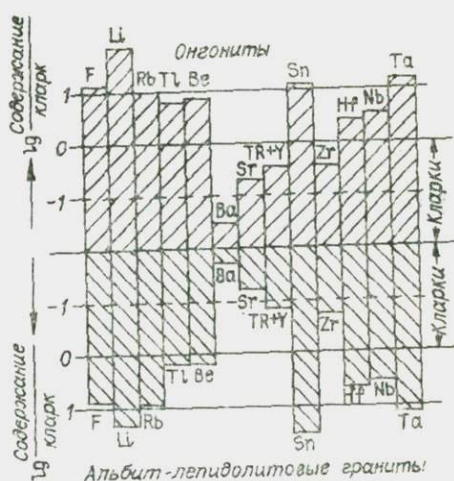


Рис. 34. Степень концентрирования редких элементов в онгонитах и альбит-лепидолитовых гранитах. Определяется как десятичный логарифм отношения концентрации элемента в породе к среднему содержанию его в бедных кальцием гранитах (Виноградов, 1962; Войткевич и др., 1970). При степени концентрирования, равной нулю, содержание элемента равно среднему содержанию (кларку) его в гранитах.

Средние содержания калия, натрия, фтора (вес. %) некоторых редких,

Степень закристаллизованности, об. %	K	Na	Li	Rb	Tl	Ba	Zn	Pb	Va	Sr	(TR, Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<i>Дайка</i>											
<10(F>2,0)	2,79	3,80	2780	2380	16,8	21,5	51	32	22	25	63
<10(F<2,0)	2,54	4,06	1490	1660	12,7	13,8	48	31	43	32	65
10—20	3,00	4,37	1270	1730	12,8	9,2	44	26	40	24	75
20—30	2,85	4,18	1710	1890	15,8	22,1	53	41	16	15	90
30—40	3,00	4,14	1645	1890	13,4	26,5	71	49	15	14	107
>40	2,98	4,10	1710	1995	15,8	37,6	106	63	17	17	111
По дайке*	2,84	4,04	1670	1876	14,2	19,2	63	41	25	20	89

<i>Дайка</i>											
<10	1,40	5,15	124	300	7,5	2,5	22	36	107	114	66
10—30	1,03	5,34	50	64	1,0	2,8	25	38	73	87	—
30—40	1,44	5,46	76	308	4,0	2,9	32	63	110	130	—
40—50	2,37	4,48	148	694	11,0	2,9	41	51	100	108	107
>50	2,18	4,50	182	724	10,0	2,2	35	53	89	98	125
По дайке	1,64	5,11	122	438	6,0	2,6	29	44	96	107	90

<i>Дайка</i>											
<10	2,40	4,80	39	810	9	2,0	33	53	90	78	—
10—30	2,45	4,65	—	970	—	3,0	70	15	—	—	—
30—40	2,96	4,28	—	887	17	2,9	68	44	53	70	—
По дайке	2,67	4,54	—	870	14	2,6	57	44	70	74	—

<i>Дайки</i>											
<10	2,70	2,96	180	706	14	3,3	55	29	315	383	—
10—40	2,63	3,85	100	748	8	1,6	35	19	150	110	—
>40	3,18	3,38	274	1050	13	1,3	42	47	76	30	—
По дайке	2,85	3,42	186	842	12	2,0	41	35	197	120	—

<i>Ары-Булакский</i>											
>12	3,67	3,05	318	1870	—	7,7	—	—	—	—	—
<12	3,66	0,66	179	2880	—	20,7	—	—	—	—	—

\* С учетом площадей выходов онгонитов разной степени закристаллизованности.

ского массива. Последние по этим показателям можно считать субвулканическими аналогами ранних членов серии литий-фтористых гранитов, таких, например, как аляскиты или амазонит-альбитовые граниты. К литий-фтористым аляскитам по распределению редких

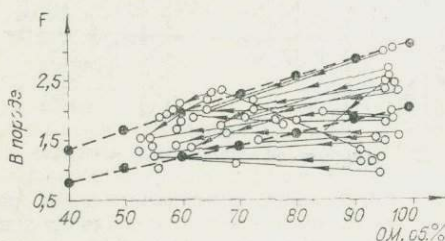


Рис. 35. Зависимость содержания фтора (вес. %) в онгонитах от степени их закристаллизованности (белые кружки). Черными кружками и жирными пунктирными линиями показано теоретическое распределение фтора при кристаллизации насыщенного фтором расплава с содержанием фтора 3,2 и 2,0 %.

элементов близки также фторсодержащие кислые стекла США (табл. 24). Наиболее бедны редкими элементами онгониты Штокверковой дайки. По распределению редких элементов эти онгониты близки к мусковит-альбитовой разновидности редкометалльных гранитов. Таким образом, главные различия литий-фтористых редкометалльных гранитов по распределению редких элементов, как и по общему химическому составу, имеют порфирные аналоги в виде перечисленных выше онгонитов и кислых стекол разной фтористости.

## рудных и летучих элементов (г/т) в онгонитах

Sn	Sr	Hf	Nb	Ta	WO <sub>3</sub>	F	Cl	C	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf	Cs
<i>Амазонитовая</i>												
33	60	12,4	69	88	7,3	2,60	350	1850	11,7	0,78	4,8	121
38	47	9,1	59	85	7,6	1,47	410	1160	15,3	0,69	5,2	—
25	66	11,3	68	76	10,4	1,55	370	1400	17,3	0,89	5,8	—
29	53	10,0	67	62	6,1	1,85	—	—	15,1	1,08	5,3	—
31	93	10,4	80	53	5,6	1,65	440	4130	15,9	1,51	8,9	—
54	76	11,2	64	54	5,8	1,62	380	1200	14,9	1,18	6,8	—
37	66	10,7	69	67	7,0	1,85	395	1300	15,1	1,01	6,1	—
<i>Штокерковская</i>												
22	—	—	—	—	—	0,75	—	—	46,5	—	—	11,6
16	—	—	—	—	—	0,9	—	—	161	—	—	—
15	—	—	—	—	—	0,38	—	—	46,9	—	—	11,3
35	—	—	—	—	—	0,40	—	—	24,1	—	—	17,7
38	—	—	—	—	—	0,37	—	—	36,1	—	—	9,2
25	94	7,6	48	50	—	0,58	—	—	—	0,96	12,3	12,8
<i>Промежуточная</i>												
20	—	—	—	—	—	0,72	—	—	29,6	—	—	—
10	—	—	—	—	—	0,75	—	—	25,2	—	—	—
13	—	—	—	—	—	0,6	—	—	33,3	—	—	—
16	138	16	39	47	—	0,67	—	—	—	0,83	8,6	—
<i>Бага-Газрыньские</i>												
33	—	—	—	—	—	1,1	—	—	38,3	—	—	8,0
58	—	—	—	—	—	0,45	—	—	35,2	—	—	3,3
108	—	—	—	—	—	0,58	—	—	30,3	—	—	7,0
101	78	11	56	22	—	0,69	—	—	33,8	2,54	7,1	6,0
<i>массив</i>												
—	32	2,2	50	20	—	0,82	—	—	19,6	2,50	14,5	250,0
—	66	6,8	62	56	—	—	—	—	12,7	1,1	9,7	196

**Фтор в онгонитах.** Интервал содержащий фтора в онгонитах (рис. 35) составляет 0,8—3,2%. Распределение его в дайке достаточно неравномерное. Колебания содержания отмечаются как в породах разной степени закристаллизованности, так и в афировых эндоконтактовых закаленных онгонитах. В последних сохраняется тот же интервал содержания фтора (см. выше), что и в порфириновых их разностях, причем наиболее высокие концентрации фтора в афировых разностях тяготеют к пережигам в дайке.

С увеличением степени закристаллизованности пород к центру дайки отмечается разное поведение фтора (см. рис. 35). В тех участках дайки, в которых в исходных афировых разностях имеются содержания фтора больше 2,0% (2,0—3,2%), отмечается уменьшение содержания фтора с увеличением степени закристаллизованности пород. При содержаниях фтора в исходных афировых разностях, меньших 2%, наблюдается постоянство содержания фтора или даже некоторое его возрастание при увеличении степени закристаллизованности онгонитов (от эндоконтакта к центру дайки). Фтор в основной массе<sup>7</sup> онгонитов может возрастать с увеличением степени закристаллизованности онгонитов, если в исходных афировых (эндоконтактовых) породах его концентрации меньше 2%, или сохраняться примерно на уровне содержания в афировых онгонитах, если в последних его концентрация выше 2% (Коваленко, 1973). Области повышен-

<sup>7</sup> Содержание фтора в основной массе рассчитано по данным содержания вкрапленников, их составов и содержания фтора в онгонитах.

Содержание некоторых редких элементов (г/т) и фтора (вес. %) в кислых плюмазитовых эффузивных (стекловатых) породах, обогащенных фтором (США; по Shawe, 1966)

Местонахождение, порода	F	Ba	Be	Li	Nb	Pb	Sn	Sr	Zr
Дайки порфировых риолитов, Шелл Крик Ранж, Невада . . . . .	0,12	10	3	150	30	20	7	50	50
Потоки топазсодержащих риолитов, Хонекомб Хиллс, Юта . . . . .	0,79	30	7	200	30	70	20	20	50
То же из Спор Маунтин, Юта . . . . .	0,90	—	13	500	—	—	30	—	—
Порфировый риолит, Томас Ранж, Юта . . . . .	0,47	100	20	—	100	40	50	5	90
Потоки топазсодержащих риолитов, там же . . . . .	0,27	2	15	—	50	60	15	3	100
Туф риолита из Чирикахуа Нейшл монумент, Аризона . . . . .	0,14	15	10	—	50	50	—	15	500

ных концентраций фтора в основной массе раскристаллизованных онгонитов совпадают с областями «остаточной кристаллизации» в дайках онгонитов. Максимальное содержание фтора в основной массе (3,3—3,5%) близко к максимальной концентрации его в эффузивных афировых онгонитах (3,2%).

Сложная картина распределения концентраций фтора в дайке Амазонитовой — результат проявления неоднородности содержания фтора в исходных афировых онгонитах и воздействия на концентрации фтора степени закристаллизованности пород. Очевидно, в процессе кристаллизации онгонитов происходит перераспределение фтора таким образом, что он накапливается в основной массе участков (областей «остаточной кристаллизации» даек) с наибольшей степенью закристаллизованности. Судя по содержанию топаза и слюды во вмещающих онгонитов, главным носителем фтора онгонитов является их основная масса.

Распределение содержания фтора в Штокверковой, Промежуточной и Бага-Газрынских дайках во многом сходно с распределением его в дайке Амазонитовой. Отличие заключается в более низких средних содержаниях фтора в онгонитах других даек по сравнению с онгонитами Амазонитовой. Соответственно, концентрация фтора в афировых онгонитах дайки Штокверковой, при которой происходит смена тенденции ее изменения с увеличением степени закристаллизованности пород, ниже и составляет 0,6—1,0%. Аналогичная концентрация фтора для онгонитов Бага-Газрынских даек близка к 0,6%. Как и в Амазонитовой, наиболее высокие концентрации фтора в основной массе онгонитов дайки Штокверковой тяготеют к ее зонам «остаточной кристаллизации», в которых онгониты обладают наибольшей степенью закристаллизованности. Концентрация фтора в основной массе здесь 0,6—1,0%.

В порфировых онгонитах Ары-Булакского массива содержания фтора несколько выше, чем в порфировых онгонитах Бага-Газрынских даек.

**Редкие элементы в онгонитах.** Распределение концентраций лития, рубидия, бериллия, цинка, свинца, олова, бария, стронция, р. з. э. и вольфрама в онгонитах дайки Амазонитовой подробно рассмотрено в специальной работе (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976).

В афировых онгонитах концентрации почти всех изученных редких элементов (кроме цинка) зависят от содержания фтора (рис. 36). При этом прямая корреляция с концентрацией фтора отмечается для содержания лития, рубидия, бериллия, таллия, тантала и гафния. Обратная корреляция

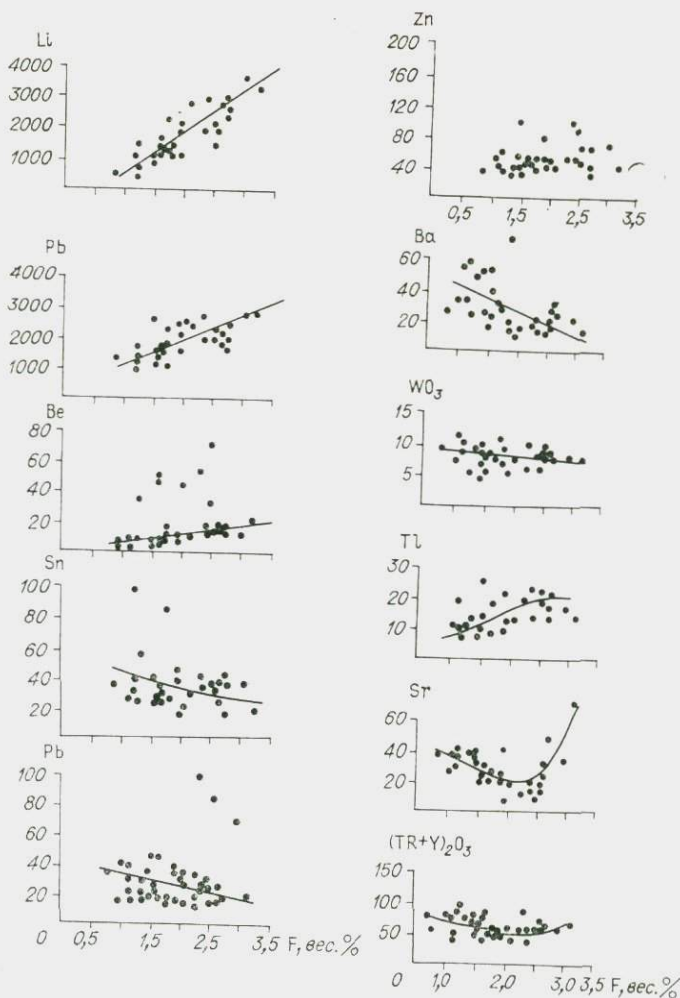


Рис. 36. Зависимость содержания (г/т) редких элементов в афировых онгонитах от концентрации в них фтора.

ляция с фтором характерна для концентраций олова, свинца, бария, вольфрама. Для содержаний стронция и р. з. э. намечается минимум содержаний при концентрации фтора 2,0—2,5%. Величины ниобий-танталового и цирконий-гафниевого отношений в афировых онгонитах падают с ростом содержаний в них фтора. Следовательно, можно предполагать, что неоднородность содержаний рассматриваемых элементов в исходных афировых онгонитах связана с неоднородным распределением в них фтора.

По мере возрастания степени закристаллизованности разные элементы ведут себя по-разному (см. табл. 23). Средние концентрации лития, рубидия и таллия ведут себя примерно так же, как и фтор. Среднее содержание лития падает, если в афировых онгонитах его не менее 1700—2000 г/т. При более низких содержаниях лития в афировых онгонитах увеличение степени закристаллизованности приводит к некоторому возрастанию концентрации лития, или последняя остается постоянной. Аналогичная картина отмечается для рубидия. В общем, можно говорить, что увеличение степени закристаллизованности онгонитов способствует выравниванию содержаний этих элементов в онгонитах на уровне 1800—2000 г/т. В соответствии с этими тенденциями находится распределение максимумов и минимумов содержаний лития и рубидия в теле дайки (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976). В тех участках дайки, где содержание рассматриваемых

элементов в эндоконтактных слабо закристаллизованных онгонитах высокое, в центральных зонах их или в зонах «остаточной кристаллизации» фиксируются минимумы или участки пониженных концентраций лития и рубидия. И, наоборот, в центральных зонах «остаточной кристаллизации» фиксируется максимум их концентраций, где афировые онгониты сравнительно бедны литием и рубидием. Имеются и более сложные случаи поведения лития и рубидия в онгонитах этой дайки с асимметричным распределением их концентраций по отношению к осевой линии дайки, когда афировые разности, с одной стороны, богаты литием и рубидием, а с другой — бедны. Отмечаются также более мягкие частные максимумы и минимумы содержания лития и рубидия, накладывающиеся на более крупные «структуры» литий и изосодержаний рассматриваемых элементов.

С увеличением степени закристаллизованности онгонитов содержания бериллия в них в целом растут (см. табл. 23), хотя имеется большой их разброс. В связи с этим максимумы содержания бериллия тяготеют к осевым частям дайки, часто совмещаясь с зонами «остаточной кристаллизации» онгонитов. Уменьшение содержания бериллия при увеличении степени закристаллизованности онгонитов проявляется почти исключительно для тех участков дайки, в которых афировые онгониты несут резко повышенные содержания бериллия, обычно отклоняющиеся от корреляционной зависимости, показанной на рис. 35. В этом отношении для бериллия также намечается тенденция к выравниванию содержаний в центральных частях дайки.

Для цинка и свинца намечается более «правильная» по сравнению с бериллием картина в распределении, когда от контактов к центру дайки последовательно возрастают их средние содержания (см. табл. 23). Максимумы концентраций свинца и цинка четко тяготеют к зонам «остаточной кристаллизации» в дайке. Иногда проявляются локальные минимумы содержаний цинка в онгонитах, тяготеющие к промежуточным между центральными и периферическими зонами.

Среднее содержание олова несколько падает в онгонитах с 15—35% вкрапленников. В онгонитах с содержанием 35—45% вкрапленников концентрация олова резко возрастает. В итоге и для олова максимумы концентраций тяготеют к осевым частям дайки, где распространены онгониты с наибольшей степенью закристаллизованности (см. рис. 19).

При увеличении степени закристаллизованности онгонитов монотонно возрастает среднее содержание р. з. э. (см. табл. 23). Спектр концентраций индивидуальных р. з. э. имеет цериевую специфику. С увеличением степени закристаллизованности онгонитов намечается слабое возрастание содержаний р. з. э. иттриевой группы и уменьшение концентраций р. з. э. цериевой группы (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971).

Уменьшение средних содержаний по мере возрастания степени закристаллизованности онгонитов до 25% отмечается для бария, стронция и вольфрама (см. табл. 23). В онгонитах с большей степенью закристаллизованности содержания этих элементов почти не меняются. Но, конечно, все эти тенденции в той или иной степени нарушаются и, в первую очередь, за счет неравномерного распределения каждого из элементов в афировых онгонитах.

С увеличением степени закристаллизованности онгонитов среднее содержание ниобия и циркония в них возрастает при 40% вкрапленников, а затем несколько падает. При этом среднее содержание тантала монотонно падает. Отношения ниобия к танталу и циркония к гафнию проходят через максимумы, по величине не превышающие 1,6 и 9 соответственно.

Главная геохимическая особенность поведения всех элементов — тенденция к выравниванию концентраций в онгонитах с повышением степени закристаллизованности (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976). Выравнивание первоначально неоднородных в афировых онгонитах содержаний элементов осуществляется чаще всего в осевых зонах «остаточной

кристаллизации» лайки на фоне увеличения средних концентраций бария, стронция, тантала и вольфрама. Обратим внимание также на наличие минимумов средних содержаний в онгонитах с 10—20% вкрапленников для цинка, свинца и олова.

Редкие элементы в других изученных дайках онгонитов во многом напоминают их в дайке Амазонитовой, но здесь все осуществляется на уровне более низких средних содержаний большинства редких элементов и фтора (см. табл. 23). В области низких содержаний фтора в афировых онгонитах (менее 1,0—1,2%) содержания лития, рубидия, олова, цинка отклоняются от зависимостей рис. 3б в сторону меньших их концентраций, а содержание бария и стронция — в сторону больших концентраций. К особенностям онгонитов Бага-Газрынских даек относится понижение содержаний бериллия и цинка в них с ростом степени закристаллизованности.

Редкие элементы в некоторых вкрапленниках онгонитов и коэффициенты распределения их между вкрапленниками и основной массой. В табл. 25 и 26 представлены данные по распределению некоторых редких элементов во вкрапленниках калиевого полевого шпата, альбита, и в основной массе онгонитов. Щелочные полевые шпаты онгонитов, как и других разновидностей литий-фтористых гранитов, обогащены рубидием, в меньшей степени литием и обеднены стронцием и барием по сравнению со щелочными полевыми шпатами.

Таблица 25

Содержания лития, рубидия и цезия (г/т) во вкрапленниках калиевого полевого шпата, альбита и в основной массе онгонитов

Номер пробы	Содержание вкрапленников, об. %	Содержание F, вес. %	Основная масса			Калиевый полевой шпат			Альбит					
			Li	Rb	Cs	Li	Rb	Cs	Li*	Rb	Rb*	Cs	Cs*	
OX 841/14	46,1	0,4	—	710	—	20	2950	45	320	20	—	—	—	40
OX 841/15	50,2	0,4	—	370	—	—	2660	—	1185	900	—	—	—	—
OX 655/96	29,5	1,5	2/20	2165	75	150	5520	170	1340	790	—	—	—	—
OX 655/95	34,2	1,5	2350	2120	80	270	5020	165	1550	1050	—	—	—	—
OX 655/88	31,2	1,0	1560	1560	47	55	4860	120	900	410	—	—	—	—
OX 655/56	33,4	1,7	2340	1860	57	135	4860	120	4325	835	—	—	—	28
OX 655/54	34,8	1,7	3000	2230	65	135	4480	110	1325	875	—	—	—	30
OX 655/48	38,0	1,8	2900	2230	70	180	5340	115	1050	520	—	—	—	20
OX 655/29	26,1	0,9	965	1400	38	50	4760	120	1050	570	—	—	—	25
OX 655/9	44,1	2,4	2275	1855	60	170	5020	135	1205	700	—	—	—	28
OX 655/7	33,3	2,3	2670	2100	70	160	5800	150	1235	655	—	—	—	29
OX 655/31	17,5	1,2	—	—	—	75	4960	125	1305	805	—	—	—	20

\* С учетом 10% примеси калиевого полевого шпата.

Распределение лития, рубидия, свинца, бериллия и бария (г/т) в порфириновых вмещающих калевых подового шпата (КПШ) и в основной массе (ОМ) онгоитов (концентрации в ОМ — расчетные)

Номер пробы	Степень закрытости талинанности	Содержания флюора в ОМ, вс. %	Литий				Рубидий				Свинец				Бериллий				Барий			
			КПШ	ОМ	доля в КПШ, %	$K = \frac{КПШ}{ОМ}$	КПШ	ОМ	доля в КПШ, %	$K = \frac{КПШ}{ОМ}$	КПШ	ОМ	доля в КПШ, %	$K = \frac{КПШ}{ОМ}$	КПШ	ОМ	доля в КПШ, %	$K = \frac{КПШ}{ОМ}$	КПШ	ОМ	доля в КПШ, %	$K = \frac{КПШ}{ОМ}$
OX 655/8	46,9	2,8	109	3500	0,8	0,03	4060	2800	28,1	1,47	125	320	10,0	0,39	4,9	69	1,2	0,07	59	13,3	39	4,35
OX 655/49	40,4	2,7	102	3900	0,5	0,03	4360	2600	24,6	1,69	53	74	12,8	0,72	2,8	59	0,8	0,05	46	10,7	47	4,35
OX 856	48,3	3,1	210	3600	1,6	0,06	5920	2300	40,0	2,56	145	44	48,7	3,23	5,0	—	—	—	—	—	—	—
OX 857	44,3	2,5	240	3400	1,7	0,07	5400	2350	37,2	2,33	95	29	48,0	3,23	4,2	17	5,7	0,31	38	4,9	18	7,69
OX 858	42,7	2,8	195	3200	1,4	0,06	4620	2600	30,2	1,79	107	52	34,1	2,04	6,3	51	2,6	0,12	48	0,2	98	100,0
OX 859	34,4	3,2	170	2900	1,0	0,06	4800	2100	28,4	2,33	126	17	36,0	14,29	7,2	55	2,0	0,14	25	2,1	68	11,1
OX 655/31	17,5	1,5	75	830	0,4	0,09	4960	1540	13,2	3,23	57	40	6,6	1,43	2,5	4,1	24,4	0,63	66	45,2	6,5	1,47
OX 655/30	47,5	2,5	50	2300	0,5	0,02	4660	2300	36,2	2,04	79	76	24,5	1,04	1,0	10	2,1	0,10	60	49,5	27	1,21
OX 655/50	40,4	2,2	130	2530	0,9	0,09	4630	2200	29,0	2,13	55	53	20,5	1,04	2,9	41	2,1	0,07	42	25,0	25	1,69
OX 655/56	33,4	2,5	135	2200	0,4	0,09	4860	3000	11,1	1,61	66	24	17,5	2,70	5,2	15	21,3	0,36	41	41,8	7,3	0,98
OX 655/7	33,3	3,4	160	2900	0,7	0,06	5800	2600	23,1	2,22	55	180	4,0	0,31	2,8	82	0,5	0,03	44	21,0	22	2,13
OX 655/96	29,5	2,1	150	2900	0,5	0,05	5320	2700	17,9	2,04	84	12	33,0	20,00	3,0	5,1	2,9	0,59	29	4,7	41	6,25
OX 655/48	38,0	2,9	180	3200	0,8	0,06	5340	2250	26,7	2,38	72	69	14,4	1,04	4,0	14,3	3,1	0,28	31	20,7	19	1,49
OX 655/29	26,1	1,4	50	820	0,8	0,06	4760	1000	41,6	4,76	80	13	49,0	6,25	4,9	6,6	6,6	0,80	72	27,8	30	2,63
OX 655/95	34,2	2,3	270	2900	1,9	0,09	5020	2400	30,3	2,08	64	30	35,4	2,13	4,0	9,7	6,0	0,42	34	3,8	63	8,33
OX 655/54	39,8	2,9	135	3300	0,6	0,04	4480	2250	20,7	2,00	69	48	16,0	1,25	7,0	81,3	1,1	0,09	63	44,5	16	1,43
OX 655/9	44,1	4,3	170	3000	1,4	0,06	5020	2400	34,8	2,08	55	222	4,8	0,25	4,1	92,5	1,1	0,04	36	15,5	38	2,33
OX 655/88	31,2	1,4	55	1200	0,6	0,05	4880	1840	24,4	2,63	69	83	9,3	0,83	6,5	97,3	1,0	0,07	58	21,8	25	2,63
OX 841/14	46,1	0,7	20	290	1,8	0,07	2950	710	73,0	6,17	72	—	—	—	1,0	2,7	6,5	0,37	200	—	—	—
OX 841/15	50,2	0,6	25	196	3,1	0,13	2660	370	44,7	7,2	360	—	—	—	0,8	2,7	6,0	0,29	310	—	—	—
OX 654/1	52,9	1,1	20	348	1,2	0,06	3724	1500	38,5	2,50	100	51	34,4	1,96	4,3	3,3	7,3	0,38	280	127,0	37	2,22
OX 654/2	46,3	0,7	13	244	0,7	0,05	2465	1030	28,3	2,27	100	74	23,7	1,35	0,8	5,2	2,3	0,15	410	76,3	49	5,26

Примечание. В отличие от табл. 25 концентрации элементов в ОМ рассчитаны на основе данных баланса вещества во вмещающих и ОМ онгоитов (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976).

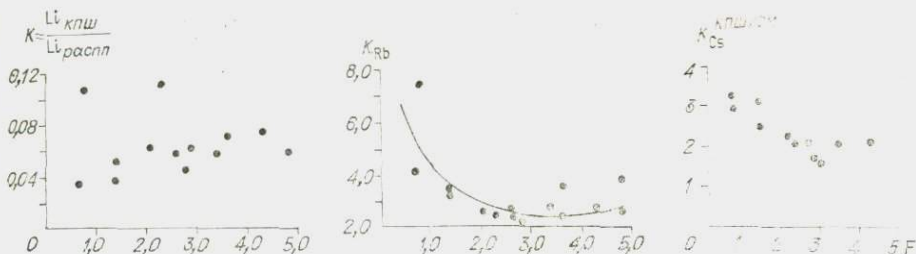


Рис. 37. Зависимость коэффициентов распределения некоторых редких элементов между вкрапленниками калиевого полевого шпата и основной массой онгонитов от содержания фтора (вес. %) в основной массе (расплаве).

там обычных гранитоидов (Антипин и др., 1972). Весьма богаты рубидием и особенно литием вкрапленники альбита в онгонитах (см. табл. 25).

Содержание редких щелочей в целом выше, а концентрации стронция и бария ниже в щелочных полевых шпатах онгонитов с богатой фтором основной массой (см. табл. 25). С увеличением степени закристаллизованности онгонитов содержания рубидия и цезия в щелочных полевых шпатах в общем падают, а концентрации свинца и олова несколько возрастают (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976). В бедных фтором онгонитах увеличиваются и содержания бария и стронция. В богатых фтором онгонитах последние практически не изменяются. В связи с влиянием фтора на содержания редких щелочей в щелочных полевых шпатах, видимо, возможно и накопление, и обеднение этими элементами поздних генераций в зависимости от увеличения или уменьшения содержания фтора в основной массе во все более закристаллизованных онгонитах.

Главный носитель лития онгонитов — основная масса, хотя концентратором его выступают слюды. Доля лития, приходящаяся на вкрапленники калиевого полевого шпата, не превышает 2%, а для альбита обычно не больше 14%. Рубидий более равномерно распределяется между вкрапленниками калиевого полевого шпата и основной массой, хотя доля последней больше в 1,5—3 раза. Доля вкрапленников слюды в балансе рубидия, лития и цезия несравненно ниже доли основной массы. С увеличением степени закристаллизованности онгонитов роль вкрапленников калиевого полевого шпата в балансе рубидия несколько возрастает.

Основная масса онгонитов несет главную долю бериллия, нередко бария, свинца, цинка, а вместе с альбитом — также и стронция и в меньшей степени олова (см. табл. 25). Олово скорее всего распределяется между основной массой, альбитом и очень редкими вкрапленниками касситерита.

Отмечается прямая корреляционная связь между содержаниями лития и рубидия во вкрапленниках калиевого полевого шпата и основной массы (см. табл. 25). Коэффициент распределения рубидия между калиевым полевым шпатом и основной массой колеблется в интервале 2,0—7,5, для лития — в основном в интервале 0,03—0,08, но с отдельными значениями до 0,15 (рис. 37). Аналогичный коэффициент для цезия обычно составляет 1,6—3,2. С ростом содержания фтора в основной массе онгонитов рассматриваемый коэффициент распределения для рубидия, цезия, свинца и бериллия падает (см. рис. 37).

От содержания фтора в основной массе меняется также соотношение калия к рубидию в калиевом полевым шпате, альбите и основной массе. Коэффициент сокристаллизации рубидия здесь несколько растет с увеличением содержания фтора в основной массе онгонитов. Величина его больше единицы и заметно превышает его значение для малофтористых кислых стекол (Noble, Hedge, 1970; Philpotts, Schnetzler, 1970).

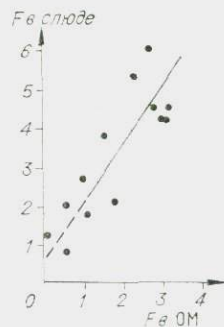
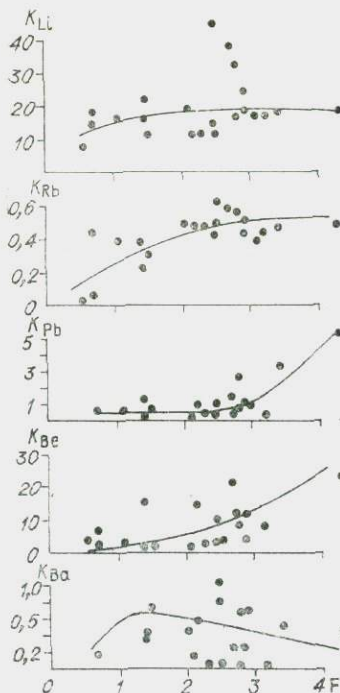


Рис. 39. Распределение фтора (вес. %) между вкрапленниками слюды и основной массой онгонитов.

Рис. 38. Зависимость комбинированных коэффициентов распределения некоторых редких элементов от содержания фтора (вес. %) в основной массе онгонитов  $\left( K = \frac{OM}{Bkr} \right)$

Комбинированные коэффициенты распределения лития, рубидия и цезия также понижаются с ростом содержания фтора в основной массе онгонитов (рис. 38). Значение комбинированного коэффициента распределения лития в онгонитах в целом несколько выше, чем оцененное И. Д. Рябчиковым (1974) для обычных гранитов с кларковыми содержаниями редких элементов. Заметно выше эта величина для рубидия, в среднем даже близка к единице. В связи с этим различием можно предполагать, что значения комбинированных коэффициентов распределения редких щелочей в гранитоидах могут проходить через максимум при росте в расплаве концентраций фтора.

На рис. 39 показано распределение фтора между вкрапленниками слюды и основной массой онгонитов. В первом приближении эту зависимость можно считать прямолинейной, а коэффициент распределения оценивать в пределах 1,5—1,7.

Комбинированный коэффициент распределения фтора в онгонитах составляет не более 0,2—0,3.

### ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ

Главная геохимическая черта непосредственно редкометалльных щелочных гранитов — повышенное содержание в первую очередь р. з. э., иттрия, циркония, гафния, ниобия, тантала, цинка, олова и низкие концентрации стронция и бария (см. табл. 17). Нередко высокими в щелочных гранитах оказываются и концентрации лития, рубидия и бериллия. В то же время щелочные граниты главных фаз часто содержат кларковые концентрации редких элементов. Это особенно типично для гипабиссальных или даже приповерхностных фаций щелочных гранитов Дашибалбарского массива (Брандт и др., 1970) и других массивов щелочных гранитов с катфоритовыми амфиболами.

На примере Хан-Богдинского массива МНР, а также щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы (Коваленко, Писарская, Пополитов, 1968<sub>4</sub>; Коваленко, Знаменская и др., 1969<sub>1,2</sub>) можно видеть, что от ранних грани-

Распределение олова, свинца, цинка, таллия, бериллия (г/т) и фтора (вс. %) в щелочных сферолитовых порфирах

Структурная группа минералов	Sn	Pb	Zn	Tl	Be	F
Вкрапленники щелочного полевого шпата	3,5	15	15	1,2	1,8	0,015
Сферолиты щелочного полевого шпата и кварца . . . . .	8,0	40	18	1,0	3,2	0,020
Основная масса . . . . .	8,0	25	20	0,5	4,1	0,042

тов к поздним экеритам и щелочногранитным пегматитам происходит накопление лития, цинка, олова, ниобия, тантала, циркония, гафния, р. з. э., в меньшей степени бериллия, рубидия и фтора. Аналогичная картина отмечается для щелочных гранитоидов Данибалбарского массива (Брандт и др., 1970). Здесь тоже происходит некоторое накопление рубидия, лития, олова, цинка, бериллия и уменьшение калий-рубидиевого отношения в поздних пегматитах. Увеличение содержания лития и рубидия имеется и в центральных раскристаллизованных зонах субвулканических тел щелочных гранитов по сравнению с их эндоконтактовыми эффузивоподобными аналогами.

В щелочных сферолитовых порфирах отмечается накопление олова, свинца, цинка, бериллия и фтора в основной массе (табл. 27). В связи с этим можно полагать, что обогащение поздних пород щелочногранитных массивов многими редкими элементами связано с накоплением этих элементов в остаточных расплавах. Напомним, что петрохимическая эволюция пород массивов щелочных гранитов как при «пантеллеритовой», так и при «комендитовой» тенденции направлена в сторону увеличения щелочности (обычно коэффициента алкальности). Видимо, накопление редких элементов идет параллельно повышению щелочности пород. В этом же направлении в щелочных гранитах растет отношение содержанияй цериевых р. з. э. к итриевым и нередко ниобия к танталу и циркония к гафнию. В редкометалльных щелочных гранитах значения двух последних отношений обычно значительно превышают общепринятые для гранитов (Виноградов, 1962<sub>1</sub>; Знаменский, Пополитов, 1964).

В щелочных полевых шпатах щелочных гранитов отмечаются более умеренные по сравнению с литий-фтористыми гранитами содержания лития, рубидия и свинца (см. табл. 5). В то же время концентрации стронция и бария в полевых шпатах тех и других гранитов одинаково низки. В щелочных полевых шпатах поздних пород (пегматитах, экеритах) происходит некоторое накопление рубидия и свинца.

Доля щелочного полевого шпата в балансах рубидия, бария, стронция и нередко свинца — преобладает, так что этот минерал можно считать носителем рассматриваемых элементов (см. табл. 21). Для щелочных полевых шпатов щелочных гранитов характерна повышенная по сравнению с литий-фтористыми гранитами доля олова, а для катфоритовых гранитов — и доля лития. Для щелочных гранитов ряды концентраторов ниобия и тантала имеют следующий вид<sup>8</sup> (см. табл. 22): Nb — сфен > ильменит > магнетит > циркон > амфибол; Ta — ильменит > сфен > циркон > амфибол. Соотношение ниобия к танталу во всех изученных минералах щелочных гранитов, кроме циркона, значительно выше, чем в минералах литий-фтористых гранитов. Ряды носителей ниобия и тантала имеют другой вид<sup>8</sup>: Nb — амфибол > сфен > ильменит > магнетит >

<sup>8</sup> Без учета разностей с собственными минералами ниобия и тантала.

Распределение щелочей, фтора (вес. %) и некоторых редких элементов (г/т) в амфиблах щелочных гранитоидов МНР

Номер пробы	Порода, минерал	K	Na	Li	Rb	Pb	Zn	Sn	Nb	Ta	Zr	Hf	(TR, Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	WO <sub>3</sub>	F	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf	
<i>Хан-Богданийский массив МНР</i>																			
ХБ 898	Арфведсонит из гранитов главной фазы	1,4	6,4	1910	14	18	4600	13*	60	1,5	1200	20	340	1,3	2,30	1000	40	60	
ХБ 1050	То же	1,7	5,0	500	250	30	1600	12	35	2,0	450	8	110	1,4	1,10	68	18	41	
ХБ 1054	»	1,6	6,2	670	40	23	1300	22	48	2,0	420	12	—	Сл.	1,18	1600	24	35	
ХБ 1110	Арфведсонит из пегматитов	1,6	7,0	1239	—	—	—	—	43	1,0	2300	60	—	—	1,40	—	43	38	
ХБ 1051	Арфведсонит из слонстого тела экеритов и пегматитов	1,5	5,4	1528	—	59	2300	9	55	1,5	600	12	80	Сл.	2,10	—	37	50	
ХБ 900	Арфведсонит из пегматитов	1,3	6,1	1220	12	22	2100	17	45	2,0	950	15	160	1,9	1,52	1083	23	63	
ХБ 903	То же	1,5	5,9	1240	16	13	1800	8	—	—	—	—	200	1,1	1,54	937	—	—	
ХБ 909	Арфведсонит из экеритов	1,5	6,3	1380	23	11	3600	13	—	—	—	—	—	3,0	1,72	652	—	—	
ХБ 911	Арфведсонит из пегматитов	1,6	5,7	1160	8	22	1800	8	35 26	1,5 —	950 550	20 19	100	Сл.	1,55	2000	23	48	
ХБ 904		1,5	5,8	820	4	8	1300	8	36	7,0	400	5	140	1,3	1,61	3750	—	80	
ХБ 1053	Арфведсонит из слонстого тела пегматитов и экеритов	1,8	5,6	1157	—	—	1400	15	20	2,0	2330	65	260	1,0	1,60	—	10	36	
ХБ 856/5	Рибекит-арфведсонит из слонстого тела экеритов и пегматитов	1,9	5,3	1296	—	10	1500	18	36	4,0	1600	40	690	4,0	2,40	—	9	40	
ХБ 856/7	То же	1,7	5,4	1343	—	—	—	—	43	1,0	950	10	600	—	2,60	—	43	95	
ХБ 856/13	»	1,7	5,2	1157	—	11	1500	19	40	3,5	3575	55	800	3,5	2,30	—	11	65	
ХБ 1250	»	1,5	5,0	213	—	—	—	—	25	1,5	1450	43	160	—	3,27	—	17	34	
ХБ 1049	Кальциевый катопорит из ранних «красных» гранитов	0,7	1,8	74	—	—	—	—	130	2,7	420	13	—	—	1,28	—	48	32	

*Хар-Хадский массив*

Хар 965	Рибекит из пегматита	1,0	4,2	1800	160	62	1800	42	100	1,4	516	10	270	1,9	0,30	62	91	27
Хар 1234	Амфибол из гранитов	0,9	3,3	395	5	58	1600	54	220	3,0	750	24	—	2,0	0,42	1800	73	31
Хар 963	»	1,0	3,7	468	—	73	1700	48	242	3,0	883	16	—	1,8	—	—	71	55
Хар 964	»	0,65	1,7	139	4	83	1100	38	—	—	—	—	—	2,0	—	1625	—	—

*Эльсютунский массив*

СПЭ 1357	»	0,7	2,0	270	12	—	—	—	550	20,0	1000	34	—	—	0,50	583	27,5	29
СПЭ 1355	»	—	—	—	—	—	—	—	41	1,3	1350	23	—	—	—	—	31	59

*Барун-Богдинский массив*

СПБ 1360	Рибекит из гранитов 2-й фазы	0,8	5,4	1900	12	130	—	260	190	3,4	940	70	—	—	1,85	666	55	13
СПБ 1359	Кальцевый катофорит	0,6	4,2	231	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	545	—	—
СПБ 1360	То же	0,6	3,9	495	14	—	—	—	620	28,0	1600	78	—	—	1,15	428	22	20

*Дзэмын-Удский массив*

СПД 1260	»	1,1	4,7	792	12	—	—	—	92	2,0	1200	34	—	—	0,95	916	46	35
СПД 1266	»	0,9	4,2	710	4	69	1700	36	92	0,9	910	23	—	—	—	2250	102	40

*Баян-Уланский массив*

БУ 883	»	0,89	3,6	200	12	65	2100	30	110	1,3	2300	27	—	1,3	1,21	741	84	85
БУ 874	»	1,0	4,1	567	—	110	4000	60	—	—	—	690	1,5	0,98	—	—	—	—
БУ 552	»	1,2	4,4	800	20	90	3100	50	84	2,2	970	34	1200	2,7	1,57	600	38	29
БУ 885	»	0,9	4,7	217	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,60	—	—	—
БУ 893	»	1,0	3,9	779	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,38	—	—	—
БУ 893	»	1,0	3,9	779	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,38	—	—	—
БУ 884	»	1,0	4,5	620	48	42	3500	27	110	2,0	1600	24	600	2,5	1,20	555	55	67
БУ 882	»	0,2	6,0	820	8	41	3100	154	53	2,4	2100	87	970	4,0	1,12	250	22	24
БУ 551	»	1,2	5,7	1310	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,80	1000	—	—
БУ 547	»	0,80	2,7	136	12	56	2500	31	—	—	—	—	340	2,2	0,80	741	—	—
БУ 548	»	1,0	2,7	280	50	—	—	—	190	4,2	1500	42	—	—	—	200	—	—

*Дашибалбарский массив*

ДБ 701	Кальцевый катофорит	0,80	4,6	722	14	160	2700	80	325	5,0	1862	35	1540	—	1,32	571	65	53
ДБ 700	То же	0,8	4,2	847	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,60	—	—	—
ДБ 687	»	0,9	3,3	370	33	61	2000	100	495	12,0	1650	45	1100	2,8	1,25	272	41	37
ДБ 675	»	0,7	3,4	262	—	110	1900	310	—	—	—	—	—	3,4	0,80	—	—	—
ДБ 679	»	1,2	2,5	140	100	—	1500	70	282	6,3	4300	100	2300	5,3	0,76	120	44	43
ДБ 677	Рибекит из щелочных гранофиров	0,55	5,5	1270	16	102	2800	150	305	6,1	2442	52	1740	3,1	2,06	343	50	47
ДБ 696	Рибекит из шпировых пегматитов	0,9	4,9	1224	—	110	3200	210	330	11,0	1100	39	500	4,7	1,60	—	30	28

> циркон; Та — сфен > ильменит > Амфибол > циркон. Соответственно ниобия к танталу уменьшается в щелочных гранитах в последовательности: амфибол > сфен > ильменит > циркон.

Балансы р. з. э. в щелочных гранитоидах рассматривались Д. А. Минеевым (1968) и нами (Коваленко, Знаменская и др., 1969<sub>1</sub>). Как следует из этих работ, доля р. з. э. в лейкократовых и темноцветных минералах, а также в цирконе щелочных гранитов не превышает 2%, а иттрия ~ 7%. В пегматитах и альбититах доля р. з. э. и иттрия может достигать соответственно 24—50%. Большая часть р. з. э. щелочных гранитоидов сконцентрирована в собственных редкоземельных минералах (Коваленко, Знаменская и др., 1969<sub>1</sub>). Последние могут быть представлены не только редкоземельными танталониобатами, но и такими минералами, как гагаринит (Минеев, 1968). Наиболее высокие содержания р. з. э. (до 12,8%), не считая собственных минералов р. з. э., отмечаются в цирконе щелочных гранитоидов (Коваленко, Знаменская и др., 1969<sub>1</sub>).

До сих пор недостаточно внимания обращалось на распределение олова и бериллия в щелочных гранитоидах, хотя содержания этих элементов в рассматриваемых гранитах достигают высоких значений (см. табл. 17). Балансы олова и бериллия в щелочных гранитоидах Северо-Восточной Тувы рассмотрены нами ранее (Коваленко, Легейдо и др., 1968). Практически все олово щелочных гранитоидов даже при высоких его концентрациях рассеивается в породообразующих минералах (амфибол, эгирин) и цирконе. Щелочные полевые шпаты содержат до 20% олова породы<sup>9</sup>, кварц до 8%, циркон и ильменит существенной роли в балансе не играют, хотя в ильмените содержание олова достигает 100 г/т.

Большая часть бериллия щелочных гранитоидов (от 50 до 100%) также рассеивается в породообразующих и главных аксессуарных минералах (Коваленко, Легейдо и др., 1968) и примерно поровну распределена между щелочными полевыми шпатами и темноцветными минералами с некоторым преобладанием полевых шпатов. Циркон имеет большее значение в балансе бериллия, чем в балансе олова. В пробах альбититов появляется собственно бериллиевый минерал — гадолинит.

Корреляционные связи содержаний олова в щелочных гранитах и выделенных из них минералов показывают, что минералы щелочных гранитов не насыщены этим элементом. То же можно сказать о насыщенности щелочных полевых шпатов и кварца бериллием.

**Распределение некоторых редких элементов в амфиболах.** В связи с тем, что амфиболы являются одними из наиболее распространенных темноцветных минералов в щелочных, в том числе редкометальных, гранитоидах, важно рассмотреть их роль в распределении характерных редких элементов. Имеющиеся в настоящее время данные по этой проблеме представлены в табл. 28, а также в ряде работ (Borley, 1963; Гамалея, 1970; Borg, 1967; Nickel, Mark, 1965).

Содержание лития в амфиболах из щелочных гранитоидов достигает 1%. При этом литий вместе с трехвалентным железом замещает двухвалентное железо и магний в структуре амфиболов, входя в октаэдрическую координацию. Чаще всего амфиболы содержат от 50 до 100% всего лития щелочных гранитоидов (табл. 29, 30) и поэтому могут считаться и концентраторами, и главными носителями лития щелочных гранитоидов. Правда, имеются более редкие щелочные гранитоиды с полилитийонитом, в которых последний концентрирует литий интенсивнее, чем амфиболы. Содержание лития в амфиболах растет при переходе от кальциевых катифоритов к рибекитам и арфведсонитам. Наиболее богаты литием рибекит-арфведсониты и арфведсониты Нигерии (см. табл. 30). В меньших количествах литий входит в арфведсониты МНР и в рибекиты Северо-Восточной Тувы и Улканского плутона.

<sup>9</sup> Возможно, что в альбите олово связано с мельчайшими чешуйками астрофиллита.

Роль амфибола в балансе некоторых редких элементов в щелочных гранитах

Номер пробы	Содержание амфибола, об. %	Литий			Рубидий			Свинец			Цинк			Олово			(TR, Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			Фтор, %		
		в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола
ХБ 898	4,8	63	1910	50,5	200	14	0,1	16	20	2,3	125	5000	72	9	11	22	450	340	4,4	0,15	2,30	28
ХБ 1050	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	300	110	0,7	—	1,10	—
ХБ 900	5,5	132	1220	50,1	250	12	0,2	4	13	18,0	1250	6500	29	4	18	25	70	160	12,6	0,16	1,52	55
ХБ 903	5,3	200	1240	32,8	167	16	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	250	200	4,2	0,24	1,54	34
ХБ 909	5,9	74	1980	110	180	23	0,8	11	7	3,3	120	5000	160	24	7	4,7	—	—	—	0,07	1,72	—
ХБ 911	1,2	48	1160	77	144	8	0,1	30	11	0,4	70	6000	100	10	8	1,0	—	100	—	0,35	1,55	5,3
ДБ 701	3,9	48	722	59	—	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	620	1540	9,6	—	1,32	—
ДБ 698	6,0	68	1210	106	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	290	500	10,3	—	1,60	—
А 200	12,3	745	830	14	—	64	—	—	—	—	—	—	—	100	250	31	2220	1200	6,7	0,29	—	—
АС 236	11,2	126	575	51	—	284	—	—	—	—	—	—	—	18	25	15	1380	830	6,7	0,18	0,95	59
СМ 246	15,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	76	86	1800	1700	14,9	—	—	—

Примечание. Содержание редких элементов в породе и в минерале—г/т, доля амфибола—%.

Таблица 30

Роль амфибола в балансе лития, олова, ниобия, циркония, р. з. э. и фтора в щелочных гранитах Нигерии (Тугаринов, Коваленко, 1973)

Номер пробы	Содержание амфибола, об. %	Литий			Олово			Ниобий			Цирконий			TR			Фтор		
		в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола	в породе	в минерале	доля амфибола
Аф 202	4	140	2200	63	21	135	30	330	295	3,6	1030	500	2,0	430	400	3,7	1,72	1,72	4
Аф 204	6	154	2400	94	—	—	—	1050	1070	6,1	7800	960	0,7	—	—	—	—	0,39	—
Аф 173	8	508	5400	80	71	230	26	—	—	—	590	670	0,9	—	—	—	2,55	1,57	4,9
Аф 120	6	—	4000	—	46	210	27	210	220	6,3	1800	580	2,0	—	—	—	0,42	1,78	89
Аф 201	5	408	2100	100	12	150	62	95	134	7,0	510	620	6,0	1200	810	3,4	2,67	0,26	0,5
Аф 174	6	500	5000	60	61	500	49	930	290	1,9	2100	2100	6,1	1300	650	3,0	1,90	0,84	2,3
Аф 206	2	—	—	—	56	800	29	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Содержание элементов в породе и в минерале—г/т, доля амфибола—%.

Амфиболы концентрируют фтор до 20 и более раз по сравнению с его содержанием в породе (см. табл. 29, 30). Доля фтора, приходящаяся на амфибол, достигает 60% и более от содержания этого элемента в породе. Однако в отличие от лития она редко достигает 100%, поскольку обычно в щелочных гранитоидах присутствуют и собственные минералы фтора (флюорит, гагаринит, криолит). Мала роль амфиболов в балансе фтора для щелочных гранитов Нигерии (см. табл. 30), в которых в заметных количествах отмечены криолит и флюорит (Vorley, 1963). Максимальные содержания фтора в щелочных амфиболах достигают 3% (почти чисто фтористые амфиболы). Для нигерийских гранитоидов установлена прямая корреляция между содержаниями фтора и лития.

Более чем в 100 раз по сравнению с породой амфиболы могут концентрировать цинк (см. табл. 29). Содержания этого элемента в амфиболе достигают 0,75%. Обычно практически весь цинк породы концентрируется в амфиболе. Видимо, амфиболы являются и концентраторами, и носителями цинка щелочных гранитоидов. Скорее всего, цинк изоморфно замещает железо амфиболов, хотя нельзя исключать и более сложные формы вхождения цинка в структуру амфиболов, которые пока не изучены.

Весьма интенсивно амфиболы концентрируют олово (Коваленко, Легейдо и др., 1968; Тугаринов, Коваленко, 1973). Содержания этого элемента могут в 15 раз превышать его концентрацию в граните, достигая 800 г/т (см. табл. 29 и 30). Доля амфиболов в балансе олова в щелочных гранитоидах достигает 86%, а иногда не превышает и первых процентов. Видимо, амфиболы следует относить к разряду концентраторов и частично носителей олова щелочных гранитоидов только совместно с такими минералами, как сфен, ильменит, астрофицит. Но в некоторых случаях рибекит и самостейтельно может быть концентратором и носителем олова гранитов (Коваленко, Легейдо и др., 1968; см. табл. 29).

Ниобий концентрируется в щелочных амфиболах по сравнению с гранитом в 30 раз и более (см. табл. 30, 31), что особенно характерно для пород с относительно низкими его содержаниями. Прямая корреляция между содержанием ниобия в амфиболе и в породе намечается для щелочных гранитоидов Нигерии, причем максимальное содержание первого достигает 0,1%. Это содержание близко к арфведсониту из бериллий- и ниобий-содержащих парагнейсов п-ва Лабрадор (Nickel, Mark, 1965). Ю. Н. Гамалея (1970) указывает, что в щелочном амфиболе из щелочногранитного негматита содержание ниобия достигает 0,35%. К сожалению, форма вхождения ниобия в амфибол пока не ясна.

Видимо, не только содержанием в породе определяется концентрация ниобия в амфиболе, а регулируется, кроме того, и парагенезисом других минералов, способных концентрировать ниобий (см. табл. 29). Обычно доля амфибола в балансе ниобия в щелочных гранитоидах довольно скромная и составляет не более 7% ниобия породы, в то время как остальное количество этого элемента сосредоточено в танталониобатах, минералах

Таблица 31

Роль амфиболов в балансе ниобия, тантала, циркония и гафния в щелочных гранитоидах

Номер пробы	Содержание амфибола, об. %	Ниобий			Тантал			Цирконий			Гафний		
		в породе	в амфиболе	доля амфибола	в породе	в амфиболе	доля амфибола	в породе	в амфиболе	доля амфибола	в породе	в амфиболе	доля амфибола
ХБ 1049	4,3	17	130	33	1,3	2,7	8,9	650	420	2,8	17	13	3,3
БУ 552	4,6	—	84	—	—	2,2	—	—	970	—	—	34	—
БУ 548	2,6	5,2	190	102	0,7	4,2	16,8	400	1500	10,5	8,4	42	14,0
ДБ 698	6,0	5,5	330	36	4	11	16,5	500	1100	13,2	21	39	11,1

Примечание. Содержание элементов в породе и в амфиболе — г/т, доля амфибола — %.

титана и т. п. При отсутствии собственных минералов ниобия доля амфиболов в балансе ниобия возрастает до 36, а иногда и до 100% (см. табл. 31).

Принято считать, что ниобий геохимически тесно связан с титаном (Знаменский, 1957). Не исключено, что способность концентрировать ниобий амфиболами также связана со сравнительно высоким содержанием титана в амфиболах. В то же время корреляционных связей ниобия с титаном в амфиболах не обнаружено, в связи с чем доказательство геохимической связи ниобия с титаном в амфиболах еще следует искать.

Если амфиболы нередко многократно концентрируют ниобий, то тантал концентрируется в них несравненно слабее: семикратно (см. табл. 31, БУ 548) или в лучшем случае двух-трехкратно. В связи с этим амфиболы отличаются резко повышенным значением отношения ниобия к танталу ( $22 \div 102$ ), которое выделяет их из всех широко распространенных пород и минералов (Знаменский, 1957; Знаменский, Пополитов, 1964; Знаменский и др., 1962; Знаменский и др., 1953; Герасимовский и др. 1966<sub>1,2</sub>). Доля амфибола в балансе тантала не превышает 16,8%.

Амфиболы концентрируют цирконий и гафний довольно слабо и только в щелочных гранитоидах со сравнительно низкими (менее 1000 г/т) содержаниями этих элементов (см. табл. 31). Доля амфибола в балансе циркония не превышает 13, а в балансе гафния — 14%. Отношение циркония к гафнию здесь остается близким таковому в породах. Максимальное содержание циркония (6500 г/т) отмечено в амфиболе из Нигерии. Концентрация гафния в амфиболе достигает 100 г/т.

Свинец практически не концентрируется в амфиболах. Исключения составляют арфведсониты Нигерии, в которых содержание свинца составляет сотни гамм, достигая 1680 г/т. Амфиболы содержат до 18% свинца щелочных гранитов.

Обращает на себя внимание очень низкая концентрация рубидия во многих щелочных амфиболах (см. табл. 28), в результате чего отношение калия к рубидию в них достигает 1000 и более. Низкие содержания рубидия известны для некоторых амфиболов из базальтоидов (Jakes, White, 1970).

Редкоземельные элементы и иттрий не концентрируются в амфиболах (см. табл. 29, 30). Содержания суммы р. з. э. в амфиболах достигают 4700 г/т, но доля амфиболов в балансе этих элементов не превышает 15% (см. табл. 29). В серии амфиболов рибекит — кальциевый катофорит содержание расщепляемых элементов растет в сторону катофоритовых членов, т. е. с увеличением содержания кальция в амфиболах. В то же время для рибекитов и арфведсонитов намечается прямая корреляционная связь содержания суммы р. з. э. с концентрацией фтора в амфиболах (см. табл. 28). Повышение содержания суммы р. з. э. с увеличением концентрации кальция в рибекитах и катофоритах сопровождается ее ростом в породах.

Спектры р. з. э. в амфиболах щелочных гранитоидов приведены в табл. 32 и в работе В. И. Коваленко, А. С. Знаменской и др. (1969<sub>2</sub>). Они могут быть как селективно цериевыми, так и селективно иттриевыми. Промежуточные спектры р. з. э. не обнаруживают существенных максимумов других лантаноидов, и относительные содержания индивидуальных р. з. э. в них меняются довольно слабо.

Корреляционные связи между индивидуальными р. з. э. в амфиболах рассмотрены ранее (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971). На основании знака такой связи с иттрием по методу Д. А. Минеева (1969) можно разбить р. з. э. на три группы: цериевую с обратными корреляционными связями с иттрием (лантан, церий, празеодим, неодим), промежуточную (самарий, гадолиний) и иттриевую с положительными корреляционными связями с иттрием (диспрозий, гольмий, эрбий, иттербий). По имеющимся данным, относительное содержание иттрия в амфиболах не зависит от содержания суммы р. з. э. В то же время для рибекитов Северо-Восточной

Спектры р. з. э. (оти. % к сумме (TR, Y)<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) в амфиболах из щелочных гранитоидов МНР

Номер пробы	Минерал, порода	(TR, Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , вес, %	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<i>Хан-Богдинский массив</i>															
ХБ 898	Арфведсонит из гранитов главной фазы	0,034	9,32	23,41	4,26	22,49	3,83	5,97	7,43	—	—	—	—	—	23,59
ХБ 1050	То же	0,011	7,72	34,69	4,44	23,87	0,89	1,77	—	—	—	—	—	—	26,62
ХБ 1051	Арфведсонит из слоистых экеритов и пегматитов	0,008	7,63	29,50	2,69	19,66	2,50	2,76	2,36	—	6,49	—	—	—	26,41
ХБ 1053	То же	0,026	5,81	39,75	1,97	7,03	1,81	3,16	4,16	—	1,40	—	0,61	—	34,30
ХБ 856/5	»	0,069	9,67	40,48	2,57	13,21	5,46	6,60	1,95	—	0,20	—	0,20	—	19,66
ХБ 856/7	»	0,060	16,58	42,51	2,78	12,51	3,30	2,27	1,99	—	—	—	—	—	18,35
ХБ 856/13	»	0,080	7,80	31,65	3,60	11,10	6,10	8,60	5,50	—	0,30	—	0,60	—	24,75
<i>Хар-Хадский массив</i>															
Хар 965	Рибекит из пегматитов	0,027	12,73	31,05	8,38	15,04	4,79	3,88	1,26	—	0,25	—	0,67	—	22,05
<i>Баян-Уланский массив</i>															
БУ 883	Кальциевый катофорит	0,069	10,01	27,64	4,47	15,02	6,62	7,70	1,91	—	2,39	—	3,09	—	21,15
БУ 552	То же	0,120	12,89	38,89	3,61	13,76	3,61	4,19	—	—	3,03	—	5,03	—	14,99
БУ 884	»	0,060	11,99	23,89	2,46	13,39	5,50	4,82	—	—	8,35	—	10,53	—	19,07
БУ 882	»	0,097	9,38	20,49	3,85	15,30	5,23	4,59	6,83	0,11	5,78	—	5,94	—	22,50
БУ 547	»	0,034	13,94	44,36	3,28	19,85	3,24	2,74	—	—	—	—	—	—	12,59
<i>Дашибалбарский массив</i>															
ДБ 701	»	0,154	10,94	35,85	5,86	12,49	3,33	4,81	1,97	0,17	2,22	0,08	4,25	0,08	17,95
ДБ 687	»	0,110	15,28	30,19	2,78	16,43	3,39	3,50	—	—	0,18	—	0,18	—	28,07
ДБ 679	»	0,230	12,33	27,67	3,85	14,88	7,17	5,31	4,38	—	2,18	—	2,24	—	19,99
ДБ 677	»	0,174	16,55	24,91	4,20	16,74	4,50	5,62	2,98	0,02	2,32	—	3,10	—	19,06
ДБ 698	Рибекит из пегматита	0,050	12,79	25,69	1,72	13,97	6,05	6,25	2,43	0,56	3,21	—	8,42	0,42	18,49

Тувы намечается прямая зависимость между относительными содержаниями иттрия в амфиболах и в породе (Коваленко, Знаменская и др., 1969<sub>1,2</sub>). Проявляется и некоторая корреляционная связь между относительным содержанием иттрия и концентрацией фтора в амфиболах так, что наиболее иттриевыми оказываются самые фтористые щелочные амфиболы.

Подводя итоги анализу распределения рассмотренных элементов в амфиболах щелочных гранитоидов, необходимо отметить, что роль амфибола здесь весьма напоминает роль биотита в обычных гранитах. Это сходство определяется способностью амфибола и биотита концентрировать такие элементы, как литий, фтор, цинк, олово, ниобий, причем нередко эти минералы не только концентраторы, но и носители некоторых перечисленных элементов. Отличия в геохимической роли амфибола и биотита выражаются, в первую очередь, в резком обеднении амфибола рубидием и в соответствующем высоком отношении калия к рубидию, что не характерно для биотита. Не свойственна биотиту такая резкая избирательная способность к концентрированию ниобия по отношению к танталу, как для амфибола. Показательно, что в породах отношения калия к рубидию и ниобия к танталу значительно ниже, чем в амфиболах. Видимо, избирательное концентрирование ниобия по сравнению с танталом и калия — с рубидием в амфиболах может определяться кристаллохимическими факторами.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СТЕКЛОВАТЫХ КОМЕНДИТАХ И ПАНТЕЛЛЕРИТАХ И ЕГО СОПОСТАВЛЕНИЕ С РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ В РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДАХ

Для пантеллеритов и комендитов типоморфными элементами являются цирконий, ниобий, р. з. э. (лантан, церий, иттрий, цинк), в меньшей степени бериллий, олово и тантал. К типоморфным признакам этих пород относятся резко пониженные по сравнению со средними содержаниями в гранитах концентрации стронция и бария и сравнительно высокая величина отношения ниобия к танталу. Но все перечисленные геохимические черты пантеллеритов и комендитов точно так же характерны и для редкометальных щелочных гранитов и их пегматитов (рис. 40). Бедность грани-

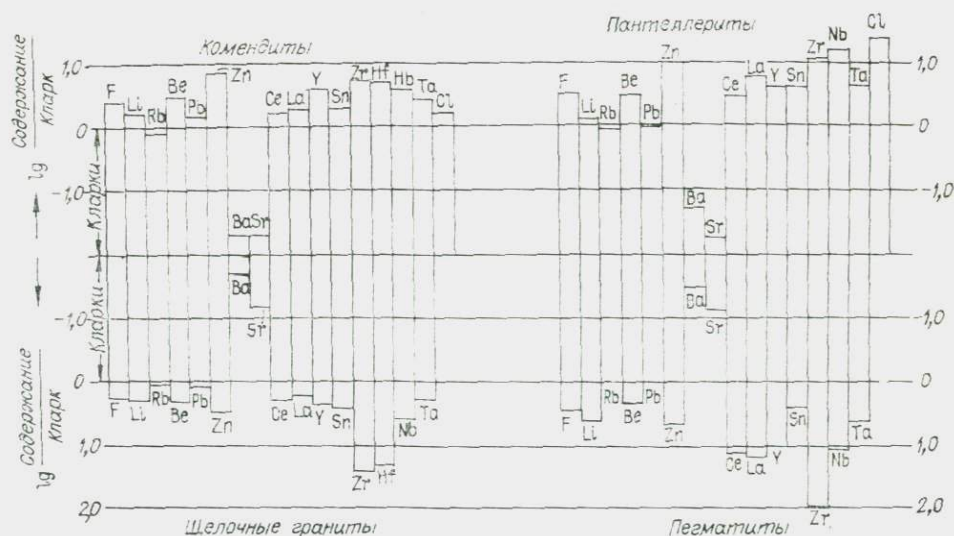


Рис. 40. Степень концентрации редких элементов в щелочных гранитах и пегматитах Хап-Богдинского массива и в стекловатых комендитах и пантеллеритах. Пояснения см. на рис. 34.

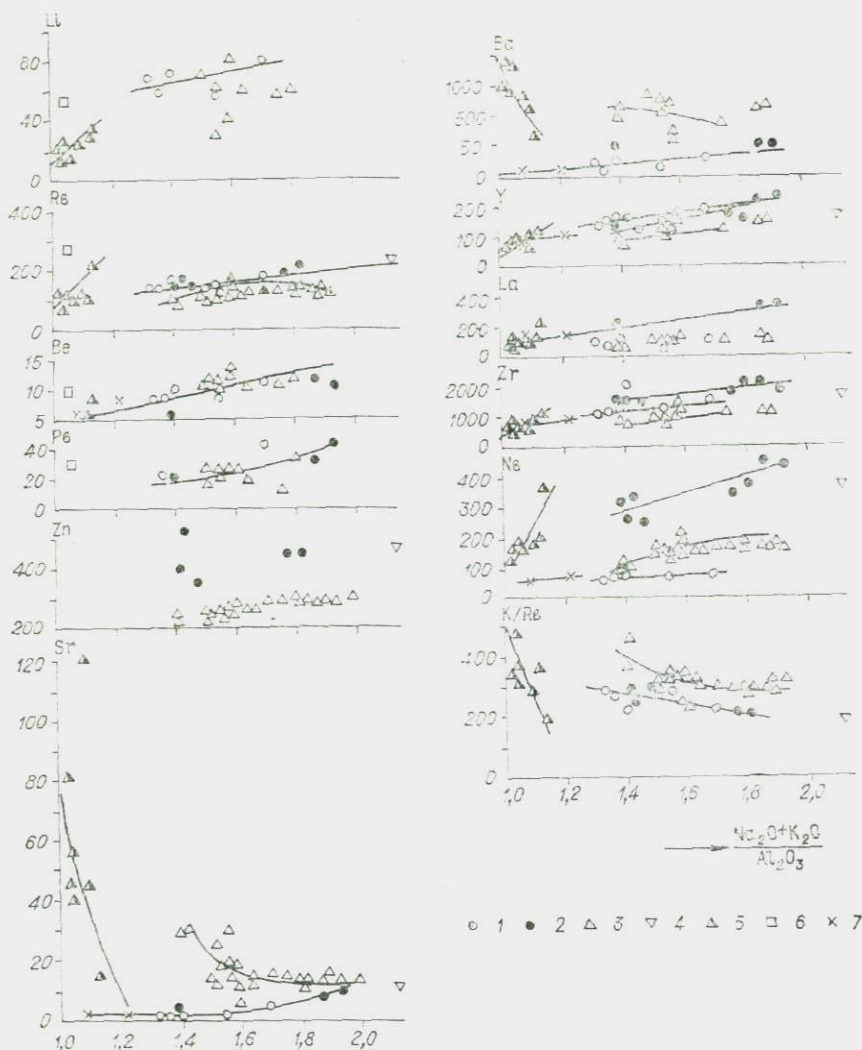


Рис. 41. Зависимость содержания редких элементов (г/т) в негидратированных стеклах пантеллеритов и комендитов от их коэффициента агнаитности:  
 1 — комендиты о. Мэджор, Новая Зеландия; 2 — пантеллериты о. Пантеллерия; 3 — пантеллериты вулкана Фантал, Эфиопский рифт; 4 — пантеллериты Кении; 5 — пантеллериты Адена; 6 — пемзы пантеллерита, Дальний Восток; 7 — комендиты западных штатов США.

тов хлором по сравнению с их стекловатыми аналогами следовало ожидать, поскольку при кристаллизации расплавов и стекол в первую очередь теряется хлор (Noble e. a., 1967; Рябчиков, 1974). Таким образом, можно говорить не только о петрохимическом сходстве агнаитовых кремнекислых стекол и редкометальных щелочных гранитов, но и об их полной геохимической идентичности. Отсюда следует, что магмы редкометальных щелочных гранитов существовали в природе.

Содержания редких элементов в стекловатых пантеллеритах и комендитах зависят от коэффициента агнаитности этих пород (рис. 41). С ростом коэффициента агнаитности стекол увеличиваются содержания рубидия, бериллия, свинца (Пантеллерия, Мэджор), цинка (Фантал), иттрия, лантана, циркония и ниобия, а величина калий-рубидиевого отношения падает. В случае высоких концентраций стронция и бария в стеклах содержания этих элементов резко понижаются с ростом коэффициента агнаитности стекол. Конечно, здесь имеются отличия для разных регионов в об-

щем уровне содержания редких элементов и в интенсивности их изменения, но направление этого изменения во всех случаях одно. Характерно, что аналогичная зависимость средних содержаний редких элементов от коэффициента агапайности наблюдается и в щелочных гранитах.

Вероятно, повышение концентраций редких элементов в стеклах островов Пантеллерия и Мэджор с увеличением степени закристаллизованности объясняется ростом в этом же направлении и коэффициента агапайности стекол (как в «пантеллеритовой», так и в «комендитовой» петрохимических сериях). В отличие от этого с ростом степени закристаллизованности пантеллеритов Фантала коэффициент их агапайности проходит через минимум. Отсюда и волнообразный характер изменения концентраций редких элементов в стеклах с возрастающей степенью закристаллизованности в вулкане Фантал.

Следовательно, если увеличение степени закристаллизованности стекол отражает их порядок образования в камере и соответственно последовательность извержения (например, на о. Мэджор), то возможна простейшая тенденция увеличения коэффициента агапайности и концентраций редких элементов в процессе эволюции расплавов.

Могут быть и более сложные схемы дифференциации щелочногранитных расплавов. Например, в вулкане Фантал порядок извержения ранних лав и увеличение в них степени закристаллизованности осуществлялся на фоне понижения коэффициента агапайности и понижения концентраций большинства редких элементов. Как уже говорилось выше, это связывается с наличием зональной магматической камеры, в которой наиболее щелочные и богатые редкими элементами расплавы располагались наверху и извергались в первую очередь. Аналогичная зональность магмы отмечается и в следующую стадию туфового извержения. Судя по имеющимся данным по агапайным стеклам США, Адена и других регионов (см. табл. 2), возможность существования зональных магматических камер с наиболее агапайными и богатыми редкими элементами расплавами наверху предполагается во многих случаях.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

### ПРИЗНАКИ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Отличить магматические породы от метасоматических и особенно автосоматических весьма сложно (Коржинский, 1969, 1974; Жариков, Омеляненко, 1965). Этим объясняются многолетние научные дискуссии о происхождении тех или иных пород. Продолжается дискуссия и о происхождении редкометальных гранитоидов. До сих пор доводы большинства последователей метасоматической и магматической гипотез происхождения редкометальных гранитоидов основывались на одних и тех же фактах, собранных часто на более полно изученных массивах редкометальных гранитов (Левицкий и др., 1963; Беус и др., 1962; Луговской и др., 1972; Коваль, 1975). Разница — в интерпретации этих фактов, а также в придании большей генетической значимости тем или другим фактам исследователями двух перечисленных направлений. Автор не считает возможным продолжать дискуссию об интерпретации этих широко известных фактов

(своеобразные структуры редкометалльных гранитоидов; неоднородность текстур; наличие альбита; заметные колебания минерального и химического состава пород; обогащение альбитом апикальных частей некоторых массивов; богатство редкими элементами и т. п.). Попытка извлечь из этих фактов «однозначные» и решающие доказательства происхождения редкометалльных гранитоидов, по-видимому, обречена на неудачу в связи с возможностью многозначной их генетической трактовки<sup>10</sup>. Для решения вопроса необходимы принципиально новые данные.

Мы приходим к выводу о магматическом происхождении редкометалльных гранитов на основании следующих главных положений: 1) наличия онгонитов, пантеллеритов и комендитов, являющихся субвулканическими и вулканическими (магматическими) аналогами редкометалльных гранитов; 2) наличия контактовых соотношений массивов редкометалльных гранитов с вмещающими породами, типичных для магматических пород; 3) резких отличий редкометалльных гранитов от типичных метасоматических пород.

По-видимому, к новым фактам, имеющим принципиально важное значение для суждения о генезисе редкометалльных гранитов, могут быть отнесены открытие онгонитов и выявление стекловатых аналогов редкометалльных щелочных гранитов. Предыдущие разделы монографии посвящены детальному и многостороннему сопоставлению редкометалльных литий-фтористых гранитов с онгонитами, а редкометалльных щелочных гранитов — со стекловатыми пантеллеритами и комендитами. Сходство рассматриваемых двух интрузивных и эффузивных или субвулканических групп пород — весьма полное как в отношении общего химического состава, так и в распределении редких элементов. Изменение состава интрузивных и эффузивных пород этих групп в последовательных сериях также сходно. Несомненно, что мы имеем интрузивные и эффузивные эквиваленты редкометалльных гранитов. Следовательно, принципиальная научная важность выявления онгонитов, редкометалльных пантеллеритов и комендитов в том, что они доказывают физическую вероятность существования в природе магм редкометалльных гранитов. Для массивов собственно интрузивных редкометалльных гранитов весьма характерны резкие интрузивные контакты с вмещающими породами (в том числе с материнскими аляски-тами и гранитами), ксенолиты вмещающих пород, апофизы гранитов во вмещающих породах. В эддоконтактах рассматриваемых массивов обычно присутствуют зоны закаленных мелкозернистых пород. Состав редкометалльных гранитов, как правило, не зависит от состава вмещающих их пород. В редкометалльных гранитах отсутствуют реликты «первичных» гранитов, за счет метасоматического изменения которых можно было бы предполагать образование редкометалльных гранитов. Эзоконтактовые изменения вмещающих пород и особенно вмещающих гранитов под воздействием массивов редкометалльных гранитов чаще всего проявлены слабо. Масштабы этих изменений и изменений в породах ксенолитов не сопоставимы с предполагаемым сторонниками метасоматического происхождения редкометалльных гранитов полным и неоднократным метасоматическим преобразованием целых массивов редкометалльных гранитоидов. Все контактовые явления в массивах редкометалльных гранитов полностью аналогичны контактовым явлениям гипабиссальных, иногда приповерхностных, массивов обычных гранитов и должны рассматриваться как отражение взаимодействия гранитной магмы (специфического состава) и вмещающих пород. Подчеркнем, что интрузивный характер массивов редкометалльных гранитов, отмечаемый неоднократно и ранее (Левицкий и др., 1963; Луговской и др., 1972; Кузьменко, 1973; Гаврилова и др., 1972; Бескин и др., 1972; Гиизбург,

<sup>10</sup> Даже для структур редкометалльных гранитов, на которые обычно ссылаются сторонники алогранитного метасоматоза, ранее (см. с. 64) была показана возможность магматической интерпретации (см. рис. 20).

1972; Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971), после находок онгонитов и выявления редкометалльной специфики цантеллеритовых и комендитовых стекол приобретает особую важность для решения вопроса генезиса редкометалльных гранитов.

С другой стороны, для редкометалльных гранитов весьма характерна неоднородность состава и строения. Конечно, определенное значение (иногда большое) в этой неоднородности играют типичные метасоматиты (цвиттеры, грейзены, фельдшпатиты, альбититы). Но, очевидно, имеются проявления неоднородности в гранитах, возникшие еще на магматической стадии, как это, например, мы имеем для афировых онгонитов. Для редкометалльных гранитоидов в этом случае обычно характерна сопряженность структурных элементов зон неоднородностей с поверхностью интрузивного контакта массива, когда «полосы», и «струи» сегрегаций альбита, кварца, темноцветных минералов гранитов строго подчинены поверхности контакта и «обтекают» все его неровности, ксенолиты вмещающих пород и т. п. Такие полосы или струи, нередко рассматриваемые в качестве метасоматических образований, никогда не выходят за границы интрузивных тел и независимо от остальной части породы не пересекают ксенолиты или более «ранние» минералы, хотя и проявляются даже в тончайших апофизах или в цементе эрулливных брекчий. Видимо, нет оснований такие сегрегации различных минералов в редкометалльных гранитоидах выделять из магматической стадии образования в послемагматическую. Допуская, что такие минеральные сегрегации есть следствие метасоматической переработки гранитов (апогранитный метасоматоз), следовало бы признать, что существует механизм, при котором послемагматические растворы интенсивно (практически нацело, так как реликтов нет) и неоднократно (много этапов) перерабатывали граниты интрузивного тела, в том числе ее даже тончайшие апофизы, но практически не затрагивали вмещающих пород, а часто и их ксенолитов. По мнению автора, такой механизм маловероятен. Тем более, что типичные послемагматические метасоматиты в редкометалльных гранитоидах (цвиттеры, разнообразные грейзены, фельдшпатиты) по своему геологическому положению резко отличаются от рассматриваемых сегрегаций.

Этот вопрос уже анализировался нами выше. Здесь же только напомним, что метасоматические образования (например, цвиттеры) в отличие от всевозможных минеральных сегрегаций, как правило, не считаются с интрузивными границами редкометалльных гранитов, а формируют свой структурный план, определяемый системами трещин в уже твердых породах. В метасоматитах обычно реликты исходных пород, которые не «обтекаются» метасоматическими зонами, а рассекаются и замещаются ими. Характерно также, что образование метасоматитов не сопровождается привнесением редких элементов, типоморфных для соответствующих редкометалльных гранитов.

Главная особенность метасоматических пород (особенно цвиттеров и всевозможных грейзенов), отличающих их от минеральных сегрегаций в редкометалльных гранитоидах, — наличие метасоматической зональности «с прерывным от зоны к зоне изменением минерального состава породы, с тенденцией к образованию резких фронтов замещения» (Коржинский, 1974, с. 5), а также к образованию анхимономинеральных внутренних зон.

Наконец, отметим поздний по отношению к цвиттерам и кварц-ленидолитовым грейзенам характер фельдшпатитов и альбититов в литий-фтористых гранитах. Этот факт исключает предположение об образовании, например, альбит-ленидолитовых гранитов в результате «ранней» послемагматической альбитизации гранитов, при которой в тыловой зоне метасоматической колонки образовались бы анхимономинеральные альбититы. Такому предположению противоречит и равновесное распределение альбитового мицала между калиевыми и натриевыми щелочными полевыми шпатами в редкометалльных гранитах.

Ясно, что даже представление доказательств магматического происхождения редкометальных гранитов недостаточно для понимания их генезиса. Нужна гипотеза, которая, не игнорируя главных особенностей редкометальных гранитоидов, логично увязывала бы их с магматической точкой зрения. Эта гипотеза, излагаемая в следующих разделах, базируется на данных сопоставления онгонитов с литий-фтористыми гранитами, а пантеллеритов и комендитов — со щелочными гранитами.

При этом мы допускаем, что состав афировых онгонитов, пантеллеритов и комендитов (за исключением воды) близок к составам расплавов редкометальных гранитов различных геохимических типов. Это допущение, по-видимому, справедливо и для фтора в онгонитах, поскольку этот элемент при закалке онгонитового расплава преимущественно связывался в микролитах топаза, а не улетучивался. В связи с этим в основной массе онгонитов образуется явно неравновесная ассоциация топаза с эгирином, возникающая при быстрой реакции фтора с другими компонентами расплава в соответствии с уравнением (с. 88), когда продукты реакции не успевают удаляться из системы.

Близость содержания фтора в афировых онгонитах с исходной его концентрацией в расплаве подтверждается экспериментальными исследованиями (Н. И. Коваленко и др., 1974<sub>1</sub>), которые показывают, что максимальные содержания фтора в расплавах (стеклах) онгонитов не превышают максимальных его концентраций в афировых онгонитах. Подчеркнем, что различия в степени раскристаллизованности основной массы онгонитов с любым содержанием фтора отсутствуют. Следовательно, колебания содержания фтора в афировых онгонитах не могут быть связаны с интенсивностью проявления вторичных процессов девитрификации онгонитовых стекол, а скорее всего отражают их исходные содержания в онгонитовых расплавах.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ

### Температура и состав магм литий-фтористых гранитов

Температура солидуса расплава литий-фтористых гранитов оценивается нами по началу плавления первичных включений стекла или кристаллических фаз в минералах — вкрапленниках онгонитов Онгон-Хайерханского массива и в минералах амазонит-альбитовых пегматоидов Бага-Газрынского массива (Наумов и др., 1971). В петрографической части уже говорилось о фазовом и приблизительном химическом составе этих включений и о методах их исследований. Здесь же еще раз напомним, что плавление стекла из рассматриваемых включений происходит уже с 520°C. Можно говорить, что по крайней мере до этой температуры (может быть, и ниже, поскольку мы имеем дело со стеклом, а не с кристаллическими фазами) существовал расплав при кристаллизации онгонитов. В топазах из шпировых амазонит-альбитовых пегматоидов первичные включения, состоящие из кристаллических фаз, газа и, возможно, раствора, плавилась, начиная с 550°C, а при 640—720°C давали гомогенный расплав (стекло при закалке). Очевидно, температура солидуса остаточного пегматитового расплава литий-фтористого гранита близка к 550°C. В целом, температура 520—550°C, видимо, может характеризовать наиболее низкую для всех разновидностей литий-фтористых гранитов температуру солидуса их расплава. Это значение температуры находится в согласии с экспериментальными данными по началу плавления гранита с растворами HF, LiOH, литиевого пегматита, по температуре солидуса системы «альбит — сподумен — кварц — вода», на основе которых нами было высказано предло-

жение, что температура солидуса альбит-лепидолитового гранита не выше 550—600°C (Коваленко, Кузьмин, 1969; Коваленко, Кузьмин, Летников, 1970; Коваленко, Кузьмин, Зовеншайн и др., 1971). К этому значению температуры близка температура солидуса наиболее фтористого онгонита ( $575 \pm 25^\circ\text{C}$  при 1000 атм давления воды), выявленная в последнее время Н. И. Коваленко (Н. И. Коваленко и др., 1973, 1974). Вероятно, сходными с расплавами литий-фтористых гранитов можно считать низкотемпературные расплавы в некоторых негматитах (Захарченко, 1971; Zakharchenko, 1974). Полученные значения температуры солидуса расплава литий-фтористых гранитов значительно ниже критической точки щелочно-полевошпатового субсолидуса, и, следовательно, в ассоциации с таким низкотемпературным расплавом могут сосуществовать два щелочных полевых шпата (альбит и калиевый полевой шпат). Нами ранее (Коваленко, Кузьмин, Летников, 1970) было показано, что другие минералы литий-фтористых гранитов должны быть устойчивы в равновесии с данным низкотемпературным расплавом.

Исследование включений стекла из вкрапленников топаза в онгонитах и амазонит-альбитовых негматоидах, кроме того, показало, что процесс их гетерогенизации после гомогенизации происходит значительно легче, чем в расплаве обычного кварцевого порфира (Наумов и др., 1971). Отсюда можно сделать вывод, что вязкость расплава литий-фтористых гранитов значительно ниже, чем для обычного гранитного (или расплава нормальных кварцевых порфиров).

**Состав.** Судя по онгонитам и фтористым риолитовым стеклам, общий химический состав главных разностей литий-фтористых гранитов близок к составу соответствующих расплавов. Возможно, расплавы только несколько обогащены по сравнению с продуктами их кристаллизации глиноземом и обеднены натрием и кремнеземом (см. табл. 12 и 14). Содержание фтора и редких элементов в расплавах литий-фтористых гранитов можно оценить на основании коэффициентов распределения этих элементов между вкрап-

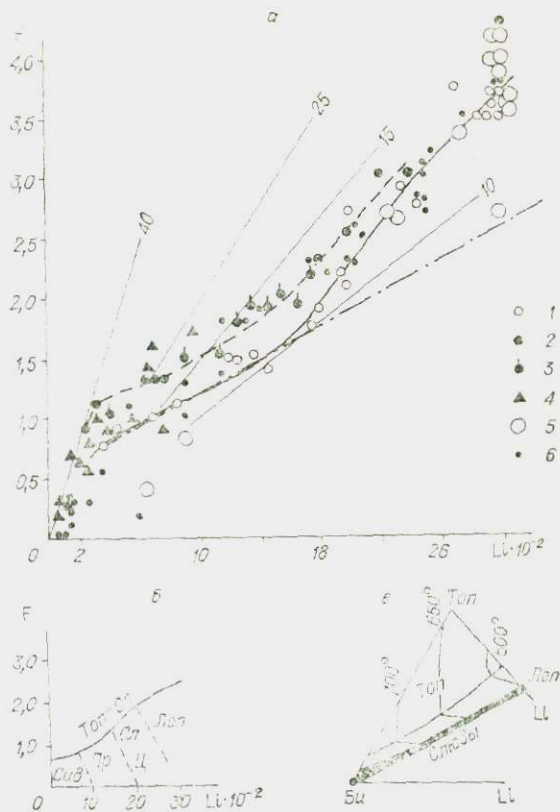


Рис. 42. Содержания (вес. %) фтора и лития в онгонитовых и гранитных расплавах, рассчитанные по значениям коэффициентов распределения этих элементов и по содержаниям их в слюдах и калиевых полевых шпатах литий-фтористых гранитов (а):

1 — литий-фтористые граниты Жанчивланского массива (МНР); 2 — литий-фтористые граниты Бага-Гаарынского массива (МНР); 3 — литий-фтористые граниты Рудных Гор (ГДР); 4 — биотитовые граниты стандартного геохимического типа с оловянным и вольфрамовым оруденением (МНР); 5 — негматиты Хух-дель-Ула (МНР); 6 — граниты других массивов МНР. Штрих-пунктиром показана линия корреляции содержания лития и фтора в афировых онгонитах дайки Амазонитовой. Цифры около тонких линий обозначают отношение содержания фтора и лития. Внизу показаны предпологаемые поля стабильности топаза и слюд серии сидерофилит — лепидолит в расплавах гранитов и онгонитов (б) и вероятные соотношения плавкости топаза и слюд из таких расплавов (в). Значения температуры ориентировочные.

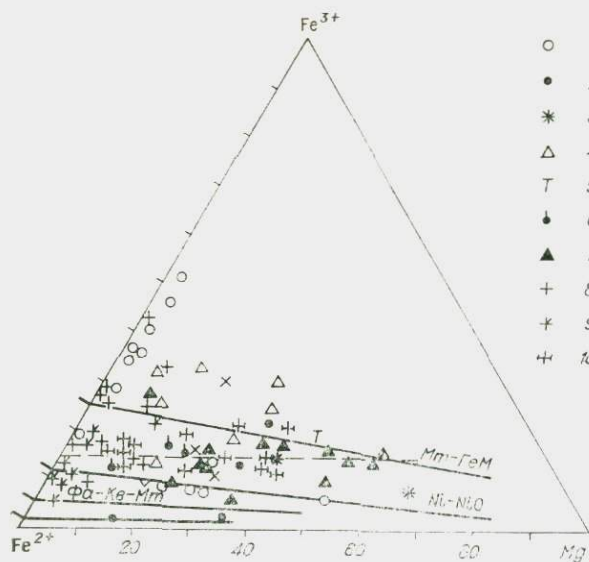


Рис. 43. Составы слюд из гранитоидов МНР и некоторых других районов в системе аннит — флогопит — оксислюда (Wones, Eugster, 1965):

1 — щелочные гранитоиды; 2 — породы гранодиорит-гранитного типа; 3—7 — граниты стандартного типа: 3 — золотоносные граниты, МНР, 4 — стекло липаритов, МНР, 5 — вольфрамоносные гранитоиды, МНР, 6 — оловоносные граниты, МНР, 7 — ранние (горские) граниты варисского комплекса Рудных Гор, ГДР; 8—10 — граниты литий-фтористого типа: 8 — граниты литий-фтористого геохимического типа, МНР, 9 — цвисттеры, 10 — поздние (рудогорские) граниты варисского комплекса Рудных Гор, ГДР (литий-фтористого типа).

содержаний лития в этом же ряду расплавов колеблется от 0,02—0,03 % в гранитах и аляскитах до 0,3% в расплавах альбит-лепидолитовых гранитов и пегматитов.

При эволюции бедных фтором и литием расплавов гранитов накопление фтора идет значительно быстрее, чем лития (см. рис. 42), а затем все более интенсивно накапливается литий. Судя по минеральным парагенезисам литий-фтористых гранитов, вдоль роя составов на диаграмме рис. 42, а должна проходить граничная линия стабильности топаза (рис. 42, б), а также должны кристаллизоваться все более литиевые слюды. Скорее всего, линия стабильности топаза в гранитных расплавах представляет собой котектическую линию в гипотетической системе «Би — Топ — литий» (рис. 42, в), температуры которой оценены с учетом температуры солидуса гранитного и онгонитового расплавов.

В наиболее фтористых расплавах рассматриваемых гранитов, несомненно, должны быть высокими также содержания тантала и ниобия (до сотых долей %), бериллия (до 100 г/т) и олова (см. табл. 23). Поскольку содержания лития, рубидия, бериллия, фтора и некоторых других элементов (см. табл. 23 и 15) в расплавах альбит-лепидолитовых гранитов выше, чем в гранитах, можно предполагать, что эти элементы в процессе кристаллизации расплава интенсивно переходят во флюид. Мольную долю плавиковой кислоты в таком флюиде можно грубо оценить по содержанию фтора в слюдах гранитов, используя экспериментальные данные по распределению фтора между флюидом и флогопитом при 700°C и 2 кбар давления флюида (Munoz, Eugster, 1969). При переходе от аляскитов до альбит-лепидолитовых гранитов содержание плавиковой кислоты во флюиде должно расти от сотых долей до 0,3—0,4 мол. %. По оценке И. Д. Рябчикова (1974), мольная доля плавиковой кислоты во флюиде наиболее фтористого гранитного расплава составляет около 10<sup>-3</sup>.

○ 1  
● 2  
\* 3  
△ 4  
∇ 5  
● 6  
▲ 7  
+ 8  
× 9  
+ 10

ленниками и основной массой онгонитов (см. рис. 37, 39) и содержаниями фтора и редких элементов в слюдах и калиевых полевых шпатах гранитов. Вычисленные таким образом содержания фтора и лития в расплавах показаны на рис. 42. Как и в онгонитах, в расплавах всех литий-фтористых гранитов с ростом содержания фтора увеличивается концентрация лития. Интервал содержаниями фтора колеблется от 0,0—0,5% в магмах гранитов стандартного геохимического типа, 0,5—1,0% в аляскитах литий-фтористого геохимического типа до 2,5—4,0% в альбит-лепидолитовых гранитах и пегматитах. Отметим только, что содержаниями фтора в расплавах > 3,5% менее надежны, чем все остальные, поскольку слюды с содержанием фтора > 6,0% в онгонитах не известны. Интервал

По соотношению двух- и трехвалентного железа и магния в слюдах можно в первом приближении оценить фугитивность кислорода во флюиде, равновесном с литий-фтористыми гранитами. Для этого составы слюд из рассматриваемых гранитов сопоставлены с составами синтетических слюд в системе антит — флогопит — феррианнит (Wones, Eugster, 1965), конечно, пренебрегая содержанием октаэдрического алюминия в природных слюдах. Большая часть слюд из редкометалльных литий-фтористых гранитов и обычных гранитов стандартного геохимического типа располагается между линиями буферов  $Mm + Gem$  и  $Ni + NiO$  (рис. 43). Такое же значение парциального давления кислорода в гранитном флюиде получено для ряда гранитных батолитов США (Dodge, Ross, 1970) и, видимо, является выдержанным для большинства гранитов (Рябчиков, 1974).

### Растворимость фтора в онгонитовых и гранитных расплавах и ее взаимосвязь с химическим составом магм

Процесс кристаллизации расплава онгонита дайки Амазонитовой, как уже говорилось, либо приводит к понижению содержания фтора в породе, либо сохраняет концентрацию фтора в породе постоянной или даже в среднем несколько увеличивает ее (см. табл. 14). Первая тенденция в поведении фтора проявляется при содержании фтора в исходном расплаве, большем 2%, а вторая — при содержании фтора, меньшем 2%. Такое поведение фтора хорошо объяснимо с позиции его растворимости в расплаве. При насыщении расплава фтором в виде какого-либо летучего или подвижного соединения, способного сравнительно быстро перемещаться в расплаве, кристаллизация такого расплава будет приводить к понижению его содержания в породе. Если расплав недосыщен подвижным соединением фтора, то кристаллизация его будет приводить к сохранению постоянной концентрации фтора в породе либо даже к увеличению этой концентрации вплоть до момента насыщения фтором остаточного расплава. С этих позиций критическая концентрация фтора (2%) в афировых онгонитах должна рассматриваться как минимальная концентрация насыщения расплава фтором. На рис. 35 показано, что поведение фтора при кристаллизации онгонита дайки Амазонитовой вполне укладывается в интервал концентраций насыщения в 2,0—3,3%. По-видимому, не случайно, что максимальные концентрации его в исходном расплаве афировых онгонитов (3,2%) и в остаточном расплаве или в основной массе (3,5%) близки, поскольку они соответствуют максимальной для условий кристаллизации онгонитов концентрации насыщения расплава фтором.

Аналогичным способом устанавливаем, что концентрация насыщения фтором онгонитовых расплавов Бага-Газрынских и Штокверковой даек близка к 0,8—1,0%.

Видимо, различие значений концентраций насыщения фтором онгонитовых расплавов в различных дайках взаимосвязано с изменением общего состава этих расплавов и, в первую очередь, с изменением содержания кремнезема в расплавах (см. табл. 14, рис. 27). Корреляционные связи между содержаниями главных компонентов (особенно кремнезема) онгонитовых расплавов с содержанием в них фтора скорее всего и проявляются по причине взаимозависимости состава расплава и концентрации насыщения в нем фтора (см. рис. 27). Подчеркнем обратно пропорциональную зависимость между концентрацией насыщения фтором и содержанием кремнезема в расплаве, которая проявляется во всех изученных онгонитах. Содержание натрия в расплаве с ростом содержания в нем фтора может либо падать (дайки Амазонитовая, Штокверковая), либо возрасти (переход от гранитов через онгониты Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива к онгонитам Амазонитовой дайки).

Для первой из этих двух серий взаимосвязь между составом расплава

(выраженном в нормах главных минералов онгонитов) и концентрацией насыщения его фтором выводится на основе диаграммы рис. 26,б в виде рассмотренного на с. 88 уравнения (1). В соответствии с этим равновесием повышение концентрации фтора в расплаве приводит к возрастанию в системе концентрации растворимого в воде силиката натрия и возможности потери части его через флюид. Наоборот, понижение концентрации фтора в расплаве приводит к смещению рассматриваемого равновесия влево и переходу его в собственную подвижную фазу. Такое смещение равновесия влево равносильно повышению кислотности системы, так как при этом понижается концентрация силиката натрия и повышается концентрация HF. Рассматриваемое схематическое равновесие, выведенное на основе корреляционных связей концентраций породообразующих компонентов и нормативных и модальных содержаний минералов с фтором в стекловатых онгонитах, подтверждает высказанное в общей форме Д. С. Коржинским (1959), а также И. Д. Рябчиковым и Л. Н. Когарко (1963) положение о влиянии повышения активности кислотных компонентов (в частности фтора) на кислотность-щелочность магм.

При переходе от аляскитового расплава к богатым фтором онгонитовым расплавам рассмотренное выше уравнение растворимости фтора в гранитном расплаве несколько усложняется, поскольку с ростом содержания фтора в расплаве в этом случае возрастает содержание натрия. Но концентрация кремнезема в расплаве и в рассматриваемом случае падает, что позволяет наметить общую для расплавов литий-фтористых гранитов зависимость между концентрацией насыщения фтора и содержанием кремнезема в них (см. рис. 26, в). В соответствии с рассмотренными выше данными температура солидуса расплава падает с увеличением в нем содержания фтора.

Весьма характерно, что причины обогащенности одними редкими элементами (литий, рубидий, цезий, таллий, бериллий) и обедненности другими (стронций, барий, р. з. э.) редкометалльных литий-фтористых гранитов вполне объяснимы с позиции взаимосвязи состава гранитных расплавов и содержаний в них фтора. Здесь в обеих рассмотренных сериях пород с повышением содержания фтора расплавы обогащаются литием, рубидием, танталом, гафнием и рядом других элементов (см. рис. 36, табл. 23) и обедняются стронцием, барием и р. з. э. Следовательно, все главные петрохимические и геохимические особенности редкометалльных литий-фтористых гранитов вполне естественно вытекают из взаимосвязи состава гранитного расплава с содержанием в нем фтора.

Наличие вполне определенной зависимости между содержанием фтора и концентрациями редких элементов в расплавах онгонитов позволяет оценить формы их отделения от последних. В соответствии с уравнением (1) отделение фтора от онгонитового расплава осуществляется в форме кислотного соединения. Следовательно, литий, рубидий, тантал, гафний и бериллий, концентрации которых в расплавах прямо коррелируются с содержаниями фтора, уходят во флюидную фазу вместе с этим же соединением. Наоборот, концентрации бария, олова, свинца, вольфрама в этом случае должны отделяться вместе с условным метасиликатом натрия, т. е. в более щелочных флюидах, поскольку при растворении фтора в расплаве от последнего отщепляются именно флюиды с соединениями типа метасиликата натрия.

В заключение укажем, что рассмотренные в предыдущем разделе (см. рис. 42) содержания фтора в расплавах литий-фтористых гранитов, начиная с аляскитовых составов, оказываются близкими к концентрациям насыщения расплавов фтором. Видимо, образование гранитов стандартного геохимического типа происходило из еще ненасыщенных фтором расплавов, а расплавы всей серии литий-фтористых гранитов были уже насыщенными этим компонентом и кристаллизовались в присутствии фторосодержащего флюида.

**КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ РАСПЛАВОВ  
ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ  
И МЕТАМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ**

Как уже говорилось, переход аляскинтов в альбит-лепидолитовые граниты осуществляется при обогащении пород альбитом и обеднении кварцем (см. рис. 25). Такое изменение состава гранитов мы связывали с подкислением поздних расплавов литий-фтористых гранитов за счет повышения активности фтора с соответствующим расширением в них поля кристаллизации кварца (Коваленко, Кузьмин, 1969; Коваленко, Кузьмин, Летников, 1970). Рассмотрим этот процесс более подробно на примере кристаллизации онгонитовых расплавов, ограничиваясь анализом в тройной системе Аб — Орт — Кв, поскольку эти минералы — главные в онгонитах.

На рис. 44 (I—VI) показаны пути кристаллизации гранитных расплавов (I) по данным (Tuttle, Bowen, 1958), а также онгонитовых магм с различными содержаниями фтора.

В расплавах онгонитов, наиболее близких к гранитным (Бага-Газрынские дайки, Ары-Булакский массив), кристаллизация альбита (или кислого плагиоклаза), калиевого полевого шпата и кварца во всем изученном интервале осуществляется примерно при одинаковом соотношении перечисленных минералов (рис. 44). В этих условиях состав остаточного расплава ( $e_1$  и  $e_2$ ) мало отличается от состава исходного расплава и от состава фракции вкрапленников (см. табл. 14, рис. 17). Это свидетельствует о том, что данные онгонитовые расплавы близки к анхирэвтектическим в рассматриваемой упрощенной тройной системе (см. рис. 44, II, III). В то же время состав эвтектики онгонитов, наиболее близких к гранитам, но отличающихся от последних 1,1—1,3% фтора, смещается

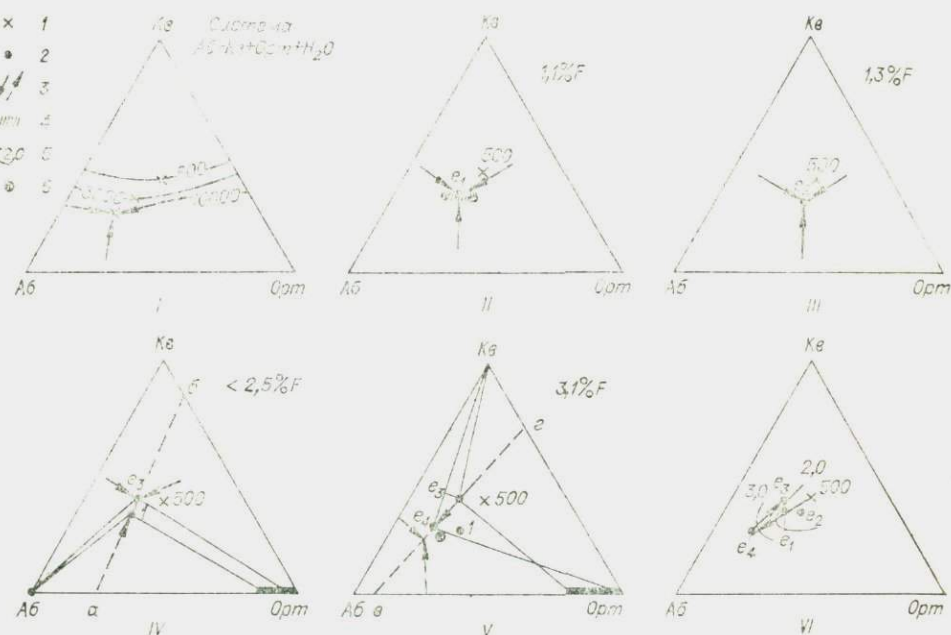


Рис. 44. Пути кристаллизации гранитных и онгонитовых расплавов с разным содержанием фтора:

1 — составы гранитных минимумов и эвтектики в системе Аб — Орт — Кв — вода (Luth, Jahns, Tuttle, 1956) при давлении воды 500—10 000 бар; 2 — средние составы онгонитов разной степени закристаллизованности; 3 — котектические линии (пунктиром — предполагаемые); 4 — интервал колебания составов; 5 — линии изосодержаний фтора в расплаве (ОМ); 6 — средний состав альбит-лепидолитовых гранитов. Пояснения к диаграммам (I—VI) в тексте.

в сторону альбитового угла диаграммы. Это указывает на подкисленный характер онгонитового расплава по сравнению с гранитным (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971), в связи с чем в этих онгонитах расширяется поле кристаллизации кварца.

Кристаллизация онгонитов с более высокими содержаниями фтора (дайка Амазонитовая) осуществляется по более сложной схеме в связи с постепенным возрастанием содержания фтора в онгонитовом расплаве по мере его кристаллизации (см. рис. 17, 19). В начале кристаллизации этого расплава (до 30% вкрапленников; см. рис. 17) из него выделяются в одинаковой пропорции практически только альбит и калиевый полевой шпат. При этом состав остаточного расплава постепенно обогащается кремнеземом (или порфативным кварцем) (см. рис. 44) до тех пор, пока не начнет кристаллизоваться кварц. Этот период кристаллизации, таким образом, осуществляется по пути котектического выделения альбита и калиевого полевого шпата с достижением в конце периода тройной эвтектической точки  $e_3$  (см. рис. 44, IV). Фтор постепенно накапливался в онгонитовом расплаве, но в связи с наличием в дайке бедных и богатых фтором участков расплава он перераспределялся между этими участками (Коваленко, 1973). Онгонитовый расплав в дайке вел себя, как ненасыщенный фтором. После кристаллизации 30% вкрапленников концентрация фтора в расплаве достигает насыщения, а возможности для перераспределения его в дайке исчезают. Дальнейшая кристаллизация онгонитов (в «зонах остаточной кристаллизации») характеризуется обильным выпадением вкрапленников кварца и замедлением кристаллизации альбита (см. рис. 17). Поскольку перед этим состав онгонитового расплава достиг точки тройной эвтектики  $e_3$ , резкое увеличение содержания кристаллизующегося кварца невозможно без допущения такого смещения состава тройной эвтектики, при котором состав  $e_3$  будет уже пересыщен кварцем. Следовательно, для объяснения такого резкого изменения характера кристаллизации онгонитового расплава допускается перемещение эвтектической точки, которое невозможно без изменения внешних условий в системе. Если учесть, что к этому моменту расплав достиг состояния насыщения фтором и дальнейшая его кристаллизация в изохорической системе сопровождается повышением фугитивности фтора во флюиде, по-видимому, упомянутое повышение фугитивности фтора и вызывает смещение состава тройной эвтектики. Направление изменения эвтектического состава в этот период кристаллизации может быть оценено по направлению изменения остаточного расплава, который стремится к составу полевой эвтектики  $e_4$  (рис. 44, V). Отрезок составов  $e_3 - e_4$  на диаграмме рис. 44 (V) есть геометрическое место точек тройных эвтектик по мере возрастания активности фтора в системе. Крайний состав  $e_4$  показан несколько дальше, чем состав остаточного расплава онгонита при максимальной изученной степени его закристаллизованности, поскольку в изученном интервале кристаллизации точка крайней эвтектики  $e_4$  не достигнута.

Для большей наглядности рассмотренные соотношения при кристаллизации онгонитов показаны (рис. 45) на псевдобинарных сечениях  $a - b$  и  $c - e$  через диаграммы рис. 44 (IV и V).

В целом, как и для онгонитов даек Бага-Газрынских и Ары-Булакского массива, повышение содержания фтора в данном расплаве, вызванное возрастанием его фугитивности во флюиде, приводит к смещению эвтектической точки по направлению к альбитовому углу диаграммы, т. е. с расширением поля кристаллизации кварца. Судя по содержанию топаза во вкрапленниках онгонитов, расширяется и поле кристаллизации этого минерала. Характерно, что близким по составу к  $e_4$  оказывается и средний состав альбит-лепидолитовых гранитов (апогранитов), что может служить указанием на его анхивтектический характер (Коваленко, Кузьмин, Летников, 1970). Возвращаясь к сказанному выше (см. рис. 44, VI), можно заметить существование прямой за-

зависимости между содержанием фтора в онгонитовом расплаве и концентрацией нормативного альбита в его эвтектическом составе. При этом, как уже говорилось, последовательно расширяется поле кристаллизации кварца, что указывает на обильный подкисленный характер кристаллизации онгонитов. На рис. 44 (VI) стрелками показаны две тенденции в изменении состава эвтектического расплава: переход от обычных гранитных магм к онгонитовым с возрастанием содержания фтора; переход от богатых фтором онгонитовых магм к расплавам, бедным фтором, т. е. серия дегазированных онгонитовых расплавов. В последнем случае потеря фтора расплавом приводит к противоположному эффекту — расширению поля кристаллизации щелочных полевых шпатов по отношению к кварцу, к соответствующему подщелачиванию магмы и смещению состава ее эвтектики по направлению к точке  $e_3$ . Вероятно, накопление фтора в гранитной магме и ее эволюцию в сторону онгонитового расплава, а также дегазацию последнего нельзя назвать одним и тем же процессом, протекающим в прямом и обратном направлениях, поскольку изменение состава онгонитового расплава в процессе дегазации осуществляется в области более высоких содержаний нормативного альбита по сравнению с переходом от гранитного расплава к онгонитовому.

В связи с изменением эвтектического состава онгонитов в зависимости от активности фтора в них необходимо подчеркнуть петрологическую значимость вообще систем с переменными значениями внешних условий. К ним могут быть отнесены системы с переменным общим давлением, парциальным давлением воды и активностей вполне подвижных компонентов (Коржинский, 1955<sub>1,2</sub>, 1972; Жариков, 1959; Коваленко и др., 1965), которые уже неплохо изучены экспериментально (Жариков и др., 1972). К ним же относятся и онгониты. В данном случае изменение состава эвтектики онгонитов должно приводить к взаимодействию ранее выделившихся кристаллов с эвтектическим расплавом, изменившим свой состав, к расширению полей кристаллизации одних фаз и сужению других, т. е. к непрерывному взаимодействию расплавов и твердых фаз с флюидами, независимо изменяющими свой состав. Такой характер кристаллизации резко отличается от кристаллизации эвтектических или других типов систем при постоянных внешних условиях. Процессы, проявляющиеся при эволюции расплавов онгонитов и их кристаллизации, весьма сходны с теми, которые Д. С. Коржинский (1974) назвал «метаматматическими».

#### ОБЩАЯ СХЕМА ВОЗНИКНОВЕНИЯ РАСПЛАВОВ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ, ИХ ВНЕДРЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Все имеющиеся геологические и геохимические данные показывают, что в роли материнских расплавов для главных разностей редкометалльных литий-фтористых гранитов выступают расплавы аляскинского состава. Судя по содержанию фтора в них и общему химическому составу, эти расплавы были близки к насыщенности фтором. Тогда кристаллизация

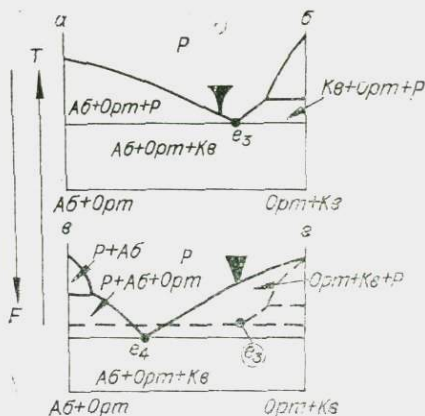


Рис. 45. Псевдобинарные сечения через диаграммы рис. 44 (IV и V), иллюстрирующие изменение состава тройной эвтектики (от  $e_3$  до  $e_4$ ) и расширение поля кристаллизации кварца с повышением содержания фтора в расплаве.

такой аляскитовой магмы должна приводить к выделению во флюидную фазу больших количеств фтора. Учитывая пространственное положение наиболее богатых фтором разностей литий-фтористых гранитов и пегматитов, обогащающийся фтором флюид может концентрироваться либо в апикальных частях магматических камер, либо в замкнутых пустотах, в которых образуются шпировые пегматиты. Изохорическая кристаллизация насыщенного фтором расплава может приводить как к росту общего давления флюида в таких участках, так и к повышению парциального давления фтора в нем. Тогда в апикальных частях магматических камер, например, возможно образование более низкоплавкого, по сравнению с аляскитовым, расплава, находящегося под давлением флюида с возрастающей фугитивностью в нем фтора. Как только парциальное давление фтора над расплавом в апикальной части камеры превысит таковое для исходного аляскитового расплава, состав последнего будет изменяться в соответствии с закономерностями, изложенными выше, в сторону онгонита, растворяющего до 3—3,5% фтора. Естественно, что при кристаллизации таких сложно дифференцированных магматических очагов высокофтористые расплавы в апикальных частях их в силу низкоплавкости будут сохраняться наиболее долго и приводить к образованию разнообразных литий-фтористых гранитов и онгонитов. Очевидно, так могли образоваться зональные массивы литий-фтористых гранитов, в апикальных частях которых отмечаются альбит-ленидолитовые или амазонит-альбитовые граниты. Кристаллизация их протекала в условиях прогрессивного повышения активности фтора по направлению к апикальным частям.

Интересно, что влияние фтора на состав гранитного расплава качественно сходно с воздействием на него воды (Коваленко, Кузьмин, Леткин, 1970). И то, и другое вызывает смещение состава гранитной эвтектики в сторону альбитового угла в системе  $Ab - Or - SiO_2 - H_2O$ . Количественно же эффект воздействия фтора и воды различен. Давление воды в 10 кбар оказывает такое же влияние на смещение состава гранитной эвтектики, как и концентрация фтора в расплаве онгонита, равная 2—3%. Однонаправленное воздействие фтора и воды на состав гранитной эвтектики, видимо, связано с подкислением магмы в том и другом случае, что при кристаллизации приводит к расширению поля кварца (см. рис. 17 и 44).

Поток фторсодержащих флюидов, перемещающийся в насыщенной фтором аляскитовой магме и возникающий при ее кристаллизации, по смыслу своему сходен с потоком трансмагматических растворов Д. С. Коржинского, которые при максимальной своей кислотности вызывают дегазацию гранитоидных магм, их подкисление и другие метаматматические явления (Коржинский, 1955<sub>2</sub>, 1972, 1973<sub>1,2</sub>). Очевидно, сравнительно крупные массы аляскитовых магм своим составом (рис. 46) будут буферировать активность фтора в нижней части потока флюидов, в то время как в апикальной части камеры за счет непрерывного привноса фтора активность его будет повышаться, и в этих участках будет соответственно изменяться состав магмы. Возникает динамическая система с увеличивающимся градиентом активности фтора снизу вверх магматической камеры.

Акт внедрения уже образовавшегося на любой стадии концентрирования фтора расплава должен сопровождаться в той или иной степени дегазацией его, поскольку внедрение происходит в зоны пониженного давления (трещины, пустоты и т. п.). В этом случае образуется серия дегазированных подцелоченных расплавов со всеми их особенностями (см. рис. 17, 44). Очевидно, крайней степенью дегазации будет образование расплава мусковит-альбитовых гранитов, аналоги которых представлены онгонитами дайки Штокверковой. Ясно также, что, чем интенсивнее дегазация расплава, тем меньшие объемы богатых фтором онго-

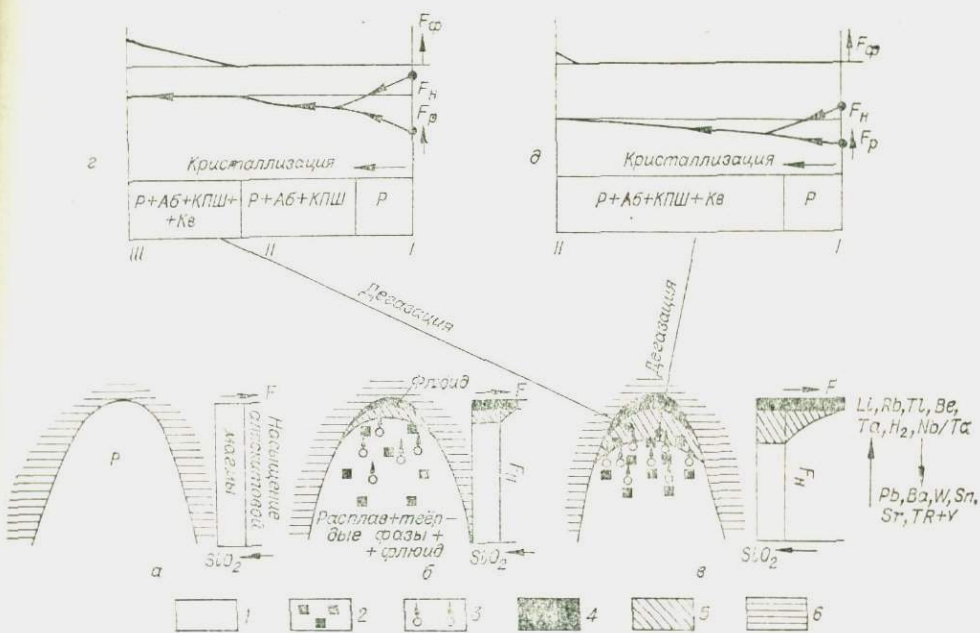


Рис. 46. Генерализированная схема формирования онгонитовых расплавов, их внедрения и кристаллизации:

1 — аляскитовый расплав, насыщенный фтором; 2 — кристаллы минералов в расплаве; 3 — «пузыри» флюида с фтором в расплаве; 4 — флюид над расплавом; 5 — онгонитовый расплав; 6 — вмещающие породы.  $F_p$ ,  $F_H$ ,  $F_f$  — концентрации фтора соответственно в расплаве, насыщения в нем и во флюиде. Пояснения см. в тексте.

поровых магм могут возникнуть в качестве остаточных при кристаллизации исходного расплава. Но возникать они все же могут. Этим объясняется, видимо, наличие в некоторых массивах мусковит-альбитовых гранитов редких тел альбит-лепидолитовых гранитов или пегматитов.

Учитывая, что кристаллизация литий-фтористых гранитов протекает чаще всего в гипабиссальных или приповерхностных условиях, при которых вероятно неоднократное взламывание кровли над магматическим очагом и соответствующее падение давления, можно полагать, что кристаллизация расплава может иметь многократное изменение составов эвтектики (между  $e_3$  и  $e_4$ , см. рис. 44), в связи с чем будут неоднократно изменяться составы закристаллизовавшихся пород. Возникнет характерная для массивов редкометальных гранитов неоднородность строения и состава, о которой говорилось выше. И вообще, метаматическая кристаллизация расплавов, представляющая большую, по сравнению с обычными эвтектическими расплавами, возможность для фракционирования главных минералов гранитов, явно благоприятна для формирования магматических сегрегаций минералов и неоднородности состава и строения кристаллизующихся пород.

Подчеркнем также, что кристаллизация литий-фтористых гранитов скорее всего осуществляется из расплава и сосуществующего с ним флюида. Экспериментальными работами (Jahns, Burnham, 1958, 1969; Stewart, 1964) доказано, что такая кристаллизация благоприятствует образованию неоднородных по составу и строению магматических пород (пегматиты). Видимо, кристаллизация из сосуществующих расплава и флюида должна способствовать различию скоростей роста отдельных минералов, что в свою очередь должно приводить к образованию неоднородных структур и текстур редкометальных гранитов (Коваленко, 1972).

При кристаллизации онгонитовых магм остаточные расплавы обогащаются литием, бериллием, видимо, оловом и рядом других редких элементов. Тем не менее, судя по составу альбит-лепидолитовых гранитов, дальнейшая кристаллизация рассматриваемых расплавов должна приводить к резкому падению в расплавах и переходу во флюид таких элементов, как бериллий, вольфрам, свинец, цинк. Следовательно, концентрированная минерализация бериллия скорее всего может проявиться при воздействии таких флюидов на породы разного состава: по известнякам — проявления фенакит-берtrandитовой формации, по некоторым альбит-мусковитовым гранитам — бериллоносные грейзены и граниты, и т. п. Не случайно, что с такой минерализацией бериллия очень часто ассоциируют проявления вольфрама. Концентрации стронция, бария и р. з. э. в процессе всей кристаллизации онгонитов интенсивно рассеивались во фракции вкрапленников, и остаточные расплавы обediaлись этими элементами. Содержания ниобия, тантала и гафния сохранялись на достаточно высоком и постоянном уровне в процессе всей кристаллизации расплавов литий-фтористых гранитов. Повышенная кислотность таких расплавов благоприятна для понижения отношения ниобия к танталу и циркония к гафнию в кристаллизующихся из них породах.

Показательно, что состав остаточного флюида после кристаллизации онгонитового расплава должен быть обогащен в первую очередь фтором, литием, кремнеземом (не считая, конечно, воды), т. е. теми компонентами, которые вызывают грейзенизацию гранитов. Следовательно, наиболее ранний послемагматический характер аутометасоматической грейзенизации в онгонитах и в литий-фтористых гранитах — естественное следствие, вытекающее из особенностей кристаллизации онгонитового расплава.

Подводя итоги всему сказанному о генезисе онгонитов и литий-фтористых гранитов, кратко повторим основные моменты в их происхождении, воспользовавшись обобщенной схемой рис. 46.

1. Допускается, что исходной магмой для рассматриваемых расплавов можно считать аляскитовую, близкую к насыщению фтором (около 0,5%) (см. рис. 46, а). Дальнейшая дифференциация и кристаллизация ее протекает видимо, в зоне «кипения» (Кадик и др., 1971; Кадик, 1972), т. е. в условиях сосуществования расплава и водного флюида.

2. Допускается (см. рис. 46, б, в), что при изохорической кристаллизации этой магмы фтор переходит во флюидную фазу, способную к перемещению в верхние горизонты магматического очага. Если магма до кристаллизации уже была насыщена водой, то выделяющийся фтор мог перемещаться вместе с пузырями воды. Считается, что фторсодержащий флюид мог скапливаться в апикальной части камеры. Поскольку фугитивность фтора во флюиде здесь по мере кристаллизации расплава прогрессивно растет, она воздействует на состав прилегающей части расплава, изменяя его в сторону более низкоплавкого онгонитового. В нижней части камеры за счет большого объема аляскитовой магмы содержание фтора сохраняется на уровне ее насыщения. С образованием все более богатых фтором онгонитовых расплавов, в них возрастают содержания лития, рубидия, таллия, бериллия, тантала, гафния, уменьшаются отношения ниобия к танталу и циркония к гафнию, а также концентрации свинца, бария, вольфрама, олова, стронция и р. з. э.

3. Предполагается (см. рис. 46, г), что из разных уровней такого раздифференцированного очага отдельные порции магмы могут интродуцироваться через трещины в более высокие горизонты. При этом происходит неизбежная дегазация магмы, в том числе и с потерей части фтора. Кристаллизация такой порции магмы из верхнего уровня дифференцированной камеры должна протекать по типу дайки Амазонитовой: сначала как ненасыщенной фтором магмы (участок I—II), а затем как из насыщенной с прогрессивным подкислением (участок II—III) за счет возрастания фу-

тивности фтора во флюиде<sup>11</sup>. При особенно высокой степени дегазации магмы могут образоваться онгониты типа дайки Штокверковой. Аналогично себя ведет и расплав с более низких горизонтов дифференцированной камеры, но общий уровень характерных концентраций фтора здесь ниже, и практически только в конце кристаллизации расплава (дайки Бага-Газрынские) он достигает своей концентрации насыщения (рис. 46, д).

Настоящая схема предполагает, что понижение температуры солидуса гранитного расплава за счет повышения фугитивности фтора во флюиде происходит быстрее, чем понижение температуры за счет естественного охлаждения камеры.

Несомненно, возможны и другие схемы дифференциации гранитных магм с обогащением их фтором. Но соотношения между растворимостью фтора и составом магм, между содержанием фтора и концентрациями изученных редких элементов, а также влияние фтора на пути кристаллизации магм, видимо, имеют общее значение и должны быть в основе других схем дифференциации.

### АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ И ГРАНИТОВ СТАНДАРТНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА

Выше было сказано, что главные и некоторые второстепенные минералы стабильны в условиях существования расплавов таких гранитов. Попытаемся выяснить зависимость парагенезисов этих минералов от некоторых геохимических условий, воспользовавшись методом парагенетического анализа Д. С. Коржинского (1957, 1973).

Минеральные парагенезисы гранитоидов в наиболее общей форме рассмотрены Д. С. Коржинским (1957). В его первое поле щелочности попадают и парагенезисы литий-фтористых аляскинтов. К особенности последней относится бедность кальцием. Это дало основание А. А. Маракушеву и др. (1966) включить их в группу гранитоидов, обедненных кальцием. Показав, что состав слюд изоморфной серии сидерофиллит — анцит смещается в сторону сидерофиллита с повышением кислотности системы, они предложили систему фаций щелочности гранитоидов, дополняющую классификацию Д. С. Коржинского.

В то же время для рассматриваемых редкометальных гранитоидов существенную роль играют минералы фтора и лития. В связи с этим, развивая дальше геохимическую классификацию гранитоидов, возникает необходимость в исследовании парагенезисов гранитоидов, богатых литием и фтором.

Система, описывающая минеральные парагенезисы редкометальных литий-фтористых гранитов, пегматитов, онгонитов, имеет следующий вид (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971): а) постоянные и произвольные внешние факторы равновесия —  $T$ ,  $P$ ,  $\mu_{H_2O}$ ,  $\mu_{O_2}$ ; б) виртуальные вполне подвижные компоненты —  $LiO_{1/2}$ ,  $F$ ; в) инертные компоненты избыточные —  $SiO_2$ ,  $(Na\ Al\ Si_3\ O_8)_n(Ca\ Al_2\ Si_2\ O_8)_{1-n}$ ; обособленные минералы-компоненты — амблигонит-монтебразит, касситерит, вольфрамит, циркон, танталониобаты; компоненты-примеси —  $Rb_2O$ ,  $Cs_2O$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $BaO$ ,  $ZnO$  и др.; виртуальные инертные компоненты —  $KO_{1/2}$ ,  $FeO$ ,  $AlO_{3/2}$ .

<sup>11</sup> Расширение поля кристаллизации кварца в гранитной магме под воздействием подкисления ее плавиковой кислотой впервые рассмотрено И. Д. Рябчиковым и Л. Н. Когарко (1963) для объяснения генезиса щелочных пород.

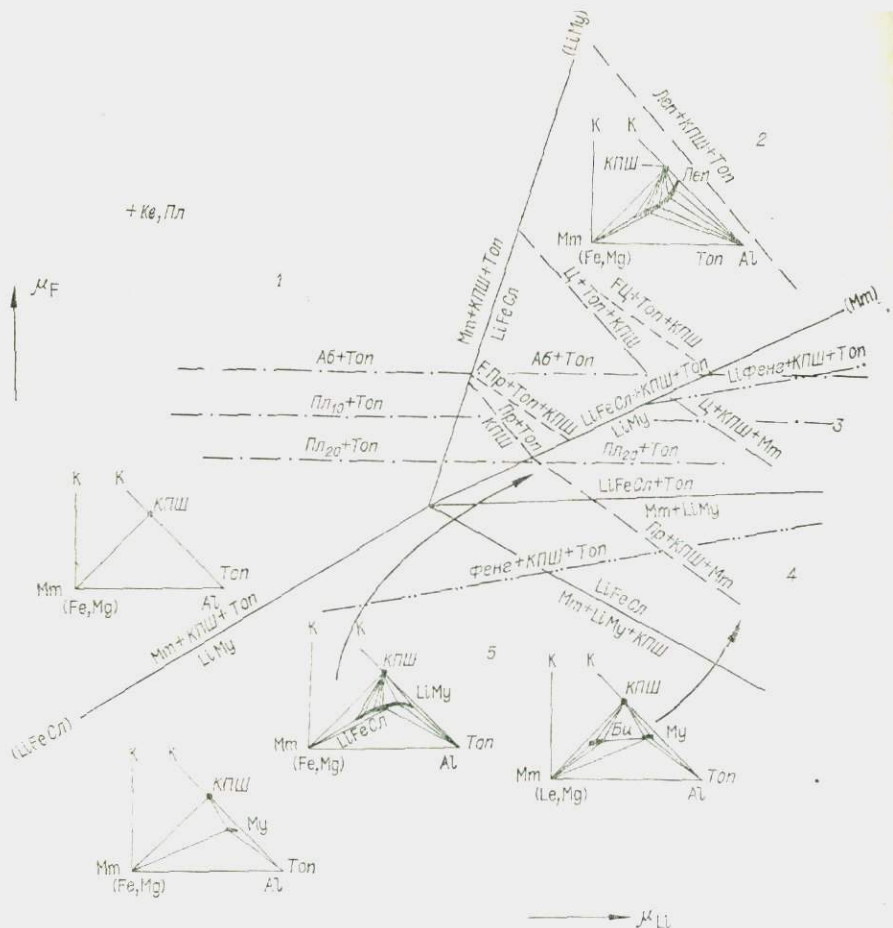


Рис. 47. Зависимость парагенезисов редкометалльных литий-фтористых гранитоидов от соотношений химических потенциалов фтора и лития (температурный интервал образования редкометалльных гранитов).

Слюды: а) нормальной фтористости — протолитионит (Лр), циннвальдит, литиевый мусковит, фенгит-мусковит, литиевый фенгит-мусковит (ЛлФенг), литиево-железистая триоктаэдрическая слюда (ЛлЖеСл); б) повышенной фтористости — протолитионит (Лр), циннвальдит (Ц), лит (Лл).

Рассмотрим две температурные ступени этой системы, отвечающие минеральным парагенезисам литий-фтористых гранитов и пегматитов соответственно. Составы слюд для всех изученных парагенезисов детально рассмотрены выше (см. рис. 10, 11, 13).

Для редкометалльных гранитов зависимость минеральных парагенезисов от соотношения химических потенциалов лития и фтора, рассчитанная стандартными методами (Коржинский, 1957) для условно невариантного парагенезиса  $12 \text{ KПШ} + \text{LiFeСл} + \text{LiAlСл} + \text{Топ} + \text{Мт}$ , показана на рис. 47. На диаграмме выделены пять дивариантных полей с различными характеристическими парагенезисами. Наибольший интерес для нас представляет поле 2, в котором в парагенезисе  $\text{KПШ} + \text{LiFeСл} + \text{Топ}$  устойчивы слюды серин сидерофиллит — лепидолит, и поле 3 с параге-

<sup>12</sup> Составы слюд для этого парагенезиса приняты: ЛлЖеСл — протолитионит № Дч480; ЛлАлСл — литиевый фенгит-мусковит № Дч480<sup>6</sup> (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971).

незисом  $K\text{ПШ} + \text{LiAlCl} + \text{Тош}$ , где устойчива серия слюд фенгит-мусковит — литиевый фенгит-мусковит. Граниты с такими слюдами сформировались при меньшем химическом потенциале фтора, чем граниты со слюдами серии сидерофиллит — лепидолит (2). Для поля 2 на рис. 47 показана диаграмма состав — парагенезис. Здесь кристаллизация расплава начинается с парагенезиса  $K\text{ПШ} + \text{Мт} + (\text{Пл} + \text{Кв})$ . Затем магнетит реакционно замещается литиево-железистой слюдой, с которой продолжает кристаллизоваться  $K\text{ПШ}$ . В конце кристаллизации к ним присоединяется топаз. Дальнейший процесс кристаллизации расплава осуществляется при прогрессивном возрастании химических потенциалов фтора и лития, что вызывает смещение состава слюды от протолитионита до лепидолита. В поле 2 направление кристаллизации последовательно пересекает линии равных составов слюд в парагенезисе  $K\text{ПШ} + \text{LiFeCl} + \text{Тош}$  в сторону их обогащения литием и фтором.

Напомним, что при этом переходе содержания фтора и лития в расплаве изменяются так, как это показано на рис. 42.

В этом же дивариантном поле построены линии равных составов слюд для той же, но высокофтористой, серии (см. рис. 16), которая характерна для массивов с цвиттеровыми месторождениями (Рудные Горы, массивы МНР и др.). Тангенс угла наклона этих линий больше, чем для обычной серии, что свидетельствует об образовании этих парагенезисов при большем отношении химических потенциалов фтора и лития, чем для гранитов, с которыми цвиттеры не связаны. В этих парагенезисах предельный по фтористости состав слюды отвечает цинивальдиту, а не лепидолиту.

В полях 3 и 4 показаны линии равных составов слюд в парагенезисе  $K\text{ПШ} + \text{Тош} + \text{LiAlCl}$ . Переход здесь от гранитов с фенгитом до гранитов с литиевым фенгит-мусковитом осуществляется при относительном повышении химического потенциала фтора и некотором уменьшении химического потенциала лития. В поле 3 уже может быть устойчив парагенезис  $K\text{ПШ} + \text{LiFeCl} + \text{LiAlCl}$  (Абдарский массив, МНР). Переход к парагенезисам  $K\text{ПШ} + \text{Тош} + \text{Леп}$  (массив Центральный, см. табл. 2) из этого поля возможен только при пересечении моновариантного равновесия (Мт).

В полях 1 и 3 показаны линии равных составов плагиоклаза в парагенезисе с топазом. Состав плагиоклаза становится все более альбитовым при повышении химического потенциала фтора. Соотношение состава плагиоклаза и слюд нашей диаграммы для оценки активностей фтора и лития в гранитах успешно использовано для Рудных Гор (Pälchen, Tischendorf, 1974).

В общем, могут быть намечены три главных пути изменения активностей фтора и лития при формировании гранитов литий-фтористого типа: 1) граниты со слюдами сидерофиллит — лепидолит в поле 2 с прогрессивным повышением активностей фтора и лития (Жанчивланский массив, МНР, и другие массивы); 2) граниты с высокофтористой серией слюд сидерофиллит — цинивальдит в поле 2 с более высоким отношением активностей фтора и лития, чем в предыдущем случае (Рудные Горы); 3) граниты с литиевыми фенгит-мусковитами, переходящими в лепидолитовые граниты, образуются в поле 2 при меньшей активности фтора, чем в поле 2, но затем активность фтора повышается до уровня поля 2 (массив Южный в Забайкалье).

Подчеркнем также, что повышенная активность фтора и иногда лития наряду с оптимальной условной температурой (ниже вкрапленников онгонитов и выше пегматитов) благоприятна повышению растворимости триоктаэдрического минерала в мусковите с образованием новой разновидности слюды литиевого фенгит-мусковита. С другой стороны, повышенная активность фтора способствует и образованию высокоглиноземистых сидерофиллитов (см. рис. 11). Наши данные вполне подтверждают вывод

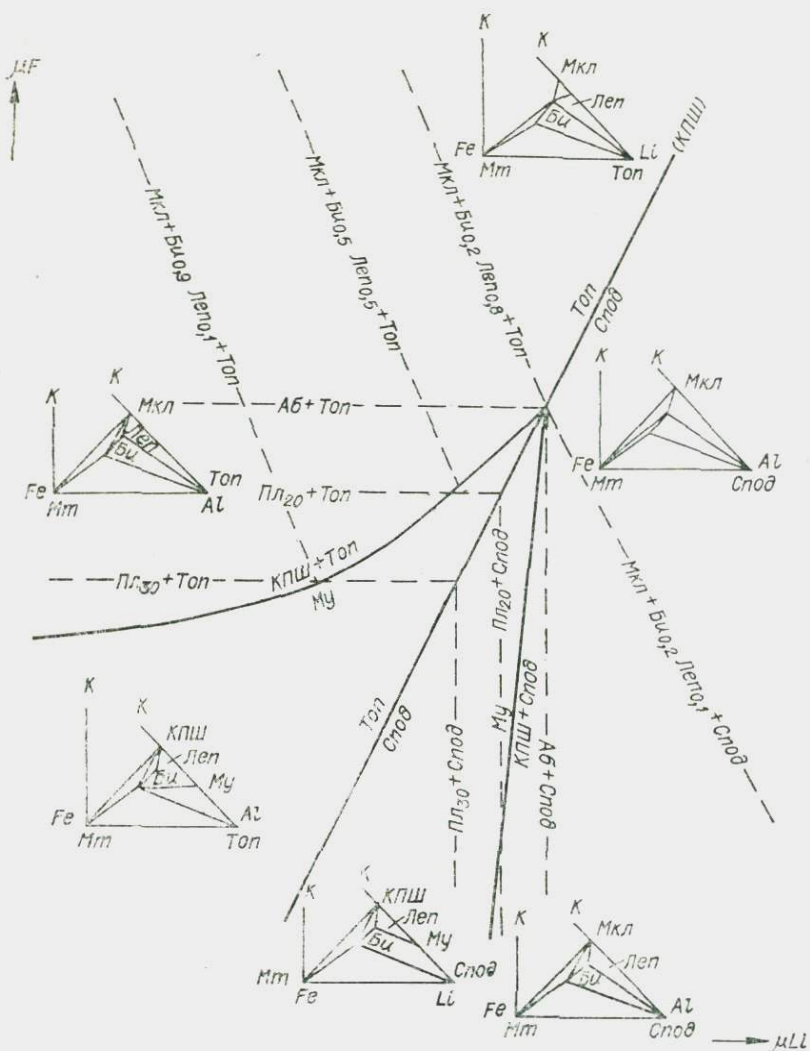


Рис. 48. Минеральные парагенезисы редкометаллических литий-фтористых пегматитов в поле химических потенциалов лития и фтора. Штрихами показаны линии изосодержаний лепидолита в слюдах и альбита в плагиоклазах. Избыточные минералы в системе — кварц, плагиоклаз и флюорит.

А. А. Маракужева и других (1966) о прямом влиянии повышения кислотности на содержание алюминия в шестерной координации в биотитах. Диаграмма минеральных парагенезисов для «пегматитовой температурной ступени» (с наиболее ранними в пегматитах парагенезисами) представлена на рис. 48. Она рассчитана из условно-нонвариантного парагенезиса  $KПШ + Top + LiFeCl + LiAlCl + Spod$  ( $LiFeCl$  — железистый лепидолит). Отличие ее от предыдущей, в первую очередь, в маложелезистом составе литиево-алюминиевых слюд (см. рис. 12 и 13). В связи с этим  $LiFeCl$  на этой диаграмме — индифферентная фаза (Скрейнемакерс, 1948). Чтобы не повторять многое сказанное о диаграмме рис. 47, подробный анализ этой диаграммы опустим.

Для пегматитов большое значение имеют также парагенезисы с турмалином. Они рассмотрены нами ранее (Владыкин и др., 1974). Чаще всего турмалин появляется вместо топаза, что указывает на повышенную активность бора при образовании турмалиносодержащих парагенезисов

(рис. 49). При повышении активности бора становятся неустойчивыми циннвальдиты и железистые лепидолиты, замещающиеся шерлом и калиевым полевым шпатом, а топаз замещается эльбаитом. Калиевый полевой шпат устойчив только в ассоциации с шерлом и мусковитом. Эльбаит стабилен с лепидолитом, альбитом и кварцем.

**Парагенезисы цвиттеров и кварц-мусковитовых грейзенов.** Цвиттеры — наиболее ранние послемагматические образования во многих массивах литий-фтористых гранитов. Парагенезис их в наиболее многоминеральной зоне при избытке кварца и иногда флюорита чаще всего предельно прост:  $\text{LiFeCl} + \text{Топ}$ . Здесь наблюдается

полное смещение равновесия вправо, в результате чего образуется этот парагенезис, показанный на с. 88. Это обусловлено, скорее всего, более высокой активностью плавиковой кислоты при возникновении цвиттеров по сравнению с магматическими литий-фтористыми гранитами. Образованию цвиттеров может способствовать также понижение константы равновесия рассматриваемой реакции с падением температуры. В пользу последнего предположения говорит близкое содержание фтора в слюдах цвиттеров и исходных гранитов, что указывает и на близость фугитивности плавиковой кислоты (до 0,3—0,6 бар и более, при общем давлении 2кбар и 700°C по диаграмме Munoz, Eugster, 1969) при образовании тех и других.

Несомненно, что повышенная активность фтора благоприятствует большей устойчивости сидерофиллита цвиттеров в парагенезисе с топазом по сравнению с мусковитом в обычных грейзенах. Это вытекает из более фтористого характера слюд из цвиттеров, если соотносить их с мусковитами из грейзенов (см. рис. 12), а также из анализа диаграммы рис. 50.

Воспользовавшись методом эквипотенциальных линий Д. С. Коржинского (1956) для исходных маложелезистых гранитов, рассмотрим диаграмму рис. 50. На этой диаграмме видно, что парагенезис  $\text{Бл} + \text{Топ}$  образуется при наиболее высокой активности фтора. На основе экспериментальных данных М. Ридер также пришел к выводу о неустойчивости сидерофиллита в малофтористой среде (Rieder, 1971). Наконец, образование меланократовых железистых грейзенов (цвиттеров) вполне соответствует теоретическому предсказанию Д. С. Коржинского об обогащении остаточного флюида основными компонентами при подкислении гранитной магмы (Коржинский, 1972).

Судя по первичным газожидким включениям из топазов цвиттеров (Иванова, Максимюк, 1971; Лхамсүрэн, 1970), цвиттеры образовались при температуре 380—460°C из весьма концентрированных растворов, что доказывается наличием многочисленных минералов-узников.

При понижении температуры и фугитивности плавиковой кислоты цвиттеры в литий-фтористых гранитах сме-

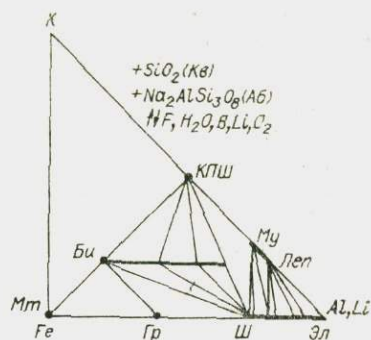


Рис. 49. Диаграмма состав — парагенезис для турмалиносодержащих литий-фтористых пегматитов (Владыкин и др., 1974).

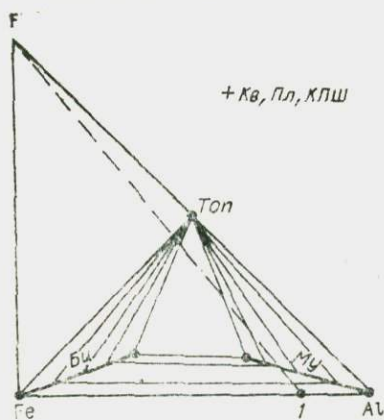


Рис. 50. Диаграмма состав — парагенезис топазосодержащих грейзенов и грейзенизированных гранитов. Направление вдоль штриховой линии (от 1) показывает смену парагенезисов минералов при увеличении химического потенциала фтора в системе.

няются обычными кварц-мусковитовыми грейзенами. С другой стороны, близки по температурам формирования к цвиттерам фельдшпатиты и альбититы, которые, судя по петрохимическим данным и распределению редких элементов, образуются под воздействием «отработанных» растворов цвиттеров, имеющих, по-видимому, щелочной характер. Вероятно, цвиттеры образовались в стадию максимальной кислотности (Коржинский, 1962) послемагматического минералообразования в литий-фтористых гранитах (Коваленко, Кузьмин и др., 1974). Проявлений ранней щелочной стадии в этих гранитах не известно (см. табл. 3).

### Проблема устойчивости полилитнионита

Полилитнионит ( $KLi_2AlSiO_4O_{10}F_2$ ) известен в щелочных гранитах (Stevens, 1938; Кузьменко, 1973; Гамалея, 1968; Петрова, Скоробогатова, 1961), но не отмечался в литий-фтористых. В МНР он обнаружен автором также в щелочных гранитоидах Хан-Богдинского массива (см. табл. 2). Причина такого избирательного парагенезиса полилитнионита выявляется с помощью метода эквипотенциальных линий химического потенциала (Коржинский, 1957) лития (или фтора) на тетраэдре состав — парагенезис (рис. 51). Для главнейших парагенезисов литий-фтористых гранитов и пегматитов ( $KПШ + LiCl + Top$ ;  $KПШ + Spod + LiCl$ ;  $KПШ + LiCl + Mu$ ) полилитнионит устойчив в условиях малого значения отношения алюминия к железу и весьма высоком химическом потенциале лития. Такие условия редко реализуются для литий-фтористых гранитов.

При значительно более низком значении химического потенциала лития полилитнионит стабилен в парагенезисе с калиевым полевым шпатом и щелочными темноцветными минералами (см. рис. 51). Увеличение отношения железа к алюминию благоприятствует снижению критического для полилитнионита значения химического потенциала лития. При инертном поведении лития полилитнионит может образоваться даже за счет небольших количеств лития в щелочных амфиболах, например, при эгиринизации последних (Петрова, Скоробогатова, 1961). Процесс окварцевания щелочных гранитов и особенно их пегматитов, сопровождающийся понижением отношения алюминия к железу в системе, также способствует образованию полилитнионита (Хан-Богдинский массив). При крайнем выражении этого процесса могут образоваться зоны своеобразных полилитнионитовых грейзенов в щелочных гранитах (Гамалея, 1968).

Следовательно, условия образования щелочных гранитов несравненно более благоприятны для формирования полилитнионита, чем условия образования литий-фтористых гранитов.

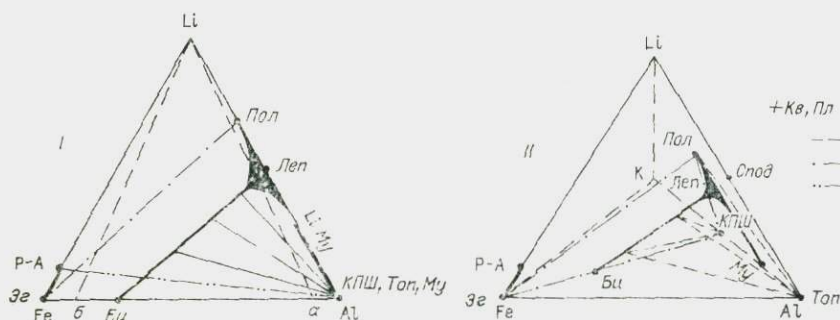


Рис. 51. Диаграмма парагенезисов слюд из редкометалльных гранитоидов.

1 — парагенезис  $KПШ + LiFeCl + Top$ ; 2 — парагенезис  $KПШ + Эг + Пол$ ; 3 — парагенезис  $Li P-A + KПШ$ . Линия  $Li - a$  показывает смену парагенезисов слюд в литий-фтористых гранитах по мере повышения химического потенциала лития; линия  $Li - б$  характеризует изменение в этом же направлении парагенезисов щелочных гранитоидов. I — проекция на грань  $Fe - Li - Al$  тетраэдра; II — тетраэдр  $Fe - K - Al - Li$ .

Верхний предел термальной стабильности полилитнионита достигает почти 800°C (Munoz, 1971), причем стабилен только предельно фтористый полилитнионит (Munoz, 1968).

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

### Магмы щелочных гранитов

**Состав и температура расплавов щелочных гранитов.** В предыдущих разделах монографии показано, что стекла пантеллеритов и комендитов — петрохимические и геохимические аналоги редкометалльных щелочных гранитов. Видимо, и составы расплавов таких гранитов были близки к составам стекол. Известен широкий диапазон составов агпаитовых стекол, начиная от слабо щелочных риолитовых (Noble, 1968), через более щелочные комендитовые (Ewart *et al.*, 1968) и до ультращелочных пантеллеритовых (Noble *et al.*, 1969; Carmichael, 1962; Nicholls, Carmichael, 1969). Среди них можно найти аналоги для любых разностей щелочных гранитов вплоть до щелочногранитных пегматитов (см. рис. 40). Судя по составам стекол, агпаитовые расплавы содержали, как правило, несколько больше натрия, чем закристаллизованные из них породы.

По петрохимическим и геохимическим особенностям щелочные и литий-фтористые редкометалльные гранитоиды выступают в роли антиподов (см. рис. 35, табл. 12, 13). Поэтому если литий-фтористые граниты можно назвать подкисленными образованиями, то имеются большие основания считать щелочные граниты подщелоченными образованиями (Коваленко, 1971). Этим объясняются расширение поля кристаллизации щелочных полевых шпатов в последовательных все более щелочных дифференциатах гранитоидов Хан-Богдинского и других массивов (см. рис. 25), обогащение поздних дифференциатов наиболее слабыми основаниями (трехвалентным железом) и повышенные значения отношений ниобия к тавталу и циркония к гафнию. Отношения содержания щелочного полевого шпата к кварцу во фракции вкрапленников пантеллеритов и комендитов значительно ниже, чем в обычных гранитах, что также свидетельствует о расширении поля кристаллизации щелочных полевых шпатов в агпаитовых гранитных расплавах.

Для вкрапленников магнетита и ильменита пантеллеритов оценена температура их кристаллизации (900—1025°C) и фугитивность кислорода, определяемая буфером  $Kв + Мт + Фа$  (Nicholls, Carmichael, 1969). Предполагается, что эта магма была сухой. Судя по встреченному в нигерийских щелочных гранитах парагенезису  $Kв + Арф + Эг + Фа$  (Vogley, 1963), фугитивность кислорода в рассматриваемых гранитоидах может быть даже ниже определяемого буфером  $Kв + Фа + Мт$  (Ernst, 1962) при 660—700°C. Для агпаитовых нефелиновых сиенитов Л. Н. Когарко (1972) оценила фугитивность кислорода также на уровне буфера  $Kв + Фа + Мт$ . Однако даже такая сравнительно низкая фугитивность кислорода благодаря повышенной щелочности расплава приводит к высокой степени окисления железа в магме (Щербина, 1972). Рибекитовые и, особенно, биотитовые разности щелочных гранитов могли сформироваться и при более высокой фугитивности кислорода, иногда даже выше, чем определяется магнетит-гематитовым буфером (см. рис. 43). Эгириновые граниты кристаллизовались из расплавов, содержащих нормативный метасиликат натрия (Bailey, 1969).

Температура солидуса агпаитового гранитного расплава в присутствии водного флюида ниже, чем для обычного гранита (Tuttle, Bowen, 1958; Thompson, MacKenzie, 1967; Таттл, 1961; Абрамов и др., 1968). Таттл и Боуэн даже предполагали за счет фракционирования щелочного полевого шпата возможность постепенного перехода водного агпаитового

расплава в гидротермальный раствор силикатов щелочей. В. Н. Анфиловым, В. А. Абрамовым и автором показано, что с увеличением содержания метасиликата натрия во флюиде температура солидуса гранита резко понижается вплоть до 400°C (Анфилов и др., 1972). Следовательно, в этих условиях вполне возможно пересечение линий гранитного солидуса и щелочно-полевошпатового субсолидуса, в результате чего из расплава должны кристаллизоваться два щелочных полевых шпата. Другие типоморфные минералы щелочных гранитов (щелочные амфиболы, эгириин) также должны быть стабильными (Ernst, 1962; Bailey, 1969) в таких сравнительно низкотемпературных расплавах (Коваленко, 1972).

На примере пантеллеритов, комендитов и щелочных гранитов показано, что, как и в случае массивов литий-фтористых гранитов, наиболее богатые редкими элементами расплавы щелочных гранитов концентрируются в апикальных частях магматических камер, но в отличие от литий-фтористых гранитов, эти расплавы наиболее щелочные. Следовательно, и для щелочногранитных магматических камер должен существовать механизм, способствующий образованию в них зональности, когда снизу вверх возрастает щелочность расплава и содержание в нем типоморфных редких элементов.

Интересно, что в некоторых редкометальных щелочных гранитах (Нигерия, Гренландия) отмечаются высокие содержания фтора и соответствующей фторидной минерализации (криолит, см. табл. 2). В отличие от литий-фтористых гранитов, поведение фтора в щелочных гранитах определяется щелочностью последнего. Повышение щелочности расплава приводит к повышению растворимости фтора (Рябчиков, Когарко, 1963), а фугитивность плавиковой кислоты при этом падает на порядок (Евтюхова и др., 1967; Когарко и др., 1968; Кригман, 1972).

Пути кристаллизации щелочногранитных магм. На семикомпонентной векторной диаграмме рис. 29 показано, что направления двух главных петрохимических тенденций агпайтовых гранитных расплавов (пантеллеритовой и комендитовой) близки с направлениями котектических линий от тройных эвтектических точек  $Ac + Ab + Dc$ ,  $Ab + Kв + Dc$  и тройного минимума  $ЩПШ + Kв$  к четверной эвтектической точке  $Kв + Ab + Ac + Dc$  в системе  $Na_2O - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2$  (Bailey, Schairer, 1966). В то же время, видимо, в связи с отсутствием калия в этой системе составы указанных характеристических точек заметно отличаются от составов реальных щелочных гранитов, пантеллеритов и комендитов. Чтобы учесть влияние калия в интересующей нас системе, воспользуемся следующим приемом.

В стеклах пантеллеритов и комендитов (Carmichael, 1962; Ewart *et al.*, 1968; Dickinson, Gibson, 1972; Nicholls, Carmichael, 1969) содержание вкрапленников щелочного полевого шпата, кварца, энigmatита, натриевого геденбергита возрастает с увеличением степени закристаллизованности (рис. 52). В этом же направлении увеличиваются размеры вкрапленников, что указывает на рост вкрапленников при кристаллизации окружающего расплава, а не за счет их аккумуляции из других зон расплава (Ewart *et al.*, 1968). Следовательно, составы и количество вкрапленников и стекла пантеллеритов и комендитов можно использовать для построения схематической диаграммы плавкости щелочногранитной системы:  $ЩПШ (Ort + Ab) - Kв -$  темноцветные минералы ( $T_{цв} = ac + ns + wo + fs + en$ <sup>13</sup>). Полагаем, что увеличение степени закристаллизованности пород отражает понижение температуры выдержки перед закалкой.

При закристаллизованности пантеллеритов и комендитов меньше 5% (рис. 53, а) среди вкрапленников отмечается  $ЩПШ$ , и только в наиболее богатом кремнеземом комендите появляются вкрапленники кварца, а состав остаточного стекла изменяется в сторону уменьшения нормативного

<sup>13</sup> Компоненты рассчитывались в виде «норм» по системе CIPW (Четвериков, 1956).

кварца. При закристаллизованности 5—10% (рис. 53, б) среди комендитов имеются вкрапленники и ЩПШ и Кв, а среди пантеллеритов — темноцветные минералы. Состав остаточного стекла пантеллерита обогащается нормативным кварцем. В более закристаллизованных породах (рис. 53, в) вкрапленники комендитов обедняются кварцем, а остаточные стекла, соответственно, обогащаются нормативным кварцем и темноцветными компонентами. Все указанные соотношения составов пантеллеритов и комендитов, а также количества и составов вкрапленников минералов и остаточных стекол вполне удовлетворительно объясняются наличием двух котектических линий ( $Kв + ЩПШ + \text{расплав}$  и  $ЩПШ + Tцв + \text{расплав}$ ) на рассматриваемой диаграмме, которые, видимо, пересекаются в тройной точке (рис. 53, г), по составу приближающейся к составам остаточных наиболее агпаитовых и богатых кремнеземом стекол. Положение котектической кривой  $Kв + ЩПШ + \text{расплав}$  близко к положению линии  $ЩПШ + Kв + \text{расплав}$  в гаплогранитной системе  $Ab + Or + SiO_2$  с добавками акмита и натриевого метасиликата (Carmichael, MacKenzie, 1963), и более надежно, чем положение линии  $ЩПШ + Tцв + \text{расплав}$ . Эвтектический или перитектический характер имеет тройная точка, пока тоже не ясно. Но диаграмма достаточно удовлетворительно объясняет причины направлений главных петрохимических тенденций (пантеллеритовой — котектика  $ЩПШ + Tцв$  и комендитовой — котектика  $Kв + ЩПШ$ ) в редкометалльных щелочных гранитах и их эффузивных аналогах. В частности, средние составы щелочных гранитоидов Хан-Богдунского массива близки к котектической линии  $Kв + ЩПШ + \text{расплав}$ , и изменение состава их последовательных генераций направлено к тройной точке. Эволюция щелочных гранитоидов Северо-Восточной Тувы характеризуется направлением к котектической линии  $Kв + ЩПШ + \text{расплав}$  и т. д.

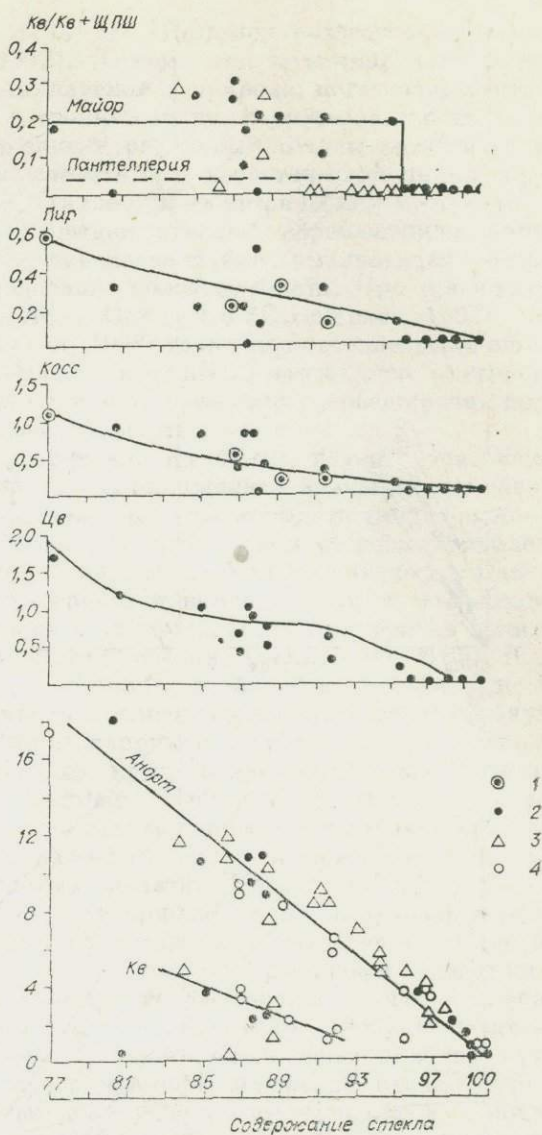
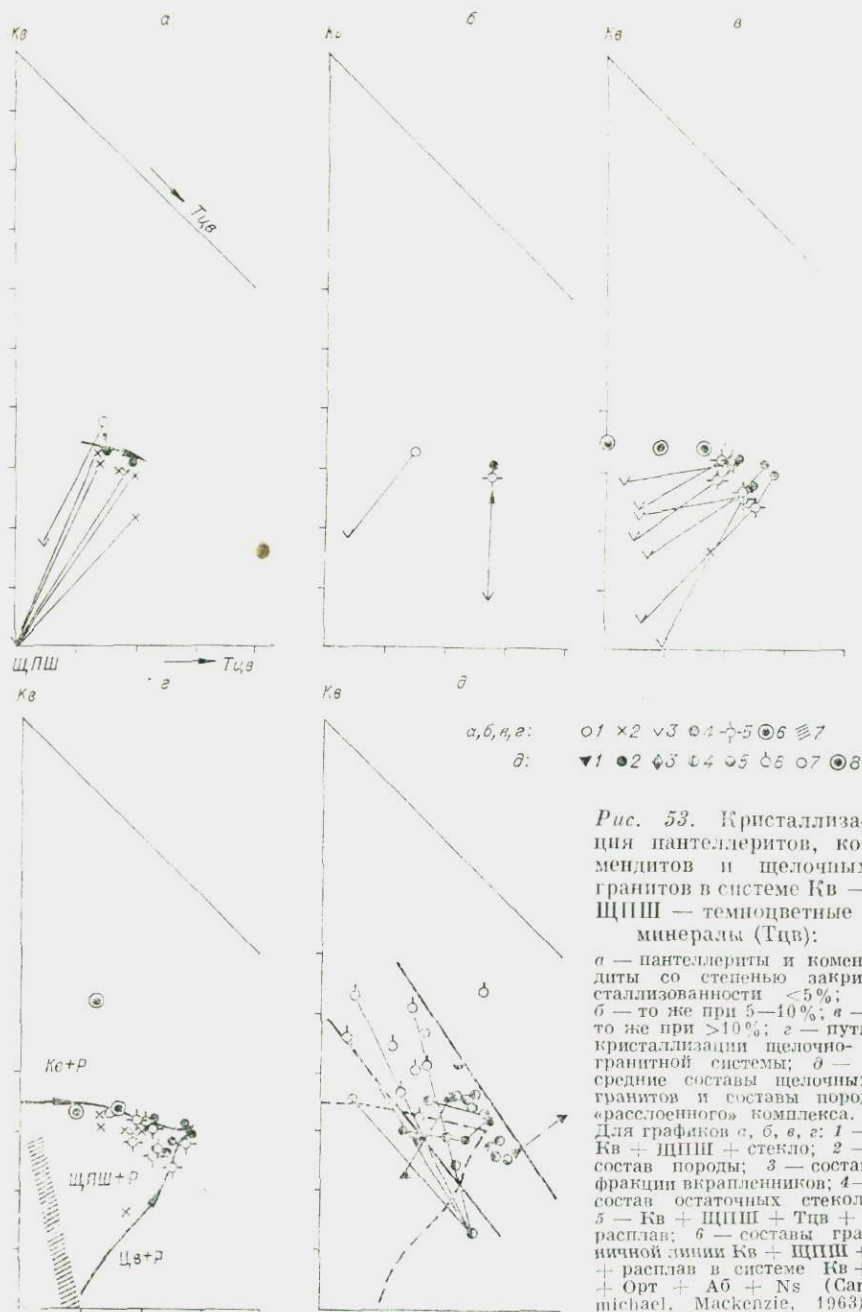


Рис. 52. Корреляция между содержанием (вес. %) вкрапленников аноктоклаза, кварца, пироксена, коесирита, общей концентрации цветных минералов (Цв) и соотношения концентрации кварца и щелочного полевого шпата с содержанием стекла в пантеллеритах и комендитах: 1 — средние значения; 2 — пантеллериты о. Пантеллерия, 3 — пантеллериты вулкана Фантал, Эфиопия; 4 — комендиты Новой Зеландии.



**Рис. 53.** Кристаллизация пантеллеритов, коменитов и щелочных гранитов в системе Кв — ЩПШ — темноцветные минералы (Тцв):

*а* — пантеллериты и комениты со степенью закристаллизованности <math>< 5\%</math>;  
*б* — то же при <math>5-10\%</math>; *в* — то же при >math>10\%</math>; *г* — пути кристаллизации щелочногранитной системы; *д* — средние составы щелочных гранитов и составы пород «расслоенного» комплекса. Для графиков *а*, *б*, *в*, *г*: 1 — Кв + ЩПШ + стекло; 2 — состав породы; 3 — состав фракции вкрапленников; 4 — состав остаточных стекол; 5 — Кв + ЩПШ + Тцв + расплав; 6 — составы граничной линии Кв + ЩПШ + расплав в системе Кв + Орп + Аб + Ns (Carmichael, Mackenzie, 1963); 7 — область составов фракции вкрапленников. Для

графика *д*: 1 — средние составы гранитов о. Розкал; 2 — то же для Хан-Богдинского массива; 3 — то же для Илзмауссак; 4—7 — составы «слоистых» тел: 4 — эгериты, 5 — пегматиты, 6 — богатые кварцем эгериты, 7 — граниты.

Составы щелочных гранитоидов вдоль котектики ЩПШ + Тцв, видимо, больше тяготеют к сериям трахизабальт — трахит — пантеллерит океанических островов (Bailey, Schairer, 1966; Тернер, Ферхуген, 1961), источником которых, вероятно, служит подкоровое вещество. Составы гранитоидов вдоль котектики Кв + ЩПШ могут быть связаны с дифференциацией обычных гранитных магм при условии их подщелачивания. Но возможно и палингенное выплавление таких расплавов как из гранитоидного субстрата, так и из более основного базальтового («пантеллери-

товая» эвтектика по Bailey, Schairer, 1966) под воздействием потока щелочных флюидов (Бейли, 1972). Только при максимальной щелочности таких флюидов, редко реализуемой в природе, могут образоваться расплавы, близкие по составу к тройной точке. В других случаях, видимо, выплавлялись составы, близкие к различным точкам котектических кривых. Вероятно, можно даже считать, что котектическая линия  $Kв + ЩПШ + \text{расплав}$  (см. рис. 53, г) является геометрическим местом точек эвтектик гранитной магмы (с соответствующим перемещением линии  $ЩПШ + Tцв + \text{расплав}$ ) при ее подщелачивании, вызывающем расширение поля кристаллизации щелочного полевого шпата. При проектировании этой линии на сечение  $Ab - Ort - Kв$  (Carmichael, 1962; Carmichael, MacKenzie, 1963; Чумаков, 1958) точки пересечения щелочнополевошпатового минимума с линией  $Kв + ЩПШ$  смещаются в сторону обогащения кварцем и ортоклазом, т. е. также в сторону расширения поля кристаллизации щелочного полевого шпата.

Подщелоченный характер расплавов щелочных гранитоидов, изменение состава их эвтектических точек, пониженная вязкость расплавов, наличие флюидной фазы, несомненно, должны вызывать неоднородность в образующихся породах, которая в максимальной степени проявлена в «слоистом комплексе» экеритов и пегматитов Хан-Богдинского массива. Неоднородность составов пантеллеритов и комендитов за счет фракционирования щелочных полевых шпатов и темноцветных минералов показана на природных объектах (Dickinson, Gibson, 1972; Noble, 1968). Кристаллизация из сосуществующих расплава и флюида по мере падения температуры также должна приводить к неоднородности состава образующихся пород за счет формирования, например, сегрегаций крупных кристаллов (пегматоидов) тех минералов, которые предпочтительно кристаллизуются из флюида (Jahns, Burnham, 1969). Определенную роль при образовании неоднородностей могли играть процессы сортировки кристаллизующихся минералов по их размерам, как это предполагается для некоторых агпаитовых нефелиновых спенитов (Когарко, 1975).

Существует и еще одна вероятная причина, способствующая неоднородности двушпатовых щелочных гранитоидов и вытекающая из экспериментальных исследований высокощелочных расплавов (Анфилогов и др., 1972). Эта причина — возможность расслоения таких расплавов, на которую обращал внимание Г. Б. Мелентьев и др. (1972). Показательно, что при температурах 700—600°C и при избытке флюида область расслоения высокощелочных расплавов занимает положение, сходное с роом составов пород «слоистого комплекса». Однако действительность механизма расслоения в генезисе щелочных гранитоидов окончательно не выяснена в связи с неопределенностью влияния железа на этот процесс.

Представленные в настоящем разделе материалы дают возможность высказать некоторые соображения о причинах возникновения зональных очагов щелочногранитных магм. Определенную роль в этом играет фракционирование щелочных полевых шпатов, кварца, энigmatита, натриевого геденбергита из кристаллизующихся щелочногранитных магм. Во всех случаях этот процесс приводит к повышению коэффициента агпаитности и к обогащению редкими элементами остаточных расплавов, которые в силу меньшей плотности, чем кристаллы, могут скапливаться в верхних частях магматических камер. Такой механизм предполагается в первую очередь для «сухих» комендитовых и пантеллеритовых магм (Dickinson, Gibson, 1972; Ewart et al., 1968).

При образовании двушпатовых щелочных гранитов в процессе накопления наиболее агпаитовых расплавов в верхней части магматической камеры может принимать участие флюид. Механизм здесь может быть сходным с предложенным для литий-фтористых гранитов (см. рис. 46). Но переноситься пузырьками флюида здесь должен натрий. Коэффициент распределения натрия между агпаитовыми кремнекислыми расплавами

и флюидами (Анфилогов и др., 1972) резко зависит от содержания нормативного метасиликата натрия в системе и от температуры. Понижение температуры при кристаллизации наименее щелочных из изученных расплавов, которые ближе всего к природным гранитам, при постоянстве общей щелочности системы должно приводить к понижению коэффициента распределения натрия и переходу его во флюид. В областях скопления таких флюидов (апикальные части массивов, например) щелочность магм может повышаться с соответствующим увеличением содержаний типоморфных редких элементов. Не исключены, конечно, и другие схемы образования магм редкометалльных гранитоидов как в апикальных частях магматических камер, так и в других их участках.

### АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ЩЕЛОЧНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Различные варианты зависимостей парагенезисов щелочных гранитоидов от внешних условий рассмотрены многими исследователями (Павленко, Коваленко, 1960; Коваленко, 1964; Беус, 1968; Зырянов, 1969; Маракушев и др., 1966; Минеев, 1969; Тарарин, 1971). К особенностям данного раздела относится широкое использование состава амфибола, как минерала переменного состава (Коваленко, Писарская, Пополитов, 1968; Коваленко, 1968; Тугаринов, Коваленко, 1973).

Парагенезисы щелочных гранитоидов можно разделить на три группы, перечисленные соответственно понижению условной температуры их образования: вкрапленники пантеллеритов и комендитов; моношпатовые субвулканические и гипабиссальные щелочные граниты; двушпатовые щелочные гранитоиды и пегматиты.

**Парагенезисы вкрапленников стекловатых пантеллеритов и комендитов.** Наиболее выдержанны среди вкрапленников пантеллеритов и комендитов парагенезисы (при избытке анортклаза и часто кварца) геденбергита с энigmatитом и геденбергита с магнетитом и фаялитом. Встречается парагенезис пироксена и энigmatита с амфиболом (пантеллериты Кении (Nicholls, Carmichael, 1969), но вообще амфиболы в рассматриваемых парагенезисах редки.

Диаграммы состав — парагенезис для обычных безамфиболовых парагенезисов вкрапленников и более редких амфиболовых парагенезисов приведены на рис. 54. В области более высоких содержаний окисного железа по сравнению с положением линии фаялит — эгирин парагенезисы вкрапленников не известны. Они намечены пунктирными коннодами по ассоциациям минералов микролитов. Подчеркнем также отсутствие составов пироксенов средней части серии геденбергит — акмит (Nicholls, Carmichael, 1968).

Диаграммы демонстрируют, что смена фаялит-пироксен-магнетитового парагенезиса пироксен-энigmatитовым обусловлена возрастанием содержания натрия в системе, что отражается в увеличении коэффициента агиантности соответствующих пород (Carmichael, 1962; Nicholls, Carmichael, 1968).

**Парагенезисы моношпатовых щелочных гранитоидов.** Они развиты в типичных надсолъвус-гранитах (Tuttle, Bowen, 1958) при температурах выше 650°C (температура критической точки щелочнополевошпатового субсолидуса). Для этих парагенезисов характерны: 1) наличие амфиболов (рис. 55, слева) изоморфных серий катофорит — рибекит и арфведсонит — рибекит; 2) крайняя редкость парагенезисов трех темноцветных минералов и выдержанность парагенезисов Амф + Эг (Хан-Богдинский массив и др.) и Амф + Мг (Дашибалбарский, Баян-Уланский и др.). Следовательно, в отличие от парагенезисов вкрапленников пантеллери-

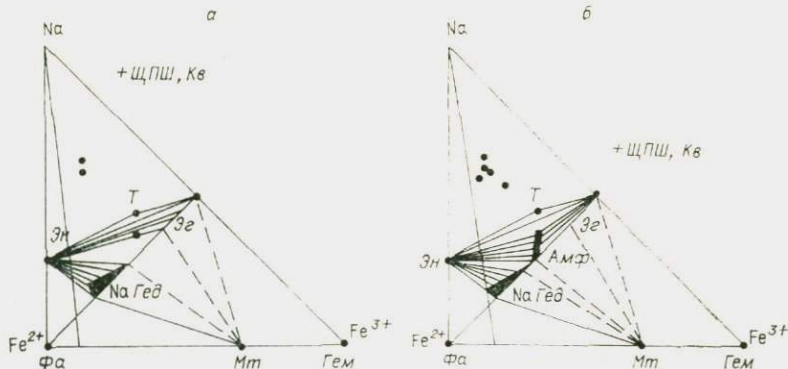


Рис. 54. Диаграммы состав — парагенезис вкрапленников и микролитов пантеллеритов и комендитов (наиболее распространенные безамфиболовые (а) и амфиболсодержащие (б) парагенезисы). Парагенезисы в области составов, богатых натрием и окисным железом, приведены по сосуществующим микролитам и показаны пунктирными коннодами. Точки отвечают составам остаточных стекол в пантеллеритах. По данным работы (Nicholls, Carmichael, 1968) в серии натриевый геденбергит — эгирин показан разрыв смешимости.

тов и комендитов данная система описывается двумя виртуальными инертными компонентами ( $Fe^{2+}$ ,  $Mn$ ,  $Mg$ ) и ( $Fe^{3+}$ ,  $Li$ ,  $Ti$ ).

С помощью метода эквипотенциальных линий Д. С. Коржинского оценим влияние химического потенциала натрия на рассматриваемые парагенезисы (см. рис. 55). При заданном соотношении двух- и трехвалентного железа в системе увеличение химического потенциала натрия приводит к смене парагенезиса амфибола с магнетитом парагенезисом амфибола с эгиринном. В этом же направлении кальциевые катофориты переходят в рибекиты, а рибекиты — в арфведсониты. В парагенезисе Амф + Фа возможен переход кальциевого катофорита в арфведсонит.

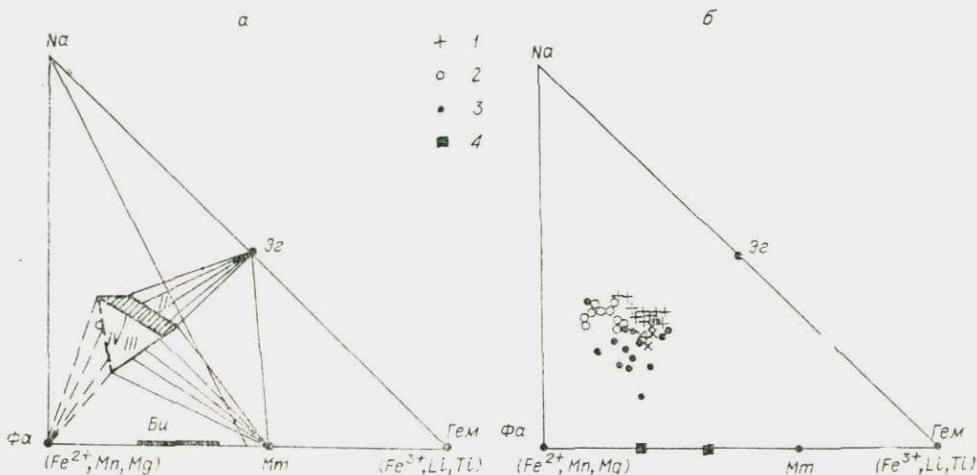


Рис. 55. Диаграмма состав — парагенезис моношпатовых щелочных гранитоидов при избытке кварца (а) и составы щелочных амфиболов (б):

1 — рибекит-арфведсониты Нигерии и Северо-Восточной Тувы; 2 — арфведсониты МНР; 3 — кальциевые катофориты МНР; 4 — биотиты из щелочных гранитоидов. Цифрами на диаграмме а показаны интервалы составов рибекит-арфведсонитов с повышенной степенью окисленности (I), рибекит-арфведсонитов (II), рибекит-кальциевых катофоритов (III), арфведсонит-кальциевых катофоритов (IV). Штриховыми коннодами соединены предполагаемые парагенезисы амфиболов с фаялитом.

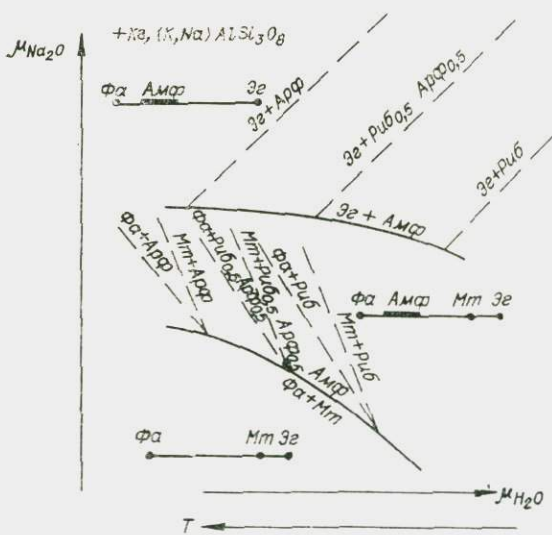


Рис. 56. Диаграмма химических потенциалов окиси натрия и воды (величина, обратная температуре) для парагенезиса моношпатовых щелочных гранитоидов.

В моновариантном парагенезисе  $\text{Эг} + \text{Амф} + \text{Мт}$ , характерном для некоторых метаморфических гнейсов и железистых кварцитов, понижение температуры при заданном значении химического потенциала натрия благоприятствует образованию рибекитовых амфиболов.

Для парагенезисов  $\text{Амф} + \text{Мт}$  и  $\text{Амф} + \text{Фа}$  смещение состава амфиболов в сторону арфведсонита возможно при повышении температуры (понижении химического потенциала воды) и понижении химического потенциала натрия. В равновесии  $\text{Амф} + \text{Эг}$  более арфведсонитовые амфиболы появляются при повышении температуры и химического потенциала натрия.

В случае изоморфной серии рибекит — катофорит ( $m\text{Na}_3\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8 \cdot \text{O}_{22}(\text{OH})_2 \cdot (1 - m)\text{Ca}_2\text{R}_{3,4}^{2+}\text{R}_{1,6}^{3+}\text{Si}_{6,3}\text{Al}_{1,7}(\text{OH})_{2,1}$  с повышением химического потенциала натрия и понижением температуры (повышением химического потенциала воды) амфиболы в парагенезисе с магнетитом становятся все более щелочными.

Наиболее вероятный вариант полной зависимости состава амфиболов от значений химического потенциала натрия и температуры (химического потенциала воды), основанный на наиболее часто встречающихся парагенезисах  $\text{Арф} - \text{Черм} + \text{Мт}$  и  $\text{Арф} - \text{Риб} + \text{Эг}$ , представлен на рис. 57. Схема Мияширо, связывающая переход катофоритов в арфведсониты и рибекиты с падением температуры, удовлетворительно выдерживается при умеренных и постоянных значениях химического потенциала натрия. Но в общем виде состав амфиболов регулируется не только температурой, но и щелочностью магмы. При высокой температуре и с повышением химического потенциала натрия (рис. 57) катофорит (моношпатовые граниты) может переходить в рихтерит (вкрапленники пантеллеритов).

Мияширо предполагал, что с понижением температуры в щелочных породах происходит смена катофорита арфведсонитом и далее рибекитом (Miyashiro, 1957). Если принять, что показателем температуры может служить химический потенциал воды (Коржинский, 1957; Маракушев, 1965), то зависимость состава амфиболов изоморфной серии рибекит — арфведсонит от температуры и химического потенциала натрия может быть представлена наглядно (рис. 56) (Коваленко, Писарская, Пополитов, 1968; Тугаринов, Коваленко, 1973). Главные реакции к этой диаграмме рассчитаны стандартными методами (Коржинский, 1957), исходя из рассмотренных выше составов амфиболов.

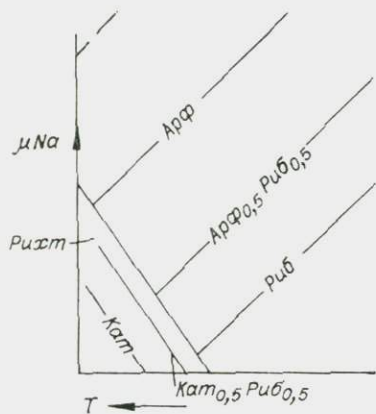
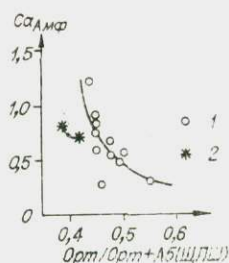


Рис. 57. Схематическая зависимость состава щелочных амфиболов от величины химического потенциала натрия и температуры.

Все более кальциевые составы амфиболов в ряду катофорит — рибекит — арфведсонит находятся в парагенезисе с более натриевым щелочным полевым шпатом (рис. 58). Видимо, коэффициент рас-

Рис. 58. Корреляция между содержанием кальция в амфиболах и мольной долей ортоклаза в щелочных полевых шпатах щелочных гранитоидов:

1 — щелочные гранитоиды; 2 — стекловатые пантеллериты (стрелкой показано направление перехода от вкрапленников к микролитам).



пределения натрия между амфиболом и щелочным полевым шпатом зависит в первую очередь от температуры, а не от химического потенциала натрия. По крайней мере, этот коэффициент распределения растет как при переходе от моношпатовых гранитов к их пегматитам, так и при переходе от вкрапленников к их микролитам (Nicholls, Carmichael, 1968).

**Парагенезисы двушпатовых щелочных гранитоидов.** Судя по приуроченности этих парагенезисов к пегматитам, наличию в них альбита и микроклина, многочисленных водных (особенно редкометалльных) минералов, они формировались при более низкой температуре, чем парагенезисы моношпатовых гранитов.

В отличие от схемы И. А. Тарарина (1971) в парагенезисах двушпатовых щелочных гранитоидов в качестве обособленного компонента-минерала принят  $KAlSi_3O_8$ . Если ограничиться анализом только широко распространенных амфиболсодержащих парагенезисов, очевидно, что все реакции в рассматриваемой системе должны протекать в краевой ее части  $Fe^{2+} - Fe^{3+}$  при индифферентности альбита, т. е. так же, как и для парагенезисов моношпатовых гранитов. Следовательно, парагенезисы двушпатовых щелочных гранитов описываются также диаграммой рис. 55.

На рис. 59 показаны поля составов амфиболов (в парагенезисе с эгиринном) щелочных двушпатовых гранитов для ряда их провинций. Граниты Хан-Богдинского массива и о. Роккал (Sabine, 1960) образовались при весьма высокой щелочности и сравнительно низкой температуре. Не случайно эти породы характеризуются очень высоким значением коэффициента агпаитности. Возможно, в связи с этим арфведсониты данных гранитов заметно окислены. Граниты двух указанных районов не содержат рибекита.

В то же время при более низком значении химического потенциала натрия могут быть устойчивы арфведсониты (Нигерия) и рибекиты (Северо-Восточная Тува). Это обусловлено, скорее всего, относительно высокой температурой парагенезисов с арфведсонитом и сравнительно низкой — с рибекитом (см. рис. 59).

В последовательных дифференциатах Хан-Богдинского массива амфиболы меняют свой состав от арфведсонита до рибекит-арфведсонита. Этот переход при понижении температуры возможен даже при некотором возрастании химического потенциала натрия. Аналогично изменяют свой состав (но до рибекита) амфиболы гранитов Северо-Восточной Тувы.

Видимо, известные амфиболы Нигерии (Borley, 1963) отражают примернов изотермический ряд парагенезисов.

**Магнезиальность щелочных амфиболов.** В щелочных гранитоидах амфиболы, кроме редких случаев (Коваленко, Писарская, Пополитов, 1968),

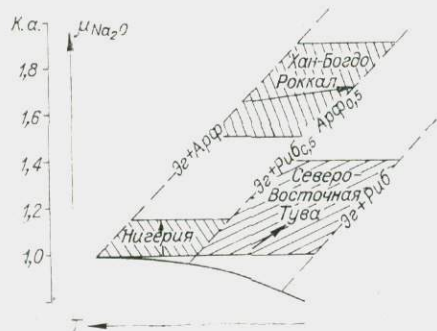


Рис. 59. Составы амфиболов щелочных гранитоидов МНР, Тувы и Нигерии. Стрелками показано изменение составов амфиболов в последовательных дифференциатах щелочных гранитоидов.

практически предельно железисты. В то же время анализ амфиболов из различных пород показывает, что наиболее широко распространены железистые и магнезиальные составы при сравнительной редкости составов средней железистости. Возможно, это связано с наличием экстремальных (Коржинский, 1963) составов амфиболов в рядах рибекит — магнезиорибекит ( $Mg \text{ Риб}_{0,47} \text{ Риб}_{0,53}$ ) и арфведсонит — магнезиоарфведсонит ( $Ar\ddot{f}_{22} Mg \text{ Ар}\ddot{f}_{0,78}$ ) (Коваленко, Писарская, Пополитов, 1968; Kovalenko, 1968). Вероятно, что природные парагенезисы щелочных амфиболов образуются при более высоких значениях химического потенциала натрия, чем при формировании экстремальной ассоциации Амф + Мт, что приводит к устойчивости только железистых и магнезиальных их составов.

В метасоматических и метаморфических породах железистость щелочных амфиболов может зависеть также от температуры (Глаголев, 1958) и от состава исходных пород (Coleman, Parike, 1968).

**Щелочные амфиболы в биметасоматических микроклинитах.** При контактовом взаимодействии редкометалльных щелочных гранитоидов с вмещающими габброидами в Северо-Восточной Туве образовалась следующая метасоматическая зональность пород (Коваленко и др., 1965, 1966; Коваленко, Брандт, 1969): 00 — эгирин-альбитовый гранит ( $Kв + Эг + Aб$ ); 1 — рибекитовый гранит ( $Kв + Риб + Mкл$ ); 2 — рибекитовый микроклинит ( $Риб + Mкл$ ); 3 — анхимономинеральный микроклинит ( $Mкл$ ); 4 — биотитовый микроклинит ( $Бп + Mкл$ ); 0 — габброиды ( $Pl_{50} + Pог + Бп + Mт$ ). Образование зон дву- и мономинеральных микроклинитов обусловлено реакционным биметасоматозом (Коржинский, 1948) между щелочными гранитами и габбро с диффузией железа, кальция и алюминия из габбро в гранит, а кремния со щелочами из гранита в габбро. Процесс биметасоматоза протекает на фоне прохождения через максимумы химического потенциала железокальциевого компонента в зонах  $Риб + Mкл$  и  $Бп + Mкл$ , что находит свое отражение в образовании своеобразных рибекитов с флюоритом (Коваленко и др., 1966) и оксиантитов (Коваленко, Брандт, 1969).

## НЕКОТОРЫЕ ПРОВИНЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ, ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ И ПОЛОЖЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ В ОБЩЕЙ СХЕМЕ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА

В предыдущем разделе книги были рассмотрены некоторые физико-химические аспекты происхождения редкометалльных гранитоидов. В самом общем виде можно констатировать, что главным для образования рассматриваемых пород оказывается весьма длительная дифференциация материнских магм в специфическом геохимическом режиме. Попытаемся оценить, в каких же тектонических и геодинамических условиях могут генерироваться исходные для редкометалльных гранитоидов материнские магмы, способные к рассмотренной выше дифференциации. Т. е. в настоящем разделе мы коснемся проблемы геологического положения редкометалльных гранитоидов в общей схеме интрузивного магматизма.

Ряд общих закономерностей геологического положения массивов редкометалльных гранитоидов рассматривался в работах А. А. Беуса, А. И. Гиззбурга, Ю. И. Темникова и других исследователей. А. А. Беусом (1968) показано, что, во-первых, массивы редкометалльных гранитоидов располагаются исключительно в верхних структурных ярусах литосферы. Во-вторых, известны редкометалльные гранитоиды различного возраста (от

рифейского до кайнозойского). В-третьих, формирование их происходило в условиях средних и малых глубин (1,5—3, реже 3—4 км). В-четвертых, щелочные редкометалльные гранитоиды, как и другие щелочные породы с редкометалльной минерализацией, чаще тяготеют к структурам древних платформенных областей (подвижные участки платформ, глубинные разломы в пределах докола платформ или краевые разломы). В то же время другие типы редкометалльных гранитоидов, по его мнению, чаще приурочены к областям завершенной складчатости, к складчатым поясам полициклического развития, к зонам тектоно-магматической активизации. А. И. Гинзбург (1972) считает, что все редкометалльные гранитоиды пространственно и генетически связаны с палингенными «коровыми» гранитоидами и никогда не образуются как дифференциаты габброидных магм.

В настоящее время большинство исследователей допускает, что положение массивов редкометалльных гранитоидов контролируется в первую очередь различными разрывными нарушениями и зонами их пересечения. Ю. И. Темниковым (1972), например, показано, что массивы редкометалльных гранитоидов Вост. Забайкалья размещаются в сводовых и часто нарушенных частях антиклинальных складок, во флексуриобразных изгибах слоев, особенно в областях пересечения этих структур зонами повышенной трещиноватости пород и т. п.

Имея в виду, что многие другие геологические особенности отдельных массивов редкометалльных гранитоидов неплохо изучены, и отсылая интересующихся этими вопросами к сводной табл. 2 и цитируемым в ней работам, остановимся на некоторых закономерностях пространственного размещения ряда известных провинций редкометалльных гранитоидов с целью выявления их места в общей схеме магматизма. Эта проблема пока еще не получила заметного освещения в геологической литературе.

Самый общий анализ геологического положения многих провинций редкометалльных гранитоидов (см. табл. 2) с точки зрения классического учения о стадийном развитии геосинклиналей показывает, что эти гранитоиды формировались на стадии посторогенного развития разновозрастных геосинклинальных систем или в эпохи тектоно-магматической активизации. Этот вывод вполне согласуется с вышеизложенными представлениями А. А. Беуса о пространственной связи редкометалльных гранитоидов с теми участками земной коры, в которых геосинклинальное развитие завершилось. К сожалению, сам этот подход к исследованию связей тектоники и магматизма ограничен главным образом изучением региональных закономерностей. Он выявляет взаимосвязи тектоники и магматизма преимущественно в пределах геосинклинальных систем. В то же время, поскольку редкометалльные гранитоиды сформировались уже после завершения развития геосинклиналей и часто переходят в прилегающие к геосинклиналям площади внегеосинклинальных гранитоидов, важно учесть в геологическом анализе разновозрастные события, происходящие во всех смежных с геосинклиналями участках земной поверхности, которые обычно значительно превышают площади собственно геосинклинальных зон. Для решения этой задачи мы воспользуемся методом анализа латеральных рядов в пространственном распределении разновозрастных магматических пород и тектонических элементов. Отличительная черта этого метода — анализ палеотектонических обстановок и пространственного размещения магматических серий в рамках сравнительно узких временных интервалов, каждому из которых отвечает «вспышка» магматической деятельности, а рубежи между которыми, как правило, отмечены структурными перестройками. Метод разработан группой исследователей, в том числе и автором, под руководством Л. П. Зоненшайна при анализе распределения магматизма Монголо-Охотского пояса (Зоненшайн и др., 1973; Zonen-shaine et al., 1974; Коваленко, Кузьмин и др., 1975).

Для генетической интерпретации связей магматических пород с геологическими условиями их проявления важно иметь модели современных

структур с присущими им магматическими продуктами (Шейнманн, 1968). Из современных структур магматизм наиболее широко проявляется в зонах рифтов и в глубинных сейсмфокальных зонах, названных тектоноферами Шейнманна или зонами Заварицкого — Беньофа. Учитывая принцип актуализма, с такими моделями удобно сравнить структуры и магматизм геологического прошлого. Анализ проблем геодинамики современных структур, по мнению автора, наиболее удовлетворительно осуществляется с позиций новой глобальной тектоники (Новая глобальная тектоника, 1974). Соответственно мы применяем многие термины данной концепции (рифт, островная дуга, трансформный разлом и т. п.) и ряд ее важных положений. В последующем анализе геологического положения большинства провинций редкометальных гранитоидов мы воспользуемся результатами палеорекопструкций Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина и В. М. Моралева (см., например, Зоненшайн и др., 1974), которыми обобщены данные по современным тектоно-магматическим системам и приведены главные признаки таких систем (комплексы тектонических структур, магматических, метаморфических и осадочных формаций с характерными полезными ископаемыми). Выделяются следующие виды структур.

1. Срединно-океанические хребты и внутриконтинентальные рифтовые зоны. Для срединно-океанических хребтов характерны слабодифференцированные гипербазиты типа шпинелевых и гранатовых перидотитов; нориты, троктолиты, кварцевые габбро, изредка тералиты; низкокальциевые толеиты, спилиты; дайки долеритов и диабазов.

На вулканических островах вблизи склонов хребтов развиты щелочные базальты и их дифференциаты. Характерен метаморфизм пород хребтов в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Осадочные карбонатные и вулканогэдафогенные слои прерывисты и маломощны. По геофизическим данным, под хребтами намечаются «выступы» разуплотненного вещества астеносферы (положительные гравитационные аномалии), а также высокий тепловой поток, выявлена повышенная сейсмичность. Для этих структур характерны условия растяжения.

Океанические хребты иногда непосредственно переходят во внутриконтинентальные рифтовые системы (например, Восточно-Африканская система). Эти системы также отличаются повышенной сейсмичностью, наличием выступа разуплотненной мантии, повышенным тепловым потоком; их формирование происходило в условиях растяжения. Для континентальных рифтовых систем весьма характерен своеобразный магматизм с широким распространением щелочных базальтов, трахитов, фонолитов, разнообразных калиевых щелочных пород, пантеллеритов, комендитов и щелочных ультраосновных пород с карбонатитами. Имеются случаи, когда щелочность вулканитов понижается в поздних извержениях. Иногда поперек рифта в одновозрастных вулканитах от центральной части рифта толеитовые базальты сменяются щелочными (Эфиопский рифт; Mohr, 1974).

В соответствии с тектоникой плит считается, что в срединно-океанических хребтах и внутриконтинентальных рифтах происходит новообразование и раздвижение литосферных плит. На примере Восточно-Африканской рифтовой системы и рифтов Красного моря, Аденского залива и Индийского океана можно видеть разные стадии раскрытия рифтовых структур (Казьмин, 1974).

В пределах хребтов, рифтовых систем известны зоны спрединга и поперечные, так называемые трансформные, разломы, и во всех этих структурах проявлен сравнительно однотипный магматизм.

2. Системы островных дуг. Они включают глубоководные желоба, осадочные террасы, вулканические островные дуги и окраинные моря. В бортах глубоководных желобов выявлены свежие и серпентинизированные душиты и перидотиты, толеитовые базальты, габбро, туфы и туфоагломераты базальтов. На этих породах горизонтально залегают маломощные осадочные слои турбидитных и оползневых обломочных накопле-

ний. Для глубоководных желобов характерны отрицательные гравитационные аномалии и региональные минимумы теплового потока. Непосредственно островные дуги отличаются интенсивным вулканизмом преимущественно андезитовидного состава (с переходами в базальты и дациты). Поперек дуги, от ее выпуклой стороны к вогнутой, вулканы толеитовой серии сменяются высокоглиноземистой серией и далее щелочно-оливиновыми базальтоидами. В этом же направлении в породах с равным содержанием кремнезема отмечено повышение содержания калия. Магматические серии систем островных дуг формировались чаще всего на коре океанического типа с серпентинитами и перидотитами. В пределах сиалических блоков в островных дугах А. Мияширо и А. А. Маракушевым выявлены парные метаморфические пояса (Маракушев и др., 1971). Эпицентры землетрясений, интерпретируемые как магматические очаги, располагаются в наклонной зоне, уходящей от желоба под дугу. Эту зону, как уже говорилось, называют зоной Заварицкого — Беньофа или тектонофером (Шейнманн, 1968); в ней преобладают напряжения сжатия.

По ряду признаков к системам островных дуг близка западная (андийская) окраина Южной Америки. Как пишут Л. П. Зоненшайн и др. (1974), она также «сопровождается глубоководным желобом, является ареной интенсивного вулканизма в общем-то примерно того же андезитового, известково-щелочного состава, подстилается глубинной сейсмофокальной зоной или зоной Беньофа». Главное отличие между магматизмом островных дуг и андийской окраины Южной Америки заключается в значительно более кислом характере вулканизма в континентальной обстановке Анд. Здесь появляются и редкометалльные граниты. Естественно, что в обстановках андийского типа отсутствуют окраинные моря.

С позиций новой глобальной тектоники в системах островных дуг происходит поддвигание одной литосферной океанической плиты под другую, океаническую же, и в конечной стадии первая поглощается второй. В андийской окраине отмечается надвигание континентальной плиты на океаническую под воздействием расширения Атлантического океана.

Многие исследователи видят в системах островных дуг современные геосинклинали. Более широко это понятие рассматривается Л. П. Зоненшайном. Он считает, что геосинклиальный этап развития начинается с раскрытия океана и заканчивается его закрытием.

Сравним с рассмотренными современными структурами магматизм и тектоническое положение некоторых важных провинций редкометалльных гранитоидов.

**Мезозойские гранитоиды Монголо-Охотского пояса.** В пределах западной части Монголо-Охотского пояса располагаются две крупные провинции редкометалльных гранитоидов: Забайкальская и выявленная в последние годы нашими работами Монгольская (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971).

По данным многочисленных исследователей Забайкалья, Приаргунья, Монголии (Комаров, 1970; Хренов и др., 1966; Старченко, 1962; Нагибина, 1963; Зоненшайн, 1972; Тектоника МНР, 1974) устанавливается, что мезозойская история геологического развития западной части Монголо-Охотского пояса не может быть продолжением предшествующей истории палеозойского времени, а проявляется в виде самостоятельного цикла развития. С мезозоя, по мнению М. С. Нагибиной, начинается новый этап, этап ревивации или оживления более древних структур, сопровождающийся формированием палеогенных терригенных, вулканогенно-терригенных, вулканогенных, реже морских прогибов, разделенных поднятиями, а также интенсивным интрузивным гранитоидным магматизмом. М. С. Нагибиной и другими (Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975) было показано, что для Монголии имеется полное несоответствие структурных планов развития верхнепалеозойских орогенных и мезозойских структур. Последние, например, резко наложены на разновозрастное палеозойское

и докембрийское основание, в связи с чем разрыв во времени между мезозойскими структурами и структурами основания может достигать многих периодов (например, в Джидинском районе). Такие же соотношения имеют место между мезозойскими гранитоидами и более древними интрузивными образованиями: ареал первых резко несогласно накладывается на разновозрастные ареалы более древних интрузивных пород. В соответствии с этими данными формирование мезозойских гранитоидов в западной части Монголо-Охотского пояса мы не связываем с эволюцией палеозойского магматизма, а рассматриваем как самостоятельный геологический процесс (Тектоника МНР, 1974).

Многочисленные определения калий-аргоновых возрастов интрузивных пород МНР, в том числе и редкометальных гранитоидов (Брандт и др., 1973; Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975), и сопоставление их с результатами определения возраста пород палеонтологическим методом свидетельствуют о наличии на территории МНР мезозойских интрузивных пород двух возрастных циклов: раннемезозойского (230 — 180 млн. лет) и позднемезозойского (150—110, в отдельных случаях до 110—90 млн. лет). Раннемезозойский интрузивный цикл соответствует интервалу от триаса, а возможно, от верхов верхней перми до средней юры. Позднемезозойский интрузивный цикл охватывает время от конца средней юры вплоть до нижнего мела. Аналогичные возрастные циклы могут быть выделены на территории Центрального и Восточного Забайкалья, где к раннемезозойскому циклу отнесены гранитоиды кыринского комплекса (Тихомиров и др., 1964) и некоторые относительно мелкие гранитоидные массивы (Асакан-Шумиловский, Оленгуевский массивы, породы амананского комплекса и др.). Большая же часть гранитоидных массивов Забайкалья должна быть отнесена к позднемезозойскому циклу (кукульбейский, харалгинский, амуджикано-сретенский, шахтаминский, сохондинский, акатуевский и другие комплексы.). На территории Западного Забайкалья преобладают интрузивные комплексы раннемезозойского цикла (Тихомиров и др., 1964). Отмеченные интрузивные циклы в целом отвечают двум главным эпохам осадконакопления: раннемезозойской (верхи верхней перми — нижняя юра) и позднемезозойской, разделенных тектоническими подвижками и складкообразованием (Зоненшайн и др., 1971). Граница между указанными эпохами лежит, по данным А. Я. Салтыковского, на рубеже 175 млн. лет.

В восточных частях Монголо-Охотского пояса, по данным А. И. Красного (Малый хинган, Буреинский массив и восточнее), появляются магматические образования верхнемелового и палеогенового возраста. Они могут быть отнесены уже к третьему интрузивному циклу.

Поскольку редкометальные гранитоиды преимущественно сформировались в два первых интрузивных цикла, рассмотрим пространственное распределение магматических пород и важнейших тектонических элементов на примере раннего мезозоя (рис. 60). При этом попытаемся по возможности полно учесть события, совершавшиеся в выбранный интервал геологического времени на территории всего Монголо-Охотского пояса.

На схемах для этапа нанесены: а) разновозрастные (в пределах выделенного цикла) массивы габбро-диоритового и гранодиорит-гранитного геохимических типов, стандартных гранитов, литий-фтористых редкометальных гранитов и пород повышенной щелочности, в том числе и редкометальных щелочных гранитов; б) поля развития вулканических пород, разделенные на известково-щелочные и щелочные (трахибазальты и трахиандезиты); в) зоны развития спилит-диабазового магматизма, фиксирующего собой положение зон эвгеосинклиналей соответствующего возраста; г) контуры эпиконтинентальных морских прогибов с терригенной флишеподобной (турбидитной) седиментацией; д) крупнейшие разломы (например, Монголо-Охотский).

Из рис. 60 и данных работы Зоненшайна и др. (1973) следует, что на обоих временных уровнях обнаруживается примерно одинаковая закономерная смена на площади одних структурных элементов другими и одних магматических образований другими по мере удаления от внутренних частей Тихоокеанского кольца, занятых эвгеосинклинальными зонами, к его внешним, в пределах которых домезозойское основание было переработано более поздними движениями.

Для каждого временного среза выделяется следующая структурно-магматическая зональность (с востока на запад) (Зоненшайн и др., 1973; Коваленко, Кузьмин и др., 1975<sub>2</sub>).

1. Эвгеосинклинальная зона со спилит-диабазовым магматизмом: для раннего мезозоя — восточная часть Сихотэ-Алиня; для позднего мезозоя — Восточный Сахалин и Хоккайдо.

2. Морской прогиб с терригенной седиментацией: для раннего мезозоя — Монголо-Охотский прогиб; для позднего мезозоя — прогиб Западного Сихотэ-Алиня (Удский прогиб). В пределах этих прогибов магматизм проявлен ограниченно.

3. Область развития гранитоидов и наземного вулканизма. Для раннего мезозоя это районы Центрального, Западного Забайкалья и Восточной Монголии; для позднего мезозоя — Становик, Верхнее Приморье, все Забайкалье, Большой Хинган, и в меньшей степени Восточная Монголия. В пределах этой области выделяются две зоны: внутренняя, прилегающая к морскому прогибу, с наиболее характерными для нее крупными батолитообразными интрузиями гранодиорит-гранитного геохимического типа, и внешняя, для которой примечательно развитие интрузивных пород повышенной щелочности. Эти зоны обособляются также и по вулканизму, щелочному — во внешней и щелочноземельному — во внутренней. Вулканизм пространственно сосредоточен вдоль границы между двумя отмеченными зонами. Для раннемезозойского этапа характерно резкое изгибание обеих зон, в целом образующее в пределах Хэнтея крупное замыкание (северо-восточный интрузивный ареал в МНР), соответствующее в большой мере апофизе морского прогиба и подчиненное простиранию системы разломов Монголо-Охотского шва, проникающего далеко в глубь континента. В пределах этого замыкания намечается определенная симметрия, при которой гранодиорит-гранитные батолиты центральной части окаймляются по периферии (с севера, юга и, скорее всего, запада) зоной распространения щелочных пород.

Внутренняя зона батолитообразных массивов гранодиорит-гранитного геохимического типа к юго-восточной периферии сменяется площадью развития сравнительно мелких массивов гранитов стандартного и в меньшей мере литий-фтористого типа (область «распыленного» магматизма). Эти интрузии типично гипабиссальны. К юго-западу массивы становятся все мельче. В пределах провинции МНР здесь сосредоточены Жанчивланский, Абдарский, Юдугинский, Бага-Газрынский, Цаган-Дабинский, Онгон-Хайерханский и другие массивы редкометалльных литий-фтористых гранитов (см. табл. 2).

Как уже говорилось, во внешней зоне располагаются массивы пород повышенной щелочности (малокуналейского, куналейского, амананского, гегетуйского, ичетуйского комплексов Забайкалья и ряд массивов центральных частей Восточной Монголии). В пределах Монголии они иногда образуют вулканоплутонические комплексы, как, например, Дашибалбарский и Баян-Уланский массивы (Брандт и др., 1970). Для этой зоны характерны грабены с молассовым выношенем и относительно слабыми деформациями. Это может свидетельствовать о сравнительно спокойном тектоническом режиме, характеризующемся в некоторых местах условиями растяжения. Как известно, для образования щелочных пород как раз необходимы спокойные тектонические условия (Шейнманн и др., 1961). В отличие от этого в зоне батолитов имеющиеся геофизические данные



(Канищев, Менакер, 1971) указывают на значительное увеличение мощности гранитного слоя до 25 км (по сравнению с максимум 10—15 км в прилегающих районах). Этот факт, наряду с интенсивной деформацией всех отложений зоны и сильным их катаклизмом свидетельствует об обстановке сжатия, которая могла привести к скупиванию сиалических масс и к образованию Даурско-Хэнтэйского свода.

Для позднемезозойского этапа ареал распространения магматизма остался примерно тем же. Однако резко к востоку сместились поля развития гранодиорит-гранитовых батолитов. Юго-западное замыкание зон магматизма проявлено и в это время, но оно обнаруживается в основном по распространению вулканитов разного состава. В целом, внешняя зона, характеризующаяся щелочным магматизмом, оконтуривается по массивам щелочных пород Алданского щита и Шилко-Олекминского междуречья. На широкой площади, в том числе и во внешней зоне щелочноземельного магматизма, развиты более мелкие массивы гранитов стандартного и литий-фтористого типов (Центральный, Южный, Западный и другие массивы Забайкалья (см. Коваль, 1975), массив Барун-Цогто в МНР; см. табл. 2). Основное поле гранодиорит-гранитных батолитов позднего мезозоя располагается в пределах Станового хребта (граниты Удской серии).

Следует подчеркнуть, что южное продолжение всех охарактеризованных зон (в пределах Китая) как для раннего, так и для позднего мезозоя, практически не известно. На основе выявления тектоно-магматической зональности всей западной части Тихоокеанского кольца (Зоненшайн и др., 1973; Zonenchne *et al.*, 1974) мы предполагаем, что юго-восточная полоса магматических пород в пределах Монгольской провинции соответствует «апофизе» раннемезозойского магматического ареала вдоль Яньшанского линеймента, как это мы наблюдали и в отношении контроля магматизма со стороны Монголо-Охотского разлома.

Северная часть периферической зоны этой «апофизы» соответствует Южно-Гобийскому поясу щелочных пород, в том числе редкометалльных щелочных гранитоидов (Хар-Хадский, Хан-Богдинский и другие массивы; см. табл. 2), а южная представлена хэнганским комплексом щелочных пород в Корее. Массивы гранитоидов стандартного геохимического типа внутренней зоны щелочноземельного магматизма юго-восточного ареала магматизма распространены в бассейне р. Халхин-Гол и в районе Югодзырьского рудного узла в МНР (Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975). Сюда же относится Югодзырьский массив редкометалльных литий-фтористых гранитов (см. табл. 2). Сам факт внедрения «апофизы» магматических ареалов вдоль Монголо-Охотского и Яньшанского разломов показывает существенную магмогенерирующую роль этих линейментов. При этом для Монголо-Охотского разлома его магмоконтролирующая роль уменьшается в позднем мезозое по сравнению с раннемезозойским этапом. В последующий нижнемеловой — палеогеновый этап вся тектоно-магматическая зональность приобретает меридиональное направление, и влияние на нее Монголо-Охотского разлома уже не ощущается (Зоненшайн и др., 1973).

Таким образом, для разновозрастных ареалов магматических пород в пределах Монголо-Охотского пояса тектоно-магматическая зональность представляется однотипной в каждом ареале и соподчиняется с эвгео-

Рис. 60. Распределение магматических пород в пределах Монголо-Охотского пояса в раннем мезозое (Зоненшайн и др., 1973; Коваленко и др., 1975):

1 — щелочные гранитоиды и другие щелочные породы; 2 — гранитоиды литий-фтористого геохимического типа; 3 — гранитоиды стандартного геохимического типа; 4 — породы гранодиорит-гранитного и габбро-диоритового геохимических типов; 5 — вулканиты повышенной щелочности (трахибазальты, трахиадезиты и т. п.); 6 — вулканиты щелочноземельной серии; 7 — автосинклинальная зона со сиенит-диабазовым вулканизмом и ультрабазитами; 8 — главные линейменты; 9 — границы распространения раннемезозойских магматических образований; 10 — границы прибрежно-морского прогиба; 11 — границы между зонами качественно разного состава магматических пород.

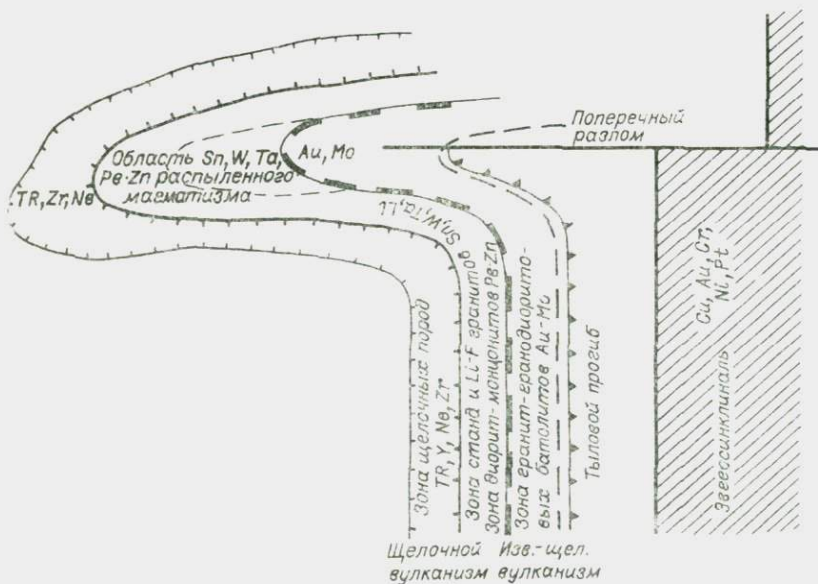


Рис. 61. Принципиальная схема тектономагматической и металлогенической зональности в раннем и позднем мезозое в западной части Тихоокеанского кольца (Зоненшайн и др., 1973).

синклинальными зонами и зонами наиболее крупных поперечных разломов. Принципиальная схема этой зональности изображена на рис. 61.

Важно, что провинции редкометалльных гранитоидов занимают строго определенное пространственное положение в рассматриваемой тектономагматической зональности. Так, литий-фтористые редкометалльные гранитоиды Забайкалья, относящиеся в подавляющем большинстве случаев к позднемезозойскому циклу (см. табл. 2), тяготеют к периферической части зоны щелочноземельного магматизма (область «распыленного» магматизма), где они пространственно связаны с преобладающими по площадям выходов массивами гранитов стандартного геохимического типа. Во всех массивах, сложенных гранитами обоих геохимических типов, литий-фтористые граниты образуют более молодые, завершающие фазы становления этих плутонов. Аналогичная картина отмечается для раннемезозойских редкометалльных литий-фтористых гранитов Монгольской провинции. Они также пространственно связаны с гранитами стандартного геохимического типа, располагаясь по периферии зоны щелочноземельного магматизма. Массивы раннемезозойских редкометалльных литий-фтористых гранитов МНР описаны нами ранее (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971), а краткая их характеристика приведена в табл. 2.

Массивы редкометалльных щелочных гранитов располагаются в периферических зонах рассмотренных магматических ареалов, которые характеризуются распространением и других щелочных пород. Для Монгольской провинции в этом отношении показателен Южно-Гобийский пояс щелочных пород (Коваленко, Кузьмин, Горегляд, 1971; Коваленко, Кузьмин, Павленко, Перфильев, 1973), в составе которого преобладают щелочные грациты, но встречены и псевдолейцитовые сиениты (Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1974). Редкометалльные разности щелочных гранитов в периферических зонах ареалов слагают поздние тела в различных массивах, как, например, в Хан-Богдинском массиве щелочных гранитов в МНР (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971).

В целом, можно отметить, что провинции редкометалльных гранитоидов Монголо-Охотского пояса не образуются вне связи с общими ареалами мезозойского магматизма. Следовательно, нельзя отрывать процесс

образования редкометалльных гранитов от общего процесса образования рассмотренных выше зональных тектоно-магматических ареалов. В этом смысле подчеркнем, что наличие закономерной структурно-магматической зональности, строго подчиненной в своем расположении внутренним частям Тихоокеанского кольца, занятого эвгеосинклинальными зонами, указывает на то, что развитие мезозойского магматизма, в том числе и редкометалльных гранитоидов континентальных площадей Монголо-Охотского сегмента Восточной Азии, тесно связано с событиями, происходящими в эвгеосинклинальных зонах Тихоокеанского кольца. Следовательно, синхронное формирование мезозойских структур, магматических ареалов, провинций редкометалльных гранитоидов и эвгеосинклинальных зон здесь можно рассматривать как одно из проявлений геосинклинального процесса.

В этом смысле утверждение Ю. М. Шейнманна (1968) о том, что нет внегеосинклинальных гранитов, а есть «бесгеосинклинальные», вполне справедливо и для редкометалльных гранитоидов. Ареалы магматизма в каждый из рассматриваемых циклов как бы «выплескиваются» далеко за пределы собственно эвгеосинклинальных зон. Зональность таких ареалов свидетельствует о вполне закономерной вещественной эволюции магматизма в пространстве, что позволяет предположить единую причину образования всего ареала.

Нельзя не обратить внимания на некоторую аналогию реставрируемой последовательности тектоно-магматических зон и тектоно-магматической зональности, проявляющейся над зонами Заварицкого — Бенюфа, особенно на стыках континентальных и океанических плит андийского типа. На поверхности выход таких зон проектируется в зонах эвгеосинклиналей или, точнее, в аналогах современных глубоководных желобов. Поскольку поверхность рассматриваемых зон, как правило, наклонена в сторону континента, а вышележащие породы разбиты вертикальными глубинными разломами (Шейнманн, 1968), естественно, что область разогрева, а также связанные с ней инициаторы метаморфизма и магматизма могут подниматься от нее в значительном удалении от непосредственных зон эвгеосинклиналей. В связи с этим на континенте образуется мощный ареал магматизма и, в частности, редкометалльные гранитоиды.

По мере удаления от эвгеосинклинальных зон отмечается повышение щелочности магматических продуктов. Например, при удалении от современных островных дуг происходит смена примитивного толеитового магматизма щелочноземельным андезитовым, а последнего — щелочным шюшонитовым. Существует установленная Диккинсоном зависимость содержания калия в изливающих андезитовых лавах от глубины их зарождения или от расстояния от островной дуги. Видимо, щелочные расплавы либо возникают в наиболее глубинных очагах, либо же они становятся более щелочными в процессе их движения с больших глубин, чем для нормальных магм (Шейнманн, 1968).

В западной части Монголо-Охотского пояса также наблюдается зона щелочноземельного магматизма с гранодиорит-гранитными батолитами, которая окаймляется с запада, севера и юга зоной пород повышенной щелочности. Существует мнение, что такие батолиты могут быть корневыми частями андезитовых островных дуг (Пополитов и др., 1973). Эффузивные проявления меняются в том же направлении от известково-щелочных к щелочным сериям. Свообразием ареалов магматизма Монголо-Охотского пояса в отличие от зональности поясов андийского типа можно считать то, что зона батолитов здесь ориентирована почти перпендикулярно к простиранию эвгеосинклинальной зоны (см. рис. 60). В этом своеобразии отразилась роль поперечного к Тихоокеанскому кольцу Монголо-Охотского линейного элемента. Этот крупный разлом способствовал перемещению далеко на запад от эвгеосинклинальных прогибов области воздымания и фронта гранитообразования.

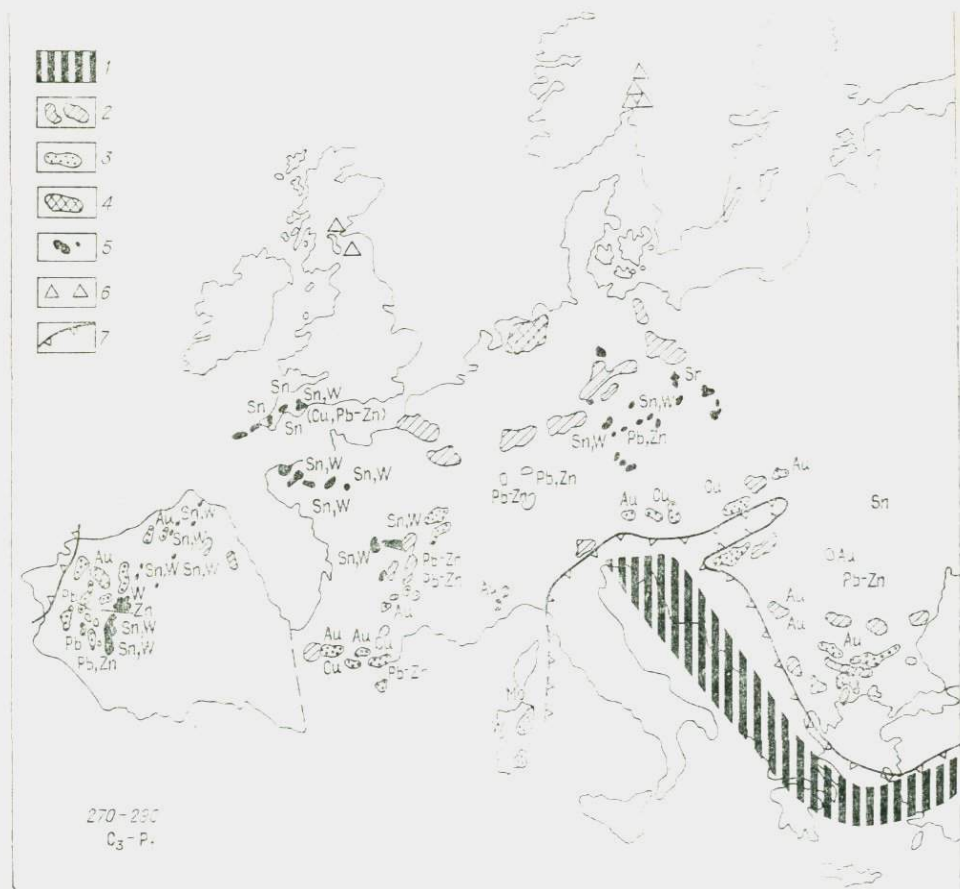


Рис. 62. Палеотектоническая схема Средней и Западной Европы для варисского времени ( $C_3 - P_1$ ), по Л. П. Зоненшайну и др. (1976):

1 — бассейн с корой океанического типа; 2 — известково-щелочные вулканы; 3 — интрузии гранодиорит-гранитного геохимического типа; 4 — вулканы повышенной щелочности; 5 — граниты стандартного и литий-фтористого геохимического типа; 6 — апатитовые граниты и другие щелочные породы; 7 — контуры морских «ступенчатых» прогибов.

В заключение подчеркнем, что приуроченность редкометалльных гранитоидов к разным зонам тектоно-магматических ареалов определяет изначальное геохимическое различие исходных для них материнских магм, которое закладывалось скорее всего неодинаковыми тектоническими условиями формирования магматических пород в зонах щелочно-земельного и щелочного магматизма.

Некоторые палеозойские провинции редкометалльных гранитоидов. Положение палеозойских редкометалльных гранитоидов рассмотрим на примере сравнительно хорошо изученной герцинской провинции Западной Европы. К ней отнесены герцинские плутоны редкометалльных литий-фтористых гранитов Рудных Гор в ГДР и ЧССР, Центрального массива Франции, а также щелочные породы, в том числе редкометалльные гранитоиды, грабена Осло и др. (см. табл. 2).

Общая схема тектоно-магматической зональности герцинид Средней и Западной Европы, по данным Л. П. Зоненшайна, В. М. Моралева и М. И. Кузьмина, представлена на рис. 62. Здесь вдоль западной части Балканского полуострова известны морские верхнепалеозойские отложения, без перерыва сменяющие нижнекаменноугольные толщи. В Боснии среди верхнепалеозойских осадочных формаций известны спилиты. Эту область относят к позднепалеозойской (герцинской) эвгеосинкли-

нальной зоне. К этой зоне с севера и востока примыкают массивы гранодиорит-гранитного геохимического типа в районе Балкан, Чешского массива и на Мизийской плите (например, гранит-гранодиориты Старой Планины с возрастом 280—300 млн. лет). Далее к северу проявлена зона известково-щелочного субсеквентного вулканизма в различных наложенных впадинах (типа Тюрингской, Саарской и др.), в том числе в междуречье Везера и Эмса в восточной Голландии, во внешнем кристаллическом массиве Французских Альп (андезиты, риолиты, игнимбриты), в Доломитовых Альпах и Ломбардии (кварцевые порфиры Бозен). К этой же зоне известково-щелочного магматизма приурочены многочисленные массивы гранитоидов стандартного и литий-фтористого геохимического типа (граниты п-овов Корнуэлл и Бретань с возрастом 280 млн. лет, несущие оловянное и вольфрамовое оруденение; граниты Центрального и Армориканского массивов Франции с возрастом 270—290 млн. лет). В зоне известково-щелочного магматизма располагается крупнейшая в Европе герцинская провинция редкометалльных литий-фтористых гранитов Рудных Гор (ГДР и ЧССР). Фундамент для варисской Рудогорской провинции формировался, начиная с протерозоя. Причем в каледонский этап (протерозой — ранний палеозой) здесь происходило образование габбро, серпентинитов, амфиболитов, ортогнейсов (Bernstein *е. а.*, 1972). Варисский этап с образованием непосредственно Рудогорской провинции редкометалльных гранитоидов укладывается в пределы верхнего карбона — нижней перми, причем в верхнепермском цехштейне гранитов уже нет. Среди варисских гранитоидов немецкие геологи (Bernstein *е. а.*, 1972) выделяют ранние гранодиориты и сиенодиориты и непосредственно граниты Рудных Гор. Среди последних различают ранние граниты, промежуточные и поздние, или молодые (Tischendorf *е. а.*, 1972). Чешские геологи ранние граниты называют «горскими», а поздние — «рудогорскими». Непосредственно к редкометалльным литий-фтористым гранитам относятся многие массивы рудогорских гранитов (см. табл. 2), в то время как более ранние граниты по своим геохимическим показателям ближе к гранитам стандартного геохимического типа.

На основе изучения обнажений в рудниках, глубоких скважин, гравиметрических данных считается, что под современной поверхностью Рудных Гор имеется громадный Рудогорский гранитный батолит (Tischendorf *е. а.*, 1965; Tischendorf, 1973), расчлененный на три приподнятые части: западную, центральную и восточную. На поверхности граниты эти проявлены в виде небольших куполовидных массивов, между которыми кровля образует понижения до 2—4 км. Рудные оловяново-вольфрамо-литиевые месторождения тяготеют к приподнятым частям кровли, а к понижениям кровли плутона — месторождения пятиэлементной формации.

Важно, что в последнее время в массивах Садисдорф, Гайер, Цинвальд и некоторых других выявлены повышенные, вплоть до рудных, концентрации тантала (Коваленко, Tischendorf и др., 1975), что свидетельствует и о потенциальной танталоносности оловяно-вольфрамовых литий-фтористых гранитов Рудных Гор. Для рассматриваемых гранитов характерно весьма интенсивное развитие ранних «темных» оловяно-вольфрамовых грейзенов или цвиттеров.

Провинция редкометалльных литий-фтористых гранитов Центрального Французского массива (или плато) расположена частично в пределах каледонид, частично — в более ранних геологических образованиях (Vignot, 1974). Непосредственно массивы редкометалльных литий-фтористых гранитов (Эшассьер, Монтебра, Сэнт-Сильвестр, Блонд) французские геологи относят к группе лейкогранитов. Последние завершают герцинский магматический цикл, внедрившись в конце карбона (вестфаль-стефан) в консолидированное основание. По своему возрасту, геологическому положению и ряду металлогенических свойств лейкограниты Централь-

ного плато Франции прямо сопоставляются с рудоносными гранитоидами Рудногорской провинции (Bugno, 1974).

На самой северной периферии варисского магматического ареала проявлены породы повышенной щелочности. К ним могут быть отнесены щелочные базальты (иногда с риолитами) типа Клайдского плато в Великобритании, щелочные породы и щелочные редкометалльные гранитоиды грабена Осло (см. табл. 2), вулканический пояс Фемари — Узедом с субщелочными риолитами в Польско-Германской низменности, щелочные порфиры и мелафиры среди нижнепермской молассы Силезско-Краковской возвышенности.

В целом для герцинского магматического ареала устанавливается тектоно-магматическая зональность, аналогичная рассмотренной для мезозоя Монголо-Охотского пояса. От эвгеосинклинальной зоны к северу Европы происходит повышение щелочности магматических пород. Провинции редкометалльных литий-фтористых гранитов здесь, как и в Монголо-Охотском поясе, располагаются в зоне щелочноземельного магматизма, а щелочные редкометалльные гранитоиды вместе с другими щелочными породами тяготеют к периферии ареала. Сопоставление этой зональности с магматической зональностью вулканитов над современными зонами Заварицкого — Бенъофа дало основание сделать вывод, что Европа в верхнем палеозое (270—290 млн. лет) была северной континентальной окраиной Палеотетиса с зоной Заварицкого — Бенъофа, падавшей на север под Европейский континент (Nicolas, 1972). Видимо, в процессе взаимодействия южной океанической плиты Палеотетиса с континентальной плитой Европы образовался рассмотренный тектоно-магматический ареал, в том числе и герцинские провинции редкометалльных гранитоидов.

Во многом сходное положение в общих тектоно-магматических ареалах занимают Тувинско-Саянская, Казахстанские и некоторые другие провинции редкометалльных гранитоидов (табл. 2). Но для Казахстанских провинций следует выделить девонский ( $D_{1-2}$ ) и верхнепалеозойский ( $C_3-P_1$  и, возможно,  $P_2-T_1$ ) возрастные циклы. Судя по данным Ф. А. Летникова (1975), к девонскому циклу (358 — 390 млн. лет) относится образование разнообразных массивов колумбитоносных гранитов Кокчетавской глыбы (Золотоношский, Орлиногорский, Ольгинский, Лавровский, Озерский, Аиртавский, Имантавский, Домашненский, Васильевский и др.). В это время, по мнению Л. П. Зоненшайна, на месте Южно-Монгольской герцинской эвгеосинклинальной зоны существовал океанический бассейн, раскрытие которого произошло еще в силуре. На севере он сочленялся с Сибирским и Казахстанским континентами. В пределах последних намечается тектоно-магматическая зональность, близкая к описанной выше для Монголо-Охотского пояса и Европы. От океанического бассейна к северу, окаймляя Джунгаро-Балхашский прогиб, здесь намечается следующая последовательность зон (данные Л. П. Зоненшайна): 1) терригенные геосинклинальные прогибы (типа Хангай-Хэнтэйского в МНР (Тектоника МНР, 1974)), примыкающие к океану, с субэвральными вулканитами известково-щелочной серии и с редкими массивами гранодиорит-гранитного типа (большепорожеский комплекс Зап. Саяна, часть алтайского комплекса), 2) пояса девонских наземных вулканитов Северной Монголии, Тувы, Зап. и Вост. Саяна и др., массивы гранитоидов стандартного и литий-фтористого геохимического типа (бреньский комплекс в Туве, джойский комплекс в Зап. Саяне, боровской, желтаусский и каибский комплексы в Казахстане); в эту же зону попадает провинция колумбитоносных гранитов Кокчетавской глыбы и ряд проявлений олова и вольфрама; 3) зона с развитием щелочных пород: вулканитов Минусинской и Рыбинской впадин; щелочных интрузий, протягивающихся от Кузнецкого Алтая (горячегорский массив нефелиновых сиенитов) в юго-западную часть Вост. Саяна, Восточную Туву и Северную Монголию (сангиленский комплекс); в Казахстане эта зона

фиксируется проявлениями щелочных вулканитов на Ишимской дуге, Сарысу-Тениском водоразделе, разнообразных щелочных интрузий, в том числе щелочных гранитов и липаритов, в Чингизе—Тарбагатае. В этой периферической зоне располагается и известная провинция щелочных редкометалльных гранитоидов Восточной Тувы и Вост. Саяна (см. табл. 2), хотя возрастное положение здесь далеко не всегда ясно для каждого массива.

Более молодые массивы редкометалльных гранитоидов Казахстана (щелочные граниты Эспе и другие массивы аналогичных пород Чингиза-Тарбагатая, литий-фтористые граниты Майкульского массива) (см. табл. 2) должны рассматриваться уже в верхнепалеозойском цикле ( $C_3$ — $P_1$  и, возможно,  $P_2$ — $T_1$ ). Среди этих гранитоидов иногда выделяют относительно более ранние герцинские щелочные граниты и наиболее поздние герцинские комплексы лейкократовых биотитовых гранитов (Зырянов, 1969), хотя радиологический возраст их близок, составляя  $280 \pm 10$  и  $285 \pm 10$  млн. лет. Щелочные граниты массива Эспе впервые описаны еще Д. С. Коржинским (1932). Непосредственно для района массива Эспе и некоторых других массивов Чингиза — Тарбагатая имеются данные, что щелочные граниты секут герцинские лейкократовые биотитовые граниты и образуют самостоятельный керегетас-эспинский интрузивный комплекс, комагматичный кислым щелочным эффузивам пермо-триасового возраста (Бескин и др., 1972; Леонтьев и др., 1972). В целом в герцинский этап происходило образование грандиозного пояса континентальных вулканитов, протягивающегося из Европы в Азию (Моссаковский, 1970). Магматизм герцинского тектогенеза связывается с развитием верхнепалеозойского океана Палеотетиса.

Верхнепалеозойская Казахская провинция редкометалльных щелочных гранитоидов пространственно тяготеет к Джунгаро-Балхашскому тектоно-магматическому ареалу, зональность которого реконструирована Л. П. Зоненшайном и другими в следующем виде. В осевой части области (Саянская мульда и др.) проявлен морской прогиб с обломочными толщами, который обрамляется верхнепалеозойскими существенно кислыми вулканитами ( $C_3$ — $P_1$ ). Зона массивов гранодиорит-гранитов проявлена в пределах Северо-Балхашского антиклинория и смежных частях Северо-Джунгарского синклинория. Далее по направлению к северной периферии ареала появляются интрузии диорит-монцитов (сарыоленинский комплекс) и затем массивы гранитов стандартного и литий-фтористого геохимического типа (в том числе Майкульский массив) с вольфрамовой и ниобиевой минерализацией (калдырминский, акчатауский, караобинский комплекс). На крайней периферии ареала, как и во многих других случаях, развиты породы повышенной щелочности. Это — семейтауский комплекс трахитов, трахиллипаритов с снититами и монцититами на севере, в бассейне р. Иртыш, щелочные трахиллипаритовые порфиры и их туфы сирейктауской свиты в Тарбагатае, а также редкометалльные щелочные гранитоиды Чингиз-Тарбагатайского антиклинория (см. табл. 2). По мнению Л. П. Зоненшайна, вся эта тектоно-магматическая зональность образовалась над внутриконтинентальной верхнепалеозойской зоной Заварицкого — Бельофа, выходящей на современной поверхности в пределах Иртыш-Зайсанской структурной зоны. Как и во всех других рассмотренных выше случаях, верхнепалеозойские литий-фтористые редкометалльные гранитоиды Казахстана пространственно связаны со щелочноземельными гранитоидами, а щелочные редкометалльные гранитоиды вместе с разнообразными щелочными породами пространственно тяготеют к периферии ареала.

По-видимому, средне- и верхнепалеозойские провинции редкометалльных литий-фтористых гранитоидов сейчас выявляются в Восточной Австралии и Тасмании. В поздних оловоносных аляскитовых гранитах комплекса Новой Англии, имеющего, вероятно, пермский возраст, выявлены весьма высокие содержания лития и фтора, наличие топазсодержащих микрогранитов (Flinter e. a., 1972), а в последнее время установлена

и танталовая минерализация (данные Хеспа). В Тасмании также описаны верхнедевонские типично литий-фтористые граниты с оловорудными грейзенами (Groves, Taylor, 1973; Klominsky, Groves, 1970). Провинции таких построгоженных литий-фтористых гранитоидов с месторождениями вольфрама и олова тяготеют к периферической части ареала в пределах «геосинклинали Мачлан», располагаясь ближе к древнему континенту, чем адамеллиты — граиодиориты и связанные с ними золоторудные и медные месторождения (Solomon *et al.*, 1972<sub>1</sub>). Однотипные рудные месторождения Тасманского орогенического пояса омолаживаются от силура — девона до перми и триаса по направлению к северо-востоку, что связывается с наращиванием площади стабильных зон рассматриваемого пояса (Solomon *et al.*, 1972<sub>2</sub>).

**Редкометалльные гранитоиды и их эффузивные эквиваленты в Северной Америке, Нигерии, Средиземноморье, Северной Атлантике и других регионах.** На западе Северной Америки выявлена крупная провинция богатых фтором риолитов (Shawe, 1966), а также комендитов и пантеллеритов (Noble *et al.*, 1968).

В предыдущих главах книги было показано, что богатые фтором риолиты и связанные с ними туфы нередко с минерализацией бериллия и редких щелочей являются вулканическими аналогами редкометалльных литий-фтористых гранитов, а комендиты и пантеллериты — вулканическими аналогами редкометалльных щелочных гранитов. На примере провинций запада Северной Америки можно рассмотреть тектоническое положение эффузивных аналогов редкометалльных гранитоидов. Вулканисты этих провинций начали формироваться в третичное время вплоть до позднего кайнозоя (~25 — 0 млн. лет). В связи с этим здесь мы имеем возможность анализировать тектоническое положение редкометалльных магматических пород, сформировавшихся почти «на наших глазах».

Крупная провинция редкометалльных комендитов (пепловые потоки туфов и лав) располагается в краевых частях Большого (или Великого) Бассейна (штаты Невада и Орегон; см. табл. 2). Наиболее подробно эти породы изучены в пределах ядерного испытательного полигона в штате Невада (Noble *et al.*, 1968). В этом районе третичная вулканогенная толща расчленена на следующие части (снизу вверх): 1) туфы риодацитового состава с возрастом 26,5 млн. лет; 2) дацитовые, латитовые лавы и их туфы с калий-аргоновым возрастом в 17,5 млн. лет; 3) туфы и лавы агпантовых кислых вулканитов с возрастом 13,8 млн. лет; 4) туфы известково-щелочных риолитов (11—7,5 млн. лет); 5) базальтовые лавы.

Выявлены остатки вулканических аппаратов, сложенных комендитами (кальдеры Сайлент Каньон, Блэк Маунтин и Кэйн Спринг Уэйн). Формирование их происходило в позднемиоценовое время на основании сложенных палеозойскими и раннетретичными породами в процессе кальдероопускания, а затем общего сводового поднятия района (Orkild *et al.*, 1968). В потоках слоистых пеплов комендитов выявлена геохимическая и минералогическая зональность, когда в каждом слое от подошвы потока к его верхней части комендиты переходят в трахитовые породы, и при этом растет содержание вкрапленников фенокристов (Noble, 1969). Считается, что зональность в потоках туфов — отражение зональности расплава в магматической камере.

По химическому составу и распределению редких элементов, как уже отмечено выше, к литий-фтористым гранитам близки разнообразные бериллий-фтористые эффузивные породы (Shawe, 1966), целый пояс которых описан в штатах Аризона, Нью-Мехико, Невада, Юта на западе США (см. табл. 2). Эти третичные вулканиты представлены лавами и туфами риолитов, часто стекловатых, а также субвулканическими дайками порфириновых риолитов. Реже отмечались лабрадоровые риодациты (Томас Рэнж). С этими эффузивами связываются крупнейшие месторождения бериллия, урана, флюорита США (см. табл. 2), а также повышенные

концентрации редких щелочей (MacAnulty, Levinson, 1964). К литий-фтористому типу близки и оловоносные риолиты из штатов Невада и Нью-Мехико.

Проявления бериллия и олова в провинции редкометалльных эффузивов запада США показаны на рис. 63.

В западной части Северо-Американского континента по отношению к Калифорнийскому рифту и продолжающему его на континент прогибу Салтон (см. рис. 63) устанавливается зональное распределение магматических продуктов (по данным Л. П. Зоненшайна и др.): 1) прогиб Калифорнийского залива (с высоким тепловым потоком); 2) область толентового вулканизма (юг Калифорнийского полуострова); 3) область известково-щелочного вулканизма (к востоку от разлома Сан-Андреас — Каскадные горы, Сьерра-Невада, Сонома, западная часть пустыни Махаве) с проявлениями андезитов, переходящих в базальты и риолиты; 4) далее к востоку распространены эффузивы так называемой бимодальной серии (Большой Бассейн, плато Колорадо, плато Снейк-Ривер, Йеллоустонский парк, Нью-Мехико, Колумбийское плато; Christiansen, Lipman, 1972), которые представлены риолитами (часто ультракислыми) и более поздними базальтами (преимущественно щелочными); среди риолитов отмечаются как щелочноземельные литий-фтористые с описанной выше минерализацией, так и частично щелочные комендитовые, слагающие упомянутые выше провинции редкометалльных эффузивов (см. табл. 2); с вулканитами ассоциируют субвулканические гранитоидные тела (Квеста, Нью-Мехико, горы Элк, Колорадо, Южная Аризона); 5) северная и восточная периферия ареала характеризуется наиболее широким распространением продуктов щелочного магматизма: лав и туфов комендитов, но особенно многочисленных даек и малых интрузий фонолитов и лейцитовых базальтов. Рассмотренная выше провинция щелочных редкометалльных эффузивов, по-видимому, попадает в две последние периферические зоны.

В целом, на примере этого ареала мы можем видеть практически современный аналог мезозойской тектоно-магматической зональности Монголо-Охотского пояса. В обоих ареалах все главные их элементы являются общими (тыловой прогиб, зона щелочно-земельного магматизма, зона щелочного магматизма, контроль их положения со стороны крупных линейментов). Поэтому важно проанализировать причины, вызывающие образование почти современного ареала запада Северной Америки, чтобы, основываясь на принципе актуализма, можно было предполагать причины формирования аналогичных ареалов более древнего возраста.

В этом отношении достаточно обосновано предположение, что образование всего рассмотренного ареала, в том числе и провинций редкометалльных эффузивов, взаимосвязано с раскрытием Калифорнийского залива и образованием системы северо-западных трансформных разломов, протягивающихся со дна залива на континент. Сам Калифорнийский залив располагается на продолжении океанического хребта Восточно-Тихоокеанского поднятия и характеризуется типичным для рифтовых зон высоким тепловым потоком. Поэтому считается, что магматический ареал запада Северной Америки возник над рифтовой зоной на Северо-Американской континентальной плите при надвигании последней на океаническую.

Именно воздействием рифта объясняется высокая современная сейсмоактивность Большого Бассейна, повышенный тепловой поток под ним, сокращение мощности земной коры до 30 км. Считается, что здесь, как и в зонах рифта, к подошве коры подходит крупный выступ астеносферного вещества, и под его воздействием сформировались магматические продукты бимодальной и щелочной серий и в конечном итоге провинции редкометалльных эффузивов.

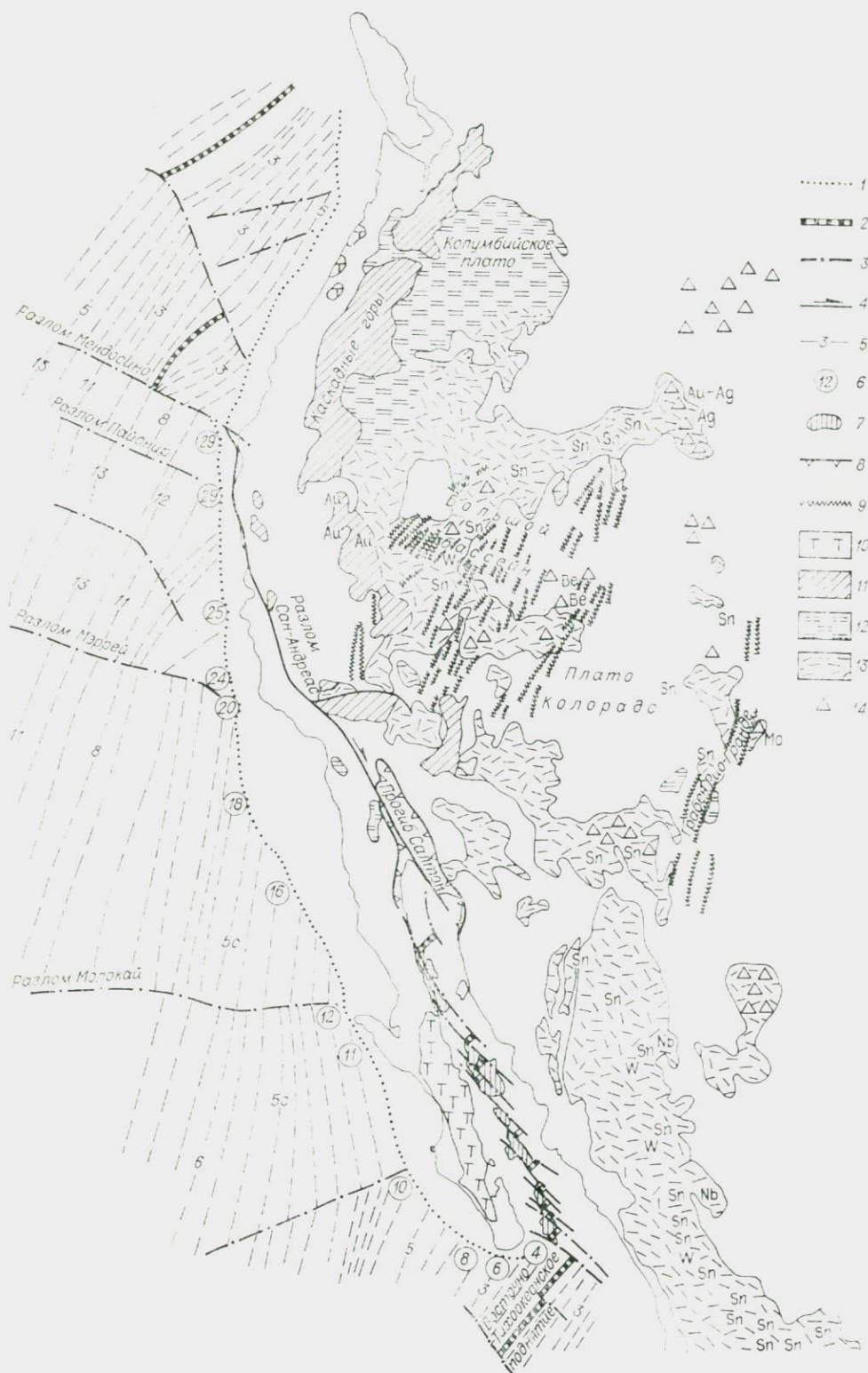


Рис. 63. Тектоническая схема США и Мексики для позднего кайнозоя (Зоненшайн и др., 1976):

1 — изобата 1000 м; 2 — ось срединно-океанического хребта; 3 — трансформные разломы; 4 — другие разломы и сбросы; 5 — полосовые магнитные аномалии; 6 — номера полосовых магнитных аномалий; 7 — глубоководные ванны; 8 — граница Q — Tg прогиба; 9 — оси растяжения; 10 — толеитовые базальты; 11 — известково-щелочные вулканические серии; 12 — платобазальты Колумбийского плато; 13 — вулканы бимодальной серии (в том числе редкометалльные фтористые риолиты); 14 — щелочные магматические породы (в том числе редкометалльные комендиты).

Редкометалльные пантеллериты и коендиты вообще характерны для областей континентальных рифтов<sup>14</sup>. Примерами их могут быть пантеллериты различных частей Восточно-Африканской рифтовой системы (вулкан Фаитал в Эфиопском рифте, пантеллериты и трахиты Кении и др.), вулканы Аденского залива. К Пантеллерийскому рифту приурочен о. Пантеллерия с его классическими редкометалльными пантеллеритами. Весьма вероятно, что этот рифт образован на континентальной коре (Barberi *et al.*, 1973) и что он соединяет в единую систему Восточно-Африканские рифты с Рейнским грабеном (Москаленко, 1974). Характерно, что для многих вулканов пантеллеритов типично зональное строение магматических камер с обогащением их апикальных частей наиболее щелочными и богатыми редкими элементами расплавами (см. табл. 2).

Считается, что и образование некоторых более древних провинций редкометалльных щелочных гранитоидов может быть связано с зонами рифтов соответствующего возраста. Например, редкометалльные щелочные гранитоиды о. Роккал в Северной Атлантике (см. табл. 2) образовались около 200 млн. лет назад, видимо, в зоне рифта, вдоль которого произошло раскрытие Атлантического океана (Phillips, Forsyth, 1972). Этим же процессом обусловлено образование раннемезозойских грабенов на востоке Северной Америки с образованием хорошо известных раннемезозойских (185 млн. лет) редкометалльных щелочных гранитоидов Уайт-Маунтинс (Тернер, Ферхуген, 1961). В Африке отражением этого процесса является образование Нигерийской провинции редкометалльных гранитоидов (см. табл. 2). При этом допускается, что рифтовая зона в едином Американско-Африканском континенте образовалась еще в начале мезозоя, хотя расчленение Африки и Южной Америки произошло значительно позднее (150—110 млн. лет). Формирование Нигерийской провинции происходило в условиях еще не раскрывшегося рифта на его пересечении с разломами северо-восточного и северо-западного простирания (Wright, 1970). Области этих пересечений — это области максимумов отрицательных аномалий плотности (Ажакайе, 1970). Это, а также геохимические отличия пегматитов основания и молодых гранитов позволило Дж. Б. Райту (Wright, 1970) считать, что Нигерийская провинция сформировалась при выплавлении из мантии наиболее легковыважных салических составляющих и концентрации их под широким кристаллическим сводом. Сводообразование связывается со сжимающим вспучиванием кристаллического основания в северной нераскрытой части рифтовой системы под воздействием раскрытия рифта в его южной части. Не исключая такого объяснения, все же подчеркнем, что образование Нигерийской провинции, а также провинции гор Зиндер и Аир в Нигере (Шерба и др., 1967) происходило раньше раскрытия Атлантики, а следовательно не обязательно предполагать условия сжатия на севере рифтовой зоны для образования магм этой провинции. Не исключено, что в момент их зарождения отмечались условия растяжения на всем протяжении рифтовой системы, как это характерно для всех современных рифтов. Этим обстоятельством можно объяснить близость ассоциации салических пород Нигерийской провинции и современных континентальных рифтовых систем.

Подводя краткие итоги анализу геологического положения провинций редкометалльных гранитоидов, отметим следующее.

1. Провинции редкометалльных гранитоидов и их вулканических аналогов — это составные части общих тектоно-магматических ареалов различного возраста, они не выделяются в какие-либо самостоятельные образования. Формирование таких провинций взаимосвязано с событиями в одновременных эвгеосинклинальных зонах ареалов, а также с процессами образования самых разнообразных по составу магматических пород.

2. С точки зрения современных тектонических структур пространственное размещение провинций редкометалльных гранитоидов, как и ара-

<sup>14</sup> Сводка данных по этому вопросу приведена в работе Р. Макдональда (MacDonald, 1974).

лов магматизма в целом, контролируется главными глобальными магмогенерирующими структурами преимущественно в пределах континентов: зонами Заварицкого — Беньофа, зонами рифтов, крупнейшими поперечными линеamentами (в том числе трансформными разломами).

3. Провинции редкометалльных гранитоидов образуются в таких областях над зонами Заварицкого — Беньофа, в которых проявлены геодинамические обстановки монголо-охотского или андийского типа.

4. В тектоно-магматических ареалах над зонами Заварицкого — Беньофа области распространения редкометалльных литий-фтористых и щелочных гранитов обычно пространственно разобщены: массивы литий-фтористых гранитов тяготеют к зоне известково-щелочного магматизма (гранитоиды стандартного геохимического типа), а массивы щелочных гранитов — к зоне распространения разнообразных пород повышенной щелочности. В некоторых провинциях, контролируемых предполагаемыми зонами рифтов, возможно пространственное совмещение массивов редкометалльных литий-фтористых и щелочных гранитоидов (Нигерия, кайнозой запада Северной Америки).

5. В подавляющем большинстве случаев провинции редкометалльных гранитоидов приурочены к континентальным участкам литосферы, хотя известны случаи их присутствия и в древних эвгеосинклинальных зонах. Редкометалльные комендиты и пантеллериты встречаются и в океанических областях, но объемы их здесь весьма ограничены.

6. Во всех тектономагматических ареалах объем непосредственно редкометалльных гранитоидов весьма невелик по сравнению с объемом других магматических пород, развитых вместе с редкометалльными гранитоидами в соответствующих зонах.

7. Провинции редкометалльных щелочных гранитоидов формируются, видимо, чаще всего в областях растяжения (рифты, периферические части ареалов над зонами Заварицкого — Беньофа). Для некоторых массивов редкометалльных литий-фтористых гранитов, по-видимому, также благоприятны условия растяжения, но не для всех. Обычно литий-фтористые граниты, тяготея к области «распыленного» магматизма периферической части зоны известково-щелочного магматизма, могут располагаться в зонах, где растягивающие напряжения сменяются сжимающими.

**Проблемы происхождения провинций редкометалльных гранитоидов и место их в общей схеме интрузивного магматизма.** Автор, отдаст себе отчет, насколько сложны, многообразны и дискуссионны проблемы происхождения провинций редкометалльных гранитоидов. Однозначно решить их на современном уровне знаний невозможно. Тем не менее представляется важным сопоставить имеющиеся данные о соотношении провинций редкометалльных гранитоидов и тектонических структур с наиболее распространенными общими гипотезами, увязывающими тектонику и магматизм. Хотя во многих отношениях такое сопоставление, очевидно, носит умозрительный характер, оно желательно, поскольку, как это показано в предыдущем разделе, провинции редкометалльных гранитоидов представляют собой составные части общих ареалов магматизма, связанных в свою очередь с крупнейшими тектоническими элементами Земли.

В наиболее общей форме связь магматизма и тектоники рассмотрена Ю. А. Кузнецовым (1964), Ю. М. Шейнманом (1968), А. В. Лейве (1969) и другими крупнейшими советскими и зарубежными геологами. При обзоре этой проблемы с точки зрения «тектоники плит» Л. П. Зоненшайн с соавторами коснулись и вопроса происхождения провинций редкометалльных гранитоидов. Автор вполне солидарен с главными положениями этой работы, в развитии которых он принимал участие на примере Монголо-Охотского пояса (Зоненшайн и др., 1973, Zonenšajne et al., 1974). Однако, по мнению автора, в данном случае рассмотрен только один аспект проблемы происхождения зональности тектоно-магматических ареалов, связанный с анализом возможных причин появления геохимической специ-

фики магматических пород в различных зонах ареалов и с отличием самих ареалов. Второй аспект этой проблемы, имеющий важное значение для объяснения причин образования провинций редкометальных гранитов, связан с явлением концентрирования редких элементов в геохимически специализированных магматических породах вплоть до образования собственно редкометальных гранитоидов и других рудоносных редкометальных пород.

Как было показано рядом исследователей (Dewey, Bird, 1970; Зоненшайн и др., 1974), геодинамических обстановок, в условиях которых проявлен интенсивный магматизм и нередко метаморфизм, достаточно много. Это — обстановки рифтов (океанических и континентальных), островодужные обстановки нескольких вариантов, обстановки андийского, монголо-охотского, гималайского и альпийского типов, обстановки океанических островов и др. Тем не менее провинции редкометальных гранитоидов, как уже говорилось, образуются либо в условиях рифтовых структур (как правило, континентальных), либо в условиях континентальных ареалов над зонами Заварицкого — Беньофа (в сочетании с крупными поперечными линсеаментами — обстановка монголо-охотского типа).

Считается, что рифтовые системы возникают над восходящими струями конвективных потоков в астеносфере, переносящими энергию и, по-видимому, вещество в верхние части мантии. Сюда, как в зону пониженного давления, из глубин поднимается разуплотненное мантийное вещество, образуя «мантийный диапир», который в свою очередь способствует сводообразованию в литосферной плите. При благоприятной ситуации рифтовая система раскрывается в условиях воздымания литосферы.

Большинство исследователей считает, что вещество мантийного диапира должно дифференцироваться таким образом, что его верхние части будут обогащены щелочами и другими легкоплавкими компонентами. По мнению одних исследователей (Л. П. Зоненшайн и др.), дифференциация пеходного щелочного пиролита (Шейнманн, 1968) в диапире происходит по способу зонной плавки (Виноградов, 1962<sub>2</sub>). Другие петрологи предполагают в диапире наличие крупных магматических камер, способствующих кристаллизационной дифференциации вещества диапира. Так, для рифтовой зоны Аденского залива (Сох е. а., 1970) в верхней мантии допускается наличие громадного стратифицированного тела, образовавшегося при формировании йеменской вулканической серии. В этом теле снизу вверх ультрабазиты сменялись оливиновым габбро, затем сциенитами и агапитовыми гранитоидами. При новом импульсе раздвижения Аденской рифтовой впадины через 20—30 млн. лет после образования йеменской серии стратифицированное тело подверглось частичному плавлению с образованием сходной с йеменской серией по составу, но более молодой аденской вулканической серии (Gass, Mallick, 1966).

Независимо от механизма процесса дифференциации вещества мантии все же обогащение щелочами и связанными с ними элементами верхних частей диапира под рифтовыми системами предполагается для разных регионов (Wright, 1970). Этим наиболее логично объяснить типичную для рифтовых систем картину, когда более ранние щелочные базальты и связанные с ними щелочные породы и карбонатиты внешних частей рифтов, выплавляясь из верхних частей диапира, сменяются офиолитовыми сериями с толентовыми базальтами, выплавленными в его более глубоких частях. Вместе со щелочными или умеренно щелочными базальтами в рифтовых системах, как мы уже знаем, могут образоваться и щелочные гранитоиды, давая начало соответствующим редкометальным провинциям. Это и понятно, поскольку для щелочных базальтоидов экспериментально показано наличие «пантеллеритовой» эвтектики (Bailey, Schairer, 1964). Однако факт преобладающего распространения щелочных гранитоидов в системах именно континентальных рифтов, по-видимому, свидетельствует об участии вещества континентальной коры в их

образовании. Ряд исследователей предполагает, что сиалические магматические породы, в том числе пантеллериты, могут образоваться при воздействии потоков щелочных трансмагматических растворов из верхних частей диапира (или из резервуаров щелочнобазальтовой магмы здесь) на основание сиалической коры (Gottini, 1971; Бэйли, 1972). Как будто бы предположению об участии корового вещества в образовании гранитоидных магм в рифтовых системах противоречит низкое значение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в некоторых из этих пород. С другой стороны, для щелочных гранитоидов Нигерии А. И. Тугариновым показана унаследованность изотопного состава свинца в молодых редкометалльных гранитоидах от состава свинца в древних породах основания. Это свидетельствует об участии корового вещества основания при образовании молодых гранитоидов.

У П. Бюдена показано, что соотношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в щелочных и литий-фтористых редкометалльных гранитоидах Нигерии ближе к коровым сиалическим образованиям. Допущению чисто мантийного источника таких магм противоречит и их подавляющая приуроченность к континентальным областям по сравнению с океаническими. Над разрешением противоречивости данных об источниках вещества редкометалльных гранитоидов необходима еще дальнейшая работа.

Образование щелочных пород в зонах рифтов, в том числе провинций щелочных гранитоидов, происходит при медленном раскрытии рифта, способствующем дифференциации вещества диапира (мнение Л. П. Зоненшайна). Считается также, что этому благоприятствует обстановка растяжения. Правда, петрологический смысл влияния растяжения на образование щелочных пород пока неясен. Тем более, что для гранитоидов Нигерии допускаются и условия сжатия (Wright, 1970).

В некоторых предполагаемых рифтовых системах (Нигерийская провинция) образовались как щелочные, так и литий-фтористые граниты. Это еще более усложняет рассматриваемую проблему, поскольку требует объяснения причин накопления в верху диапира таких ассоциаций элементов, которые приводят к образованию магм — антиподов по кислотности-щелочности. В этом случае приходится допускать неоднородность состава самого диапира или связанных с ним потоков трансмагматических растворов, либо выплавление из корового материала чисто аляскитовых магм, способных дифференцировать как в сторону агпайтовых, так и литий-фтористых составов за счет флюктуации состава первичной магмы или трансмагматических растворов (Тугаринов, Коваленко, 1973). В целом же, нельзя не напомнить, что щелочной магматизм в различных рифтах сильно отличается. Причину этого явления еще следует найти.

Примеров возникновения провинций редкометалльных гранитоидов в тектоно-магматических ареалах над зонами Заварицкого — Беньофа приведено достаточно много. Для всех этих ареалов характерна тектоно-магматическая зональность, когда в сторону погружения предполагаемых зон Заварицкого — Беньофа щелочноземельный магматизм сменяется щелочным (см. рис. 61). Крупные поперечные разломы типа Монголо-Охотского перемещают всю зональность далеко в глубь континента.

Считается, что магматизм в условиях поглощающихся плит (островодужного, андийского типов) связан со сжатием взаимодействующих плит и их плавлением (Новая глобальная тектоника, 1974). При этом плавится не мантийное вещество (широлит), как это предполагается для рифтовых систем, а базальтовое. Энергия, а возможно, и потоки вещества могут передаваться из зоны Заварицкого — Беньофа в верхние структурные этажи литосферы по вертикальным разломам (Шейнманн, 1968), благодаря чему магматические ареалы выходят далеко за пределы одно-возрастных эвгеосинклинальных зон.

Провинции редкометалльных гранитоидов различных геохимических типов, как правило, пространственно разобщены в таких ареалах в соответствии с распределением зон щелочноземельного и щелочного маг-

магматизма. Л. П. Зоненшайн считает, что щелочноземельный магматизм центральных частей ареалов — это следствие плавления вещества основных пород литосферных плит в условиях сжатия. Этот магматизм сопоставляется с андезитоидным магматизмом островных дуг.

Ряд исследователей высказывает мнение, что гранодиорит-гранитные батолиты представляют собой корневые части андезитовых островных дуг (Новая глобальная тектоника, 1974). Если так, то это — свидетельство возможности подкорового пропхождения хотя бы части щелочноземельных пород. Об этом уже упоминалось при рассмотрении провинций Монголо-Охотского пояса. Экспериментальные данные по плавлению и кристаллизации пород Невадийского батолита (Piwinski, 1973) свидетельствуют о вероятности образования его при смешении мантийной основной магмы с выплавленной из основания сиалической коры гранитоидной магмой. Коровый источник особенно вероятен для гранитоидных массивов периферической части («распыленный магматизм») щелочноземельной зоны ареалов, поскольку такие породы отмечаются исключительно в континентальных областях и отсутствуют в океанических островных дугах. В этих частях ареалов возникают и провинции редкометальных литий-фтористых гранитов, тесно пространственно связанные с преобладающими гранитоидами стандартного геохимического типа.

О причинах смены щелочноземельного магматизма щелочным на периферии ареалов могут быть высказаны различные мнения. Интенсивность тектонических деформаций затухает в глубь континента, что благоприятно для проявления щелочного магматизма (Шейнманн и др., 1960). Считается также, что щелочнобазальтовые магмы выплавляются на больших глубинах в мантии, чем толеитовые, либо щелочнобазальтовые магмы становятся таковыми в процессе перемещения с больших глубин (Шейнманн, 1968). Тогда они и должны возникать в областях наибольшего погружения зон Заварицкого — Бенюфа и проявляться на периферии ареалов. Не исключено, что потоки растворов от передовых частей колонн щелочнобазальтовых расплавов, как и в случае рифтовых систем, могут быть инициаторами анатексиса в сиалической коре с появлением щелочно-гранитных расплавов. Связать образование последних просто с дифференциацией основной магмы нельзя, поскольку интрузивные основные породы в периферических зонах ареалов встречаются довольно редко. Л. П. Зоненшайн с соавторами предполагают, что в периферических зонах рассматриваемых ареалов возникают рифтовые системы второго порядка, которые с помощью механизма, сходного с рассмотренным выше, благоприятствуют образованию зонального мантийного диапира, обогащенного щелочами вверх. Плавление этих частей диапира и образования потоков энергии и вещества из магматических очагов может приводить к плавлению сиалической коры с образованием щелочных гранитоидов.

Каков бы механизм образования зональности ареалов не был, ясно, что она не связана ни с составом пород основания, ни с их тектонической структурой, накладываясь на самые разные вмещающие породы (от гранитов до офиолитов и карбонатных толщ). Это явление логично объясняется, если допустить участие в петрогенезисе потоков глубинных трансмагматических растворов (Коржинский, 1972), повышающих щелочность от внутренних к периферическим зонам ареалов. Данные потоки должны поддерживать щелочность магматических пород на определенном уровне на громадных территориях, входящих в состав той или иной зоны, вызывая, например, в периферической зоне образование щелочных базальтоидов и нефелиновых сиенитов и щелочных гранитоидов в зависимости уже от конкретной геологической обстановки генерации и эволюции магмы (Коваленко, Пополитов, 1970).

Таким образом, провинции редкометальных гранитоидов, видимо, закладываются в определенных зонах интенсивного проявления магматизма в первую очередь в зонах рифтовых систем (континентальных,

Реже — океанических) и внешних частях континентальных ареалов над зонами Заварицкого — Беньофа в условиях обстановок монголо-охотского либо андийского типа. Магматизм этих зон обычно относят к субсеквентному. По мнению Л. П. Зоненшайна, субсеквентный магматизм особенно характерен для упомянутых обстановок монголо-охотского и андийского типов, которые сопровождали в том числе и уникальное в истории Земли явление — распад Гондваны. В течение всего мезозоя (до кайнозоя) обстановки монголо-охотского типа были типичны для Азиатского континента, что объясняет грандиозное проявление в его пределах субсеквентного магматизма и широкое распространение мезозойских провинций редкометалльных гранитоидов. Начиная с кайнозоя, рассматриваемые геодинамические обстановки переместились на западную окраину Северной Америки. Соответственно здесь образовались кайнозойские провинции эффузивных аналогов редкометалльных гранитоидов.

При образовании различных тектоно-магматических зон рассматриваемых магматических ареалов, видимо, закладывались главные геохимические черты (ассоциации геохимических типов пород) тех или иных провинций редкометалльных гранитоидов. Но непосредственно массивы редкометалльных гранитоидов в таких зонах занимают небольшую часть общего объема магматических пород. Например, в зоне щелочноземельного магматизма раннемезозойского цикла Монголо-Охотского пояса литий-фтористые граниты занимают площадь всего около 1760 км<sup>2</sup> по сравнению с 21107 км<sup>2</sup>, занятыми гранитами стандартного геохимического типа. Учитывая также относительно поздний характер образования литий-фтористых гранитов по сравнению с гранитами стандартного геохимического типа, естественно представить себе, что литий-фтористые граниты, завершающие формирование магматических комплексов щелочноземельной зоны ареала, генетически связаны с эволюцией гранитов стандартного типа. Это предположение подтверждается также распределением средних содержаний типоморфных редких элементов в массивах гранитов стандартного и литий-фтористого геохимических типов (рис. 64). Из этого рисунка следует, во-первых, что между гранитами стандартного и литий-фтористого типов имеются все геохимически промежуточные разности. Во-вторых, литий-фтористые граниты естественно заканчивают геохимическую эволюцию гранитов стандартного геохимического типа. Здесь мы подходим ко второму аспекту происхождения провинций редкометалльных гранитоидов — влиянию степени дифференциации первичных магм. В данном случае есть основание полагать, что литий-фтористые граниты возникли в итоге длительной дифференциации обычной гранитной магмы с постепенным накоплением в остаточных расплавах фтора и редких элементов. Этому способствует, как уже говорилось, очень низкая величина комбинированного коэффициента распределения фтора в гранитных расплавах. Десятикратное концентрирование фтора и связанных с ним редких элементов, допускаемое приводимым уже соотношением площадей выходов пород, вполне достаточно для достижения насыщенного фтором редкометалльного гранитного расплава даже при кларковом содержании рассматриваемых элементов в исходных расплавах (Коваленко, 1975).

Несомненно, что процесс дифференциации играет значительную роль и при концентрировании редких элементов в остаточных щелочногранитных расплавах. Как уже говорилось, рассмотренные выше тектонические условия способствуют образованию вообще пород повышенной щелочности с их геохимической спецификой. Переход от материнских расплавов (трахибазальтового, трахитового или гранитного) непосредственно к расплавам редкометалльных щелочных гранитов осуществляется при глубокой дифференциации первых.

Естественно, что весьма высокому уровню дифференциации исходных для редкометалльных гранитоидов магм благоприятствуют, кроме всего прочего, те сравнительно спокойные тектонические условия (условия рас-

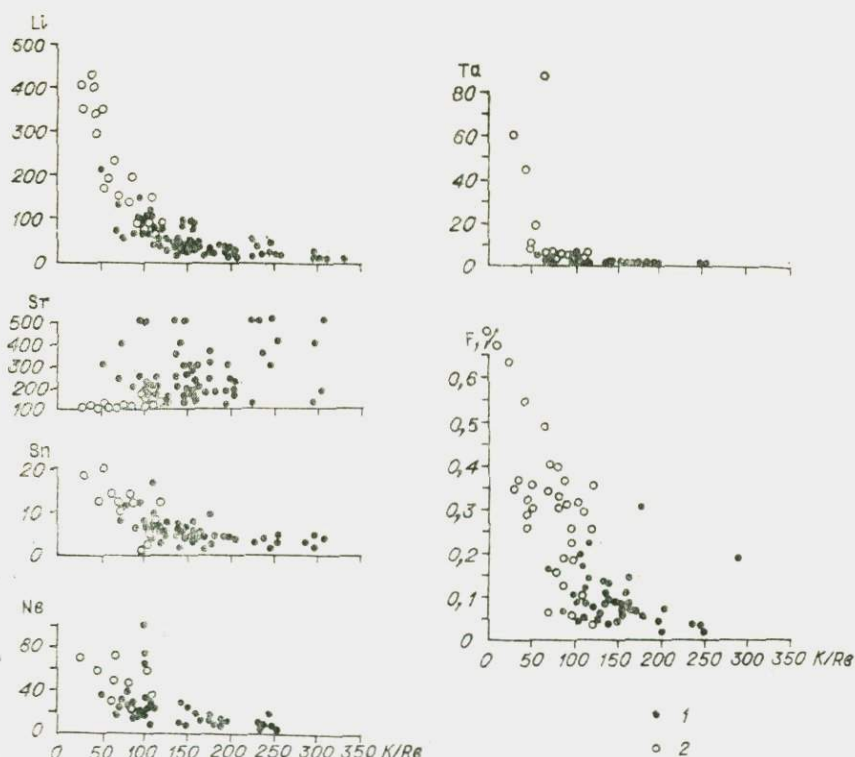


Рис. 64. Зависимость средних содержаний редких элементов (г/т) в гранитах стандартного (1) и литий-фтористого (2) геохимических типов в МНР от величины калий-рубидиевого отношения в них (индекса дифференциации).

тяжения или смена условий растяжения на условия сжатия) периферических зон ареалов, о которых выше говорилось достаточно подробно.

Заканчивая настоящий раздел, еще раз подчеркнем, что редкометалльные гранитоиды могут рассматриваться как конечные продукты длительной и естественной эволюции магматических пород преимущественно континентальных областей в геодинамических обстановках монголо-охотского, андийского типа и зон рифтов. Возникновение материнских для редкометалльных гранитов магм и заложение их геохимической специфики осуществлялись скорее всего континентальной коре, но под влиянием процессов, а возможно, и трансмагматических растворов, генерировавшихся в глубинных зонах Беньофа — Заварицкого и рифтах. Масштабы концентрирования редких элементов в рассматриваемых породах зависят, вероятно, от содержания элементов в исходных расплавах, от объема последних и от глубины его последующей дифференциации.

В общем, для формирования провинций редкометалльных гранитоидов необходимо сочетание следующих условий: а) наличия высокого теплового и флюидного потока, достаточного для образования крупных магматических масс, способных к весьма глубокой дифференциации; б) наличия континентальной коры для выплавления гранитных магм; в) привноса щелочей или повышенной активности этих компонентов (для щелочных гранитов); г) сравнительно спокойных тектонических обстановок, благоприятных для достаточно глубокой дифференциации материнских магм. Все эти условия наиболее полно выдерживаются в геодинамических обстановках монголо-охотского, андийского типов и континентальных рифтов. Отсюда — широкое распространение провинций редкометалльных гранитоидов в палеоаналогах указанных обстановок и высокая перспективность соответствующих зон.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

**Представления о происхождении редкометалльных гранитов.** В процессе петрологического и геохимического исследования редкометалльных гранитоидов удалось установить ряд новых фактов, имеющих принципиальное значение для суждения о генезисе рассматриваемых пород. В первую очередь к ним следует отнести открытие субвулканических аналогов редкометалльных литий-фтористых гранитов (онгонитов) и получение доказательств петрохимической и геохимической идентичности этих пород. Сейчас среди онгонитов и фторсодержащих риолитов удалось найти магматические аналоги для всех главных разновидностей литий-фтористых гранитов, начиная от материнских аляскитов до альбит-лепидолитовых гранитов. Исследование в этом же направлении негидратированных стекол пантеллеритов и комендитов показало, что они представляют собой петрохимические и геохимические аналоги щелочных редкометалльных гранитов и пегматитов. Выявление этих фактов, по мнению автора, весьма важно для дискуссии о происхождении редкометалльных гранитоидов. Теперь она может вестись на основе прямых доказательств существования в природе магм редкометалльных гранитоидов.

В свете этих новых фактов выясняется, что и сами массивы редкометалльных гранитоидов обладают четкими геологическими признаками внедрившихся магматических пород. Проявленная в массивах редкометалльных гранитоидов неоднородность минерального и химического состава есть результат двух процессов: магматического и послемагматического метасоматического. Возможность возникновения неоднородности химического и минерального состава редкометалльных гранитов на магматической стадии доказывается ее проявлением в онгонитах (например, во фракции вкрапленников), кристаллизующихся при переменных внешних условиях. Послемагматические метасоматические преобразования также достаточно широко распространены в редкометалльных гранитах, но они не имеют ничего общего с «аногранитным» метасоматозом, не подчиняющимся основным закономерностям метасоматических процессов. Наоборот, метасоматические цвиттеры и грейзены в редкометалльных гранитах несут все характерные признаки метасоматических пород (Коржинский, 1959, 1963, 1974; Жариков, 1959). При метасоматическом преобразовании редкометалльных гранитоидов нет заметного привноса таких типоморфных элементов, как ниобий, тантал, цирконий, гафний. Судя по онгонитам, пантеллеритам и разнообразным редкометалльным гранитам, характерная геохимическая специфика редкометалльных гранитов закладывалась еще на стадии существования их магм, а метасоматические процессы ответственные за образование в таких массивах руд олова, вольфрама и других рудных элементов.

Изучение изменения химизма онгонитов в зависимости от содержания фтора показало, что растворимость этого компонента в расплавах редко-

металльных гранитов регулируется следующей схематической реакцией:



В первую очередь растворимость фтора зависит от кремнекислотности гранитного расплава, возрастая в менее кремнекислых магмах. Это положение позволило предложить возможный механизм образования магм редкометалльных литий-фтористых гранитоидов при эволюции обычных гранитных магм. Низкая величина комбинированного коэффициента распределения фтора (0,п) определенная для онгонитов и гранитных стекол, должна способствовать накоплению фтора в остаточных гранитных магмах. При повышении концентрации фтора в гранитной магме до 0,5—0,8% достигается насыщение ее фтором (см. рис. 26). Кристаллизация такой насыщенной фтором аляскитовой магмы в зоне ее «кипения» (Кадик, 1972) должно приводить к перемещению выделяющихся соединений фтора в апикальную часть камеры, которая может экранироваться вмещающими породами. По мере кристаллизации аляскитовой магмы фугитивность фтора в апикальной части камеры будет возрастать, и в соответствии с рассмотренным выше уравнением смещать состав магмы в сторону онгонитов. При этом температура солидуса расплава падает с увеличением содержания в нем фтора.

Вместе с накоплением фтора онгонитовый расплав обогащается литием, рубидием, бериллием, таллием, танталом, в меньшей степени ниобием, обедняется в первую очередь барием, частично стронцием и р. з. э. Таким образом возникает магма редкометалльных литий-фтористых гранитов.

Кристаллизация насыщенных фтором онгонитовых расплавов осуществляется в условиях расширения поля кварца и смещения состава эвтектического расплава в сторону обогащения альбитом. Именно в область составов таких расплавов попадают составы наиболее поздних альбит-лепидолитовых гранитов, что доказывает их анхизвтектический состав в условиях повышенной активности фтора. Расширение поля кристаллизации кварца в расплавах литий-фтористых гранитов показывает их подкисленный метамагматический характер и свидетельствует о кислотной форме соединений фтора, вызывающих эти процессы. Образование такого подкисленного расплава с повышенной активностью фтора благоприятствует стабильности типоморфных минералов редкометалльных гранитоидов: альбита, кальцевого полевого шпата, литиевых слюд, топаза.

Механизм образования редкометалльных щелочных гранитов похож на описанный выше в том отношении, что наиболее богатые редкими элементами агпайтовые расплавы образуются также в апикальных частях магматических камер. Это доказывается не только соответствующим строением массивов щелочных редкометалльных гранитов, но и последовательностью образования агпайтовых стекол и их туфов в конусах молодых вулканов. Накоплению щелочей (в первую очередь натрия) и типоморфных для щелочных гранитов редких элементов в апикальных частях магматических камер способствует фракционирование вкрапленников щелочного полевого шпата, кварца, эвигматита, геденбергита, а также перенос натрия через флюид в зоне «кипения» магмы при ее кристаллизации. Кристаллизация щелочногранитных магм показывает их подщелоченный характер и осуществляется в условиях расширенного поля щелочного полевого шпата. При наиболее высокой щелочности сформировались остаточные расплавы пантеллеритов и комендитов, составы которых стремятся к трюйной точке в системе ЩШ — Кв — Тцв.

Имеются два главных направления дифференциации в щелочногранитной системе, отвечающие котектикам Кв + ЩШ + расплав и ЩШ + Тцв + расплав. Первый путь осуществляется при образовании щелоч-

ных гранитов из обычной гранитной магмы (в континентальных областях), а второй — при дифференциации трахибазальтового расплава (и в континентальных, и в океанических областях).

Пространственное распределение крупных провинций литий-фтористых и щелочных редкометалльных гранитов контролируется размещением глубинных структур типа зон Заварицкого — Беньофа в геодинамических обстановках монголо-охотского или индийского типа, зон рифтов и трансформных разломов в пределах континентов. Источником магм литий-фтористых гранитов служат палингенные коровые гранитные расплавы, а для щелочных гранитов — и коровые гранитные, и подкоровые базальтовые. Весьма вероятно, что инициаторами выплавления таких магм были подкоровые трансмагматические растворы. Появлению редкометального оруденения как в литий-фтористых, так и в щелочных гранитах способствует в первую очередь глубокая дифференциация их магм.

**Некоторые другие общие черты редкометальных гранитоидов.**

1. В процессе их исследования удалось изучить последовательность образования послемагматических образований, генетически связанных с редкометальными гранитами. В связи с литий-фтористыми гранитами к наиболее ранним метасоматитам относятся цвиттеры и кварц-лепидолитовые грейзены, за которыми следуют кварц-мусковитовые грейзены и разнообразные фельдшпатиты. Цвиттеры и кварц-лепидолитовые грейзены — это продукты фторного кислотного выщелачивания гранитов, причем цвиттеры образуются при большей относительной активности в растворах фтора по сравнению с литием, нежели кварц-лепидолитовые грейзены. Фельдшпатиты формируются в условиях повышения щелочности послемагматических растворов. В литий-фтористых гранитах отсутствия проявления ранней щелочной стадии, и послемагматическое минералообразование начинается с кислотной стадии (Коржинский, 1962). Разнообразные грейзены нередко являются рудами на олово, вольфрам, а иногда наследуют от исходных гранитов рудные концентрации тантала.

В связи со щелочными гранитами надежно устанавливается послемагматическое окварцевание гранитов и пегматитов, иногда сопровождаемое полилитием. Этот процесс разубоживает редкометальное оруденение.

2. При исследовании минералогии редкометальных гранитов обнаружено равновесное распределение альбитового минала между калиевыми и натриевыми щелочными полевыми шпатами, соответствующее кривой щелочнополевошпатового субсолидуса. Это свидетельствует о равновесии между щелочными полевыми шпатами в редкометальных гранитах и исключает предположение об «альбитизации» в них калиевого полевого шпата.

3. Рассмотрена общая система слюд редкометальных гранитов и разработана их номенклатура. Обнаружена новая разновидность слюды — литиевый фенгит-мусковит. Две главные области составов слюд редкометальных гранитов соответствуют преобладающим полиморфным разновидностям  $2M_1$  и  $1M(3T)$ . Граница между ними проходит от области реконструктивного перехода литиевых мусковитов к лепидолитам до области границ литиевого фенгит-мусковита и протолитионит-циннвальдита. Повышение активности фтора способствует образованию литиевых фенгит-мусковитов и высокоглиноземистых сидерофиллитов. Высокая температура (образование вкрапленников онгонитов) благоприятна стабильности главным образом фенгит-мусковитов и литиевых фенгит-мусковитов. С понижением температуры стабильность слюд расширяется до лепидолита, но появляется область предполагаемого субсолидусного распада литиевых фенгит-мусковитов на мусковиты и циннвальдиты. При образовании кварц-мусковитовых грейзенов слюды представлены фенгит-мусковитами.

Соотношение химических потенциалов лития и фтора в редкометалльных литий-фтористых гранитах влияет на парагенезисы слюд. Гранитоиды со слюдами сидерофиллит — ленидолит в парагенезисе с топазом сформировались при более высоком отношении химических потенциалов фтора и лития по сравнению с гранитами, содержащими литиевые фенит-мусковиты. При наиболее высоком химическом потенциале фтора сформировались высокофтористые сидерофиллиты — цинвальдиты в гранитах, с которыми связаны цвиттеры.

4. Разработана общая систематика амфиболов щелочных гранитов, выведены схемы изоморфизма для главных изоморфных серий. В щелочных гранитах преобладают амфиболы рибекит-арфведсонитовой серии и новой серии, названной катофорит-рибекитовой (крайние минералы — рибекит-арфведсонит и чермакит). Выведены средние составы рибекита, рибекит-арфведсонита и арфведсонита. Смещение составов амфиболов рибекит-арфведсонитовой и катофорит-рибекитовой серий в сторону рибекита связано не только с понижением температуры, как это полагал Мияширо. На этот переход большое влияние оказывает химический потенциал натрия. При высоком значении последнего понижения температуры может привести к обратному переходу рибекита в арфведсонит. В этих условиях арфведсониты оказываются заметно окисленными по сравнению с теоретическими формулами. С понижением температуры все менее кальциевый амфибол оказывается в парагенезисе со все более калиевым щелочным полевым шпатом. Редкость рибекит-арфведсонитов средней железистости может быть связана с наличием минимума химического потенциала натрия в парагенезисе  $Mt + Amf$ .

5. Показана различная скорость кристаллизации альбита, калиевого полевого шпата и кварца в онгоштовом расплаве. При их практически одновременной кристаллизации линейная скорость роста зерен уменьшается в ряду  $Kv - KIII - Ab$ , а скорость зародышеобразования в этом ряду увеличивается. При полной кристаллизации расплава в этих условиях образуется порода с типичными структурами «апогранитов». Тем не менее это — структура магматической породы.

6. Выведены средние составы литий-фтористых и щелочных редкометалльных гранитоидов из различных регионов, которые выдержанны в одном и том же интервале. Изменения составов редкометалльных гранитов в процессе эволюции их массивов из различных регионов однонаправлены и совпадают с соответствующим изменением составов их субвулканических аналогов.

7. Приведены средние содержания лития, рубидия, цезия, таллия, бериллия, свинца, цинка, олова, ниобия, тантала, циркония, гафния, р. з. э., иттрия и фтора во всех главных разновидностях редкометалльных гранитоидов, а также в их щелочных полевых шпатах, слюдах, амфиболах и некоторых акцессорных минералах. Выявлены минералы-концентраторы и минералы — носители редких элементов, рассмотрены геохимические балансы изученных элементов. Показана очень большая возможность для кристаллохимического рассеяния бериллия и особенно олова в щелочных гранитах. Специально изучена геохимическая роль щелочных амфиболов, которая оказалась близкой к геохимической роли биотита в обычных гранитах. Отличительная черта амфиболов — избирательное концентрирование калия по отношению к рубидию и ниобия по отношению к танталу. Получены частные и комбинированные коэффициенты распределения лития, рубидия, цезия, бериллия, олова, свинца, цинка, бария и стронция, а также их зависимости от содержания фтора в расплаве литий-фтористых гранитов.

**Практические следствия.** По-видимому, обоснование магматической гипотезы образования редкометалльных гранитов имеет прямое практическое значение, поскольку позволяет вовлечь в сферу поисков редкометалльного сырья и эффузивные породы. На основе предложенного ме-

ханизма образования магм редкометальных гранитов можно полагать, что практически интересные редкометальные эффузивные породы следует искать в первую очередь среди туфовых серий соответствующего состава. Это предположение связано с тем, что рассматриваемые расплавы должны быть насыщенными летучими компонентами, а извержение таких магм должно сопровождаться взрывными явлениями. Вероятно, крупнейшие бериллиевые месторождения в виде бертрандитовых туфов именно из такой серии рудоносных эффузивных пород. В дальнейшем необходима разработка конкретных поисковых признаков редкометальных эффузивов.

Классификация гранитоидов по геохимическим типам, а также выявление тектоно-магматической зональности Монголо-Охотского пояса позволили предложить новую схему металлогении МНР (Коваленко, Кузьмин, Коваль, Цыпуков, 1973; Тектоника МНР, 1974), которая может служить основой для направления поисковых геологических работ.

## ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

А — арфведсонит	Рих — рихтерит
Аб — альбит	Рог — роговая обманка
А <sub>м</sub> — арфведсонит Мияширо	Сан — санидин
Амф — амфибол	Сл — слюда
Ани — аннит	Спод — сподумен
Анорт — анортоклаз	Ст — стекло
Ас — акмит	Т — тухуалит
Б — баркевикит	Тв — твердые фазы
Гаст — гастингсит	Тлт — трилитионит
Гем — гематит	Топ — топаз
Гл — глаукофан	Тр — тремолит
Гр — гранат	Тр-Ак — тремолит-актинолит
Дс — дисиликат Na	Фа — фаялит
Ж — расплав	Фл — флогопит
К — катофорит	Флю — флюорит
К. а. — коэффициент агпаитности	Ч-FeЧ — чермакит-феррочермакит
Кв — кварц	Ш — шерл
Ке — керсутит	ЩЩШ — щелочной полевой шпат
Косс — коссирит	Э — эвкрипит
КПШ — калиевый полевой шпат	Эг — эгирин
Кр — кроссит	Эд-FeЭд — эденит-ферроэденит
Л — лейцит	Эк — эккерманит
Леп — лепидолит	Эл — эльбаит
Мкл — микроклин	Эн — энigmatит
Мт — магнетит	СаР — кальциевый рибекит
Му — мусковит	Кс — кальсилит
П — пар	NaГед — натриевый геденбергит
П-Г — паргасит-гастингсит	NaТр — натриевый тремолит
Пир — пироксен	en — энстатит
Пл — плагиоклаз	fs — ферросилит
Пол — полилитионит	ns — метасиликат Na
Р — рибекит	wo — волластонит
Р-А — рибекит-арфведсонит	

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В. А., Анфилов В. Н., Коваленко В. П., Брандт С. Б., Афонина Г. Г., Николаева Д. Х. Экспериментальное исследование системы гранит —  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  —  $\text{SiO}_2$  —  $\text{H}_2\text{O}$  при повышенных температурах и давлениях. — В кн.: VIII Всесоюз. совещ. по эксперимент. и технич. минералогии и петрографии. Новосибирск, «Наука», 1968, с. 149—150.
- Аксиментова Н. В. Геолого-геохимические особенности и генезис девонского щелочного гранитно-диоритового комплекса Предцигиэля (Центральный Казахстан). — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 6, с. 24—38.
- Андреев Ю. У. Генетические типы месторождений щелочных амфибол-асбестов и основные критерии их прогноза и поисков. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 256—291.
- Антипин В. С. Полевые шпаты мезозойских гранитоидов различных геохимических типов (МНР) и их петрогенетическое значение. — В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 82—102.
- Антипин В. С., Афонина Г. Г., Черная Л. П. Эволюция полевых шпатов в различных геохимических типах мезозойских гранитоидов МНР. Ежегодник Института геохимии СО АН СССР, 1971. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 116—127.
- Анфилов В. Н., Абрамов В. А., Коваленко В. П., Огородова В. Я. Фазовые отношения в агапитовой области системы  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  при давлении 1000 кг/см<sup>2</sup>. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 4, с. 944—948.
- Анфилов В. Н., Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Фазовые отношения в системе гранит — HF —  $\text{H}_2\text{O}$  при давлении 1000 атм. — В кн.: Ежегодник-1970, СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 349—352.
- Апельцин Ф. Р. Эволюция слюд как критерий редкометальной минерализации гранитизированных кристаллических сланцев. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 30. М., «Недра», 1966, с. 144—158.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. П. Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала М., «Недра», 1967, 147 с.
- Апельцин Ф. Р., Фельдман Л. Г. Колумбитоносные граниты. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958, 131 с.
- Аристов В. В., Станкев Е. А., Константинов Р. М. К вопросу о происхождении амазонитовых гранитов Восточного Забайкалья. — «Труды МГРИ», т. 29, 1956, с. 28—34.
- Арсеньев А. А. Проблемы изучения щелочных гранитоидов Забайкалья. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1946, № 3, с. 14—17.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Краткий обзор вулканизма Удинско-Хилокского междуречья (Зап. Забайкалье). — «Труды Ин-та геол. наук», 1951, № 49, вып. 128, с. 114—120.
- Афонина Г. Г., Коваленко В. П., Писарская В. А. Состав и параметры решеток рибекит-арфведсонитовых амфиболов. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 6, с. 1371—1374.
- Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М., «Наука», 1974, с. 1—150.
- Батинова И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Автореф. докт. дис. Л., 1974, 52 с.
- Бельков И. В. Иттриевая минерализация амазонитовых негматитов щелочных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 140—144.
- Бескин С. М., Казарин В. И., Ларин В. Н., Леонтьев А. П. О щелочных гранитах Чингиза — Тарбагатая (Восточный Казахстан). — В кн.: Металлогенетические и геологические исследования. Вып. 2. М., Изд. ИМГРЭ, 1972, с. 131—137.
- Беус А. А. Основные черты геохимии Be в гидротермально-пневматолитических процессах. — «Труды ИМГРЭ», 1950, вып. 2, с. 7—18.
- Беус А. А. Закономерности распределения Be в изверженных горных породах. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 45—55.
- Беус А. А. Бериллий. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. Геохимия редких элементов. М., «Наука», 1964, с. 94—132.

Беус А. А. О распределении лития в магматических породах.—«Геохимия», 1964, № 8, с. 825—828.

Беус А. А. Альбитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—378.

Беус А. А., Северов В. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 1—196.

Беус А. А., Ситнин А. А. Микролитсодержащие граниты — новый перспективный тип месторождений тантала.—«Разведка и охрана недр», 1960, № 10, с. 1—4.

Беус А. А., Соболев Б. Н., Диков Ю. П. К геохимической истории Be в процессе высокотемпературного послемагматического минералообразования.—«Геохимия», 1963, № 3, с. 297—304.

Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района.— В кн.: Петрография СССР. Серия 1, вып. 10. М., Изд-во АН СССР, 1941. 161 с.

Билибина Т. В., Дашкова А. Л., Доцаков В. И., Титов В. К., Щукин С. И. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., «Недра», 1967, с. 1—264.

Бобров В. А., Полевая Н. И., Спринцеев В. И. Предварительные данные о возрасте некоторых магматогенных пород восточных районов Монгольской Народной Республики.— В кн.: Труды IX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 83—85.

Бобров В. А., Полевая Н. И., Спринцеев В. И., Тихомиров Н. И. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным.—«Сов. геология», 1963, № 3, с. 94—112.

Богуславский И. С., Каленов А. Д., Эгель Л. Е. Первая находка метасоматических альбититов в МНР.—«Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 5, с. 1154—1158.

Болотников А. Ф. Субщелочные и щелочные гранитоиды Улканского массива и вопросы их генезиса.—«Изв. вузов. Геол. и разведка», 1965, № 4, с. 51—58.

Борнеман-Старынкевич В. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964. 224 с.

Брандт С. Б., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Нагибина М. С. О мезозойской щелочно-гранитной вулканоплутонической формации Восточной Монголии на примере Дашибалбарского массива.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 11, с. 27—33.

Брандт С. Б., Смирнов В. И., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. Абсолютный возраст гранитоидов Центральной и Восточной Монголии.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука», 1973, с. 89—96.

Бугаев А. Н. К характеристике амазонитовых гранитов Казахстана.—«Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 6, с. 641—651.

Бэйли Д. Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М. «Мир», 1972, с. 152—160.

Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 40—74.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.—«Геохимия», 1956, № 1, с. 6—52.

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

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 11, с. 3—17.

Владыкин Н. В. Средние содержания и парагенезисы акцессорных минералов в рудоносных гранитоидах Монголии.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. Иркутск, 1973, с. 13—19.

Владыкин Н. В., Антипина В. С., Коваленко В. И., Афонина Г. Г., Лапидес И. Л., Новиков В. М., Гормашова Г. С. Химический состав, содержание редких элементов и генетические группы турмалинов из мезозойских гранитоидов МНР.—«Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1975, т. 104, вып. 4, с. 403—412.

Владыкин Н. В., Дорфман М. Д., Коваленко В. И. Минералогия, геохимия и генезис редкометалльных топаз-ленитолит-альбитовых негматитов Монгольской Народной Республики.— В кн.: Новые данные о минералах СССР. М., «Наука», 1974, с. 6—49. (Труды Минералогического музея им. А. Б. Ферсмана, вып. 23).

Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Лапидес И. Л., Сапожников А. И., Писарская В. А. Первая находка эльпидита в Монголии.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972.

Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Кашаев А. А., Сапожников А. И., Писарская В. А. Новый силикат кальция и циркония — армстронгит.—«Докл. АН СССР», 1973, т. 205, № 5, с. 1185—1188.

Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Сапожников А. И., Писарская В. А. Граниты из мезозойских гранитоидов МНР.— В кн.: Ежегодник-1972, СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 126—133.

Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970, с. 50—56.

Гаврилин Р. Д. Геологическое положение щелочных жильных пород в жильной серии щелочноземельных гранитоидов.— «Докл. АН СССР», т. 113, № 5, 1957, с. 1102—1104.

Гаврилова С. П., Хрюкин В. Г., Алексеева Е. А. Интрузивные редкометалльные граниты (на примере одного из районов Сибири).— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 28—68.

Гайворонский Б. А., Гребенников А. М. Оловянная, вольфрамовая и редкометалльная минерализация вулканоплутонических формаций Забайкалья.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973, 294 с.

Гамалея Ю. П. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 2, с. 35—40.

Гамалея Ю. П. Вывод диаграммы зависимости от температуры и щелочности минеральных фаций, бедных кальцием гранитоидов Улканского плутона (юго-восточная окраина Сибирской платформы, р. Учур).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 1, с. 73—83.

Гамалея Ю. П. Щелочные амфиболы улканского плутона и содержания в них редких элементов (Li, Rb, Cs, Be, Zr, Ta, Nb).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 2, с. 39—50.

Гамалея Ю. П., Егоров И. П. О биотит-топазовых грейзенах Улканского плутона (юго-восток Сибирской платформы).— «Геология рудных месторождений», 1969, т. XI, № 6, с. 79—84.

Гансеев И. Г., Сечина Н. П. К вопросу о геохимических особенностях альбитизированных гранитов.— «Геохимия», 1962, № 2.

Гандлер В. Е. Химический состав калинатровых полевых шпатов некоторых пород (по данным статистической обработки анализов).— «Бюл. МОИП. Отделение геол.», 1964, т. 39, вып. 6, с. 162—163.

Геологическая карта МНР масштаба 1 : 1 500 000. По ред. Н. А. Маринова и Р. А. Хасина. М., 1967.

Герасимовский В. П. Геохимия Илнмауссакаского щелочного массива. М., «Наука», 1969, с. 1—174.

Герасимовский В. П., Карлушина В. А. О геохимии ниобия и тантала в нефелиновых сyenитах.— «Геохимия», 1966, № 7, с. 777—789.

Герасимовский В. П., Волков В. П., Когарко Л. П., Поляков А. П., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1966, 395 с.

Гинзбург А. И. О некоторых особенностях геохимии тантала и типах танталового оруденения.— «Геохимия», 1956, № 3, с. 74—83.

Гинзбург А. И. Некоторые проблемы образования эндогенных редкометалльных месторождений.— В кн.: Геология рудных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 118—131.

Гинзбург А. И. Проблемы редкометалльных гранитов.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 7—27.

Гинзбург А. И., Берхин С. И. О составе и химической конституции литиевых слюд.— «Труды Минералогического музея АН СССР», 1953, № 5, с. 90—131.

Гинзбург И. В., Юхневич Г. В. О ионе гидроксония в амфиболах.— «Геохимия», 1962, № 1, с. 30.

Глаголев А. А. Взаимоотношения эгирина и щелочного амфибола в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 6, с. 1216—1220.

Глюк Д. С., Анфилогов В. П. Фазовые равновесия в системе гранит —  $H_2O$  — HF при давлении 1000 кг/см<sup>2</sup>.— «Геохимия», 1973, № 3, с. 434—438.

Говоров И. П. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 1, с. 62—73.

Говоров И. П. Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964, с. 5—24.

Говоров И. П. Редкометалльные грейзены в карбонатных породах.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. III. М., «Наука», 1966, с. 156—183.

Говоров И. П. Фации гранитоидов и редкометалльное оруденение.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 73—79.

Говоров И. П., Благодарева Н. С. Метасоматическая зональность в рудах флюоритовых месторождений Дальнего Востока.— «Собщ. Дальневост. фил. СО АН СССР», 1959, вып. 10, с. 31—45.

Говоров И. П., Благодарева Н. С., Дербаремдикер М. М., Лаговецкая В. А., Славкина С. П., Брюшно В. М. Распределение акцессорных элементов в интрузивных и постмагматических образованиях Вознесенского рудного района.— В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 97—104.

Говоров И. П., Недашковский П. Г., Левашев Г. Б., Полевских Р. И., Стрижкова А. А., Муценко Л. В., Иванов В. С., Никифорова И. К. Признаки и факторы

геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 83—145.

Говоров И. Н., Самарина Н. Г. О режиме кислотности — щелочности растворов при образовании слюдино-альбитовых грейзенов.— В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 91—95.

Гордиенко И. В. К металлогении Саянского вулканического пояса.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 3. Чита, Изд-во Забайкальского филиала Всесоюзного географического общества, 1967, с. 45—51.

Гребенников А. М. О редкометаллой и оловянно-вольфрамовой специализации одного из гранитных массивов Забайкалья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Чита, Изд-во Забайкальского филиала Всесоюзного географического общества, 1966, с. 47—54.

Гусев Ю. П., Давыдов В. И., Дворкин-Самарский В. А., Каперская Ю. П. Безымянный массив альбитизированных гранитов среди архей Восточного Прибайкалья.— В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1968, с. 41—47.

Данилин Б. Л. О молодых (послекаледонских) гранитоидных интрузиях бассейна рек Сейба — Малая Сейба в Восточном Саяне.— В кн.: Материалы геол. конференции Красноярск. геол. управления, 1964. Красноярск. кн. изд-во, 1966, с. 165—177.

Дегенгардт Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959, с. 157—208.

Делицин И. С., Марков В. К., Рябчин Ю. Н., Петров В. П. Превращения мусковита при высоких давлениях и температурах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 8, с. 35—41.

Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема палеотетиса.— В кн.: Проблемы общей и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 211—224.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М., «Мир», 1966, с. 1—481.

Дмитриев Л. В., Котина Р. П. Форма и структурное положение Катунской щелочной интрузии (Восточный Саян).— «Сов. геология», 1966, № 9, с. 106—123.

Доброхотова Е. С. К вопросу о классификации амфиболов.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1968, т. XVIII (1), с. 97—111.

Дружинин А. В. Структурно-геологические позиции рудных полей и месторождений вольфрама, олова и молибдена Восточного Забайкалья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. М., 1968, с. 101—108. (Труды Уи-та дружбы народов им. П. Думумбы, т. XXXIX, вып. 2).

Дружинин А. В., Колесниченко В. С. О возрастном взаимоотношении вольфрамового и оловянного оруденения в Кукульбейском рудном районе (Восточное Забайкалье).— «Геология рудных месторождений», 1964, № 1, с. 81—87.

Дуранте М. В., Зененшайн Л. П., Горегляд А. В., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я., Суегенко О. Д. Геологическое положение Хан-Богдинского массива щелочных пород в МНР.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1976, № 4, с. 85—104.

Евтюхина И. А., Когарко Л. Н., Куниш Л. Л., Малкин В. И., Рудченко Л. Н. Кислотно-основные свойства некоторых аломосилкатных расплавов — упрощенных аналогов горных пород.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 6, с. 1369—1371.

Египко О. И., Титов В. И. Некоторые особенности минералогии и геохимии массива альбитизированных гранитов Кынгыргызал (северо-восточное предгорье хр. Чингиз).— «Геол. сборник. Труды Воронеж. гос. ун-та», 1963, т. 62, с. 93—104.

Елисеев Н. А., Никольский Н. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 1—204.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 1—371.

Жариков В. А., Иванов С. И., Фонарев В. П. Минеральные равновесия в системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . М., «Наука», 1972, с. 1—160.

Жариков В. А., Омельяненко Б. П. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 119—194.

Заварицкий А. П. Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1944, № 5, с. 41—54.

Заварицкий А. П. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва» 1947, ч. 76, вып. 1, с. 36—50.

Заварицкий А. П. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 1—400.

Заварицкий А. П. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 1—480.

Залашкова И. Е. Зональность метасоматически измененных танталопосных гранитов (апогранитов).— В кн.: Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов. М., «Наука», 1969, с. 5—29.

**Залашкова Н. В., Ситни А. А.** Особенности распределения редких элементов в танталоносных апрогранитах и биотитовых гранитах.—«Геология руд. месторождений», 1967, № 6, с. 52—64.

**Залищак Б. Л., Болотников А. Ф.** Щелочной метасоматоз в кислых эффузивах магейской свиты (юго-восточное обрамление Алданского щита).— В кн.: Вопросы геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 174—176.

**Залищак Б. Л., Недашковский Н. Г., Абиссалов Э. Г.** Улканский и пыгваганский гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения р. Учур.— В кн.: Минералогические фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 87—98.

**Захарченко А. П.** О закономерностях и особенностях специализации гранитов на редкие металлы (вольфрам и другие) и образовании месторождений этих металлов.— В кн.: Тезисы докладов на III совещании по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР, 23—25 ноября 1971, Л., с. 27—28.

**Звягин Б. Б.** Исследования минералов методом дифракции электронов.—(Итоги науки и техники. Геохимия. Петрография). Изд-во ВИНТИ, 1962, с. 176—198.

**Знаменский Е. Б.** К вопросу о средних содержаниях ниобия и тантала в изверженных горных породах и земной коре.—«Геохимия», 1957, № 8, с. 730—735.

**Знаменский Е. Б., Коваль П. В., Кириллов А. И., Опочанская Л. Д., Пичук Е. С.** Зональность альбитового массива. Поведение щелочных элементов и бериллия в процессах преобразования пород.— В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М., «Наука», 1965, с. 150—160.

**Знаменский Е. Б., Конусова В. В., Крибберг И. А.** Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах.—«Геохимия», 1962, № 9, с. 800—805.

**Знаменский Е. Б., Пополитов Э. И.** Зависимость геохимического поведения ниобия и тантала от парагенезисов титановых и титансодержащих минералов в гранитоидах.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 57—62.

**Знаменский Е. Б., Родионова Л. М., Кахана М. М.** О распределении ниобия и тантала в гранитах.—«Геохимия», 1953, № 3, с. 222—225.

**Зоненшайн Л. П.** Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972, с. 1—240.

**Зоненшайн Л. П., Кипарисова Л. Д., Окунева Т. М.** Первая находка морских триасовых отложений в Монголии.—«Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 1, с. 167—170.

**Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я., Патапов Л. М., Кудрявцев Г. А., Виноградов П. В., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В.** Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.—«Геотектоника», 1973, № 5, с. 3—21.

**Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.** Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций.—«Геология рудных месторождений», 1974, т. 16, № 4, с. 3—17.

**Зорин Ю. А.** Применение геофизических методов для изучения мезозойских интрузивов гранитного состава.—«Вестник Вост.-Сиб. управления ЦТО. Цветная металлургия», 1962, № 7, с. 23—25.

**Зыринов В. И.** Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М., «Наука», 1969, 160 с.

**Иванова Г. Ф., Максимюк И. Е.** Зависимость состава вольфрамитов от ряда геолого-минералогических и физико-химических факторов.—«Геохимия», 1971, № 9, с. 1140—1141.

**Кадик А. А.** Физико-химические условия отделения воды от магм при их движении к поверхности Земли.— В кн.: Геохимия. М., «Наука», 1972, с. 80—90.

**Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров П. И.** Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971, с. 1—266.

**Казьмин В. Г.** О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноярского, Аденского и Эфиопского рифтов).—«Геотектоника», 1974, № 6, с. 3—14.

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

**Канцисе А. Д., Менакер Г. И.** Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья.—«Геохимия», 1971, № 4, с. 3—17.

**Карабаев В. А., Кроль О. Ф.** Некоторые особенности геохимии малых и петрогенных элементов аркалийских колумбитовых гранитов.— В кн.: Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. Алма-Ата, 1969, с. 136—137.

**Коваленко В. И.** Особенности метасоматических процессов в аляскитах огнистого комплекса (Вост. Саян).— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 63—84.

**Коваленко В. И.** Парагенезисы метасоматически измененных гранитоидов с акцессорными танталонобатами.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1965, с. 233—240.

**Коваленко В. И.** Новые представления об условиях зарождения и становления редкометалльных гранитов и метасоматитов.— В кн.: Международный геохимический

конгрессе. Москва, 20—25 июня, 1971. (Тезисы докладов). Т. 2. М., «Наука», 1972, с. 646—647.

Коваленко В. И. Распределение фтора в дайке топазсодержащего кварцевого кератофира (онгонита) и предполагаемая растворимость фтора в гранитных расплавах.—«Геохимия», 1973, № 1, с. 57—66.

Коваленко В. И. Проблемы происхождения редкометалльных гранитоидов.—Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1975, ч. CIV, № 6, с. 664—677.

Коваленко В. И., Брандт С. Б. Кинетический анализ парагенезисов биметасоматических микроклинитов.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 142—149.

Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Кузьмин М. И. Генетические типы проявлений редких элементов в МНР.— В кн.: Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР. Апатиты, 1974, с. 23—25.

Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Юрченко С. А. О находке полидитионита в щелочных гранитоидах МНР и геохимические условия его устойчивости.— В кн.: Ежегодник-1974, СибГЕОХИ. Иркутск, 1975, с. 75—79.

Коваленко В. И., Горегляд А. В., Владыкин Н. В., Цедэн Ц. Внутреннее строение Хан-Богдинского массива щелочных гранитов и размещение в нем зон редкометалльной минерализации.— В кн.: Ежегодник-1974, ГЕОХИ. Иркутск, 1975, с. 70—75.

Коваленко В. И., Гребенников А. М., Антипин В. С. Онгониты Ары-Булакского массива (Забайкалье) — первая находка в СССР.— В кн.: Ежегодник-1973, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 67—70.

Коваленко В. И., Знаменская А. С., Пополитов Э. И., Абрамова С. Р. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе эволюции щелочных гранитоидов.—«Геохимия», 1969, № 5, с. 541—553.

Коваленко В. И., Знаменская А. С., Пополитов Э. И., Абрамова С. Р. Распределение редкоземельных элементов и иттрия в минералах щелочных гранитоидов.—«Геохимия», 1969, № 8, с. 997—1006.

Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., «Наука», 1976, с. 1—127.

Коваленко В. И., Коваль П. В. Геохимические особенности, типы и генезис редкометалльных аногранитных метасоматитов.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. М., «Наука», 1968, с. 183—192.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И. О зональности массивов литий-фтористых редкометалльных гранитов и ее магматической интерпретации.— В кн.: Ежегодник-1968, СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 119—125.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П. Мезозойские интрузивные образования.— В кн.: Мезозойская тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1975, с. 130—196.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В. Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: «Геохимия и петрология метасоматоза». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 103—174.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Л. Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород.—«Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 2, с. 430—433.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Горегляд А. В. Южногобийский пояс щелочных пород с редкометалльной минерализацией в Монгольской Народной Республике.— В кн.: Ежегодник-1970, СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 72—76.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Гундсамбуу Ц., Цэдэн Ц., Буян Ч., Горегляд А. В., Черная Л. И. Геохимическая характеристика цвиттеров — нового типа слюдорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы).—«Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 3, с. 690—693.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. И., Нагибина М. С., Павленко А. С., Владыкин Н. В., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А. В. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис), М., «Наука», 1974, с. 1—240.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П. Общая схема мезозойской металлогении МНР.— В кн.: Ежегодник-1972, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 109—115.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Козлов В. Д., Владыкин Н. В. Метасоматические цвиттеры и связанное с ними редкометалльное оруденение (на примере месторождений Монголии и Чехословакии).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 42—54.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А. О магматическом генезисе редкометалльных литий-фтористых гранитов.—«Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2, с. 446—449.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Павленко А. С., Перфильев А. С. Южно-Гобийский пояс редкометалльных щелочных пород МНР и его структурное положение.—«Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 4, с. 911—914.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Владыкин П. В., Бондаренко В. К., Петров Л. Л. Петрографическая характеристика субэффузивных даек редкометалльных литий-фтористых альбитофиров.— В кн.: Применение методов физической химии в петрологии и геохимии. М., «Наука», 1972<sub>1</sub>, с. 196—208.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Писарская В. А. К характеристике и происхождению амазонитовых и некоторых альбитовых редкометалльных гранитов Монголии.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972<sub>2</sub>, с. 199—218.

Коваленко В. И., Ланидес И. Л. Физические условия кристаллизации дайки топазосодержащих кварцевых кератофиров (онгонитов).— «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 6, с. 1443—1446.

Коваленко В. И., Ланидес И. Л., Брандт С. Б. Изоморфизм рибекита и арфведсоита и кинетика окисления железистых щелочных амфиболов.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 4, с. 925—928.

Коваленко В. И., Легейдо В. А., Петров Л. Л., Пополитов Э. И. К геохимии олова и бериллия в щелочных гранитоидах.— «Геохимия», 1968, № 9, с. 1078—1087.

Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Пополитов Э. И. Особенности взаимодействия нефелинситовой магмы с доломитовыми мраморами (на примере щелочных массивов Северо-Восточной Тувы).— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 163—172.

Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Филиппов Л. В. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы.— В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М., «Наука», 1965, с. 5—74.

Коваленко В. И., Писарская В. А., Николаева Д. Х. Редкий тип изоморфизма в рибекитах из диффузионных метасоматических зон щелочных аногранитов.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 5, с. 1162—1165.

Коваленко В. И., Писарская В. А., Пополитов Э. И. Анализ минеральных парагенезисов с рибекит-арфведсоитом и фаши щелочных гранитов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 9, с. 32—45.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. К вопросу о влиянии вмещающих габбро на кислотность-щелочность эндоконтактных частей гранитных и нефелин-ситовых массивов.— «Докл. АН СССР», 1965<sub>1</sub>, т. 161, № 1, с. 207—209.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. О происхождении щелочных пород Северо-Восточной Тувы.— «Докл. АН СССР», 1965<sub>2</sub>, т. 163, № 6, с. 1474—1476.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М., «Наука», 1970, 258 с.

Коваленко В. И., Соломонова Л. А., Афонин В. П. Результаты исследования онгонитов с помощью рентгеновского микрозонда.— В кн.: Ежегодник-1973, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 101—104.

Коваленко В. И., Тишендорф Г., Пальхен В., Макаган Л. Д. Распределение шюбита, тапталла, циркония и гафния в варисских гранитах Рудных Гор (ГДР).— В кн.: Ежегодник-1974, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 50—56.

Коваленко Н. И., Кашаев А. А., Знаменский Е. Б., Журавлева Р. М. Относительно входящего титана в слюды (экспериментальные исследования).— «Геохимия», 1968, № 11, с. 1348—1357.

Коваленко Н. И., Коваленко В. И., Белых Л. А. Фазовые соотношения в системе онгопит —  $\text{H}_2\text{O}$  — HF.— В кн.: Ежегодник-1972. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 377—381.

Коваленко Н. И., Коваленко В. И., Белых Л. А. Экспериментальные исследования плавления и кристаллизации топазосодержащих кварцевых кератофиров (онгопитов) в присутствии воды и растворов плавиковой кислоты.— «Докл. АН СССР», 1974<sub>1</sub>, т. 215, № 3, с. 681—684.

Коваленко Н. И., Коваленко В. И., Белых Л. А., Писарская В. А. Экспериментальные исследования генезиса редкометалльных литий-фтористых гранитов (эволюция химического состава онгопитов при их плавлении).— В кн.: Труды IX Всесоюзного совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., «Наука», 1974<sub>2</sub>, с. 217—225.

Коваленко Н. И., Ланидес И. Л. Поведение летучих компонентов при плавлении онгопитов.— В кн.: Ежегодник-1972, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 332—385.

Коваленко Н. И., Соломонова Л. А., Афонин В. П. О составе флюидной фазы в системе онгопит —  $\text{H}_2\text{O}$  — HF.— В кн.: Ежегодник-1973, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 288—293.

Коваль П. В. Геохимия высокотемпературных послемагматических процессов в гранитах.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3. Кн. 2. М., «Наука», 1972, с. 371—384.

Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 1—198.

Коваль П. В., Базарова С. Б., Кашаев А. А. Зависимость полиграфии мусковитов, биотитов и литиевых слюд от состава и условий образования.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 225, № 4, с. 914—917.

Коваль П. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Писарская В. А., Юрченко С. А. Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометалльных альбит-содержащих гранитоидов.—«Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 5, с. 1174—1178.

Коваль П. В., Юрченко С. А. Мусковиты и биотиты из метасоматически измененных позднемезозойских гранитов и грейзенов Восточного Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1968, СибГЕОХИ. Иркутск, 1969 с. 174—181.

Коваль П. В., Юрченко С. А. Слюды редкометалльных апогранитов Восточного Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1969, СибГЕОХИ. Иркутск, 1970, с. 242—250.

Коваль П. В., Юрченко С. А. Химический состав литевых слюд из редкометалльных альбитизированных гранитов Забайкалья, Казахстана и Северо-Востока СССР.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, кн. изд-во, 1972, с. 48—62.

Коваль П. В., Юрченко С. А., Николаева Д. Х. Парагенетические типы мусковитов из апогранитов Забайкалья.—«Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 4, с. 432—441.

Когарко Л. Н. Магматические равновесия в природных системах повышенной щелочности.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 57—71.

Когарко Л. Н. Режим соединений кислорода, серы и углерода в магматической газовой фазе щелочных пород.— В кн.: Геохимия. М., «Наука», 1972, с. 90—96.

Когарко Л. Н. Физико-химические условия формирования агпаитовых нефелиновых сиенитов и связанных с ними месторождений. Автореф. докт. дис. М., 1975, с. 1—56.

Когарко Л. Н., Кригман Л. Д., Шарудило Н. С. Экспериментальные исследования влияния щелочности силикатных расплавов на отделение фтора в газовую фазу.— «Геохимия», 1968, № 8, с. 948—956.

Кокорин Ю. Г., Коган Р. И. Некоторые особенности распределения тантала и ниобия в амазонитовых гранитах.—«Груды Ун-та дружбы народов им. П. Лумумбы», 1968, т. 39, вып. 2, с. 71—78.

Колотухина С. Е. Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Недра», 1964, 304 с.

Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1970, 40 с.

Коптев-Дворников В. С., Ефремова С. В., Апельцин Ф. Р. и др. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород.— В кн.: Магматизм, формирования кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 2. М., «Наука», 1972, с. 87—100.

Коржинский Д. С. Аягуз-Иртышский водораздел к востоку от хребта Чингиз. М.—Л., 1932, 68 с. (Труды Геол.-развед. объединения (ВГРО), вып. 108).

Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1936, № 1, с. 35—60.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди.— «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1948, вып. 68, № 10, 147 с.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955<sub>1</sub>, с. 355—456.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 220—234.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 1—182.

Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.—«Докл. АН СССР» 1959, т. 128, № 2, с. 383—386.

Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—31.

Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 1, с. 10—25.

Коржинский Д. С. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 63—86.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969, 112 с.

Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессов гранитизации.— В кн.: Магматизм, формирования кристаллических пород и глубины Земли. Т. 1. М., «Наука», 1972, с. 144—152.

Коржинский Д. С. Метасоматические процессы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973<sub>1</sub>, № 12, с. 3—6.

Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., «Наука», 1973<sub>2</sub>, с. 1—288.

Коржинский Д. С. Проблема различия метасоматических образований от магматических и осадочных.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 5—12.

- Кориковский С. П.** Биотиты из пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма.—«Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 1, с. 189—192.
- Косале Я. А.** О молодых (позднегерцинских, Р — Т) гранитных интрузиях хребтов Хангар-Уд и Хамар-Дабан.— В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1968, с. 56—59.
- Косале Я. А., Мазуров М. П.** Поведение редких щелочей, бора, фтора и бериллия при становлении Биту-Джидинского гранитного массива.—«Геохимия», 1968, № 10, с. 1238—1249.
- Костин Н. Е., Волженкова А. Я.** О влиянии вмещающих пород на состав руд.—«Геология руды. месторождений», 1965, № 1, с. 95—99.
- Костин Н. Е., Петрова Е. А.** Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометаллической минерализацией.—«Минеральное сырье», 1960, вып. 1, с. 211—219.
- Кравченко С. М.** О вулканогенно-осадочной серии мезозойского магматического комплекса Центрального Алдана.—«Докл. АН СССР», 1956, т. 129, № 4, с. 884—887.
- Кригман Л. Д.** Исследование физико-химических свойств фторидно-силикатных расплавов в связи со структурным положением фтора. Автореф. канд. дис. М., 1972. 21 с.
- Кудрин В. С., Кудрина М. А., Бирюков В. С.** Особенности геологического строения и вещественного состава ниобий-танталоносных метасоматических образований в субщелочных сиенитах.—«Бюлл. научно-технич. информации Министерства геол. СССР. Серия Геол. месторожд. полезн. ископаемых, региональн. геол.», М., «Недра», 1967, № 8, с. 52—60.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1967. 387 с.
- Кузнецов Ю. А., Янин А. Л.** Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 65—77.
- Кузьменко М. В.** Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений. Автореф. докт. дис. М., 1973. 34 с.
- Кузьменко М. В., Акелин Н. А.** Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М., «Наука», 1965. 122 с.
- Кузьмин М. П.** Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Международный геохимич. конгресс (Тезисы докладов). Ч. II. М., «Наука», 1971, с. 275—287.
- Кузьмин М. П., Антипин В. С.** Геохимическая характеристика мезозоя гранитоидов Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1962, с. 132—186.
- Кузьмин М. П., Коваленко В. П., Смирнов В. П., Брандт С. Б.** Геохимическая характеристика и возраст мезозойских гранитоидов Восточной Монголии.— В кн.: Ежегодник-1968, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 108—114.
- Ланидес И. Л.** Процессы переноса и структурные превращения в группе амфиболов при повышенных температурах. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1968. 143 с.
- Ланидес И. Л., Коваленко В. П., Афонин В. П.** Исследование амфиболов серии рибекит — кальциевый рибекит методом рентгеновского микрозонда.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 114—116.
- Ланидес И. Л., Коваленко В. П., Брандт С. Б.** Рибекит и арфведсонит: термические превращения, изоморфизм, проблема оксония.— В кн.: Конституция и свойства минералов. Вып. 4. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 37—52.
- Ланидес И. Л., Коваль П. В., Коваленко В. П.** Слюды редкометаллических гранитоидов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 1—120.
- Левинский С. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М., Станкеев Е. А.** Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 1—123.
- Леонтьев А. Н., Бескин С. М., Казарин В. П., Ларин В. Н.** О геологической позиции редкометаллических щелочных гранитов Чингиза — Тарбагатай в связи с обоснованием их магматического генезиса.— В кн.: Редкометаллические граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 68—82.
- Летников Ф. А.** Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геохимии. М., «Недра», 1965. 116 с.
- Летников Ф. А.** Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 1—214.
- Литвин А. Л.** Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Автореф. докт. дис. Киев, 1975, с. 1—37.
- Луговской Г. П., Руб А. К.** О топазах одного из массивов метасоматически измененных оловоносных редкометаллических гранитов.— В кн.: Новые данные по геологии рудных районов востока СССР. М., «Наука», 1969, с. 255—270.
- Луговской Г. П., Матиае В. В., Тимофеев И. И., Фельдман Л. Г.** Строение массивов редкометаллических гранитов и особенности их генезиса.— В кн.: Редкометаллические граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 131—161.
- Луц А. Я.** Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных негматитов северо-запада СССР. М., «Недра», 1972, с. 1—176.

**Лхамсүрэн Ж.** Предварительные итоги исследований минералообразующих процессов в минералах Монголии.— В кн.: Материалы научной конференции, посвященной 30-летию Геологической службы МНР. Улан-Батор, 1970, с. 31—34.

**Ляхович А. А.** Акцессорные минералы (их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки). М., «Наука», 1968. 276 с.

**Ляхович В. В.** Петрографо-минералогические особенности амблигонит- и сподуменосодержащих гранитов.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 3, с. 63—82.

**Ляхович В. В.** Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., «Недра», 1972<sub>1</sub>. 200 с.

**Ляхович В. В.** Распределение редких элементов между порфировыми вкрапленниками и стекловатой основной массой витроандезита.— «Геохимия», 1972<sub>2</sub>, № 10, с. 1168—1176.

**Маракушев А. А.** Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.

**Маракушев А. А.** Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968, с. 1—200.

**Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А.** Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971, с. 1—134.

**Маракушев А. А., Тарарин Н. А., Залищак Б. Л.** Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных Са.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 5—72.

**Маринов Н. А., Зайцев Н. С., Хасин Р. А. и др.** Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1 500 000. М., «Недра», 1971.

**Марфунии А. С.** Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— «Труды ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 78. 276 с.

**Масгутов Р. В.** Типы альбитизированных гранитов.— Изв. АН КазССР. Серия геол., 1960, вып. 3 (40), с. 55—70.

**Масгутов Р. В.** Вопросы генезиса редкометалльных альбитовых гранитов.— Изв. АН КазССР. Серия геол., 1974, № 1, с. 85—91.

**Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики.** М., «Наука», 1975. 307 с. (Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 10).

**Мелентьев Г. Б., Делицын Л. М., Мелентьев Б. П.** Ликвация и ее значение в петрологии.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 253—284.

**Мелентьев Г. Б., Капитонова Т. А., Черницова Н. М., Вьясов Л. И.** Аугелит из оловянно-редкометалльных гранитов СССР.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 5, с. 1099—1102.

**Минеев Д. А.** Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатаи. М., «Наука», 1968, с. 1—183.

**Минеев Д. А.** Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М., «Наука», 1974, с. 1—239.

**Морозов А. И.** Щелочные граниты Среднего Пооя.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 66—86.

**Морозов А. И.** Особенности размещения щелочных гранитов в пределах Кольского полуострова и история их исследования.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1968, с. 7—15.

**Москаленко В. Н.** Строение земной коры глубоководной котловины моря Леванта.— «Геотектоника», 1974, № 4, с. 58—65.

**Моисаковский А. А.** О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— «Геотектоника», 1970, № 4, с. 3—22.

**Нагибина М. С.** Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.

**Наумов В. Б., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Владыкин И. В., Иванова Г. Ф.** Термометрическое исследование включений расплава в топазах из топазоносных кварцевых кератофилов (онгонитов).— «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 3, с. 681—683.

**Педашковский П. Г., Толоч А. А., Материкова А. М., Димченко В. С., Полевых Р. И., Залищак Б. Л., Погорелова М. А.** Генетические типы проявлений акцессорных тапталло-ниобатов советского сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966. 89 с.

**Печаева Е. А.** Щелочные гранитоиды Забайкалья.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госнаучтехиздат, 1960, с. 472—474.

**Печаева Е. А., Борнemann-Старынкевич И. Д.** Бритолит в скарпах Западного Забайкалья.— «Зап. Всесоюз. Минералог. о-ва», 1956, ч. 85, вып. 4, с. 516—519.

**Печаева И. А.** Петрология щелочных гранитоидов Горного Алтая и их положение в формационной систематике магматических пород щелочно-гранитного состава. Автореф. канд. дис. М., 1973. 32 с.

**Никитина А. П., Петкевич Э. З. и др.** Формы воды и возможности использования валентных колебаний  $\text{OH}^-$  для определения распределения катионов в структуре амфиболов состава  $\text{Ca}_2(\text{Na}, \text{K})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ .— В кн.: Тезисы

докладов Сиб. совещания по спектроскопии. Ч. II. Иркутск, 1972, с. 63—64.

Новая глобальная тектоника (тектоика плит). Сборник статей. Пер. с англ. М., «Мир», 1974. 471 с.

Обер Ж. Изучение альбит-мусковитовых гранитов, содержащих минералы фтора, лития, олова, бериллия, ниобия, тантала и других редких элементов (месторождения Монтбэра и Эшассьер. Франция).— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. Труды XXIII Междунар. геол. конгресса, М., «Мир», 1971.

Озчанингов Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В. Общие геохимические аспекты петрологии магматических пород.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. М., «Наука», 1972, с. 206—243.

Павленко А. С. Особенности метасоматоза в одном из районов Северного Кавказа.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 1, с. 81—101.

Павленко А. С. Поведение порообразующих и некоторых редких элементов в процессе формирования щелочных пород.— В кн.: Химия земной коры. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 118—132.

Павленко А. С. Щелочные метасоматиты контактового типа.— В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—74.

Павленко А. С., Арсеньева А. Д., Капитанова Г. А., Попова В. А. Петрология и геохимия щелочных метасоматических гранитов. М., «Наука», 1973, с. 1—199.

Павленко А. С., Быховер В. Н. Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 86—120.

Павленко А. С., Коваленко В. П. Зависимость парагенезисов щелочных метасоматитов, обедненных кальцием, от соотношений химических потенциалов  $K_2O$  и  $Na_2O$ .— «Геохимия», 1960, № 11, с. 980—987.

Павленко А. С., Сяо-Чжунь-Ян, Морозова Л. Н. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными танталом-ниобатами.— «Геохимия», 1960, № 2, с. 104—120.

Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., «Наука», 1974, с. 1—234.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.

Пейве А. В., Штрейб Н. А., Книшпер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. М., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.

Пельхен В. О петрографической и геохимической характеристике гранитов Восточных Рудных гор и их гелезисе.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Тр. IV Всесоюз. петрографического совещания, ч. 1. М., «Наука», 1972, с. 229—230.

Перчук Л. Л. Вариации составов бедных кальцием Fe — Mg — Mn минералов щелочных пород.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 109—120.

Перчук Л. Л. Равновесия порообразующих минералов. М., «Наука», 1970, с. 1—391.

Петров В. П. Предисловие.— В кн.: Порообразующие минералы Т. 3. М., «Мир», 1966, с. 1—3.

Петров Л. Л. Поведение бериллия при кристаллизации гранитоидных расплавов.— «Геохимия», 1973, № 6, с. 824—838.

Петрова Е. А., Скоробогатова Н. В. О некоторых вопросах геохимии лития в пневматолито-гидротермальных образованиях, связанных со щелочными гранитоидами и сиенитами.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 9. М., «Недра», 1961, с. 126—138.

Петрографический словарь Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Э. А. Струве. М., Госпаучтехиздат, 1933. 447 с.

Пламеневская Н. Л. Геохимическое исследование малых элементов в породах Майкульской гранитной интрузии.— «Труды ИГЕМ», 1957, вып. 5, с. 193—212.

Пламеневская Н. Л. О явлениях амазонитизации Майкульской гранитной интрузии.— «Труды ИГЕМ», 1957, вып. 5, с. 47—55.

Пламеневская Н. Л. К петрографической характеристике рудного поля Майкуль.— «Тр. ИГЕМ», 1958, вып. 21, с. 150—169.

Пламеневская Н. Л. Майкульский гранитный массив.— «Труды ИГЕМ», 1962, вып. 54, с. 122—157.

Плетнева Н. П. Акцессорная редкометаллическая минерализация, связанная со щелочными апогранитами Кольского полуострова.— В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии минерал. и метаморфич. комплексов Кольского полуострова. Аналиты, 1967, с. 33—36.

Плюснин Г. С., Жбанов Э. Ф. Первичные породы и возраст Харагульской интрузии литонит-амазонит-альбитовых апогранитов.— «Труды Томского отделения Моск. о-ва естев. природы», 1965, вып. 3, с. 62—69.

Плюснин Г. С., Жбанов Э. Ф. К вопросу о связи альбитизации с появлением округлых порфириобласт кварца в альбитизированных гранитах.— «Труды Томск. ун-та», 1966, т. 156, с. 71—78.

**Повилайтис М. М.** К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитоидных тел и связи с ними молибденового и вольфрамового оруденения.—«Геология руд. месторождений», 1966, № 2, с. 33—44.

**Повилайтис М. М.** О явлениях фракционной ритмичной кристаллизации в кислых магмах и их возможном металлогеническом значении.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 227—241.

**Подольский А. М.** Геохимические и минералогические признаки иобитеносных гранитов на примере некоторых массивов северо-западной части Центрального Казахстана.— В кн.: Металлогеническая специализация магматич. комплексов. М., «Недра», 1964, с. 267—282.

**Полевских Р. И.** Метасоматические процессы и иобито-танталовая минерализация в гранитоидах Вознесенского рудного района.— В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 105—114.

**Половинкина У. И.** Куммингтонит и щелочные амфиболы из Кривого рога.— «Минералог. сборник Львовского геол. о-ва», 1953, № 7, с. 167—186.

**Попов А. А.** Синтез мусковита и парагонита при температурах 350—500°.—«Геохимия», 1967, № 10, с. 1064—1070.

**Пополитов Э. И., Знаменский Е. Б., Коваленко В. И., Цыханский В. Д.** Распределение иобита и тантала в кислых и щелочных породах Северо-Восточной Тувы.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965, с. 88—96.

**Пополитов Э. И., Философова Т. М., Селиванова Г. И., Гуменюк В. А.** Геохимические особенности гранитоидов Таннуольского комплекса (Тува).— В кн.: Ежегодник-1972, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 65—70.

**Потапов В. В.** Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 5—90.

**Потапов В. В., Ладынина И. И.** Положение редкометалльной минерализации в процессе пульсационной кристаллизации одного из гранитных массивов Сибири.— «Тезисы докл. II науч. конференции геол. секции им. В. А. Обручева». Чита, 1965, с. 27—28.

**Росовский Л. П., Шостацкий А. И., Матросов И. И.** Особенности натро-литиевых пегматитов Восточной Гоби (МНР).—«Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 4, с. 949—952.

**Руб М. Г.** О петрохимических критериях связи оруденения с интрузиями.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 4, с. 21—41.

**Руб М. Г., Коптев-Дворников В. С.** Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов.— В кн.: Труды симпозиума «Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов». Ч. I. Иркутск, 1970, с. 3—46.

**Руб М. Г., Руб А. К., Лосева Т. И.** Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 10, с. 73—85.

**Рябчиков И. Л.** Минеральные равновесия с участием флюидной фазы (на примере магматических систем). Автореф. докт. дис. М., 1974. 285 с.

**Рябчиков И. Л., Когарко Л. И.** Влияние замены анионов на кислотность магматического расплава.—«Геохимия», 1963, № 3, с. 305—311.

**Северов Э. А.** Иобитосодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии.— В кн.: Материалы по геологии месторождений редких элементов в зарубежных странах. Вып. 6. М., изд. ИМГРЭ АН СССР, 1960, с. 104—109.

**Серенсен Х.** О магматической эволюции щелочных провинций Южной Гренландии.— В кн.: Проблемы геохимии. К 70-летию акад. А. Н. Виноградова. М., «Наука», 1965, с. 338—349.

**Сидоренко А. В., Ожогин В. А.** Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова.—«Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 3, с. 687—690.

**Ситний А. А.** О содержании тантала и иобита в слюдах из гранитоидов СССР.— «Геохимия», 1966, № 9, с. 1063—1069.

**Ситний А. А., Разина И. С.** О химическом составе литиевых слюд из метасоматически измененных гранитов.—«Геохимия», 1963, № 7, с. 695—698.

**Скрейнмакер Ф. А.** Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. М., ИЛ, 1948. 214 с.

**Скрипичина В. В.** Щелочная вулканоплутоническая ассоциация пород вряжнего течения р. Хилка (Юго-Западное Забайкалье).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 10. Улаи-Удэ, 1966, с. 15—25.

**Смирнов С. С.** О тихоокеанском рудном поясе.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 2, с. 17—23.

**Смолянский Е. Н., Гончар Г. А., Мордвин А. П.** О строении Биту-Джидинского массива мезозойских гранитоидов (бассейн р. Дзиды).—«Труды Иркутского политехнич. ин-та», 1966, вып. 30, с. 61—74.

**Соболев В. С.** О терминах «щелочной амфибол» и «щелочной пироксен».—«Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва», 1951, № 5, с. 316—318.

**Солодов Н. А.** Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 234 с.

Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометаллических пегматитов. М., «Наука», 1971. 292 с.

Старченко В. В. Геолого-тектонический очерк Центрального Забайкалья.— В кн.: *Тектоника Сибири*. Т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 189—208.

Тарарин Н. А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М., «Наука», 1971. 144 с.

Таттл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью.— В кн.: *Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд*. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 74—79.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

Таусон Л. В. О геохимических типах гранитоидов.— В кн.: *Ежегодник-1972*. СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 70—75.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1974. 284 с.

Темников Ю. И. Структурные особенности редкометаллических гранитных массивов Восточной Сибири. М., «Недра», 1972. 153 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.

Тихомиров П. И., Козубова Л. А., Тихомиров П. И., Казинин Ю. В. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964. 215 с.

Тшениндорф Г., Болдуан Х. Олово-, олово-вольфрам- и вольфрамсодержащие месторождения в Германской Демократической Республике.— В кн.: *Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена*. М., СЭВ, 1966, с. 337—364.

Тугаринов А. И. Об эволюции рудообразования в истории Земли.— В кн.: *Геохимия*. М., «Наука», 1972, с. 43—50.

Тугаринов А. И., Коваленко В. И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М., «Наука», 1973, с. 1—107.

Тугаринов А. И., Навленко А. С., Коваленко В. И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным.— *Геохимия*, 1968, № 12, с. 1419—1436.

Тулохонов М. И. К металлогении древних метасоматических образований одного из районов Восточной Сибири.— В кн.: *Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья*. Вып. III. Чита, 1967, с. 52—58.

Ушкэв В. И., Богуславский И. С. *Геологическое положение, строение и состав альбититов Бурал-Хангайского массива (Центральная Монголия)*.— *Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.*, 1969, вып. 14, с. 71—74.

Фельдман Л. Г., Бугаец А. И., Матнас В. В., Наресев В. А., Ставров О. Д., Тимофеев И. П. Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности.— В кн.: *Геология месторождений редких элементов*. Вып. 31. М., «Недра», 1967. 62 с.

Флала Ф. Магматическая и метасоматическая дифференциация гранитоидов Славковского (Цисаржского) леса.— В кн.: *Проблемы петрологии и генетической минералогии*. Т. I. М., «Наука», 1969, с. 299—315.

Флнько В. И. К вопросу о распространении редких и редкоземельных элементов и минералов в эффузивных породах.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1964, № 11, с. 90—94.

Хасин Р. А. Магматизм монгольской части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дис. М., 1972. 40 с.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордеев И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В кн.: *Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений*. М., «Наука», 1966, с. 277—315.

Челищев Н. Ф. О взаимоотношениях калиевого полевого шпата и мусковита при повышенных температурах и давлениях.— В кн.: *Экспериментальные исследования процессов минералообразования*. М., «Наука», 1970, с. 137—140.

Черник Л. Н. Околорудные изменения вмещающих пород альбитизированных, грейзенизированных тапталитовых гранитов Восточной Сибири.— В кн.: *Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму*. Л., 1966, с. 132—140.

Черник Л. Н., Бабкин А. С. Метасоматически измененные граниты в Восточном Забайкалье и некоторые особенности их генезиса.— *Зап. Всесоюз. минералог. о-ва*, 1963, ч. 92, вып. 2, с. 159—172.

Четвериков С. Д. *Руководство к петрохимическим подсчетам*. М., Госгеолтехиздат, 1956. 246 с.

Чумаков А. А. Петрология и металлогения щелочных гранитов Кольского полуострова.— *Докл. АН СССР*, 1947, т. VII, № 1, с. 78—84.

Чумаков А. А. О происхождении щелочных гранитов Кейв.— В кн.: *Щелочные граниты Кольского полуострова*. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 308—369.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 226 с.

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Печасва Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— В кн.: *Геология месторождений редких элементов*. Вып. 12—13. М., Гостехиздат, 1961. 178 с.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968. 180 с.

Щелочные граниты Кольского полуострова. Сборник статей. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958. 374 с.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960. 182 с.

Щерба Г. Н., Овчаренко Е. Ф., Малькова Р. П. Молодые граниты и грейзены Нигера.—Изв. АН СССР. Серия геол., 1967, № 2, с. 56—66.

Щерба Г. Н., Степанов В. В., Мухля К. А., Масгутов Р. В. Бериллиевое и тантал-ниобиевое оруденение в связи с гранитоидами. Алма-Ата, «Наука», 1964, с. 1—149.

Щербина В. В. Окислительно-восстановительные процессы в магмах.— В кн.: Геохимия. М., «Наука», 1972, с. 7—11.

Янецка И. Месторождения олова в ЧССР и методика их поисков.— В кн.: Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. М., СЭВ, 1966, с. 300—322.

Ajakaiye D. E. A gravity interpretation of the Liruei Younger Granite ring complex of Northern Nigeria.—«Geol. Mag.», 1968, v. 105, p. 256—263.

Ajakaiye D. E. Gravity measurements over the Nigerian Younger Granite province.—«Nature», 1970, v. 225, p. 50—52.

Aubert G. Donnees nouvelles sur le qite de lithium et etain de Montebbras (Creuse).—«Compt. rend. Soc. geol. France», 1962, N 1, p. 17—20.

Aubert G., Bonnici J. P. Observations sur les phenomenes albitization les mineralizations en lithium, fluor, etain, tungstene et la denouverte du beryl dans le massif granitique d'Echassieres (Allier).— Compt. rend 88<sup>e</sup> Congr. nat. Soc. savent. Clermont — Ferrand, 1963, p. 119—126.

Aubert G., Autran A., Burnol L. L'albitite quartzique a lepidolite de Beavoir, variete d'apogranite.—«Compt. rend Acad. Sci.», Paris. 1965, Cr. 9, t. 260, N 23, p. 32—34.

Bailey D. K. The stability of acmite in the presense of H<sub>2</sub>O.—«Amer. J. Sci.», 1969, v. 267-A, Schairer v., p. 1—16.

Bailey D. K., Schairer J. F. Feldspar liquid equilibria in peralkaline liquids — the ortoclasite effect.—«Amer. J. Sci.», 1964, v. 262, p. 72—80.

Bailey D. K., Schairer J. F. The system Na<sub>2</sub>O — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — SiO<sub>2</sub> at latmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks.—«J. Petrology», 1966, v. 7, N 1, p. 114—170.

Baker B. H., Mohr P. A., Williams L. A. J. Geology of the Eastern Rift System of Africa.—«Geol. Soc. Amer. Bull.», 1972, v. 83, N 1, p. 255—260.

Barberi F., Gasfarini P., Innocenti F., Villari F., Villari L. Volcanism of the Southern Turrhenian Sea and its geodynamic implications.—«J. Geophys. Res.», 1973, v. 78, N 23, p. 5221—5232.

Barth T. W. F. Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. II. Systematic petrography of the plutonic rocks.—«Skrifter utd. av Det Norske Videnskaps — Akademi i Oslo. I. Mat. — naturr. Klasse», 1944, N 9, p. 104—129.

Bernstein K. H., Bluner H.-J., Bolduan H., Brause H., Douffet H., Hirschmann G., Hoff K., Lorenz W., Mibus P., Mucke C., Scheumann K. Frläuterung zur Geologischen Übersichtskarte der Bezirke Dresden, Karl-Marx Stadt und Leipzig 1: 400 000. Freiberg, 1972.

Birle J. D., Tellenhorst R. Refined muscovite structure.—«Miner. Mag.», 1968, v. 36, N 282, p. 883—886.

Bolduan H. Geologie und genese der Zinn-Wolframlager — stätte Geyer (Erzgeb.) — «Freiberger Forschungshefte», 1963<sub>1</sub>, H. C167, S. 7—34.

Bolduan H. Geologische Ergebnisse von Bohrungen auf Verdeckte Granitaufwölbungen im Raum Geyer-Ehrenfriedersdorf.—«Freiberger Forschungshefte», 1963<sub>2</sub>, H. C167, S. 95—105.

Bolduan H. Die Zinnmineralization im Erzgebirge.—«Geologie», 1972, Jahrgang 21, II, 6, S. 677—692.

Bolduan H., Hoffman M. Geologie und Erkundungsergebnisse der Zinnerzlagertstätte «Vierung» bei Ehrenfriedersdorf.—«Freiberger Forschungshefte», 1963, H. C167, S. 66—83.

Borg I. Y. Optical properties and cell perametres in the Glaucophane-Riebeckite series.—«Contr. Min. and Petrol.», 1967, v. 15, N 1, p. 67—93.

Borley G. D. Amphiboles from Younger Granites of Nigeria. Part I. Chemical classification.—«Miner. Mag.», 1963, v. 333, p. 393—417. (Department of Geology, Imperial College, London, S. W. 7).

Bowden P. Zirconium in Younger Granites of Northern Nigeria.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1966, v. 30, N 10, p. 985—994.

Burnol L. Geochimie du be ryllium et types de concentration dans les leuco-granites du massif central francais.—«B. R. G. M.», Paris, 1974, N 85, p. 112—117.

Burnol L. in cooperation A. Autran, J.-P. Bonnici, J. Geffroy. Acid granites and associated metallization in the North-Western part of the French Central Masse.—«B. R. G. M.», Paris, 1974, N 85, p. 56—61.

Butler I. R., Smith A. Z. Zirconium, niobium and certain other trae elements in some alkali igneous rocks.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1962, v. 26, N 9, p. 945—954.

- Butler I. R., Thompson A. I. Caesium in some alkali granites (Younger Granites) of Northern Nigeria.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1963, v. 27, p. 769—773.
- Butler I. R., Thompson A. I. Zirconium: hafnium ratios in some igneous rocks.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1965, v. 29, N 3, p. 167—176.
- Campbell Smith W. C. A classification of some rhyolites trachites and phonolites from part Kenya Colony, with a note on some associated basaltic rocks.—«Quart. J. Geol. Soc.», 1931, v. 87, p. 212—221.
- Carmichael J. S. E. Pantelleritic liquids and their phenocrysts.—«Miner. Mag.», 1962, v. 33, N 257, p. 86—114.
- Carmichael J. S. E., MacKenzie W. S. Feldspar-liquid equilibria in pantellerites: an experimental study.—«Amer. J. Sci.», 1963, v. 261, N 4, p. 382—396.
- Chaudhry M. Nawaz, Howie R. A. Topaz from the Meldon aplite, Devonshire.—«Miner. Mag.», 1970, v. 37, N 290, p. 717—720.
- Chauris L. Albitites quartziques et microalbitites quartziques des environs de Morlaix (massif armoricain).—«C. R. Sci. geol. France», 1971, N 7, p. 354—356.
- Christiansen R. L., Lipman F. W. Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic.—«Philos. Trans. R. Soc.», London, 1972, v. A271, N. 1213, p. 249—284.
- Coleman R. G., Papike J. J. Alkali amphiboles from the blueschists of Cazadero, California.—«J. Petrology», 1968, v. 9, N 1, p. 105—122.
- Cox K. G., Gass I. G., Mallick D. J. The peralkaline volcanic suite of Aden, South Arabia.—«J. Petrology», 1970, v. 11, N 3, p. 433—463.
- Crowley M. S., Roy R. Crystalline solubility in the muscovite and phlogopite groups.—«Amer. Miner.», 1964, v. 49, N 3—4, p. 353—363.
- Čada M., Novak J. K. Spatial distribution of greisen types at the Cinovec south tin deposit.—In: Metallization associated with acid magmatism. V. 1. Praha, 1974, p. 383—389.
- Čada M., Novak J. K., Štemprok M. Tin-tungsten deposit Cinovec.—In: Metallogeny of tin and tungsten in the Crusne Hory — Erzgebirge. Praha, MAWAM, 1974, p. 36—38.
- Dahm K.-P., Habekuss Fr., Lange H. Ergebnisse von geochemischen Erkundungsarbeiten auf im Ostergebirge.—«Freiberger Forschungshefte», 1967, H. C218, S. 83—93.
- Dickinson D. R., Gibson I. L. Feldspar fractionation and anomalous Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios in a suite of peralkaline silicic rocks.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 1, p. 231—239.
- Dietrich R. V., Heier K. S. Differentiation of quartz-bearing syenite (nordmarkite) and riebeckite-arfvedsonite granite (ekerite) of the Oslo series.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1967, v. 31, N 2, p. 275—280.
- Dietrich R. V., Heier K. S., Taylor S. R. Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. (Part) 20. Petrology and geochemistry of ekerite.—«Norske Vidensk. Akad. Oslo SKv., Mat-Natur. Kl., New Ser.», 1965, N 19, p. 34—56.
- Dodge F. C. W., Ross D. C. Co-existing hornblendes and biotites from granitic rocks near the San Andreas fault, California.—«J. Geol.», 1970, v. 79, N 2, p. 158—172.
- Ekren E. B. Geologic setting of Nevada Test Suite and Nellis Air Force Range.—In: Nevada Test Suite, 1968, p. 11—19.
- Elliot C. I., Moss A. A. Natural glass from Macusani, Peru.—«Miner. Mag.», 1965, v. 35, N 270, p. 423—424.
- Ernst W. G. Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions.—«J. Geol.», 1962, v. 70, N 6, p. 689—737.
- Ernst W. G. Amphiboles. Crystal Chemistry, phase relations and occurrence. (Minerals, Rocks and Inorganic Mater., v. 1). Berlin — Heidelberg — New-York, Springer, 1968, X. 125 S.
- Eugster H. P. Thermal and ionic equilibria among muscovite, K-feldspar and aluminosilicate assemblages.—«Fortschr. Miner.», 1970, v. 47, N 1, p. 106—123.
- Ewart A., Taylor S. R., Capp A. C. Geochemistry of the pantellerites of Mayor Island, New Zealand.—«Contr. Min. and Petrol.», 1968, v. 17, N 2, p. 116—140.
- Flinter B. H., Hesp W. R., Rigby D. Selected Geochemical, Mineralogical and Petrological features of Granitoids of the New England Complex, Australia and their relation to Sn, W, Mo and Cu Mineralization.—«Econ. Geol.», 1972, v. 67, N 8, p. 1241—1262.
- Foster M. D. Correlation of dioctahedral potassium micas on the basis of their charge relations.—«U. S. Geol. Survey Bull.», 1956, v. 1036-D, p. 57—68.
- Foster M. D. Interpretation of the composition of lithium micas.—«U. S. Geol. Survey Prof. Papers», 1960<sub>1</sub>, v. 354-E, p. 114—147.
- Foster M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas.—«U. S. Geol. Survey Prof. Papers», 1960<sub>2</sub>, v. 354, p. 84—101.
- Foster M. D. Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas.—«Amer. Miner.», 1960<sub>3</sub>, v. 45, p. 383—389.
- Foster M. D., Evans H., jr. The new study of cryophyllite.—«Amer. Miner.», 1962, v. 47, N 3/4, p. 344—352.

- Frost M. T. Amphiboles from Younger Granites of Nigeria. Part II. X-ray data.—«Miner. Mag.», 1963, v. 33, N 260, p. 377—384.
- Gass I. G., Mallick D. I. J. Acid volcanism on the South Arabian Coast.—«Bull. volcanol.», 1966, t. 29, p. V, p. 449—450.
- Gibson I. L. A pantelleritic welded ash-flow tuff from the Ethiopian Rift Valley. — «Contr. Min. and Petrol.», 1970, v. 28, p. 89—111.
- Gibson I. L. The petrogenesis of a suite of pantellerites from the Ethiopian Rift.— «J. Petrology», 1972, v. 13, N 1, p. 31—45.
- Gottesman B. Ueber einige Lithium-Glimmer aus Zinnwald und Altenberg in Sachsen.—«Geologie», 1962, Bd. 11, S. 1164—1176.
- Gottini V. Some remarks on contact anatexis.—«Bull. volcanol.», 1970 (1971), v. 34, N 2, p. 406—413.
- Gottini V. Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria.—«Bull. volcanol.», 1969, v. 33, N 3, p. 818—827.
- Griffiths W. P., Powers H. A. Beryllium and fluorine content of some silicic volcanic glasses from Western United States.—«Geol. Surv. Bull.», 1966, v. 1214-C, p. C17—C24.
- Griffiths W. R., Rader L. F., jr. Beryllium and fluorine in mineralized tuff Spor Mountain, Juab County, Utah.—«U. S. Geol. Surv. Prof. Papers», 1963, v. 475-B, p. B16 — B19.
- Groves D. I., Taylor R. G. Greisenization and mineralization at Anchor tin mine, northeast Tasmania.—«Applied earth science, Transactions, Section B, of the Inst. of Mining and Metallurgy», 1973, v. 82, p. B135—B146.
- Güven N., Burnham C. W. The crystal structure of 3T muscovite.—«Z. Kristallogr.», 1967, Bd 125, S. 163—183.
- Hawley C. C., Huffman C., jr. Hamilton J. C., Rader L. F., jr. Geological and geochemical features of the Redskin granite and associated rocks Lake George Beryllium area, Colorado.—«U. S. Geol. Surv. Prof. Papers», 1966, v. 550C, p. 138—147.
- Himmelberg G. R., Papike J. J. Co-existing amphiboles from Blueschist facies metamorphic Rocks.—«J. Petrology», 1969, v. 10, N 1, p. 102—114.
- Hodgson A. A., Freeman A. G., Taylor H. F. The thermal decomposition of crocidolite from Koegas, South Africa.—«Miner. Mag.», 1965, v. 35, N 269, p. 201—212.
- Huebner J. St., Papike J. J. Synthesis and crystal chemistry of sodium-potassium richterite (Na, K)<sub>1</sub>NaCaMg<sub>2</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH, F)<sub>2</sub>: A model for amphiboles.—«Amer. Miner.», 1970, v. 55, N 11—12, p. 1973—1992.
- 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, p. 81—96.
- Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis: melting and crystallization of granite and pegmatite.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1958, v. 69, N 12, part 2, p. 1600—1629.
- Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatite.—«Econ. Geol.», 1969, v. 64, N 8, p. 843—864.
- Jakes P., White A. J. R. K/Rb ratios of rocks from island arcs.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1970, v. 34, N 8, p. 849—857.
- Jancečka J., Malasek F., Štemprok M. Krupka Ore District.— In: Metallogeny of tin and tungsten in the Crusne Hory — Erzgebirge. Praha, MAWAM, 1974, p. 30—36.
- Jarchovsky T., Pavlu D. Slavkovsky les — Krasno — Vysoky Kamen Area.— In: Metallogeny of tin and tungsten in the Crusne Hory — Erzgebirge. Praha, MAWAM, 1974, p. 51—57.
- Klominsky J., Groves D. I. The contrast in granitic rock types associated with tin and gold mineralization in Tasmania.—«The Australian Inst. of Mining and Metallurgy Proceedings», 1970, N 234, p. 71—80.
- Knorring O. von. Some geochemical aspects of a columbite-bearing soda granite from south east Uganda.—«Nature», 1960, v. 188, N 4746.
- Kovalenko V. I. On the chemical composition, properties and mineral paragenesis of riebeckite-arfvedsonite.— In: International Mineralogical Association paper and Proceedings of the 5th General Meeting, Cambridge, 1966. Mineral. Soc. London, 1968, p. 261—285.
- Kovalenko V. I. On the genesis of rare-metal granites and their mineralization.— In: Metalization associated with acid magmatism. Praha, 1974, v. 1, p. 197—201.
- Kühne R. Tin-tungsten deposit of Geyer.— In: Metallogeny of tin and tungsten in the Crusne Hory — Erzgebirge. Praha, MAWAM, 1974, p. 46—47.
- Kühne R., Wasternack J., Schulze H. Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge. C. Postmagmatische Metasomatose im Endo — Exokontakt der jüngeren postkinematischen Granite des Erzgebirges.—«Geologie», 1972, Jahr. 21, H. 4/5, S. 493—520.
- Lange H., Tischendorf G., Pälchen W., Klem I., Ossenkopf W. Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge. B. Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges.—«Geologie», 1972, Jahr. 21, H. 4/5, S. 457—493.
- Luth W. C., Tuttle O. F. The alkali feldspar solvus in the system Na<sub>2</sub>O — K<sub>2</sub>O — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — SiO<sub>2</sub> — H<sub>2</sub>O.—«Amer. Miner.», 1966, v. 51, N 9—10, p. 1359—1373.

- MacAnulty W. N., Levinson A. A.** Rare alkali and beryllium mineralization in volcanic tuffs, Honey Comb Hills, Juab County, Utah.—«Econ. Geol.», 1964, v. 59, N 5, p. 768—774.
- MacDonald R.** Tektonic setting and magma associations.—«Bull. Volcanol.», v. XXXVIII, 3, p. 575—593.
- MacDonald R., Bailey D. K., Sutherland D. S.** Oversaturated peralkaline glassy trachytes from Kenya.—«J. Petrology», 1970, v. 11, N 3, p. 507—517.
- Marco F., Franco S.** Crystal data on 1M and 2M<sub>2</sub> lepidolites.—«Contr. Min. and Petrol.», 1969, v. 23, N 3, p. 257—270.
- Marshall P.** Geology of Mayor Island.—«Trans. Roy. Soc. New Zealand», 1936, v. 66, p. 337—352.
- Miyashiro A.** The chemistry, optics and genesis of the alkali amphiboles.—«Univ. Tokyo J. Fac. Sci., Sec. II», 1957, v. 11, part 1, p. 57—83.
- Mohr P. A.** Ethiopian Rift and Plateaus: Some volcanic petrochemical differences.—«J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, p. 1967—1984.
- Munoz J. L.** Physical properties of synthetic lepidolites.—«Amer. Miner.», 1968, v. 53, N 9—10, p. 1490—1502.
- Munoz J. L.** Hydrothermal stability relations of synthetic lepidolite.—«Amer. Miner.», 1971, v. 56, N 11—12, p. 2069—2088.
- Munoz J. L., Eugster H. P.** Experimental control of fluorine reactions in hydrothermal systems.—«Amer. Miner.», 1969, v. 54, N 5—6 p. 1014—1019.
- Murthy M. V. N., Venkataraman P. K.** Petrogenetic significance of certain platform peralkaline granites of the world.— In: Upper Mantle Sympos. New Delhi, 1964, Copenhagen, 1965, p. 127—149.
- Nemoto T.** Preliminary note on alkaline rhyolites from Tokati, Hokkaido.—«J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.», 1934, ser. 4, v. 2, p. 300—302.
- Nicholls J., Carmichael I. S. E.** Peralkaline acid liquids: a petrological study.—«Contr. Min. and Petrol.», 1969, v. 20, p. 268—281.
- Nickel E. H., Mark E.** Arfvedsonite and aegirine-augite from Seal Lake, Labrador.—«Canad. Miner.», 1965, v. 8, N 2, p. 185—197.
- Nicolas A.** Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type?—«Nature», 1972, v. 236, N 5344, p. 221—223.
- Noble D. C.** Comenditic volcanic rocks in the western United States.—«Geol. Soc. Amer. Spec. Papers», 1966, v. 87, p. 117—118.
- Noble D. C.** Kane Springs Wash volcanic center, Lincoln County, Nevada, in Nevada test suite — studies in geology and hydrology.—«Geol. Soc. Amer. Mem.», 1968, v. 10, p. 109—117.
- Noble D. C., Chipman D. W., Giles D. L.** Peralkaline silicic rocks in north-western Nevada.—«Science», 1968, v. 160, p. 1337—1338.
- Noble D. C., Haffty J.** Minor-element and revised major-element contents of some Mediterranean pantellerites and comendites.—«J. Petrology», 1969, v. 10, N 3, p. 502—509.
- Noble D. C., Haffty J., Hedge C. E.** Strontium and magnesium contents of some natural peralkaline silicic glasses and their petrogenetic significance.—«Amer. J. Sci.», 1969, v. 267, N 5, p. 598—610.
- Noble D. C., Hedge C. E.** Distribution of rubidium between sodic sanidine and natural silicic liquid.—«Contr. Min. and Petrol.», 1970, v. 29, N 3, p. 234—241.
- Noble D. C., Korringa M. K., Hedge C. E., Ridge G. O.** Highly differentiated subalkaline rhyolite from Glass Mountain, Mono County, California.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 4, p. 1179—1188.
- Noble D. C., Smith V. C., Peck L. C.** Loss of galogens from crystallized and glassy silicic rocks.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1967, v. 31, N 2, p. 215—225.
- Noble J. A.** Metal province in the western United States.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, N 6, p. 1607—1624.
- Noekolds S. R., Richey J. E.** Replacement veins in the Moure Mountains Granites, N. Ireland.—«Amer. J. Sci.», 1943, v. 237, p. 27—47.
- Oftedal C.** Permian rocks and structures of the Oslo region (in «Geology of Norway»).—Norges Geol. Unders. kelse, 1960, N 208, p. 298—343.
- Orkild P. P., Byers F. M., jr., Hoover D. L., Sargent K. A.** Subsurface geology of Silent Canyon caldera, Nevada Test Suite, Nevada.— In: Nevada Pest Suite, 1968, p. 65—75.
- Parsons I.** Petrology of the Puklen syenite — alkali granite complex, Nunarssuit, south Greenland.—«Medd. Greenland», 1972, v. 195, N 3, p. 1—75.
- Patton H. B.** Topaz-bearing rhyolite of the Thomas Range, Utah.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1908, v. 19, pls 12—13, p. 177—192.
- Pauly H.** Ivgitut cryolite deposit, SW Greenland.— In: Metallization associated with acid magmatism. V. 1. Praha, 1974, p. 393—400.
- Pälchen W., Tischendorf G.** Some special problems of petrology and geochemistry in the Erzgebirge, G. D. R.— In: Metallization associated with acid magmatism. V. 1. Praha, 1974, p. 206—210.
- Pemister J.** The riebeckite-bearing dikes of Shetland.—«Miner. Mag.», 1950, v. 29, N 211, p. 359—373.

- Phillips R. Amphibole compositional space.—«Miner. Mag.», 1966, v. 35, N 275, p. 945—953.
- Phillips R., Rowbotham G. Studies on synthetic alkali amphiboles.— In: International Mineralogical Association Paper and Proceedings of the 5th General Meeting, Cambridge, 1966, Mineralogical Society, London, 1968, p. 249—254.
- Phillips J. D., Foreyth D. Plate tectonics, palaeomagnetism and the opening of the Atlantic.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 6, p. 1579—1600.
- Philpotts J. A., Schnetzler C. C. Phenocryst matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with application to anorthosite and basalt genesis.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1970, v. 34, N. 3, p. 307—322.
- Piwinskii A. J. Experimental studies of igneous rocks series, central Sierra Nevada batholith, California. Part II.—«Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.», 1973, N 5, p. 193—215.
- Radoslovich E. W. The structure of muscovite,  $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ .—«Acta Cryst.», 1960, v. 13, p. 919—921.
- Radoslovich E. W. The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. V. Compositional limits.—«Amer. Miner.», 1963, v. 48, N 3—4, p. 348—367.
- Ribbe P. H., Rosenberg P. E. Optical and X-ray determinative methods for fluorine in topaz.—«Amer. Miner.», 1971, v. 56, p. 1812—1821.
- Rieder M. Zinnwaldite: octahedral ordering in lithium-iron micas.—«Science», 1968, v. 160, N 3834, p. 1338—1340.
- Rieder M., Haka M., Kucerova D., Minarie L., Obermajer J., Povodra P. Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krusne Hory Mts. (Erzgebirge), Part A. Chemical composition.—«Contr. Min. and Petrol.», 1970, v. 27, N. 2, p. 109—122.
- Rieder M. Stability and physical properties of synthetic lithium-iron micas.—«Amer. Miner.», 1971, v. 56, N 1—2, p. 256—280.
- Roberts D. G., Matthews D. H., Eden R. A. Metamorphic rocks from the southern end of the Rockall Bank.—«J. Geol. Soc. Lond.», 1972, v. 128, p. 501—506.
- Roedder E., Coombs D. S. Imiscibility in granitic melts indicated by fluid inclusions in Ejected granitic blocks from Ascension Island.—«J. Petrology», 1967, v. 3, N 3, p. 417—453.
- Rosenberg P. E. Variations in the unit-cell dimensions of topaz and their significance.—«Amer. Miner.», 1967, v. 52, p. 1890—1895.
- Rosenberg P. E. Compositional variations in synthetic topaz.—«Amer. Miner.», 1972, v. 57, p. 169—187.
- Rosenberg P. E. Paragenesis of the topaz-bearing portion of the Bown Derby N 1 Pegmatite, Gunnison County, Colorado.—«Amer. Miner.», 1972, v. 57, p. 571—583.
- Ross M., Papike J. J., Shaw K. W. Exsolution textures in amphiboles as indicators of subsolidus thermal histories.— In: Pyroxenes and Amphiboles: Crystal Chemistry and Phase Petrology. Miner. Soc. Amer., Spec. Publication N 2, 1969, p. 275—299.
- Ross M., Papike J. J., Weiblen P. W. Exsolution in clinoamphiboles.—«Science», 1968, v. 159, N 3819, p. 1099—1102.
- Rub M. G., Pavlov V. A. Geochemical and petrographical features of granitoids accompanied by stanniferous, rare-earth and tungsten mineralization.— In: Metallization associated with acid magmatism. V. 1. Praha, 1974, p. 210—215.
- Sabine P. A. The geology of Rockall, North Atlantic.—«Bull. Geol. Survey Gt. Britain», 1960, N 16, p. 156—178.
- Schlaegel G. Tin deposit of Altenberg.— In: Metallogeny of tin and tungsten in the Krusne Hory — Erzgebirge. Praha, MAWAM, 1974, p. 38—41.
- Schnetzler C. C., Philpotts J. A. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1970, v. 34, N 3, p. 331—340.
- Schulze H., Osenkopf P., Schöning C. Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungsergebnisse aus der sog. Löwenhainer Greisenzone und der Hegelshöhe bei Bärenstein.—«Freiberger Forschungshefte», 1967, H. C 218, S. 63—82.
- Schust F. Zu den Granitvarietäten des Eibenstocker Zinnreviers im Westerzgebirge.—«Z. angew. Geol.», 1965, Bd. 11/H., S. 4—11.
- Schust F. Bemerkungen zur geologischen und strukturellen Charakterisierung der wolframführenden Mineralizationen, ins Besondere der Quarz-Wolframit-Gänge des Westerzgebirgischen Teilplutons (Teil 1 und 2).—«Z. angew. Geol.», 1972, Bd 18/H 1, 2, S. 2—10, 56—62.
- Schust F., Striegler R., Oemler M. Bemerkungen zur räumlichen Verteilung von Turmalin-Quarz-Knollen im Eibenstocker Granitmassiv.—«Z. angew. Geol.», 1970, Bd. 16/H. 3, S. 113—122.
- Schust F., Wasternack J. Über das Auftreten von schlotförmigen Brekzienkörpern bei Gottesberg und Mühlleithen im Granitmassiv von Eibenstock, Erzgebirge.—«Z. angew. Geol.», 1972, Bd 18/H. 8, 9, S. 337—346.
- Segnit R. E., Kennedy G. C. Reactions and melting relations in system muscovite-quartz at high pressures.—«Amer. J. Sci.», 1961, v. 259, p. 280—287.
- Shawe D. R. Arizona-New Mexico and Nevada — Utah beryllium belts.—«Geol. Surv. Prof. Pap.», 1966, v. 550-C, p. 206—213.

- Shawe D. R., Bernolds S. Beryllium content of volcanic rocks.—«Geol. Surv. Bull.», 1966, v. 1214-C, p. C58—C65.
- Shawe D. R., Wayne M., Duke W. Lithium, associate with beryllium in rhyolitic tuff at Spor Mountain, Western Juab County, Utah.—«U. S. Geol. Surv. Prof. Papers.», 1964, v. 501-C, p. 109—116.
- Shuifling R. D. Tin belts on the continents round the Atlantic Ocean.—«Econ. Geol.», 1967, v. 62, p. 540—550.
- Smith R. L., Bailey R. A. The Bandelier tuff: a study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chamber.—«Bull. Volcand.», 1967, v. 31, p. 29—40.
- Solomon M., Groves D. I., Klominsky J. Metallogenesis in the Tasman Orogenic Zone of Australia.—24th IGC, 1972<sub>1</sub>, Section 4, p. 137.
- Solomon M., Groves D. I., Klominsky J. Metallogenic provinces and districts in the Tasman Orogenic Zone of Eastern Australia.—«The Australian Inst. of Mining and Metallurgy Proceedings», 1972<sub>2</sub>, N 242, p. 9—24.
- Sorensen H. On the history of exploration of the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland.—«Medd. Gronl.», 1967, v. 181, N 3, p. 1—34.
- Sorensen H. Rhythmic igneous layering in peralkaline intrusions.—«Lithos», 1970, v. 2, p. 261—283.
- Staatz M. H. Geology of the beryllium deposits in the Thomas Range, Juab County, Utah.—«U. S. Geol. Surv. Bull.», 1963, v. 1142-M, p. 122—135.
- Staatz M. H., Griffiths B. R. Beryllium-bearing tuff in the Thomas Range, Juab County, Utah.—«Econ. Geol.», 1961, v. 56, N 5, p. 941—950.
- Stark M. Erzgebirgsgranit von Graupen, als Mikrogranit, porphyrisch, mit primären Topaz in zwei Generationen.—«Lotos», 1932, Bd 80, p. 1—7.
- Stevens R. E. New analyses of lepidolites and their interpretation.—«Amer. Miner.», 1938, v. 23, N 10, p. 607—628.
- Stevens R. E. A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members.—«Geol. Surv. Bull. 950. Contributions to geochemistry 1942—1945», 1946, p. 101—121.
- Stewart D. B. Petrogenesis and mineral assemblages of lithium rich pegmatites.—«Geol. Soc. Amer. Spec. Papers», 1964, v. 76, p. 76—87.
- Sundius N. The classification of the hornblendes and the solid solution relation in amphibole group.—«Sver. Geol. Unders. Arsbok», 1946, v. 40, N 4, p. 142—150.
- Štemprok M., Šulček Z. Geochemical profile trough an ore-bearing lithium granite.—«Econ. Geol.», 1969, v. 64, N 4, p. 392—404.
- Tägl F., Baumann L. Tin deposit of Ehrenfriedersdorf. — In: Metallogeny of tin and tungsten in the Krusné Hory — Erzgebirge. — Praha, MAWAM, 1974, p. 42—46.
- Takeda H., Donnay J. D. H. Trioctahedral One-Layer Micas. III. Crystal structure of a synthetic lithium fluormica.—«Acta Cryst.», 1966, v. 20, p. 638—647.
- Tauson L. V. The geochemical types of granitoids and their potential ore capacity.— In: Metallization associated with acid magmatism. V. 1. Praha, 1974, p. 221—228.
- Tauson L. V., Kovalenko V. I., Znamenskaya A. S., Petrov L. L., Legeido V. A., Popolitov E. I., Prokopenko S. R. Distribution of rare-earth elements (R.E.), yttrium, beryllium, and tin in alkaline granitoides and their metasomatites.— Ahrens: Origins and Distribution of the Elements. Paris, 1968, p. 663—677.
- Taylor S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1964, v. 28, p. 1273.
- Thompson R. N., MacKenzie W. S. Feldspar-liquid equilibria in peralkaline acid liquids: an experimental study.—«Amer. J. Sci.», 1967, v. 265, N 8, p. 714—735.
- Tischendorf G. Zur Geochemischen Spezialisierung der Granite des Westerbirgischen Teilpluton.—«Geologie», 1970, Jahr. 19, H. 1, S. 17—25.
- Tischendorf G. The metallogenetic basis of tin exploration in the Erzgebirge.—«Applied earth science», 1973, v. 82, B9—B24.
- Tischendorf G., Friese G., Schindler R. Die Dunkelglimmer der westerbirgisch-vogtländischen Granite und ihre Bedeutung als petrogenetische und metallogenetische Indikatoren (I und II).—«Geologie», 1969, Jahr. 18, H. 4, 9, S. 383—399, S. 1023—1044.
- Tischendorf G., Hösel G., Lange H., Bolduan H. The geochemical and structural control of the tin mineralization in the Erzgebirge.—«Soc. Mining Geol. Japan. Spec. Issue», 1971, N 3, p. 15—19. (Proc. IMA-JAGOD Meetings '70, JAGOD vol.).
- Tischendorf G., Lächelt S., Pälchen W., Meinel G. Geochemical specialization of granitoides in the territory of the German Democratic Republic.—24th IGC, 1972, Section 4, p. 266—275.
- Tischendorf G., Wasternack J., Bolduan H., Bein E. Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland.—«Z. angew. Geologie», 1965, Bd 11, H. 8, S. 410—423.
- Tugarinov A. I., Kevalenko V. I., Sobatovich E. V., Znamensky E. B., Legeido V. A., Brandt S. B., Zihansky V. D. The distribution of lead isotopes, tin, niobium, tantalum, zirconium and hafnium in Nigerian granites.— In: Trans. Sympos. «Origin and distribution of the elements». Pergamon Press, 1968, p. 686—699.
- Turner D. C. A gravity interpretation of the Liruei ring Complex (Letter).—«Geol. Mag.», 1969, v. 106, N 1, p. 95—97.

Turner D. C. Review of the Younger Granites of Northern Nigeria.—«Note multi-graphique», 1959.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granites in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .—«The Geol. Soc. Amer., Mem.», 1958, v. 74, 453 p.

Velde D. Phengite Micas: Synthesis, stability and natural occurrence.—«Amer. J. Sci.», 1965, v. 263, N 10, p. 886—913.

Velde D. Upper stability of Muscovite.—«Amer. Miner.», 1966, v. 51, p. 924—929.

Vladykin N. V., Kovalenko V. I., Lapidus I. L. A new calcic zirconium silicate — Armstrongite; Armstrongite — Elpedite isomorphic series and mineral paragenesis of zircon minerals in alkaline granite pegmatites.— In: international Mineralogical Association VIth General Meeting, West Berlin and Regensburg, 1974, p. 76—78.

Washington H. S. The volcanoes and rocks of Pantelleria.—«J. Geol. Chicago», 1913, v. 21, p. 16—27.

Washington H. S. The volcanoes and rocks of Pantelleria.—«J. Geol. Chicago», 1914<sub>1</sub>, v. 22, p. 653—670, p. 683—713.

Washington H. S. The composition of Rockallite.—«Quart. J. Geol. Soc. London», 1914<sub>2</sub>, v. 70, p. 294—302.

Wasternack J., Kühne R., Schulze H. Late-magmatic and high — to medium — Temperature postmagmatic metasomatism in Saxonian Erzgebirge (DDR).— In: Metallization associated with acid magmatism. V. 1. Praha, 1974, p. 228—232.

Whittaker E. J. W. The crystal chemistry of the amphiboles.—«Acta Cryst.», 1960, v. 13, p. 291—309.

Whittaker E. J. W. Classification of the amphiboles.— In: International Mineralogical Association Paper and Proceedings of the 5th General Meeting, Cambridge, 1966, Mineralogical Societe. London, 1968, p. 232—243.

Winchell A. N. Further studies on the lepidolite system.—«Amer. Miner.», 1942, v. 27, p. 114—130.

Wones D. R., Eugster H. P. Stability of biotite: experiment, theory and application.—«Amer. Miner.», 1965, v. 50, N 9, p. 1228—1272.

Worth R. H. The geology of the Meldon Valleys near Okehampton, on the northern verge of Dartmoor.—«Quart. J. Geol. Soc.», 1920, v. 75, p. 77—114.

Wright J. B. South Atlantic continental drift and the Benue trough.—«Tectonophysics», 1969, v. 6, p. 301—310.

Wright G. B. Controls of mineralization in the Older and Younger tin fields of Nigeria.—«Econ. Geol.», 1970, v. 65, N 8, p. 945—951.

Wyllie P. I., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of  $\text{NH}_3$  and  $\text{HF}$  in addition to  $\text{H}_2\text{O}$  on the melting temperatures of albite and granite.—«Amer. J. Sci.», 1961, v. 259, N 2, p. 128—144.

Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovite.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1955, v. 8, p. 225—280.

Zak L. Minerogenetische Studie einer pegmatitisch — pneumatolytischen Paragenese von Krupka (Graupen) im Erzgebirge.—«Chem. der Erde», 1959, Bd, 20, S. 81—103.

Zakharchenko A. I. Genesis of rare-metal deposits in the formation of parent granites and postmagmatic bodies.— In: Metallization associated with acid magmatism. V. 1. Praha, 1974, p. 289—297.

Zonenchine L. P., Kuznin M. I., Kovalenko V. I., Saltykowsky A. J. Mesozoic structural — magmatic pattern and metallogeny of the western part of the Pacific Belt.—«Earth and Planetary Sci. Lett.», 1974, v. 22, p. 96—109.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Основные понятия, классификация редкометалльных гранитоидов и принятая терминология . . . . .	5
Контактовые соотношения гранитов с вмещающими породами, зональность и последовательность образования пород в массивах редкометалльных гранитоидов . . . . .	15
Химический состав породобразующих и некоторых второстепенных минералов редкометалльных гранитоидов . . . . .	27
Петрографическая характеристика редкометалльных гранитоидов . . . . .	50
Химический состав редкометалльных гранитоидов . . . . .	72
Геохимические черты редкометалльных гранитоидов . . . . .	97
Происхождение редкометалльных гранитоидов . . . . .	127
Некоторые провинции редкометалльных гранитоидов, особенности их пространственного размещения и положение редкометалльных гранитоидов в общей схеме интрузивного магматизма . . . . .	156
Заключение . . . . .	180
Литература . . . . .	186

*ВЯЧЕСЛАВ ИВАНОВИЧ КОВАЛЕНКО*

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОЦДОВ**

Ответственный редактор  
*Лев Владимирович Таусон*

Редактор *З. Д. Роскина*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. В. Растегая*  
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*  
Корректоры *Н. В. Кузнецова, Н. В. Клопотная*

---

Сдано в набор 30 июня 1976 г. Подписано в печать 5 мая 1977 г.  
МП04525. Формат 70×108 1/16. Бумага типографская № 1.  
13 печ. л., 18,2 усл.-печ. л.+1 вкл., 20,7 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз.  
Заказ № 189. Цена 2 р. 10 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск,  
99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77,  
Станиславского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

ВЫШЛИ В СВЕТ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры.
- Медно-молибденовая рудная формація (на примере Сибири и сопредельных районов).
- Березкин В. И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита.
- Пельман Ю. Л. Ранние среднекембрийские беззамковые брахиоподы Сибирской платформы.
- Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент.
- Кебезинская К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов.
- Физико-химические методы анализа минералов.
- Буряк В. А. Закономерности размещения и генезис золотого оруденения Байкало-Патомского нагорья.
- Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях.

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».*

Цена 2 р. 10 к.

2124