

Н. А. СОЛОДОВ

АЛЬБИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ И ИХ ГЕНЕЗИС

Одним из важнейших вопросов генезиса редкометалльных гранитных пегматитов является выяснение хронологической последовательности и способа образования альбитовых и слюдяных зон. С этими зонами пространственно и парагенетически тесно связана основная масса редкометалльных минералов, поэтому правильное решение данного вопроса важно не только для теории, но и для практики разработки пегматитовых месторождений. Вопрос о времени и способе образования альбитовых и слюдяных зон наиболее эффективно может быть рассмотрен на примере альбитового типа редкометалльных гранитных пегматитов, жилы которого почти пацело слагаются этими зонами.

Альбитовые пегматиты, генетически связанные с обычными щелочно-земельными гранитами, давно привлекали внимание исследователей. Еще в конце прошлого века Кросби и Фаллер (Crosby a. Faller, 1897) подробно охарактеризовали одну из таких жил, выделив ряд конкретных зон в ее внутреннем строении. Интересные описания альбитовых пегматитов дали Лакруа (Lacroix, 1922), Пекора и Фейхи (Pecora a. Fahey, 1949), Е. Камерон и др. (1951), В. И. Кузнецов (1955), Паулос (Paulose, 1957), Суперчану (Superchanu, 1957), С. Г. Шавло (1958) и многие другие. Нами альбитовые пегматиты изучались с 1950 г. на ряде пегматитовых полей Европейской части СССР и Азии.

А. Е. Ферсман (1940) отнес альбитовые пегматиты к первому подтипу V натро-литиевого типа своей классификации. А. А. Беус (1951) выделяет их в виде мусковито-альбитового подтипа, замещенного типа своей систематики. В классификации А. И. Гинзбурга (1955) они представлены типом альбитизированных и грейзенизированных пегматитов, а согласно другой его классификации (Гинзбург, 1957), они названы тантало-бериллиевыми пегматитами. По классификации К. А. Власова (1961), альбитовые пегматиты относятся к IV редкометалльно-замещенному типу. Среди других редкометалльных гранитных пегматитов альбитовый тип имеет весьма определенное положение, располагаясь между альбит-микроклиновым и альбит-сподуменовым типами (Солодов, 1959, 1961). От альбит-микроклиновых пегматитов альбитовые пегматиты отличаются не только значительно меньшим распространением микроклина, но и совершенным отсутствием таких практически ценных и типоморфных минералов, как поллуцит, лепидолит, рубеллит, воробьевит, кунцит, розовый мусковит, а также геохимическими свойствами и рядом других особенностей. От альбит-сподуменовых пегматитов они отличаются весьма малым развитием, а зачастую и совершенным отсутствием сподумена, мелкими размерами пегматитовых тел, их четкой зональностью и другими чертами.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Альбитовые пегматиты обычно представлены сравнительно мелкими телами типично жильной формы с раздувами и пережимками. Реже встречаются линзообразные тела. Размер их, как правило, не превышает первых сотен метров в длину и нескольких метров по мощности, лишь в отдельных случаях мощность их достигает 15—25 м.

Для выявления внутреннего строения альбитовых пегматитов нами было составлено около двух десятков крупномасштабных геологических планов и разрезов по жилам этого типа. Часть данного картографического материала приведена на рис. 1—4.

Все пегматитовые жилы описываемого типа, как правило, хорошо дифференцированы и характеризуются наиболее отчетливой зональностью из всех типов редкометалльных пегматитов. В пегматитах этого типа некоторые зоны мощностью всего несколько дециметров прослеживаются непрерывно на сотни метров. Границы между всеми зонами настолько отчетливы и резки (рис. 5), что их нередко можно картировать с точностью до сантиметра, чего нельзя сделать в пегматитах ни одного другого типа.

Как видно из геологических планов и разрезов, в сложении альбитовых пегматитов выделяются шесть зон (в порядке их расположения от зальбандов к осевым частям жилы):

1) апографическая кварц-альбитовая зона; 2) зона сахаровидного альбита; 3) зона клевеландита; 3а) кварц-клевеландит-сподуменовая зона; 4) зона чешуйчатого (или мелколистоватого) мусковита; 5) зона блокового микроклина; 6) зона блокового кварца.

Основной объем пегматитовых тел занимают первые три существенно альбитовые зоны, которые, совместно с кварцевым ядром, составляют не менее 85—90% объема любой жилы этого типа, почему он и называется альбитовым. Зоны блокового микроклина и чешуйчатого мусковита никогда не занимают более 5—10% объема пегматитовых тел. Лишь на верхних горизонтах некоторых жил в отдельных сечениях наблюдается сильное развитие зоны мелколистоватого мусковита (рис. 2). Однако с учетом нижних горизонтов мусковитовая зона обычно занимает не более 5%.

Необходимо отметить, что зона клевеландита и кварц-клевеландит-сподуменовая никогда не встречаются совместно в одном и том же пегматитовом теле и заменяют одна другую. В связи с этим тип альбитовых пегматитов можно подразделить на два подтипа:

1-й подтип — альбитовые пегматиты без сподумена; 2-й подтип — альбитовые пегматиты со сподуменом;

Ниже приводится краткая геолого-минералогическая характеристика выявленных зон.

1. Апографическая (или мелкозернистая) кварц-альбитовая зона, как правило, слагается крупнозернистым, реже таблитчатым альбитом № 5—10, очень редко альбит-олигоклазом. Отношение альбита к кварцу сравнительно постоянно и близко 2,5:1. В небольшом количестве присутствуют чешуйки и мелкие листы мусковита (до 3%), сине-черный турмалин (до 5%), графат, апатит, изредка микроклин-пертит, колумбит и др. (рис. 6). Текстура зоны массивная, местами извилисто-полосчатая, структура апографическая или зернистая. Окраска обычно светло-серая, реже темно-серая (когда альбит темно-серого цвета).

Зона развита почти во всех жилах и всегда располагается на контакте с вмещающими породами и их ксенолитами, образуя непрерывный пояс. Реже она встречается в виде отдельных участков в зоне сахаровидного альбита. Мощность описываемой зоны сравнительно выдержанная и всегда небольшая, 0,3—0,8 м, причем с глубиной несколько возрастает.

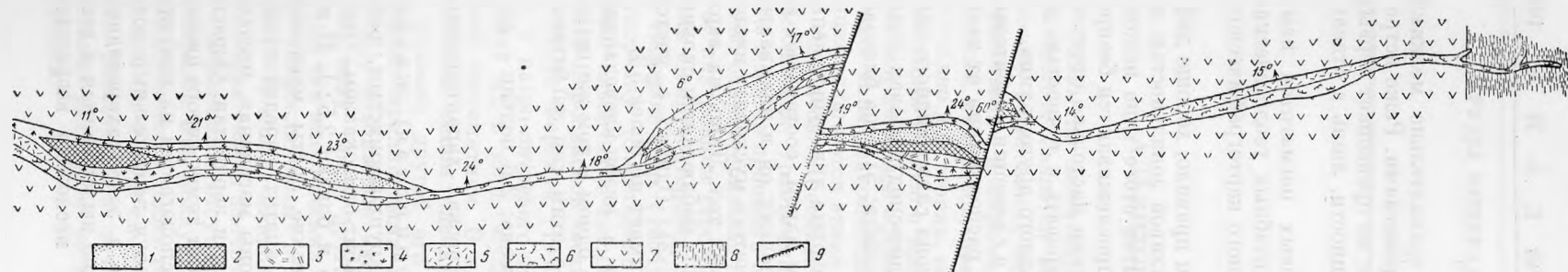


Рис. 1. План жилы альбитового пегматита 1-го подтипа

1 — зона блокового кварца; 2 — зона блокового микроклина; 3 — зона чешуйчатого мусковита; 4 — зона клевеландита; 5 — зона сахаровидного альбита; 6 — апографическая кварц-альбитовая зона; 7 — габбро; 8 — кварц-биотитовые сланцы; 9 — тектонические нарушения

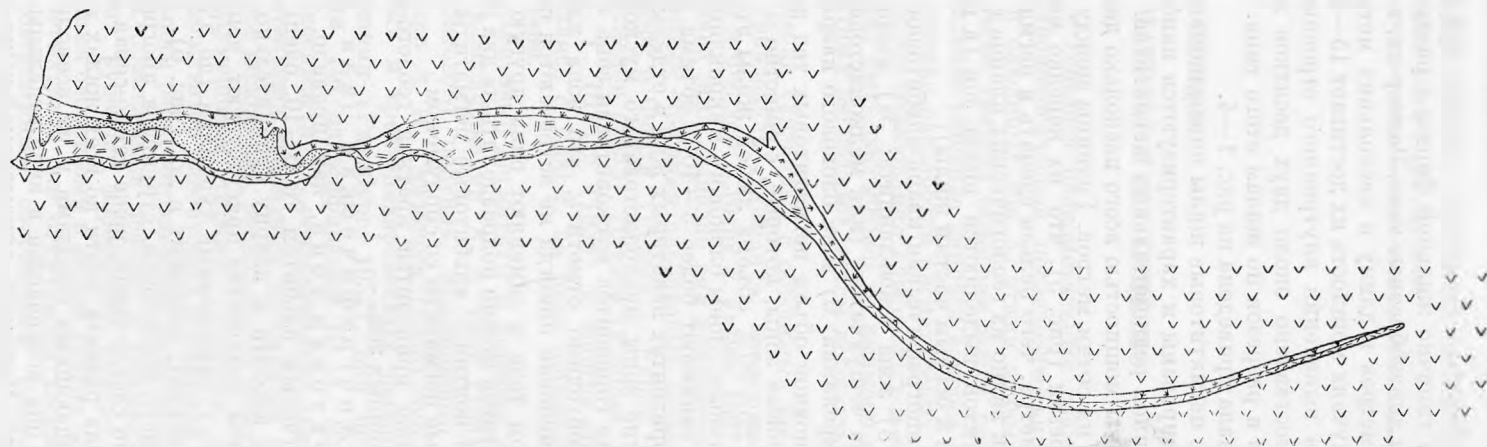


Рис. 2. Разрез по жиле альбитового пегматита 1-го подтипа, Усл. обозн. см. на рис. 1

В пологопадающих жилах мощность у всякого бока меньше или зона здесь отсутствует совсем.

С вмещающими породами зона имеет резкий контакт. В эндоконтакте пегматитовых тел обычно располагается маломощная кварц-мусковитовая оторочка, обогащенная сине-черным турмалином. Экзоконтакт жил, как

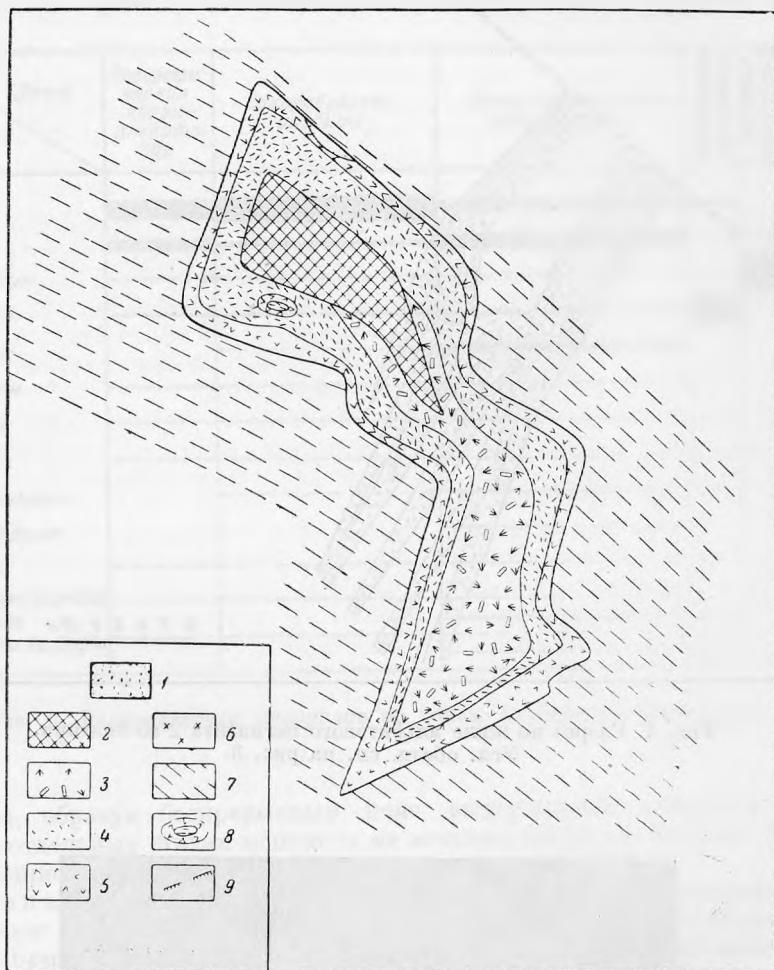


Рис. 3. План жилы альбитового пегматита 2-го подтипа

1 — блоковый кварц; 2 — зона блокового микроклина; 3 — кварц-клевеландит-сподуменовая зона; 4 — зона сахаровидного альбита; 5 — апографическая кварц-альбитовая зона; 6 — нерасчлененный пегматит; 7 — амфиболиты; 8 — ксенолит амфиболита, окруженный краевой зоной; 9 — тектонические нарушения.

правило, интенсивно биотитизирован. Биотитизация особенно интенсивна, когда пегматит залегает в габбро и амфиболитах. В этом случае значительные изменения пород прослеживаются до 2 м и более от контакта.

2. Зона сахаровидного альбита складывается главным образом сахаровидным, реже тонкопластинчатым альбитом № 3—8. Постоянно присутствуют мелкие зерна кварца, чешуйки мусковита, тонкораспыленный гранат, апатит, игольчатый сине-черный турмалин. Встречаются арсенопирит и другие сульфиды, колумбит, в некоторых случаях сподумен

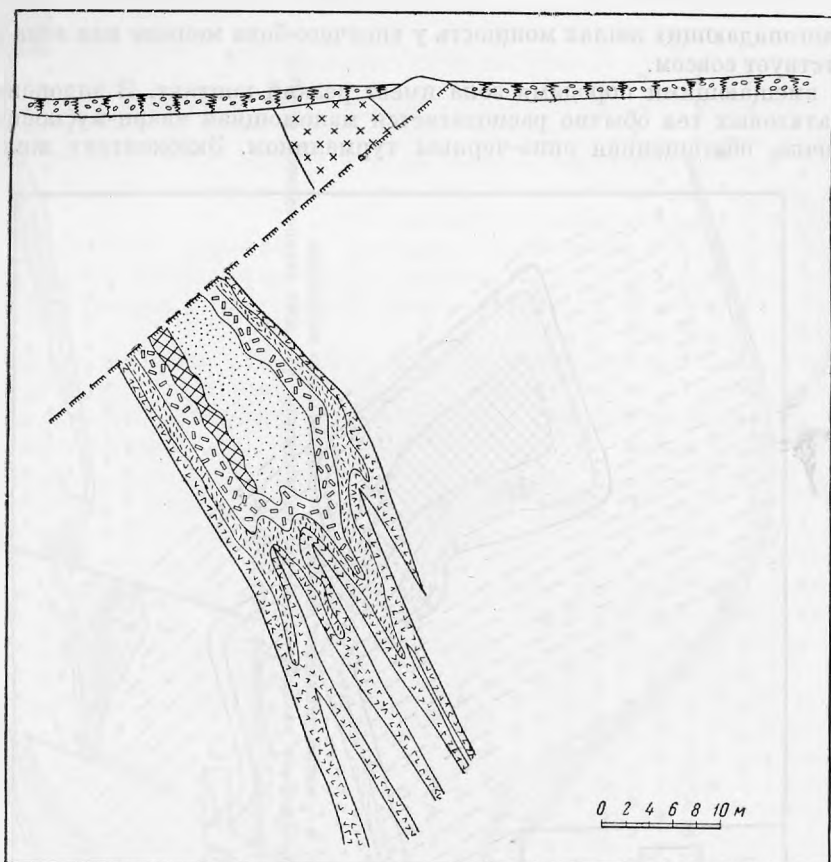


Рис. 4. Разрез по жиле альбитового пегматита 2-го подтипа.
Усл. обозн. см. на рис. 3.



Рис. 5. Резкая граница между зоной сахаровидного альбита (1) и кварц-клевеландит-сподуменовою зоной (2). Глыба пегматита

и др. Окраска зоны белая, а иногда буровато-розовая за счет большого количества тонкорассеянного граната. Текстура зоны массивная или извилисто-полосчатая.

Зона широко развита во всех жилах данного типа и обычно располагается после апографической кварц-альбитовой зоны, с которой часто имеет резкий контакт (рис. 5), или непосредственно на контакте с вмещающими

Зона Минерал	Апографическая кварц- альбитовая	Сахаровидного альбита	Кварц-клевеландит- сподуменовая	Чешуйчатого мусковита	Блокчатого макроклина // плакватового кварца
Альбит	■	■	■		
Кварц					■
Микроклин					■
Мусковит				■	
Сподумен			■		
Турмалин					
Апатит					
Гранат					
Литиофиллит					
Монтебразит					
Берилл					
Танталит-колумбит					
Микролит					
Сульфиды As, Cu, Fe					

Рис. 6. Распределение минералов по зонам альбитовых пегматитов

породами, образуя непрерывный пояс выдержанной мощности 0,3—0,6 м (в отдельных жилах мощность ее местами достигает 2—3 м). С глубиной мощность зоны всегда возрастает.

3. Зона клеветандита в основном слагается голубоватым клеветандитом № 2—7 с подчиненным количеством мусковита и кварца. Постоянно присутствуют берилл, танталит-колумбит, крупные изометричные выделения литиофилита, гранат, апатит, микролит и др. Окраска зоны белая. Текстура массивная. Структура крупнопластинчатая.

Зона развита почти во всех жилах первого подтипа и обычно располагается после зоны сахаровидного альбита, а в пологопадающих пегматитах часто находится непосредственно на контакте с вмещающими породами со стороны висячего бока (рис. 1, 2), образуя непрерывный пояс выдержанной и небольшой мощности — 0,3 — 0,6 м. С глубиной распространенность зоны уменьшается, и она обогащается кварцем и мусковитом, постепенно превращаясь в мусковит-кварц-клевеландитовую зону.

4. Кварц-клевеландит-сподуменовая зона слагается примерно равными количествами сливного кварца, голубоватого клеветандита (редко крупнозернистого альбита) и крупнокристаллического белого сподумена.

Кроме зонообразующих минералов постоянно присутствует мусковит (3—5%), а также берилл, танталит-колумбит, монтебразит, микроклин,

литнофилит, апатит, гранат, сине-черный, реже зеленый турмалин и др. (рис. 6).

Зона развита во всех жилах второго подтипа. Обычно она располагается после зоны сахаровидного альбита, образуя непрерывный пояс мощностью до 10 м. По падению прослеживается на десятки метров, причем роль ее нередко с глубиной заметно возрастает, а иногда она появляется только на нижних горизонтах.

4. Зона мелколистчатого (или чешуйчатого) мусковита складывается главным образом различными ориентированными мелкими листами или чешуйками ярко-зеленого мусковита. В переменном количестве присутствуют альбит или клевеландит (5—15%, местами до 40%). Встречаются кварц, гранат, апатит, берилл, танталит, флюорит и др.

Зона хорошо проявлена лишь в редких жилах и обычно представляет собой гнезда и гнездообразные линзы, расположенные возле кварцевого ядра, причем в пологопадающих пегматитах всегда со стороны его лежащего бока. Мощность гнезд достигает 3 м. По падению гнезда быстро уменьшаются в размерах и обычно исчезают на протяжении первых десятков метров от поверхности. Поэтому широкое распространение этой зоны является надежным признаком верхов жил.

5. Зона блокового микроклина¹ практически мономинеральна. Лишь иногда в ней можно встретить кристаллы сподумена (часто включенные непосредственно в микроклин) и отдельные блоки кварца. Структура зоны типично блоковая.

Зона обычно представлена линзами или отдельными блоками микроклина и всегда занимает очень небольшой объем в пегматитовых телах, хотя ее мощность в отдельных жилах достигает нескольких метров. Блоковый микроклин всегда приурочивается к центральным частям раздувов жил, и в пологопадающих телах альбитовых пегматитов располагается, как правило, под кварцевым ядром (рис. 1—3).

6. Зона блокового кварца в альбитовых пегматитах иногда обладает значительным распространением, занимая в отдельных жилах до 15% их объема. Такого большого развития кварцевые ядра не имеют ни в одном другом типе пегматитов. Зона образует линзовидные ядра мощностью до 3—4 м. В крутопадающих жилах ядра приурочены к центру тел, а в пологопадающих всегда смещены к висящему боку.

Как явствует из приведенного описания, все зоны имеют строго закономерное положение в пегматитовых телах. При этом основной закономерностью их пространственного размещения в крутопадающих телах является определенная последовательность смены зон от зальбандов к центру жил, а именно: краевая кварц-альбитовая зона в направлении к оси пегматитовых тел сначала сменяется зоной сахаровидного альбита, затем зоной клевеландита или кварц-клевеландит-сподуменовой зоной и еще ближе к центру — зоной чешуйчатого мусковита, блокового микроклина и кварцевым ядром.

Отдельные зоны в некоторых жилах могут отсутствовать или объединяться с соседними, но это не нарушает указанной последовательности их смены. Наиболее часто отсутствуют центральные зоны чешуйчатого мусковита, блокового микроклина и кварца либо краевая кварц-альбитовая зона. Центральные зоны даже в хорошо зональных жилах обычно развиты только в раздувах. Объединение также наиболее характерно для цен-

¹ Как было показано ранее (Солодов, 1959, 1962), в редкометаллических граничных пегматитах развиты две зоны блокового микроклина I и II. В альбитовых пегматитах, как правило, распространена лишь зона блокового микроклина II.

тральных зон, которые в сущности пространственно разграничены лишь в пологопадающих пегматитах.

В пологопадающих пегматитах пространственное положение зон претерпевает характерные и закономерные изменения. Такие тела всегда характеризуются асимметрией всего строения. Асимметрия обуславливается выпадением некоторых зон только с одной стороны пегматитового тела, причем чаще у висячего бока. Это выпадение подчиняется следующему правилу: развитая у лежачего бока краевая зона (или даже две внешние зоны) в пологопадающих жилах нередко совсем отсутствует со стороны висячего бока, где на ее месте сразу у контакта с вмещающими породами располагается следующая зона альбитового типа. Например, если у лежачего бока находится аюграфическая кварц-альбитовая зона, то со стороны висячего бока на контакте с вмещающими породами появляется следующая за ней зона сахаровидного альбита, или даже зона клевеландита (см. рис. 1). Если же у лежачего бока находится зона сахаровидного альбита, то со стороны висячего — на контакте с вмещающими породами появляется следующая за ней зона клевеландита (см. рис. 2).

Особенно чувствительны к элементам залегания центральные зоны блокового микроклина и чешуйчатого мусковита, которые даже в сравнительно круто падающих пегматитах, как правило, располагаются только под кварцевым ядром (см. рис. 4). В результате в некоторых жилах над кварцевым ядром иногда находится всего одна-две зоны, а под кварцевым — три — пять зон. Ядро жилы за счет этого обычно смещено к висячему боку.

Не останавливаясь на описании вертикальной зональности альбитовых пегматитов, поскольку этому вопросу посвящена специальная работа (Солодов, 1961₂), отметим, что с глубиной во всех изученных жилах центральные зоны постепенно выклиниваются, и корни пегматитовых тел оказываются сложенными лишь одной-двумя внешними зонами. В некоторых изученных нами пегматитах 1-го подтипа (без сподумена) с глубиной появляется кварц-сподуменовая или кварц-клевеландит-сподуменовая зона, т. е. пегматит 1-го подтипа переходит во 2-й подтип. Аналогичные случаи вертикальной зональности отмечались и в литературе (Камерон и др., 1951).

Важно подчеркнуть, что по падению описываемые жилы остаются существенно альбитовыми до самых корней и в них не только не наблюдается уменьшения количества альбита, но даже зачастую происходит увеличение его содержания. Наоборот, распространение микроклина и мусковита (в сумме) всегда книзу уменьшается.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Альбитовые пегматиты в основном слагаются альбитом и кварцем, суммарное количество которых составляет не менее 85% любого пегматитового тела данного типа. Как показывают тщательные количественно-минералогические подсчеты и пересчеты химических анализов представительных проб, отобранных по характерным жилам альбитовых пегматитов, количество микроклина в них не превышает 10%, что отличает данный тип от альбит-микроклиновых пегматитов, в которых количество калиевого полевого шпата составляет 25—45%. Аналогично и содержание сподумена даже во 2-м подтипе альбитового типа, оно обычно не превышает 3—7% и лишь в очень редких жилах достигает 10% (на весь объем пегматитового тела). Этим альбитовые пегматиты отличаются от альбит-сподуменовых пегматитов, в которых количество сподумена на всю жилу колеблется в пределах 20—30%.

Кроме названных минералов, в описываемых пегматитах постоянно присутствуют светло-зеленоватый и ярко-зеленый мусковит, сине-черный и очень редко зеленый турмалин, апатит, гранат, берилл, литиофилит с продуктами его изменения (сиклерит, пурпурит и др.), танталит-колумбит, иногда амблигонит-монтебразит, петалит, микролит, арсенопирит и другие минералы.

Интересно отметить совершенное отсутствие таких минералов, как поллуцит, лепидолит, воробьевит, рубеллит, кунцит, розовый мусковит, которые развиты лишь в богатых цезием альбит-микроклиновых пегматитах. Особенно любопытно отсутствие лепидолита, несмотря на значительное содержание в жилах лития и наличие зоны чешуйчатого мусковита, являющейся аналогом (по месту в пегматитовом процессе) зоны чешуйчатого лепидолита. Видимо, появление лепидолита определяется не только литием, но и цезием, так как эта слюда характеризуется постоянно повышенным содержанием данного элемента и встречается только в богатых цезием пегматитах (Гинзбург, 1949). Однако кристаллохимически определяющая роль цезия в лепидолите не совсем ясна.

В геохимическом отношении по сравнению с другими типами (табл. 1)

Таблица 1

Обычное содержание щелочных и редких элементов в альбитовых и смежных типах редкометалльных пегматитов
(в %)

Компоненты	Микроклиновые пегматиты	Микроклин-альбитовые пегматиты	Альбитовые пегматиты	Альбит-сподуменные пегматиты
Li ₂ O	(0,01—0,05)	0,1—0,6	0,1—0,9	1,10—1,50
Na ₂ O	2,70—3,50	3,0—4,0	3,0—4,0	Около 4,5
Na ₂ O/Li ₂ O	Около 100	40—7	30—5	4—3
K ₂ O	10,10—5,50	4,0—3,0	2,0—1,0	Около 2,0
Rb ₂ O	Примерно 0,10	0,70—0,30	0,30—0,08	0,19—0,12
Cs ₂ O	Примерно 0,005	0,450—0,100	0,044—0,009	0,006—0,004
K ₂ O/Rb ₂ O		5—10	8—12	13—18
K ₂ O/Cs ₂ O		7—30	50—150	400—550
Rb ₂ O/Cs ₂ O		1,6—3	7—12	25—40
K ₂ O/Na ₂ O	3,3—2	Около 1	0,5—0,3	Около 0,5
BeO	0,005—0,010	0,040—0,080	0,100—0,240	0,035—0,012
Ta ₂ O ₅		0,025—0,010	0,020—0,008	0,010—0,004
Nb ₂ O ₅		0,020—0,009	0,015—0,010	0,012—0,010
Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅	Примерно 0,010	0,035—0,024	0,035—0,022	0,022—0,014
Ta ₂ O ₅ /Nb ₂ O ₅	Более 1	3—0,9	1,3—0,7	0,8—0,4

Примечание. Подчеркнуто — содержание элементов, которые в настоящее время добываются из пегматитов данного типа.

альбитовые пегматиты характеризуются резким преобладанием натрия над калием и литием (Солодов, 1959₂). Из редких элементов для них исключительно типоморфен бериллий, который достигает здесь наивысшей концентрации из всех типов (до 0,2% и более BeO). Не менее характерны также тантал и ниобий, среднее содержание суммы пентаоксидов которых обычно составляет 0,020—0,035%, причем отношение этих элементов обычно близко к единице. Наоборот, рубидий и особенно цезий обладают резко пониженным содержанием в альбитовых пегматитах.

Пространственное распределение редких элементов и редкометалльных минералов в альбитовых пегматитах подчиняется строгим закономерностям.

Бериллий присутствует в мусковитовой и во всех альбитовых зонах, но особенно высокой концентрации достигает в зоне клевеландита (1-й подтип) или заменяющей ее кварц-клевеландит-сподуменовый зоне (2-й подтип). Здесь содержание бериллия всегда во много раз выше, чем в других зонах (табл. 2). При этом в самой зоне клевеландита содержание бериллия

Таблица 2

Среднее содержание редких элементов в зонах альбитового пегматита 2-го подтипа

Зона (в порядке расположения от зальбандов к центру жилы)	Содержание редких элементов, %				
	Li ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta/Nb
Апографическая кварц-альбитовая зона сахаровидного альбита	0,3	0,027	0,012	0,025	0,5
Кварц-альбит-сподуменовая	1,4	0,130	0,025	0,015	1,7
Чешуйчатого мусковита	0,53	0,025	0,070	0,012	5,8
Блокового кварца	0,1	0,00	0,00	0,00	—
Среднее по жиле	0,74	0,080	0,019	0,016	1,2

в общем случае возрастает с удалением от зальбанда, о чем можно судить по распределению берилла, основная масса которого находится на границе зоны клевеландита и зоны блокового кварца (рис. 7). Так, например, детальными подсчетами, проведенными по одной из альбитовых жил первого подтипа, установлено следующее распределение рудоразборного берилла по зонам в процентах от его общего количества в жиле (зоны перечислены в порядке их расположения от висячего к лежащему боку):

Зона	%
Клевеландита	92
В том числе: на границе зоны клевеландита с центральными зонами блокового кварца, микролина и мелколистоватого мусковита	75
Блокового кварца	0
Блокового микролина	0
Мелколистоватого мусковита	5
Сахаровидного альбита	3

С глубиной содержание берилла, а следовательно, и бериллия, в жилах довольно быстро понижается (табл. 3) из-за выклинивания по падению основной бериллосодержащей зоны клевеландита (или кварц-клевеландит-сподуменовый зоны). Так, например, в одной жиле первого подтипа среднее содержание рудоразборного берилла по мере удаления от поверхности уменьшалось следующим образом: 10 м — 1,25%, 40 м — 0,87%, 65 м — 0,20%, 125 м — 0,08%.

Не менее закономерно распределение в жилах тантала и ниобия. Эти элементы в большом количестве присутствуют в мусковитовой и всех альбитовых (или альбитсодержащих) зонах. При этом содержание тантала постепенно возрастает от 0,010—0,015% в краевой апографической зоне до 0,040—0,070% в центральной мусковитовой зоне. Содержание ниобия.

наоборот, в этом направлении уменьшается от 0,015—0,025 до 0,010—0,015%. Поэтому и отношение тантала к ниобию от зальбандов к центру возрастает от 0,5 до 5 (см. табл. 2). Характер изменения тантала и ниобия по мощности альбитовых пегматитов полностью аналогичен их распределению по мощности в редкометальных пегматитах других типов (Солодов, 1959₁).

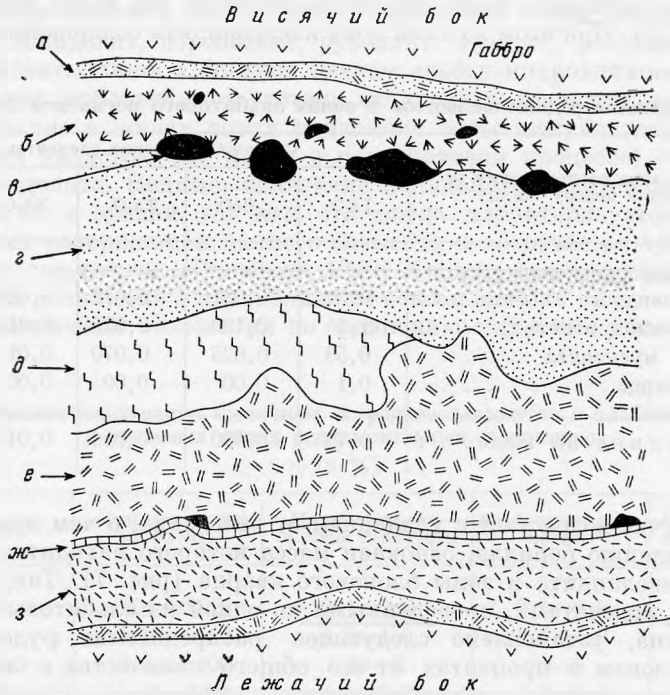


Рис. 7. Местоположение берилла в текстуре пологопадающего пегматита

а — кварц-мусковитовая оторочка; б — зона клеветандита; в — берилл; г — зона блокового кварца; д — зона блокового микроклина; е — зона мелколистового мусковита; ж — щеточка клеветандита; з — зона сахаровидного альбита

По падению содержание тантала уменьшается, а ниобия возрастает (табл. 3), что вполне понятно, поскольку с глубиной выклиниваются обогащенные танталом промежуточные и центральные зоны, а богатые ниобием внешние зоны получают относительно большее развитие.

Основная масса лития в виде сподумена во 2-м подтипе приурочивается к кварц-клеветандит-сподуменово-й зоне (см. табл. 2). В 1-м подтипе глав-

Таблица 3

Изменение содержания редких элементов с глубиной в альбитовом пегматите 2-го подтипа

Расстояние от поверхности, м	Содержание редких элементов, %				
	Li ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta/Nb
0	0,76	0,080	0,015	0,011	1,4
20		0,074	0,015	0,012	1,2
100	0,40	0,015	0,006	0,012	0,5

ная масса лития в виде трифилин-литофилиита находится соответственно в зоне клевеландита. Этот минерал, как и берилл, в основном приурочивается к границе этой зоны с центральными зонами, где он образует крупные выделения изометричного облика размером до 40 см и более. С глубиной содержание лития во 2-м подтипе уменьшается (табл. 3) из-за выклинивания сподуменсодержащей зоны. В 1-м подтипе иногда наблюдается обратная картина, т. е. появление на глубине кварц-клевеландит-сподуменовоной зоны. Однако возрастания валового содержания лития в этом случае может и не происходить, так как на верхних горизонтах иногда широко распространены литиевые фосфаты.

ГЕНЕЗИС

Подавляющее большинство исследователей полагают, что альбит и мусковит образуются посредством замещения ранних минералов. При этом Хесс (Hess, 1925), Шаллер (Schaller, 1927), Ландес (Landes, 1933), В. Д. Никитин (1955) и некоторые другие считают, что метасоматирующие растворы привносились из магматического очага дополнительно, накладываясь на уже затвердевшее пегматитовое тело, тогда как А. Е. Ферсман (1940), К. А. Власов (1946, 1952), А. А. Беус (1951), А. И. Гинзбург (1955) и многие другие полагают, что компоненты, вызывающие замещение, изначально содержались во внедренном пегматитовом расплаве, из которого образовалось все пегматитовое тело. В ходе кристаллизации пегматита растворы, обогащенные легколетучими и легкоплавкими соединениями, постепенно накапливались в центральных частях жил, откуда на последней стадии процесса отжимались в промежуточные и периферические зоны, где и производили замещение. Наиболее четко такое представление изложено в работах К. А. Власова, относящего все метасоматические процессы к самой последней, четвертой стадии гидротермального замещения.

Надо сказать, что А. Е. Ферсман оставлял гораздо более широкие пределы для времени образования альбита (да и мусковита), полагая, что основная масса его образуется в надкритическую стадию пегматитового процесса (фазы F, G), а частично он выпадает в гидротермальную (фаза H) и даже пегматоидную стадию (фазы D, E). Точно так же, по А. Е. Ферсману, основная масса мусковита образуется в пегматоидную и надкритическую стадии.

Анализ приведенного в настоящей статье фактического материала позволяет констатировать, что из всех названных выше исследователей наиболее правильно к решению вопроса о времени образования альбита и мусковита подходил А. Е. Ферсман. Описанные закономерности внутреннего строения альбитовых пегматитов не могут быть удовлетворительно объяснены ни с позиций последующего наложения растворов из магматического очага, ни исходя из представлений об их отжимании на последней стадии процесса из центральных частей жил, поскольку в этих случаях пространственное положение альбитовых и слюдяных зон не могло быть закономерным. Поэтому приходится предположить, что хронологическая последовательность образования зон полностью соответствует их пространственной смене от зальбандов к центру жил.

В связи с этим нельзя не напомнить, что именно последовательная смена зон в микроклиновых пегматитах в свое время послужила основанием для заключения, признанного всеми исследователями, независимо от их генетических представлений, что зоны образуются в порядке расположения от зальбандов к центру жил, т. е. сначала графическая кварц-микроклиновая зона, затем пегматоидная кварц-микроклиновая зона, зона

блокового микроклина и, наконец, зона блокового кварца. А поскольку закономерности пространственного положения зон в альбитовых пегматитах полностью аналогичны таковым в микроклиновых пегматитах (Солодов, 1959, 1961₁), то вполне логично заключить, что и в описываемом типе последовательность образования зон совпадает с их сменой от зальбандов к центру тел.

Имеются и прямые свидетельства в пользу указанного порядка образования зон в альбитовых пегматитах. Довольно часто можно наблюдать

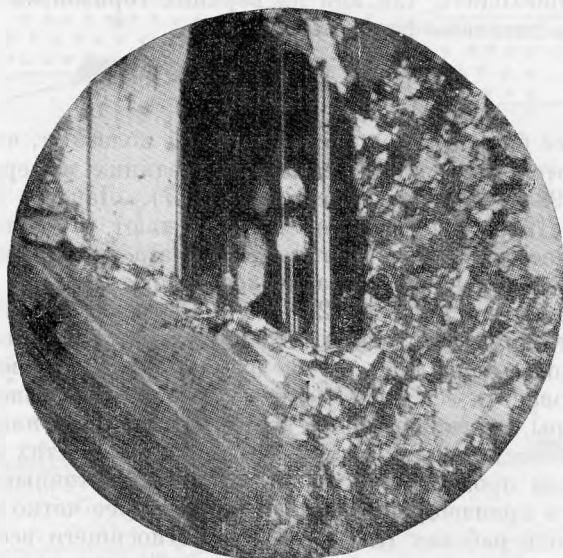


Рис. 8. Замещение сахаровидным альбитом таблитчатого альбита краевой зоны

непосредственные пересечения или замещения внутренними зонами внешних. Так, например, альбит из зоны сахаровидного альбита нередко весьма интенсивно замещает краевую апографическую кварц-альбитовую зону, что отчетливо наблюдается как макроскопически, так и под микроскопом (рис. 8). Наблюдались случаи пересечения кварц-альбитовой зоны поздними зонами клевеландита, блокового микроклина, мусковита и кварца (рис. 9, 10). Часто зона клевеландита в свою очередь пересекается прожилками кварца, отходящими от кварцевого ядра (рис. 11). Сливной кварц нередко цементирует брекчию клевеландита (рис. 12).

Обратных возрастных соотношений зон в альбитовых пегматитах нам не приходилось наблюдать. В частности, в хорошо зональных жилах не случалось отмечать прожилков альбита, отходящих в кварцевые ядра из окружающих альбитовых зон. Лишь в пегматитовых телах, образующихся в весьма неспокойной тектонической обстановке, в кварцевых ядрах иногда появляются прожилки альбита, по всей вероятности, выдавленные из соседних раздувов, оказавшихся еще не полностью законсолированными к моменту тектонических подвижек или поступивших из магматического очага с дополнительными порциями пегматитового расплава-раствора. Если последовательность формирования зон определяется вполне однозначно, то выяснение способа образования слагающих зоны минералов и, в частности, самого распространенного из них — альбита, представляет большие затруднения. Сложность этого вопроса состоит в том, что в на-

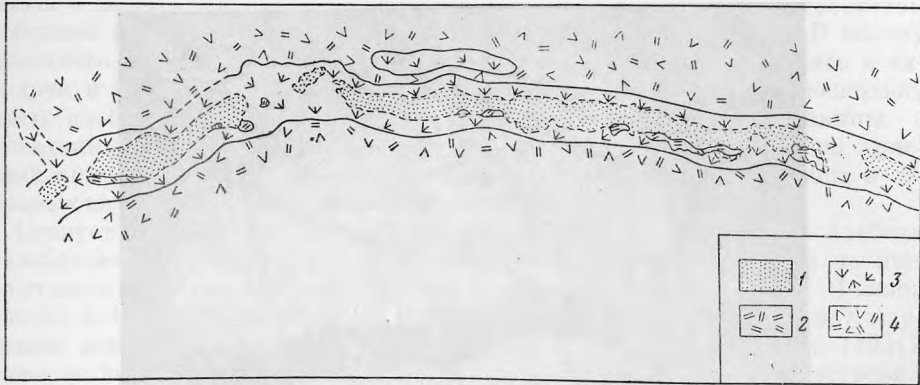


Рис. 9. Зональное трещинное заполнение мусковит-кварц-клевеландитового состава в кварц-альбитовом пегматите (по Камерону и др., 1951)

1 — блоковый кварц; 2 — мусковит; 3 — клевеландит; 4 — кварц-альбитовая зона с мусковитом

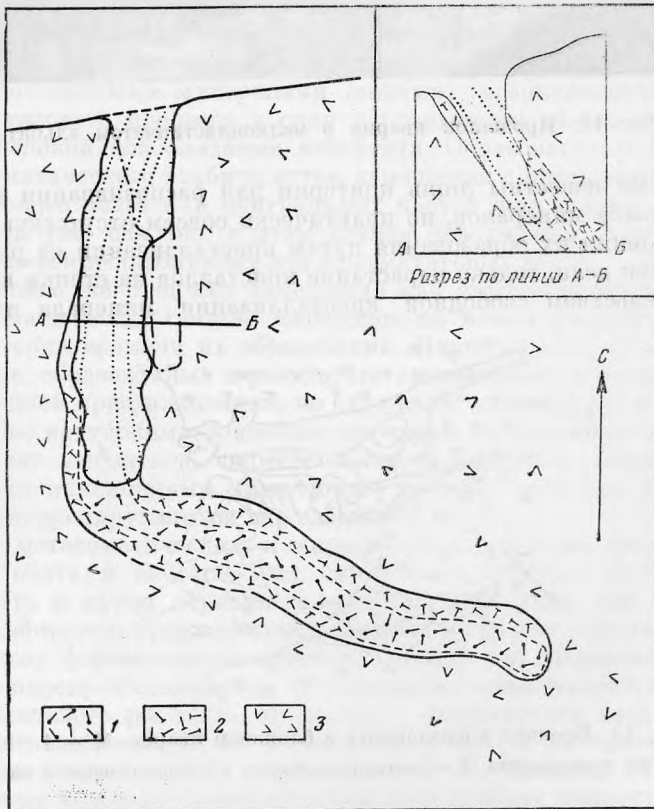


Рис. 10. Зональное трещинное заполнение кварц-микрклинового состава в кварц-альбитовом пегматите (по Камерону и др., 1951)

1 — блоковый кварц с блоками микрклина; 2 — кварц клевеландитовый комплекс с микрклином; 3 — кварц-альбитовая зона

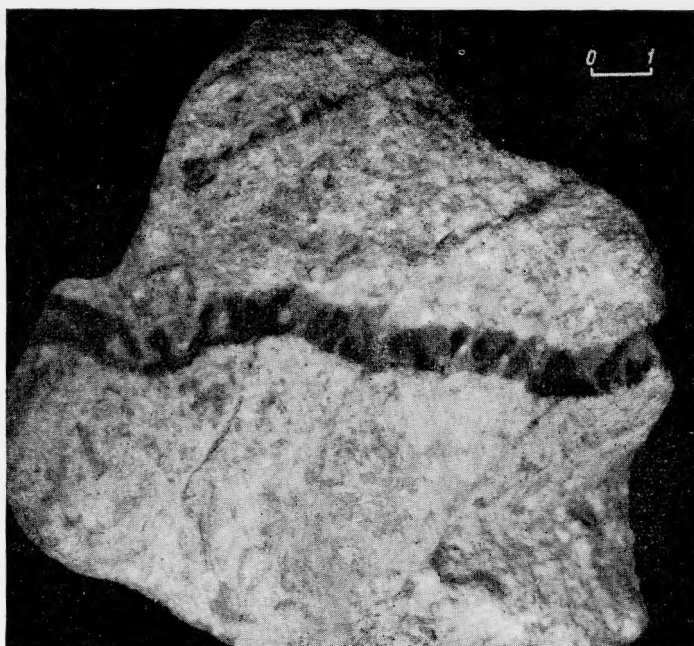


Рис. 11. Прожилоч кварца в мелкопластинчатом альбите

стоящее время известны лишь критерии для распознавания метасоматического генезиса минералов, но практически совсем отсутствуют критерии для установления их образования путем кристаллизации из расплава-раствора. По сути дела, только нарастание кристаллов на стенки пустот является свидетельством свободной кристаллизации минерала из раствора.

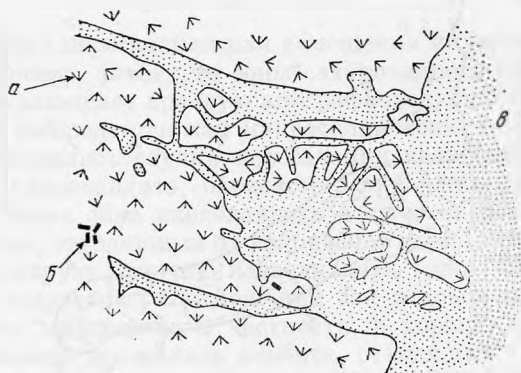


Рис. 12. Брекчия клевеландита в блоковом кварце. М = 1 : 10

а — зона клевеландита; б — танталит-ниобит; в — зона блокового кварца

Однако такие пустоты в интродуцированных пегматитах редки, в связи с чем и этот единственный критерий «кристаллизационного» генезиса в большинстве случаев не может быть использован.

Изучение структурно-генетических соотношений минералов со всей определенностью свидетельствует о том, что какая-то часть альбита в описываемых пегматитах образуется метасоматическим путем. В то же время

нельзя отрицать возможности образования другой части его посредством свободной кристаллизации из пегматитового расплава-раствора. В пользу последнего предположения говорит наличие альбита — клевеландита в виде друз и щеток на стенках миароловых пустот. Кроме того, поскольку между альбитом и олигоклазом нет никакой существенной разницы, а последний обычно считается образующимся в результате свободной кристаллизации из расплава, то естественно предположить, что и альбит в отдельных случаях может образовываться таким способом.

Следует отметить, что к выводу о возможности образования альбита в альбитовых пегматитах посредством свободной кристаллизации из пегматитового расплава-раствора в свое время пришли Кросби и Фаллер (Crosby a. Faller, 1897), а также В. А. Корнетова (устное сообщение), изучавшая альбитовые пегматиты Средней Азии. Камерон и другие (1951) также не видели какой-либо разницы в способе образования существенно альбитовых и существенно микроклиновых зон гранитных пегматитов. Показательно, что К. А. Власов (1961) в последней работе также указывает на возможность образования части альбита путем непосредственной кристаллизации из расплава-раствора.

Однако в подавляющем большинстве случаев трудно установить однозначно способ образования альбита, равно как и других минералов. Но это и не имеет существенного значения. Анализ фактического материала показывает, что замещение альбитом в подавляющей массе происходит в результате автотметасоматической реакции пегматитового расплава-раствора с уже образованными минералами (зонами), возникающей на любой стадии пегматитового процесса в силу непрерывного изменения физико-химических условий консолидации пегматита. Образование подавляющей массы метасоматического альбита путем замещения с привнесом растворов из магматического очага или центральных частей жил допустить трудно, поскольку, как уже сказано, в этом случае невозможно понять закономерное расположение альбитовых зон в пегматитовых телах.

При трактовке же процесса замещения как автотметасоматической реакции метасоматический генезис минералов не может рассматриваться в качестве критерия времени их образования. Иначе говоря, время выделения минералов, образованных в результате автотметасоматической реакции и путем свободной кристаллизации, по сути дела, должно определяться одними и теми же критериями, а именно: пространственным положением минералов в теле пегматита, парагенезисом, взаимными пересечениями, закономерными изменениями химического состава, особенно изменением соотношений коррелирующихся пар элементов и т. п.

Наряду с метасоматическим и «кристаллизационным» способами образования альбита в описываемых пегматитах частично этот минерал мог возникнуть и путем перекристаллизации. При этом, как и явления замещения, собирательную перекристаллизацию следует считать сингенетичной процессу формирования соответствующих зон. Поровые растворы, вызывающие перекристаллизацию, по-видимому, заимствуются из того же самого пегматитового расплава, из которого формируется весь пегматит, как это представлял себе Н. М. Успенский (1945), а не привносятся из магматического очага, как это предполагает В. Д. Никитин (1955).

Приведенные выше рассуждения о генезисе альбита полностью применимы ко всем остальным гипогенным минералам альбитовых пегматитов. Даже мусковит, обычно считающийся заведомо метасоматическим минералом, в зоне мелколистчатого мусковита, возможно, частично или полностью образуется путем свободной кристаллизации из расплава-раствора. Вероятность такого генезиса подтверждается тем, что мусковит иногда свободно нарастает на стенках пустот.

Суммируя сказанное, можно сделать вывод, что альбитовые пегматиты образуются в результате кристаллизационной дифференциации обогащенного натрием пегматитового расплава-раствора, причем в процессе консолидации пегматита происходят не только свободная кристалли-

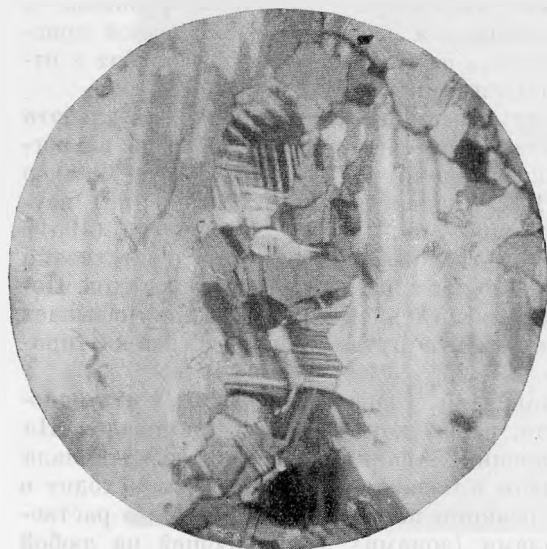


Рис. 13. Прожилочек тонкозернистого микроклина в альбите. Ник. +, ув. 25

зация, но и разнообразные явления автотомасоматической реакции и сингенетической перекристаллизации. С этих позиций легко объясняются все закономерности внутреннего строения альбитовых пегматитов и, в частности, асимметрия пологопадающих жил. Минерализаторы, обладающие способностью замедлять кристаллизацию минералов, накапливаются в наклоннопадающих телах у всячего бока и тем самым создают здесь замедленные условия образования. Иногда концентрация минерализаторов настолько велика и замедляющее действие их становится таким сильным, что со стороны всячего бока вместо ранней зоны сразу формируется следующая более поздняя зона. Известно также, что минерализаторы способствуют образованию крупных кристаллов. Поэтому не случайно, что зона сахаровидного альбита обычно находится у лежащего бока, тогда как более крупнозернистая зона клевеландита — со стороны всячего (см. рис. 2). С точки зрения наложенного метасоматоза этот факт совершенно необъясним.

Одной из главных проблем происхождения пегматитов является генезис редкометальной минерализации. Время образования редкометальных минералов в пегматитовом процессе по-существу определяет их пространственное размещение в теле пегматитов, а следовательно, имеет громадное практическое значение для решения разнообразных вопросов, связанных с оценкой, разведкой и разработкой редкометальных месторождений. Поэтому далеко не случайно, что данный вопрос усиленно обсуждается в литературе.

Хесс (Hess, 1925), Шаллер (Schaller, 1927), Ландес (Landes, 1933) и другие считали, что редкометальная минералогия не связана непосредственно с пегма-

тата, но и разнообразные явления автотомасоматической реакции и сингенетической перекристаллизации.

С этих позиций легко объясняются все закономерности внутреннего строения альбитовых пегматитов и, в частности, асимметрия пологопадающих жил. Минерализаторы, обладающие способностью замедлять кристаллизацию минералов, накапливаются в наклоннопадающих телах у всячего бока и тем самым создают здесь замедленные условия образования. Иногда концентрация минерализаторов настолько велика и замедляющее действие их становится таким сильным, что со стороны всячего бока вместо ранней зоны сразу формируется следующая

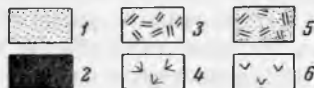
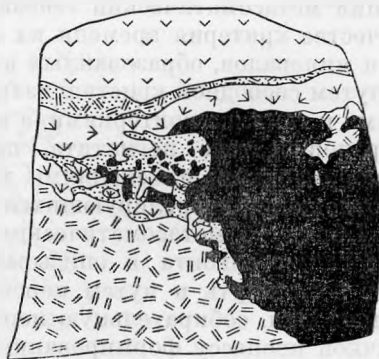


Рис. 14. Брекчия берилла в блоковом кварце

1 — сливовой кварц; 2 — бериллы; 3 — мелкокошпчатый мусковит; 4 — клевеландит; 5 — кварц-мусковитовая оторочка; 6 — габбро

титовым процессом, а накладывается совместно с альбитизацией на уже сформированный пегматит, будучи привнесена какими-то порциями растворов из магматического очага. Однако в этом случае невозможно объяснить описанные выше закономерности пространственного распределения редких элементов в пегматитовых телах. Например, невозможно понять, чем вызывается возрастание отношения тантала к ниобию по мере приближения к центру жил. Нельзя же допустить, что богатые ниобием растворы всегда циркулируют по периферии жил, а обогащенные танталом — в их центре. Еще более крайнюю точку зрения развивают в последнее время В. Д. Никитин (1955, 1957, 1959) и некоторые другие исследователи, которые считают, что редкометальная минерализация привносится из магматического очага даже после альбитизации. Однако такое представление, не устраняя противоречий предыдущих авторов, в то же время совершенно не объясняет описанной выше четкой парагенетической связи редкометальных минералов с определенными зонами, например, приуроченности основной массы берилла к зоне клевеландита, а сподумена — к кварц-клевеландит-сподуменово-зоне.

В подтверждение привноса редких элементов В. Д. Никитин, по сути дела, приводит лишь сам факт метасоматического генезиса редкометальных минералов и наличие струйчатого, щепочного расположения их в породообразующих минералах (зонах). Однако явление, хотя и совершенно достоверное, замещения редкометальными минералами других минералов гораздо проще объяснить аутометасоматической реакцией. Случаи же струйчатого расположения минералов также вероятнее всего объясняются отщеплением в ходе процесса различных легколетучих (и, в частности, редкометальных) компонентов из еще не затвердевшего пегматитового расплава-раствора и внедрением их в уже твердые участки пегматита. Это тем более вероятно, что, во-первых, такие струйки в обычных случаях не превышают нескольких дециметров в длину. Во-вторых, известны струйки и прожилки любых других гипогенных минералов и в том числе кварца, микроклина (рис. 13), альбита, турмалина, мусковита. Но отсюда не следует, что все эти минералы тоже привнесены, так как в этом случае пегматитовый процесс превратился бы в невероятный калейдоскоп наложений. Мы уже не говорим о том, что зачастую наблюдаются случаи замещения и пересечения самих редкометальных минералов породообразующими минералами, а также брекчии берилла (рис. 14), колумбита (рис. 15), сподумена и других, цементированные кварцем или альбитом.

Все сказанное заставляет нас прийти к заключению, полностью подтверждающему точку зрения А. Е. Ферсмана (1940), К. А. Власова (1952, 1961), А. И. Гинзбурга (1955) и других, что редкие элементы сохранились изначально в самом пегматитовом расплаве-растворе и по мере эволюции процесса переходили в твердую фазу.



Рис. 15. Брекчия пластинчатого кристалла колумбита, сцементированная альбитом

ВЫВОДЫ

1. Альбитовые пегматиты образуют самостоятельный тип, отчетливо выделяющийся среди других редкометалльных пегматитов и занимающий промежуточное положение между альбит-микроклиновым и альбит-сподуменовым типами.

2. Типическими чертами альбитовых пегматитов являются: мелкие размеры тел; типично жильная форма; отчетливое зональное строение; отсутствие гранитной и графической структур; резкое преобладание альбита (и кварца) над микроклином и сподуменом; широкое развитие из редкометалльных и типоморфных минералов берилла, трифилин-литиофилита и танталит-колумбита при совершенном отсутствии поллуцита, лепидолита, рубеллита, розового мусковита, воробьевита, кунцита; резкое преобладание натрия над всеми остальными щелочами; самое высокое из всех редкометалльных пегматитов содержание бериллия при почти кларковых количествах рубидия и цезия; значительное и примерно равное содержание тантала и ниобия.

3. Во внутреннем строении альбитовых пегматитов различаются следующие шесть самостоятельных зон: 1) апографическая кварц-альбитовая, 2) сахаровидного альбита, 3) клевеландита (или кварц-клевеландит-сподуменовая), 4) мелкочешуйчатого мусковита, 5) блокового микроклина, 6) блокового кварца. Пространственное положение этих зон в пегматитовых телах подчиняется строгим закономерностям. Отдельные зоны выпадают или объединяются с соседними зонами, но их смена от зальбандов к центру жил всегда происходит в одной и той же последовательности, а именно в порядке их перечисления. Внутренние зоны могут давать апофизы во внешние зоны или замещать их. Обратных структурно-генетических соотношений в отчетливо зональных альбитовых пегматитах, образующихся в относительно спокойной тектонической обстановке, не наблюдалось.

4. Пространственное распределение редкометалльной минерализации в альбитовых пегматитах строго закономерно. Максимальное содержание берилла и литиевых минералов наблюдается в зоне клевеландита или заменяющей ее кварц-клевеландит-сподуменовой зоне. Причем в зоне клевеландита в общем случае оно постепенно возрастает к центру жилы и достигает максимума на границе с центральными зонами. Содержание тантала к центру жил увеличивается, а ниобия — падает.

5. Альбитовые пегматиты образуются в процессе кристаллизационной дифференциации обогащенного натрием пегматитового расплава-раствора.

6. Хронологическая последовательность формирования зон совпадает с их пространственной сменой от зальбандов к центру жил.

7. Все гипогенные минералы альбитовых пегматитов могут образовываться как посредством свободной кристаллизации из расплава-раствора, так и путем автотметасоматической реакции с ранее образованными минералами (зонами) или путем сингенетической перекристаллизации.

8. Редкометалльные минералы, независимо от способа образования, в подавляющей своей массе сингенетичны заключающим их зонам.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1951.
- Власов К. А. Тектурно-генетическая классификация гранитных пегматитов.— Докл. АН СССР, т. 36, № 3, 1946.
- Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1952.
- Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические типы.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1961.

- Гинзбург А. И. Поисковые признаки редкометалльных пегматитов.— Разведка недр, № 3, 1949.
- Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов.— Труды Минер. муз. АН СССР, вып. 7, 1955.
- Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов.— Разведка и охрана недр, № 6, 1957.
- Камерон Е., Жанс Р. и др. Внутреннее строение гранитных пегматитов. Изд-во иностр. лит-ры, 1951.
- Кузнецов В. И. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 162, 1955.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов.— Зап. ЛГИ, т. 30, вып. 2, 1955.
- Никитин В. Д. Особенности редкометалльной минерализации в пегматитовых жилах.— Зап. Всес. мнн. об-ва, т. 86, № 1, 1957.
- Никитин В. Л. и др. Природа ниобо-танталовой минерализации в редкометалльных пегматитах.— Зап. ЛГИ, т. 35, вып. 2, 1959.
- Солодов Н. А. Некоторые закономерности распределения редких элементов в отчетливо зональных гранитных пегматитах.— Геохимия, № 4, 1959.
- Солодов Н. А. К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов.— Геохимия, № 7, 1959.
- Солодов Н. А. Главные типы редкометалльных гранитных пегматитов.— Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 5, 1961.
- Солодов Н. А. Зональность редкометалльных гранитных пегматитов. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 8, 1962.
- Успенский Н. М. О генезисе пегматитов Золотой горы.— Сов. геол., № 4, 1945.
- Ферман А. Е. Пегматиты, т. I, 1940.
- Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Изд. АН Казах. ССР, 1958.
- Crosby W. O. a. Fuller M. L. Origin of pegmatite.— Amer. Geologist, 19, 147—180, 1897.
- Hess F. L. The natural history of the pegmatites.— Eng. a. Min. Journ. Press. (Aug. 22), 120, N 8, 289—298, 1925.
- Lacroix A. Mineralogie de Madagascar, 2, Paris, 1922.
- Landes K. K. Origin and classification of pegmatites.— Amer. Miner., 18, 33—56, 95—103, 1933.
- Paulose G. V. The Odara pegmatite. Econ. Geol., 52, N 6, 1957.
- Pesora W. T. a. Fahey I. I. The Corredo Frio pegmatite.— Minas Gerais, Amer. min., 34, p. 83—92, 1949.
- Schaller W. Mineral replacemente in pegmatites.— Amer. Min., 12, N 3, 59—63, 1927.
- Superchanu C. Minerale rare in pegmatitele granitice din Banat Rev. minerol., 8, N 3, 1957.