

ОВОИДНЫЕ АЛЬБИТИТЫ С УЧАСТКА РУДНИКА „ЗНАМЕНИТОГО“ В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

С. С. ИЛЬЕНОК

При руднично-геологических исследованиях в 1936—38 гг. мною было обращено внимание на своеобразные овоидные альбитовые породы, выступающие на участке рудника „Знаменитого“ в Кузнецком Алатау. Интересно, что эти породы сопровождаются кварцевыми жилами с богатой рудной минерализацией. Подобные образования описаны Н. И. Бородаевским [1] из района рудника „Малый Коран“, Учалинского р-на БАССР на Южном Урале. Близкие породы описал Б. Н. Куплетский [2] из района Маминского золоторудного месторождения на Среднем Урале.

Овоидные альбититы образуют сравнительно небольшие пятна с распылчатыми нечеткими границами в мелких телах альбитовых диоритов, среди которых в краевых участках тел проявляются горнблендиты, а в связи с первыми породами—хлорит-эпидотовые альбититы. Кроме того, представляют большой интерес для выявления генезиса пород жилки альбитовых „аплитов“, наблюдавшиеся среди альбититов.

Тела альбитовых диоритов выступают в области экзоконтакта Бельского плутона кварцево-монцонитового состава. Возраст интрузии, как и вмещающих пород в виде кварцевых порфиритов, афанитовых, плагиоклазовых порфиритов и диабазов с сопровождающими их конгломератами, линзами известняка, отнесен к протерозою. Серия выходов альбитовых диоритов окаймляет язык этого плутона, который вытянут в направлении $NO:30^{\circ}$ и связан с тектонической зоной, в которую была втянута магма.

На продолжении языка Бельского плутона в 480—540 м от контакта наблюдаются два мелких тела альбитовых диоритов с площадью выхода 1200 м² и 240 м² (рис. 1). Они вытянуты в том же направлении, что и язык интрузии Бельского плутона, и напоминают как бы его отпрыски или сателлиты. Однако к востоку от них располагается серия мелких тел того же типа, которые имеют уже иное, а именно, широтное простирание. Размеры тел в поперечнике небольшие, в среднем 15—30 м по длине и 8—15 м по мощности, а иногда измеряются только единицами метров. Контуры этих тел в плане имеют удлинненную или эллипсообразную форму. Характерна подчиненность тел зонам смятия, в которых они и располагаются. Одна зона имеет широтное, а другая северо-восточное до меридионального простирание. Наиболее крупные тела располагаются в месте стыка этих зон. Той же закономерности подчинены и более поздние кварцевые рудные жилы, которые здесь имеют кулисообразное строение. Кварцевые жилы в телах альбитовых диоритов перемежаются или сменяют друг друга по простиранию, при этом каждая новая жила появляется в лежащем боку по направлению к месту сопряжения зон смятия.

Проследивая мелкие тела указанных пород на глубину по подземным выработкам, пройденным по рудным жилам, можно заметить, что с глубиной одни тела исчезают, другие появляются. Во всяком случае многие тела имеют бескорневой характер. Вместе с тем местами наблюдались слияния отдельных тел. В общем, значительного увеличения мощности

тел с глубиной не наблюдается. Падение тел крутое и достигает 80° . Кроме того, проявляется небольшое восточное склонение.

Следует отметить следующие особенности этих тел. Контакты их с боковой породой часто совершенно незаметные и постепенные. Вмещающие породы на участке представлены, главным образом, плагиоклазовыми порфиритами. Эти породы здесь сильно разложены, особенно на границе с альбитовыми диоритами и альбититами. Плагиоклаз в них переходит в альбит, серицит и эпидот. В основной массе, кроме указанных минералов, проявляются хлорит и кальцит, часто прорастающие друг друга. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, лейкоксеном.

В зоне эндоконтакта иногда наблюдается гнейсовидная текстура, и тогда заметно уменьшение величины зерна к контакту в узком поясе мощностью в несколько см. В породах нередко проявляются альбитовые выпоты в виде тонких сингенетических жилок, ибо состав их полностью согласуется с составом вмещающей массы породы. В гнейсовидных участках они следуют по текстурным направлениям, а в массивных образуют неправильную сетку.

Интересно проследить особенности пород, их минералогический состав и характер проявления минералов в разновидностях, слагающих описанные тела на участке.

Горнблендиты

Породы встречаются сравнительно редко и образуют то узкие жилкообразные тела, то слагают краевые участки отдельных тел альбитовых диоритов, имея к ним постепенные переходы.

Породы имеют темнозеленую окраску, массивную текстуру и характеризуются средне- и крупнокристаллическим сложением. Последнее характерно даже для мелких жилкообразных тел. Величина зерна равномерная по всей породе.

Микроскоп показывает панидиоморфнозернистую структуру с хорошо развитыми формами роговой обманки. Кристаллы вытянуты по „с“ в 4—5 раз относительно их размеров в поперечнике. Хорошо развиты все грани призмы (110), пинакоидов (010) и (010), а также конечные грани. В образцах, содержащих альбит, последний присутствует в промежутках между кристаллами рогообманки и по отношению к ней ксеноморфен. Несомненно, здесь мы имеем альбитизированный плагиоклаз, ибо зерна этого минерала содержат обильные комочки эпидота и чешуйки серицита. Эпидот концентрируется у границ зерен, что связано с перекристаллизацией и очищением альбитового кристалла от посторонних включений. Местами ясно выступает полисинтетическая двойниковая структура, что позволило, например, выявить следующую ориентировку двойниковой оси относительно эллипсоида с помощью столика Федорова: $Ng = 74,5$, $Nm = 17$, $Np = 82,5$; $2V = +82$. Дв. ось [001]. Альбит № 4 (обр. 102 г).

В кристалле, не имеющем двойниковой структуры, выявлено такое расположение эллипсоида относительно спайности по (001): $Ng = 78^\circ$, $Nm = 24$, $Np = 69$; $2V = +80$. Альбит № 6 ± 2.

Интересно, что этот альбитизированный плагиоклаз, содержащий включения эпидота и серицита, обрастает радиальнолучистым альбитом, к которому приурочены мелкие ксеноморфные зерна кварца.

Рогообманка, как показывает микроскоп, имеет зональное строение. Основная масса ее бурая, к краям плавно переходит в зелено бурую. Свойства минерала (обр. 102-г) в центральной части и краях следующие (табл. 1).

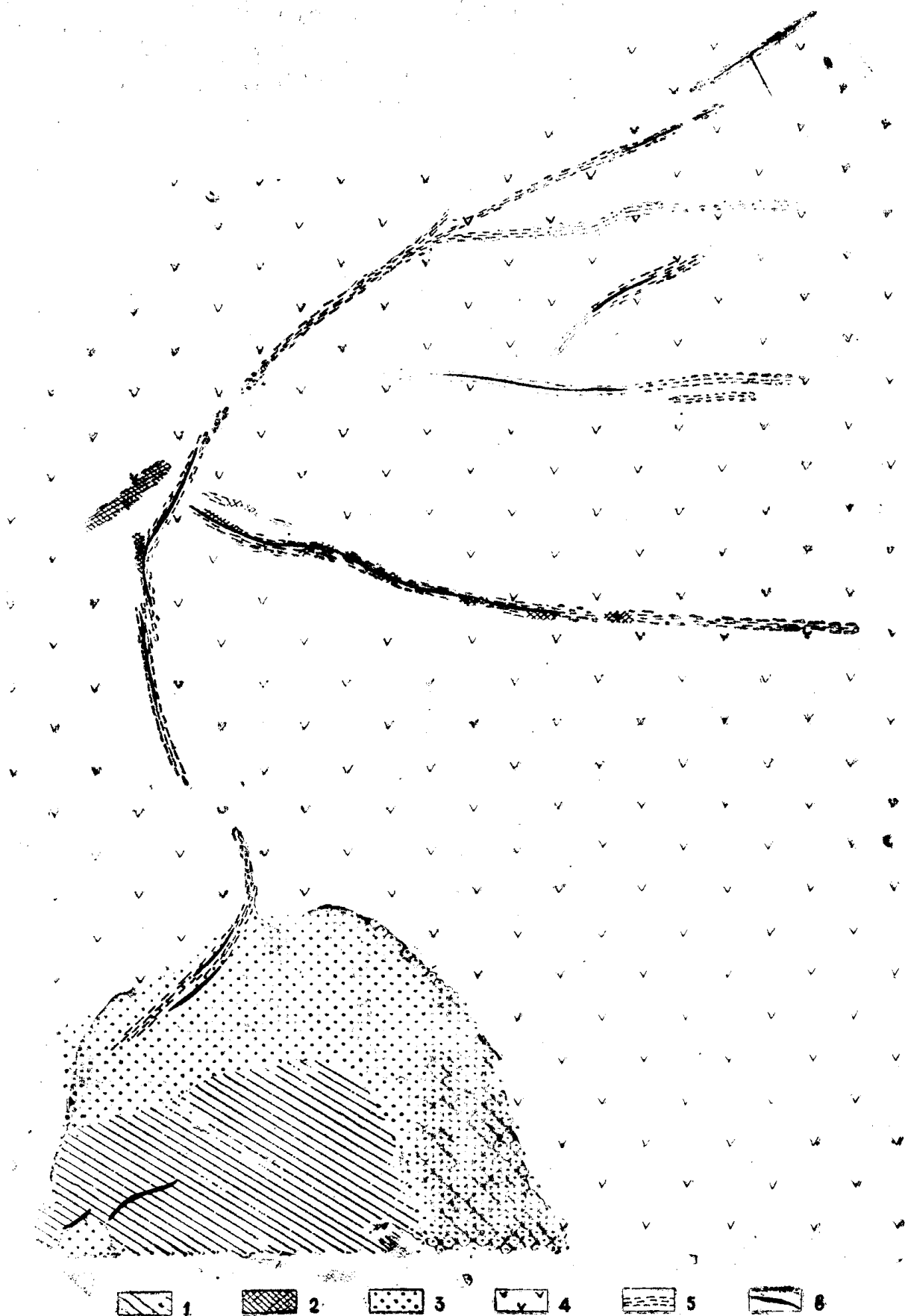


Рис. 1. Схема расположения выходов альбитовых диоритов и альбититов.
 1—кварцево-роговообманковые монзониты; 2—альбитовые диориты и альбититы; 3—диабазовые роговики; 4—диабазовые порфириды; 5—зоны смятия пород; 6—кварцевые жилы.

Таблица 1

	Центральная часть зерен	Периферия зерен
Плеохроизм: N_g	Бурый	Зеленовато-бурый до зеленого
N_m	Желтобурый	Желтобурый
N_p	Желтый	Зеленовато-желтый
$N_g - N_p$	0,027	0,020
$c : N_g$	13°	15°
$2V$	-66°	-66°

Приведенные свойства показывают близость минерала к бурой рогообманке № 48 Ларсена и Бермана [3]. Изменение окраски в краях зерен, по видимому, связано с некоторой потерей титана, как это показано Диром [4] для роговых обманок комплекса Глен Тилт, а может быть, с изменением характера ионов этого элемента. Во всяком случае дальнейшее разложение минерала с появлением хлорита приводит к выпадению титанита. Увеличение угла $c : N_g$ по периферии зерен также соответствует этому.

Рогообманка замещается хлоритом. При этом граница втёков хлорита в первую окаймляется бесцветной рогообманкой, а внутри хлорита наблюдаются неправильные зерна титанита. В других случаях кайма бесцветной рогообманки появляется там, где зелено-бурая рогообманка обрастает



Рис. 2. Появление бесцветной рогообманки за счет зеленой разновидности в местах разъедания ее хлоритом или обрастания кальцитом. Шл. 102. Ув. 24.

кальцитом (рис. 2). Иногда хлорит ассоциирует с кальцитом, замещая рогообманку со стороны центральной части так, что от нее остаются узкие краевые зоны. Свойства участков обесцвеченной рогообманки таковы:

Плеохроизм: N_g — бледно-голубовато-зеленая, N_m — бледнозеленая, N_p — бесцветная; $c : N_g = 21^\circ$; $N_g - N_p = 0,029$; $2V = -60^\circ$.

При замещении зеленой рогообманки хлоритом из краевой зоны ее выносятся Mg и Ti, идущие на формирование хлорита и титанита, поэтому в краевой зоне и появляется бесцветная рогообманка со свойствами актинолита. Дальнейшее разложение минерала приводит к появлению кальцита.

Таким образом, горнблендиты, особенно переходные разновидности к диоритам, по видимому, содержали плагиоклаз, который нацело перешел в альбит, сопровождаясь эпидотом и серицитом.

Необходимо отметить, что повышенное содержание кварца сопровождается интенсивным разложением рогообманки, которая замещается хло-

ритом и карбонатом (91-6). Последний минерал железистого типа, ибо при травлении его соляной кислотой остается бурый нерастворимый остаток. Кроме того, он сопровождается мазками бурого железняка. Хлорит представлен крупными, хорошо образованными удлиненными зернами с лавандовосерой интерференционной окраской, а в отдельных волокнах—аномальной фиолетовой окраской.

Кварц образует гранофировые срастания с альбитом, а также более крупные зерна мозаичных очертаний. Но среди последних иногда появляются отдельные грани кристалла гексагонального облика.

В породе наблюдались отдельные полосы смятия, вдоль которых появляется кварц мостовой структуры, а также рыхлый кальцит и отдельные зерна пирита.

Состав одного типичного образца (91-6) такой разложенной породы следующий: альбит-кварцевый гранофир—32%, хлорит—25%, железистый карбонат—30%, серицит—6%, кварц—7%.

Альбитовые микродиориты

Породы слагают наиболее крупные тела, особенно в районе центральной части широтной зоны, где на глубине 5 горизонта подземных выработок подсечено тело мощностью около 50 м. Они обладают серовато-зеленой окраской, мелким или средним зерном и массивной текстурой. Впрочем, часто наблюдается сильный катаклаз, хлорит проникает вдоль тонких субпараллельных трещин, и порода принимает сланцеватый облик. Легко обнаруживается присутствие карбонатов слабым, а в сланцеватых породах довольно резким вскипанием от действия разбавленной соляной кислоты.

Микроскоп показывает породу, состоящую существенно из рогообманки и альбита; второстепенное значение имеют кварц, хлорит, еще менее—эпидот и кальцит. Акцессорные—апатит, титанит, магнетит. В среднезернистых разновидностях структура неравномернозернистая, ибо рогообманка образует изометричные довольно крупные кристаллы с хорошо образованными гранями, которые расположены среди мелкозернистой массы из альбита и других второстепенных минералов. Мелкозернистые разновидности породы показывают равномерное по величине зерно, но рогообманка принимает форму острых тонких призм или игл среди ксеноморфного по отношению к ней альбита, кварца и др. минералов. Структура местами напоминает офитовую, но с обратным содержанием. Место идиоморфного плагиоклаза здесь занимает рогообманка, а в промежутках между зернами последней располагается не темноцветный компонент, как в офитовой структуре, а альбит.

Рогообманка имеет хорошо выраженные грани призмы, второго пинакоида, а также конечные грани, определение которых в шлифе затруднительно. В среднезернистых разновидностях отчетливо проявляются переходы бурой рогообманки, образующей основу зерен, в бледно-голубовато-зеленую, а также травяно-зеленую разновидность. Обычно бурая рогообманка пятнами и пегматитообразно прорастает бледно-голубовато-зеленой разновидностью. Одновременно выпадает титанит в виде мелких бесформенных комочков и рыхлый кальцит, прорастающий бледноокрашенную рогообманку.

Травяно-зеленая разновидность образует каймы на концах зерен по их удлинению и реже—небольшие пятна вдоль субмикроскопических трещин (рис. 3). Оптические свойства всех трех разновидностей минерала сведены в табл. 2.

Таблица 2

	I	II	III
Плеохроизм N_g	Бурый	Бледно-голубовато-зеленый	Желто-зеленый
N_m	Светлобурый	Чуть голубовато-зеленый, почти бесцветный	Травяно-желтый
N_p	Бледнобурый	Бледно-голубовато-зеленый	Зеленовато-желтый
$c:N_g$	18°	21°	21°
$N_g - N_p$	0,022	0,030	0,027
$2 V$	-60	-58	-48

Первая разновидность принадлежит бурой титанистой рогообманке. Бесцветная разновидность принадлежит актинолиту, а травяно-зеленая—разновидности, слегка обогащенной натром, вероятно, за счет воздействия остаточных щелочных растворов, из которых кристаллизовался альбит.

Рогообманка обрастает и разъедается со стороны хлорита (рис. 4), который образовался явно позже эпидота, ибо он заполняет трещинки в

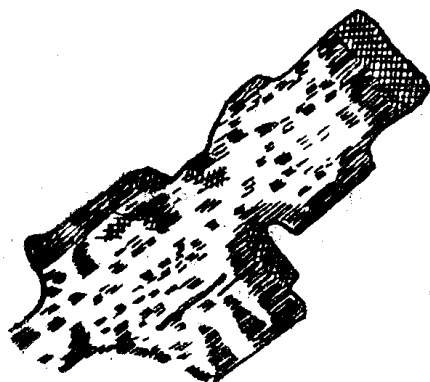


Рис. 3. Зеленая рогообманка прорастает пегматитообразно бесцветной разновидностью. На концах зерен и вблизи трещин образуется травяно-зеленая рогообманка Шл. 101-б. Ув. 40.

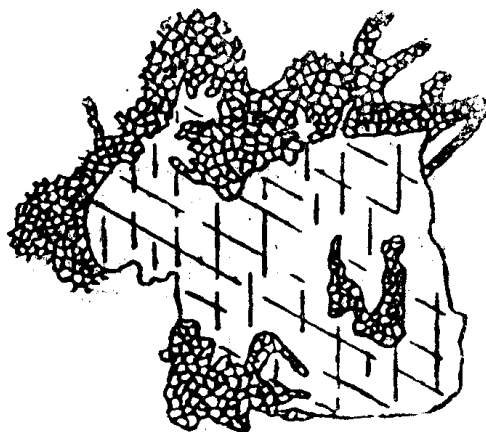


Рис. 4. Замещение рогообманки хлоритом. Обр. 101. Ув. 35.

катаклазированных зернах последнего. Интересно, что эпидот также образует корочки на кристаллах рогообманки (рис. 5). Границы между обоими минералами местами имеют неровный характер с заливами внутрь рогообманки.

Альбит, как указывалось, ксеноморфен по отношению к рогообманке. Он образует изометричные, слегка брусковидные зерна. Местами он включает крупные зерна эпидота и чешуйки серицита. Определение ориентировки оптического эллипсоида на столике Федорова показало: $N_g = 83$, $N_m = 64$, $N_p = 27$. Дв. ось $[100]$. Альбит № 1.

Крупные зерна альбита обрастают каймой радиально-лучистой разновидности в виде елочек или кристаллов, напоминающих по форме ракетную лопаточку. Угол максимального угасания с N_p в зоне $(010) = 18^\circ$, что соответствует чистому альбиту. Обычно с внешней стороны этих елочек появляется кварц, иногда образующий диабластическую структуру в сравнении с альбитом. Местами он появляется в виде более крупных ксеноморфных зерен, разъедающих альбит (рис. 6).

Альбит в мелкозернистых породах иногда содержит включения рогообманки, эпидота, апатита, и тогда появляется рисунок, напоминающий си-товидную структуру метаморфических пород.

Хлорит представлен радиально-лучистой разновидностью пеннина, имеющего $N_g - N_p = 0,002$, оптически $+$, с очень малым углом оптических осей. С хлоритом ассоциирует сфен в виде мелких каплеобразных зерен.



Рис. 5. Обрастание зеленой рогообманки эпидотом. Обр. 106. Ув. 40.



Рис. 6. Нарастание кварца на концах зерен метельчатого альбита, расположенного в свою очередь на брусковидном альбите. Обр. 101-в. Ув. 35.

шек. Хлорит иногда образует жилообразные втёки в крупные зерна кальцита.

Из аксессуарных минералов наиболее типичен апатит. Он образует обильные, тонкие и часто очень длинные иголки. Другой минерал из этой группы—магнетит. Он образует сравнительно редкие зерна.

Количественный минералогический состав, приведенный ниже, показывает переменные количества рогообманки и альбита. Количество второстепенных и вторичных минералов изменяется незначительно (табл. 3).

Таблица 3

Минерал	№ 101-6	102
Альбит	39	35
Рогообманка	44	25
Кварц	6	8
Хлорит	6	10
Эпидот	2	6
Кальцит	2	5
Апатит и пр.	1	1
	100,0	100,0

Породы должны быть отнесены к альбитопородам и определены как альбитовые микродиориты.

Хлорит-эпидотовые альбититы

Породы располагаются среди альбитовых микродиоритов и представляют собой дальнейшую ступень разложения последних под влиянием низкотемпературных остаточных растворов магмы. Здесь рогообманка неустойчива и полностью замещена хлоритом, кальцитом с примесью тита-

истого минерала, который здесь представлен темнобурым рутилом. Граница пород с альбитовыми микродиоритами совершенно неправильная и трудно уловимая на глаз.

Макроскопически породы почти не отличимы от альбитовых диоритов. Заметна большая хлоритизация породы и появление лепешковидных выделений хлорита. Кроме того, видна тонкая пористость за счет выщелачивания карбоната.

Микроскоп показывает, что порода состоит существенно из альбита с подчиненным количеством хлорита, кварца, кальцита, эпидота. В незначительном количестве присутствуют апатит, рутил, магнетит, пирит. Структура гетеробластическая. Альбит образует более крупные кристаллы, чем остальные компоненты породы. Он имеет форму табличек или слегка разъединенных брусковидных зерен с ясной полисинтетической структурой. Внутри зерен часто проявляется эпидот в виде крупных скелетных кристаллов, серицит в виде отдельных чешуй или сбитый кучками. Кальцит образует только выполнения трещин.

Некоторые зерна альбита совершенно свободны от включений эпидота, который располагается в промежутках между первыми.

Определение ориентировки эллипсоида фелоровским столиком показало: 1. Ng — 73, Nm — 17, Np — 87. Дв. ось [001]. Альбит № 0 (шл. 101-з); 2. Ng — 17,5, Nm — 72,5, Np — 88. Дв. ось [010]. Альбит № 2 (шл. 101-з).

Таблички альбита местами обрастают радиально-лучистой разновидностью того же минерала.

Хлорит образует псевдоморфозы по роогообманке, но имеет тот же радиально-лучистый характер и оптические свойства, что и в альбитовых микродиоритах. В отличие от последних, он сопровождается не титанитом, а обильными тонкими иглами темнобурого рутила, который образует сrostки („ежи“).

Кварц редок и встречается в виде небольших ксеноморфных зерен обычно с радиально-лучистым альбитом.

Кальцит прорастает хлорит и вообще, повидимому, легко мигрирует, проникая вдоль субмикроскопических трещин в альбит, кварц, эпидот.

Акцессорные апатит и магнетит обладают теми же особенностями, что и в породах, описанных выше. Апатит проявляется в виде обильных тонких иглонок, а магнетит образует сравнительно крупные, но редкие зерна. Пирит присутствует спорадически, крупные его зерна обычно окаймлены пленками бурого железняка.

Следует отметить, что эпидот местами содержит тонкую муть, повидимому, продуктов его разложения и становится тогда темносерым (процесс до некоторой степени аналогичный сосюритизации плагиоклаза).

Овоидные альбититы

Располагаются в участках наибольшего катаклаза и рассланцовки среди альбитопород интрузивного облика, поэтому имеют форму неясно выраженных полос. Часто они захватывают область эндоконтакта.

При содействии стресса, обусловившего образование подновленных зон смятия и появление густой сети путей для низкотемпературных метаморфизирующих растворов, появились образования с новыми оригинальными чертами структуры и минералогического состава.

Бросается в глаза, прежде всего, появление овоидов розового полешпата, которые придают породе розово-серую окраску. Овоиды обычно имеют округлую или эллипсообразную форму, а иногда неправильную с неровными извилистыми границами. Интересно, что они имеют различную величину и образуют то беспорядочное расположение (рис. 7), то вытягиваются параллельными цепочками (рис. 8), почти под прямым углом к рас-

сланцовке. При этом овоиды деформированы по направлению последней. Размеры этих образований в среднем 4—5 мм, но достигают более 10 мм в диаметре. Густота расположения овоидов различная. Они то редки и проявляются цепочками, то обильны и почти соприкасаются друг с другом.

Еще в процессе полевых работ привлекало внимание строение овоидов. Дело в том, что розовый альбит во внутренней части содержит корочку кварца, который образует друзы с конечными гранями кристаллов, оканчивающихся в центральной части овоида в поле железистого карбо-



Рис. 7. Порода с обильными овоидами альбита. Черное—хлорит. Обр. 31 в н. в.

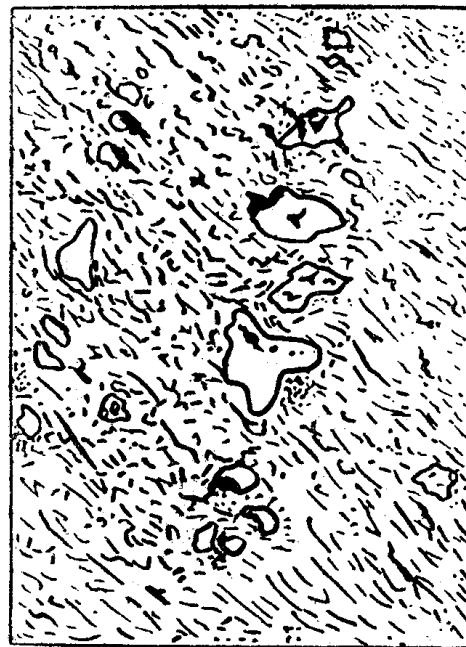


Рис. 8. Вытягивание овоидов альбита в цепочки, не совпадающие с направлением рассланцовки. Обр. 109.

ната (рис. 9). Железистый карбонат появился в наиболее позднюю стадию после катаклаза породы и проявляется в ней по тонким трещинкам.

Микроскоп показывает радиально-лучистую структуру альбита овоидов. Он образует либо сферолиты, ядро которых состоит из мелкозернистого роговикового агрегата альбита, либо корки лучистого альбита, образующие замкнутую форму. Волокна образуют метельчатые формы, которые оканчиваются кварцем, нарастающим на них в виде щетки эвгедральных кристаллов (рис. 10). Кварц имеет зональное строение, что характерно для минерала, образованного в условиях свободного пространства [5]. Нередко внутренняя часть овоидов выполнена мелкозернистым хлоритом.

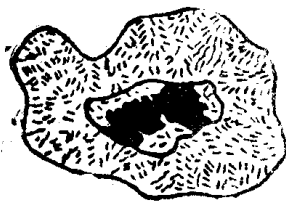


Рис. 9. Овоид альбита, содержащий в центральной части кварц и железистый карбонат (черное). Обр. 48-г. Ув. 3.

Основная масса породы состоит из изометричных или брусковидных зерен альбита, либо свободных от включений, либо содержащих серицит и лишь в редких случаях, серый от тонких пыле-

ватых включений, эпидот, который здесь, повидимому, неустойчив. Замеры на столике Федорова показали следующую ориентировку эллипсоида: 1. Ng — 73, Nm — 17, Np — 87, 2V = +82. Дв. ось [001]. Альбит № 0. Шл. 101.6—2.

2. $Ng = 83$, $Nm = 63$, $Np = 28$, $2V = +84$. Дв. ось [100]. Альбит № 1. Шл. 101-б—3.

Брусковидный альбит, судя по характеру включений, образовался за счет альбитизации плагиоклаза. По удлинению его зерен нарастают розетковидные агрегаты нового радиально-лучистого альбита (рис. 11). В промежутках зерен наблюдаются ксеноморфные зерна кварца, переходящие на границе с последним в тонкие прорастания (гранофир).

Порода, в которой имеются пятнистые и жилкообразные альбитовые выпоты (101-б—2), показывает замещение брусковидного альбита и раннего кварца гранофиром (рис. 12). Местами заметны обломки кварца, залеченные и в значительной степени резорбированные со стороны гранофира. Это ясно указывает, что перед появлением гранофира произошел катаклаз. Гранофир сечется тонкими жилками кварца, которые сливаются и угасают одновременно с внешней каймой кварца, обрастающего первый.

Хлорит имеет тот же характер, что и в альбито-породах и сопровождается сростками тонких иголок темнубурого рутила. Кальцит прорастает

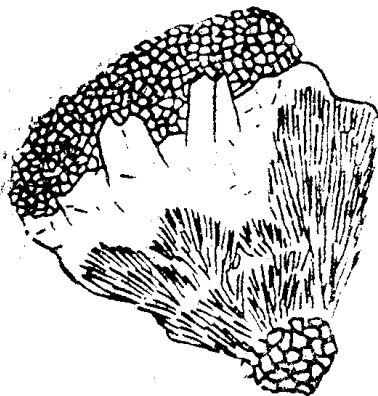


Рис. 10. Часть овоида состоит из роговикового альбита, на который нарастает метельчатый, а на последний—корочки кварца с правильно образованными кристаллами, направленными в центральное поле, сложенное хлоритом. Шл. 109-г. Ув. 40.

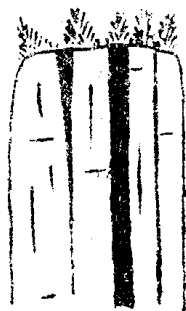


Рис. 11. Нарастание метельчатого альбита на концах зерен брусковидного альбита. Обр. 101-з. Ув. 40.



Рис. 12. Замещение альбита и кварца со стороны гранофира. Обр. 101-б. Ув. 40.

хлорит и легко проникает во все минералы по тончайшим трещинкам. Серицит, в отличие от ранее описанных пород, разбросан повсюду, даже встречается в кварце и имеет вид крупных чешуй.

Акцессорные—апатит, магнетит и иногда пирит имеют тот же характер, что и в альбит-хлорит-эпидотовых породах.

В добавление к описанным минералам основной массы породы имеет место наложение новых двух стадий карбонатов. Проявляются жилки железистого карбоната, который охотно замещает хлорит и образует в нем кристаллы ромбовых очертаний в сечении шлифа. Карбонат принадлежит той же генерации минерала, что проявляется в центральной части овоидов. Железистый карбонат, в свою очередь, сечется, как и другие минералы, жилками кальцита.

В заключение следует указать, что можно обнаружить образования, в которых альбит оказывается разложившимся. Это сопровождается появлением слюды и обильного кварца и знаменует начало того этапа, с которым непосредственно связано формирование кварцевых рудных жил. Кроме того, эти породы приурочены к тем узким зонам, в которых сформировались рудные тела, и называются „измененными боковыми породами рудных тел“.

Альбитовые „аплиты“.

Альбитовые диориты содержат местами обильные жилки розового „аплита“, которые имеют характер выпотов. Мощность их колеблется от 4—5 мм до 6—7 см. При этом наиболее мощные жилки имеют неясные расплывчатые границы и смешиваются с материалом боковой породы. Заметна макроскопически среди мелкозернистой массы розового полешипта с размером зерен 0,4—0,6 мм примесь тонко рассеянного хлорита.

Микроскоп показывает, что материал жилок состоит главным образом из альбита и кварца. Изометричные или брусковидные кристаллы альбита, содержащие внутри себя обильные крупные чешуи серицита, оказываются обросшими везде широкими каймами метельчатого альбита. Последний во внешней части этих кайм переходит в гранофир, сменяющийся кварцем. Местами метельчатые агрегаты альбитового гранофира образуют самостоятельные зерна, окруженные кварцем, обычно угасающим как один кристалл. Широкое распространение имеют тонкие нитяные жилки кварца, пересекающие метельчатый альбит и гаснущие одновременно с внешней каймой кварца (рис. 13). Можно думать, что жилки являются одновозрастными с внешней каймой кварца, окружающего зерна

гранофира. Однако нам известна способность кварца принимать при заполнении тонких трещин в кварцевой среде оптическую ориентировку вмещающих кристаллов. Эта особенность кварца отмечалась неоднократно еще в старых работах по микроскопическому изучению кварца рудных жил [5, 14] и часто проявляется в кварцевых жилах нашего района. Поэтому, исходя из морфологических особенностей этих жилок, можно полагать, что они образовались позже кварца внешней каймы гранофира, следом за катаклизмом таких сложных зерен. Встречаются мелкие, слегка удлиненные кристаллы чистого альбита с полисинтетически двойниковым строением. Они отличаются от зерен брусковидного альбита формой зерен и их величиной, отсутствием включений сери-

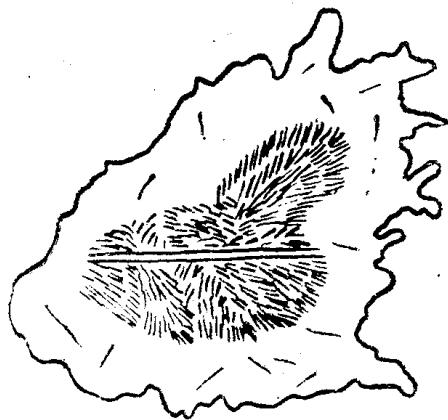


Рис. 13. Альбитовый гранофир (в центре) сечется нитяной жилкой кварца, имеющего одну оптическую ориентировку с кварцем внешней каймы.
Обр. 101-д.

цита и переходами в метельчатую форму альбита. Такой переход чаще проявляется по удлинению зерна.

В качестве темноцветного компонента выступает зеленый хлорит, образующий войлочные агрегаты. Картина в скрещенных николях показывает тонкозернистое радиально-лучистое строение и железносерую слабую интерференционную окраску. Эти морфологические особенности, обычно характерные для минералов, раскристаллизованных из гелей, показывают, повидимому, низкотемпературный характер минерала.

Апатит, выступающий в качестве акцессорного минерала, здесь очень обилен. Он образует характерные длинные тонкие иглы, обычно катаклизированные и разбитые на членики.

Железистый карбонат, который присутствует в породе, связан с наложенной стадией минерализации, ибо он сечет вышеописанный минеральный агрегат в виде жилок. В участках проявления хлорита охотно замечает последний, образуя в нем густо расположенные агрегаты кристаллов ромбовидной формы.

В образце 31-г проявляется гранобластический агрегат альбита с подчиненным количеством кварца. Во многих зернах альбита включены тонкие чешуйки серицита. Кроме того, здесь же виден кальцит в виде войлочных агрегатов, а также мелкозернистый радиальный хлорит в виде мазков и расплывчатых пятен.

В образце 113 среди альбитового агрегата, в центральной части жилки, обособляется кварц. В кварце наблюдаются тонкие иглы минерала, похожего на рутил. Среди альбитового агрегата видны отдельные зерна магнетита. Присутствует пирит, приуроченный к кварцу, а также связанный с первым вторичный лимонит.

Таким образом, структура и минеральный состав жилок показывают, что мы здесь имеем „аплиты“ гидротермального происхождения. Главная составная часть—альбит, в подчиненном количестве кварц, выпадающий позже альбита с переходом в пространственно обособленные участки. В качестве цветного минерала—низкотемпературный хлорит. Второстепенные—кальцит, серицит. Акцессорные—апатит, магнетит, пирит. Наложенная стадия минералообразования—железистый карбонат.

Происхождение альбитовых пород

Ассоциация брусковидных зерен альбита в рассмотренных разновидностях пород с эпидотом и серицитом во всех мелких деталях расположения этих минералов, несомненно, указывает на появление их в результате дезанортизации плагиоклаза. Следовательно, вначале породы имели состав диоритов и более лейкократовых типов пород—кварцево-роговообманковых монцонитов, распространенных вблизи этого участка, а также более редких горнблендитов. Возможно, что рогообманка так же, как и в кварцево-роговообманковых монцонитах Бельского плутона, появилась позже главных минералов породы, во время дезанортизации плагиоклаза. За это говорит ее идеальная огранка и хорошая сохранность в породах, содержащих эпидот. Этим можно объяснить и обособление горнблендитов в виде жилообразных тел.

Рассматривая ряд пород от горнблендитов и альбитовых диоритов к хлорит-эпидотовым альбититам и овоидным альбититам, можно везде заметить интенсивное действие щелочных натровых растворов, изменение породы при разложении прежних минералов и образовании новых, более низкотемпературных образований. Разложение бурой рогообманки дает вначале актинолит, титанит и кальцит, а затем хлорит. В низкотемпературных образованиях титанистый минерал представлен рутилом, который располагается в хлорите. Увеличением содержания натра в растворе можно объяснить появление каймы травяно-зеленого амфибола на зернах рогообманки бурого типа или переходящей в актинолит. Если в альбитовых диоритах новообразования метельчатого альбита, обрастающего брусковидные зерна, псевдоморфозы альбита по плагиоклазу являются сравнительно редкими, то в хлорит-эпидотовых альбититах они обильны, а в овоидных породах преобладают. За отложением метельчатого альбита следует появление кварца и образование тонкой диабластической структуры из этих минералов. Кварц образует каймы в виде цельных кристаллов вокруг гранофирового агрегата или метельчатого альбита с следами резорбции последнего.

Особенности минерального состава и структуры описанных пород показывают, что процессы метаморфизма здесь начались с дезанортизации плагиоклаза, т. е. в обстановке гельсинкитовой фации при температурных условиях порядка 500°. Породы были пропитаны медленно диффундирующим раствором с значительным содержанием CO_2 , H, OH, Na_2O и SiO_2 . Передвижению растворов содействовал неоднократно проявляющийся

ся катаклаз зерен породы. Степень метаморфизма пород здесь не проявлялась равномерно, а, несомненно, зависела от интенсивности катаклаза. Условия неустойчивой синкинематической обстановки при непрерывно падающей температуре раствора и изменении его состава привели к образованию вслед за альбито-диоритами альбит-хлорито-эпидотовых пород, соответствующих альбит-эпидотовой фации и, наконец, овоидных альбит-хлоритовых пород, в которых эпидот неустойчив. Последние соответствуют новой низкотемпературной фации—альбитхлоритовой соответственно с типичными устойчивыми минералами.

Изучение овоидных альбититов показывает значительную подвижность альбитовой молекулы, концентрирующейся в овоидах. Появление овоидов в виде цепочек можно объяснить либо наличием трещин в породе, вдоль которых могли расти овоиды за счет более интенсивного притока раствора, либо образованием водных капель в квазиподвижном, пластичном материале. Проявление хотя бы незначительного движения этого материала могло обуславливать вытягивание этих капель в цепочку. За последний способ генезиса овоидов говорит наличие гнейсовидности с образованием местных потоков и завихрений. При этом гнейсовидные породы проявляются пятнами и связаны с движениями материала снизу вверх по трубообразным участкам. За тот же способ образования овоидов указывает и направление роста овоидов от стенок к центру с образованием жеод и друзовидного кварца с зональным строением, которое проявляется в условиях свободного роста кристалла.

Следовательно, можно полагать, что овоидные альбититы показывают условия обособления капельных гидротермальных растворов, подводящих нас к формированию кварцевой стадии минерализации. При наличии трещин, вероятно, она может обособляться с образованием кварцевых жил. Минерализация этих жил на участке в виде отложений рудных минералов может рассматриваться как один из конечных этапов эволюции щелочного натрового раствора. Нужно отметить, что породы, описанные Бородаевским Н. И. [1] и Куплетским Б. Н. [2], также расположены на участке золоторудных месторождений. Альбититы из района рудника „Малый коран“ Учалинского р-на БАССР на Ю. Урале, описанные Бородаевским Н. И., очень близки по ассоциации минералов и структуре к альбититам, описанным выше. Они состоят из альбита, часто метельчатого, особенно в прожилках, а также кварца, калишпата, апатита, рутила, железистого карбоната. Переходы альбититов к вмещающим породам постепенные. Генезис пород автор увязывает с метасоматозом милонитов щелочными магматическими растворами. Овоидные или шариковые гранито-гнейсы с Маминского золоторудного месторождения на Среднем Урале, описанные Куплетским Б. Н., состоят из кварца (41,9%), альбита (44%), мусковита и хлорита (10%), кальцита (3,8%), пирита (0,2%) и апатита (0,1%). Овоиды отличаются повышенным количеством кварца при почти полном отсутствии кальцита. Детально разбирая все возможные способы генезиса породы, этот ученый пришел к выводу, что появление ее связано с процессами гранитизации осадочной породы типа слюдистого песчаника или серицито-кремнистого сланца.

В районе бывшего рудника „Знаменитого“ нами разведывался другой участок оруденения, на котором также обнаружены описанные альбититовые породы. Тесная связь этого оруденения в районе с альбитизированными породами и альбититами может служить ценным поисковым признаком не только при поисках новых месторождений, но и при разведке старых как по простиранию, так и на глубину.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевский Н. И.—Золотоносные альбититы рудника Малый Коран в Учалыинском районе БАССР на Южном Урале, Тр. треста „Золоторазведка“ и ин-та Нигре-золото, вып. 10, стр. 16—50, 1938.
2. Куплетский Б. Н.—Овоидные гранито-гнейсы Маминского золоторудного месторождения на Среднем Урале, Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1945.
3. Ларсен Е. и Берман Г.—Определение прозрачных минералов под микроскопом, 1937.
4. Дир В. А.—Состав и парагенезис роговых обманок комплекса Глеш Тилт в Пертшире, пер. ЦГБ, 1940.
5. Адамс С. Ф.—Микроскопическое изучение жильного кварца, пер. с англ., 1934.