

## АЛЬБИТСОДЕРЖАЩИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ХРЕБТА БОРУС

М. И. ЮДИН

(Представлено профессором А. М. Кузьминым)

С юго-восточной стороны к гипербазитовому массиву хребта Борус примыкают кристаллические сланцы, характерной особенностью которых является наличие довольно большого количества порфиробластов альбита. Вопросы, связанные с происхождением указанных сланцев, имеют, по нашему мнению, большое теоретическое и практическое значение, так

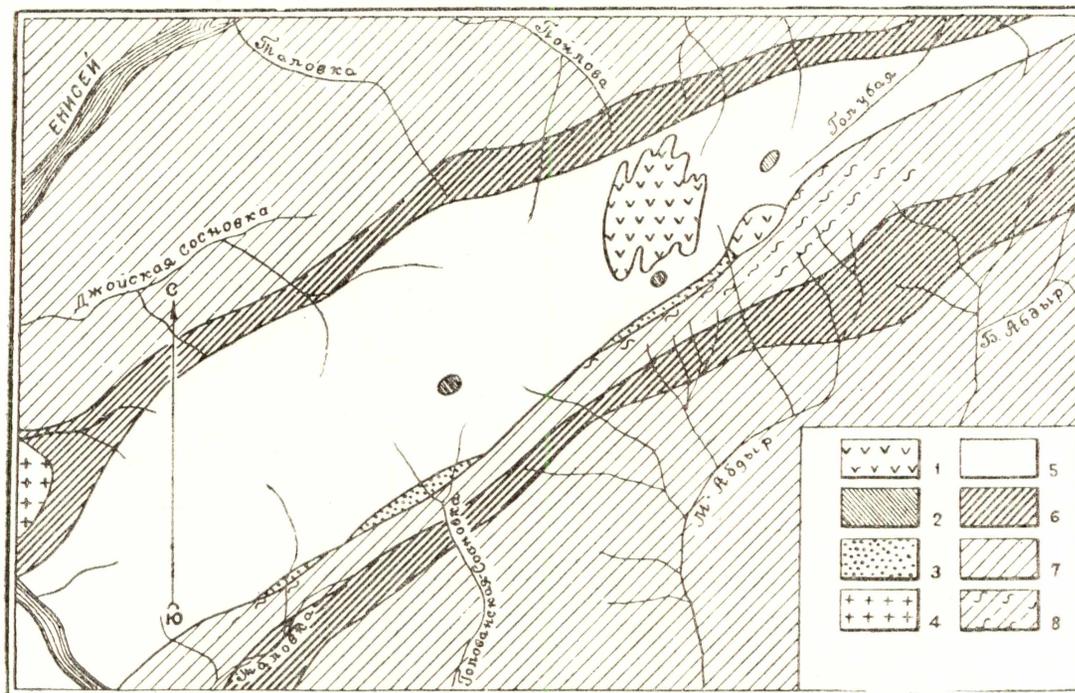


Рис. 1. Схема геологического строения хр. Борус: 1 — дуниты, 2 — альбититы, 3 — тальк-карбонатные породы, 4 — граниты типа джойской интрузии, 5 — серпентиниты и серпентинизированные перидотиты, 6 — филлитизированные глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями кварцитов и эффузивов (чингинская свита), 7 — кристаллические сланцы джебашской свиты, 8 — альбитсодержащие кристаллические сланцы (альбито-эпидото-хлоритовые гнейсы и альбитовые амфиболиты).

как правильное установление природы их возникновения во многом может помочь геологам-стратиграфам, занимающимся расчленением древних толщ Западного Саяна.

Интересующие нас сланцы залегают вдоль юго-восточного контакта гипербазитового массива, вытянутого в северо-восточном направлении (рис. 1). С этим же направлением совпадает простирание рассланцовки в сланцах, падение которой не менее  $70^\circ$ , то северо-западное, то юго-восточное. Ширина полосы кристаллических сланцев не везде одинакова. Максимальна она в истоках р. М. Абдыр (1 км). Отсюда в северо-восточном и юго-западном направлениях альбитсодержащие сланцы постепенно переходят в зеленые хлорито-серицитовые и филлитизированные глинистые сланцы.

Местами в изученных сланцах встречаются согласные линзочки и тонкие прожилки кварца. Реже наблюдаются секущие кварцевые жилки толщиной от нескольких миллиметров до 5 сантиметров.

Выявленные при изучении под микроскопом две минеральные ассоциации (альбит-мусковит-хлорит-цоизит-кварц и альбит-роговая обманка-клиноцоизит) позволяют соответственно выделить две группы пород: альбит-мусковит-хлоритовые сланцы и альбитовые амфиболиты, содержащие в том или ином количестве эпидот и хлорит.

Ниже приводится петрографическое описание упомянутых пород и высказывается соображение об их происхождении.

### Альбит-мусковит-хлоритовые сланцы

По структурно-текстурным особенностям и количественному содержанию в них альбита могут быть подразделены на мусковит-хлоритовые сланцы, в которых альбит под микроскопом или не устанавливается или содержится в виде примеси в количествах менее 10%, и альбитовые гнейсы с содержанием альбита от 10 до 30 и более процентов. Между упомянутыми разновидностями, как нетрудно видеть, имеются постепенные переходы, и деление их на указанные группы является в известной степени условным.

Альбитовые гнейсы — макроскопически зелено-серые, обычно грубо сланцеватые породы с отчетливо выраженной порфиробластовой структурой. На плоскостях сланцеватости обычно легко различимы хлорит и мусковит. Порфиробласты альбита от 1 до 6 мм в поперечнике хорошо видны в изломе, поперечном к сланцеватости. Здесь на зеленом фоне основной массы они проявляются в виде розоватых или розовато-бурых изометрично-округлых зерен, придающих породе пеструю окраску. Под микроскопом в качестве главных минералов присутствуют альбит (10—50%), хлорит (10—25%), мусковит (7—10%), кварц (5—20%), цоизит (или клино-цоизит) (5—15%). В роли примеси иногда в значительных количествах встречается карбонат, реже биотит, актинолит. Акцессорные: сфен, апатит, турмалин, рутил и рудные зерна, редко гранат.

Большая часть зерен альбита ( $N_0-5$ ;  $2V = +76^\circ$ ) представлена свежими монокристаллами, двойники его встречаются редко. Сдвойникован он чаще по карлсбадскому, реже альбитовому законам. Оптические константы на основе кривых Трёгера [9] позволяют относить его к низкотемпературному типу. Характерной особенностью порфиробластов альбита является наличие в них многочисленных включений, среди которых часто встречаются турмалин, иголки рутила, цоизита, иногда мелкие зерна сфена, карбоната и кварца. Почти во всех шлифах порфиробласты имеют признаки катаклаза в виде раздробленности зерен, изогнутости двойниковых полосок, волнистого погасания. Дробление зе-

рен альбита, как правило, сопровождается перекристаллизацией с образованием мозаичного агрегата зерен альбита второй генерации. Вследствие этого порфиробласты часто имеют форму реликтов. Отдельные части дробленых зерен разделяются тонкими струйками мусковита или мусковита и кварца. Просматривая такие шлифы, нетрудно убедиться, что большая часть мусковита и кварца возникла после образования альбита и хлорита. Указанные взаимоотношения минералов свидетельствуют, кроме того, о том, что альбит порфиробластов появился в самые ранние этапы складчатости и что в условиях сильного стресса кристаллическая решетка его оказалась механически неустойчивой.

Минералы основной массы: мусковит, хлорит, цоизит и уплощенно-линзовидные зерна кварца — располагаются удлинением своим параллельно друг другу, образуя типичную кристаллизационно-сланцеватую текстуру. В разностях с крупными порфиробластами альбита вокруг последних наблюдается уплотненная оболочка, состоящая из обтекающих их чешуек хлорита или мусковита; кварц часто сопровождает мусковит и образует местами мономинеральные линзочки и тонкие полоски, вытянутые вдоль сланцеватости.

Актинолит в виде примеси обнаружен в двух шлифах (50-2 и 332-5а). Тонкие удлиненно-призматические кристаллики его длиной не более 0,7 мм находятся обыкновенно в виде идиобластов в альбите и хлорите. Минерал слабо окрашен и слабо плеохроирует от бесцветного до бледно-голубовато-зеленого. Максимальные углы погасания дают значения 15—20°.

Характерно отметить, что актинолитсодержащие сланцы очень бедны мусковитом, содержание которого сводится к единичным редко разбросанным по породе чешуйкам.

Достаточно интересным, на наш взгляд, является проявление некоторых аксессуарных минералов. Так, турмалин в виде единичных хорошо образованных кристаллов размером 0,3—0,4 мм по удлинению был встречен во всех изученных шлифах. Здесь же следует подчеркнуть, что встречаются эти кристаллы только в виде включений в альбите и ни одно зерно этого минерала не было встречено в кварц-хлорит-мусковитовом агрегате основной массы. Светло-синяя с переходом в бурые тона окраска турмалина указывает на принадлежность его к шерлу, т. е. позволяет принимать его за натрийсодержащий боросиликат алюминия. Если появление альбита есть все основания связывать с привнесением натрия, то едва ли можно объяснить образование турмалина одновременным привнесением бора вместе с натрием. Такому предположению не соответствует прежде всего равномерное распределение турмалина в породах и крайне малое его содержание. С учетом этих особенностей поведения турмалина есть основания предполагать наличие малых количеств бора в исходных породах. Гольдшмидт и С. Петерс [8] считают, что морские глинистые осадки могут содержать около 0,1% В<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что, по их мнению, достаточно для появления турмалина как аксессуарного минерала в метаморфических породах.

Апатит встречается часто. Он имеет форму короткостолбчатых кристаллов, частично или полностью, густо, почти до полной непрозрачности переполненных включениями, благодаря чему он имеет желто-бурюю окраску.

Гранат встречен в двух-трех шлифах: мелкие зерна его (0,06—0,08 мм) большей частью располагаются в виде цепочек по границе кварц-мусковитовых и хлоритовых полосок, реже они встречаются в порфиробластах альбита. Во всех шлифах, где его приходилось видеть с периферии зерен и по трещинам, наблюдается замещение его хлоритом.

Указания на аналогичные преобразования граната в кристаллических сланцах встречаются довольно часто [3; 7]. А. А. Каденский замещение его хлоритом объясняет привнесом щелочей, из которых калий, по его мнению, присоединяя к себе часть глинозема граната, образует мусковит.

### Мусковито-хлоритовые сланцы

Породы этой группы отличаются от близко стоящих к ним гнейсов лишь по текстурным особенностям и отсутствию или незначительному содержанию в них порфиروبластов альбита. Макроскопически это тонкорассланцованные, часто смятые в мелкие складочки серо-зеленые породы. На поперечном к сланцеватости изломе обычно хорошо проявляется тонкая полосчатость, обусловленная чередованием зеленовато-серых хлоритовых полосок и желтовато-белых прерывистых полосок, состоящих из кварца и мусковита.

В шлифах, так же как в гнейсах, при наличии заметных количеств альбита структура представляется порфиробластовой. Порфиробласты альбита размером не более 1 мм почти всегда раздроблены, в виде включений они содержат иголки рутила, цоизита, вытянутые в ряде случаев параллельно рассланцовке.

Основная масса состоит главным образом из зерен кварца, цоизита, чешуек хлорита и мусковита, образующих линзовидно-полосчатую текстуру. Даже при беглом взгляде в микроскоп складывается впечатление, что порода состоит то из более или менее параллельных, то переплетающихся полосок и жилок, состоящих то существенно из хлорита, то из мусковита и кварца. Кварц местами образует линзовидные агрегаты мелких зерен с типичной гранобластовой структурой.

Из аксессуарных встречаются апатит, реже сфен. Взаимоотношения минералов совершенно такие же, как и в альбитовых гнейсах.

### Альбитовые амфиболиты и альбит-эпидот-роговообманковые породы

Породы этой группы находятся в тесной ассоциации с альбит-мусковит-хлоритовыми сланцами. И в отличие от последних на изученной площади описываемые породы пользуются крайне ограниченным распространением. В отношении минералогического состава характерным для них является полное отсутствие мусковита и постоянное наличие роговой обманки, содержание которой в ряде образцов достигает 50—60%. Ни в одном шлифе мусковит не встречен вместе с роговой обманкой. Отмеченная здесь парагенетическая зависимость находит отражение на диаграмме состав-парагенезис (рис. 2). Роговая обманка в породах этой группы встречается в ассоциации с эпидотом и хлоритом. Большая часть альбита во всех случаях является дополнительной фазой.

Макроскопически описываемые породы обычно не имеют ясно выраженной рассланцовки, а поэтому представляются массивными, иногда даже роговикоподобными. В редких случаях наблюдается грубая рассланцовка и едва заметная полосчатость, обусловленная наличием узких в 1—3 мм чередующихся полосок: серо-зеленых, состоящих существенно из роговой обманки с некоторым содержанием хлорита и эпидота, и розовых, в сложении которых участвует почти один альбит. В тех разновидностях, в которых полосчатость не проявляется, альбит в общей массе породы распределяется неравномерно, обычно в виде струек и гнездообразных скоплений (рис. 3.) Даже в пределах одного образца в одних участках он составляет около 50% объема породы, в других — содержание его снижается до единичных зерен, и порода оказывается состоящей из одного амфибола.

Структура их более или менее отчетливо зернистая. В образцах невооруженным глазом обычно различимы только зеленовато-черные призмочки амфибола и белые или розовато-белые зерна полевого шпата. Под микроскопом можно видеть, что рассматриваемая порода состоит из альбита, роговой обманки (15—60%), эпидота (15—30%), хлорита (10—15%). В виде примеси иногда встречаются карбонат, биотит, в двух шлифах обнаружены единичные зерна, похожие на диопсид. Из аксессуарных обычно много сфена и немного зерен рудного минерала.

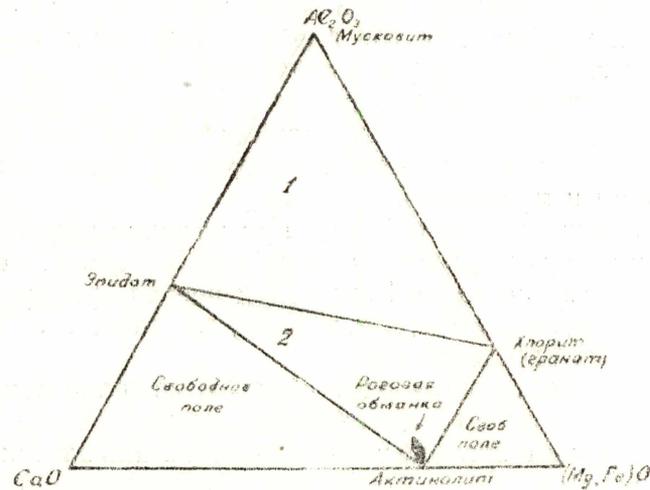


Рис. 2. Парагенетическая диаграмма для пород, возникших в условиях, переходных от фации зеленых сланцев к альбит-эпидот-амфиболитовой фации за счет пелитовых пород с избытком  $\text{SiO}_2$  и недостатком К и Mg.

Структура обычно ясно порфиробластическая с нематолепидогранобластовой основной массой. Порфиробласты представлены свежим, очень похожим на кварц альбитом, образующим изометричные, часто с неровными кружевными очертаниями, зерна. Они обычно не



Рис. 3. Фотография образца альбитового амфиболита (натуральная величина): темное — роговообманковый агрегат; белое и серое — альбит, образующий скопления зерен в виде пятен и жилообразных агрегатов. Единичные зерна его редко разбросаны среди роговообманкового агрегата.

двойникованы. На весь шлиф иногда с трудом отыскивается одно или два зерна с простыми двойниками и примерно столько же зерен с одной или двумя тонкими выклинивающимися двойниковыми полосками. Изучение двойников дало следующие результаты.

№ обр.	Координаты двойниковой оси			Закон	2V	№ плагиоклазов
	DNg	DNm	DNp			
309—1	18°	74°	88°	⊥ (010)	+75°	2
322—5	76°	15°	87°	[001]	+72°	2
321—1	79°	12°	84°	[001]	+79°	5

Таким образом, оптические свойства плагиоклаза, независимо от того, находим ли его в ассоциации с роговой обманкой или с мусковитом, убеждают нас в том, что состав его существенно один и тот же и относится по диаграмме Трёгера [9] к низкотемпературной разности альбита.

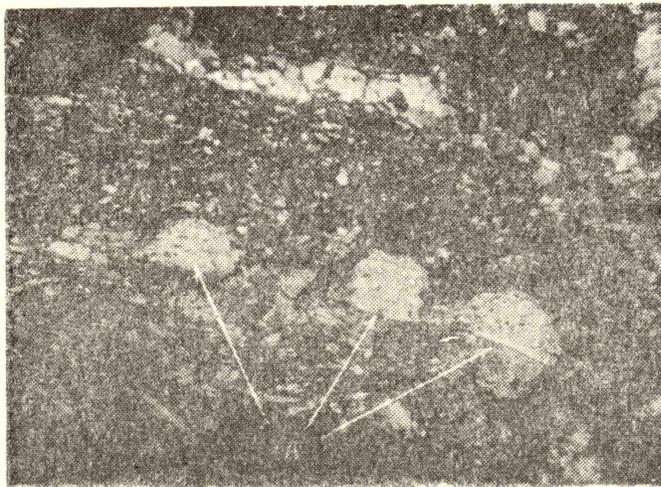


Рис. 4. Микрофотография альбитового амфиболита. А — части зерна альбита, растащенные по сланцеватости, николи скрещены, увеличение 30.

Признаки катаклаза порфиробластов альбита проявляются не во всех шлифах. Однако в ряде случаев наблюдается сильная раздробленность зерен альбита с многочисленными микродвигами. Некоторые зерна вследствие сильного бокового давления оказались разорванными на части и растащенными вдоль сланцеватости (рис. 4). В местах разрыва таких зерен за счет альбита появились тонкие иголки роговой обманки. Следующей особенностью альбита является то, что почти все зерна этого минерала переполнены пойкилобластическими включениями, среди которых много иголочек роговой обманки, зерен эпидота, цоизита, апатита, сфена. Попутно позволим заметить, что турмалин, постоянно присутствующий в ассоциациях с мусковитом, ни в одном шлифе не обнаружен в породах с роговой обманкой. Это убеждает нас в том, что бор не привносился в процессе метаморфизма. Появление турмалина в одних породах и отсутствие в других указывает на то, что бор сохранился в исходных породах, давших в процессе метаморфизма альбит-мусковит-

товые гнейсы, и отсутствовал в породах, преобразовавшихся в результате метаморфизма в альбитовые амфиболиты.

Роговая обманка представлена зеленовато-синей, иногда с голубоватым оттенком разностью, плеохроирующей по Ng — голубовато-зеленая или голубовато-синяя, по Nm — бледно-голубовато-зеленая, по Np — бледно-желтая, почти бесцветная или бледно-зеленовато-серая. Схема абсорбции, таким образом,  $Ng > Nm > Np$ . Углы погасания с осью Ng колеблются от 11 до 14° у разностей с синеватым оттенком и 14—20° — у голубовато-зеленых.  $2V$  меняется от (—) 50 до (—) 68°. По диаграмме Винчелла [1] приведенные здесь оптические свойства позволяют отнести ее к группе обыкновенных роговых обманок с меняющимся составом от чистой паргаситовой разности —  $NaCa_2(Mg, Fe)_5[AlSi_7O_{22}](OH)_2$ , в которой Mg и Fe присутствуют примерно в одинаковых количествах, до паргасита, в котором при резком преобладании железа над магнием около 30% составляет существенно форротремолитовая молекула.

Таким образом, описываемая роговая обманка по составу принадлежит к числу железистых, малоглиноземистых, бедных магнием разностей. Аналогичные, судя по оптическим свойствам, роговые обманки были описаны Баклундом и А. Н. Заварицким [2] в альбитовых амфиболитах Полярного Урала. Последний из упомянутых авторов предполагал наличие в составе роговых обманок значительного количества «глаукофановой молекулы».

Роговая обманка в наших породах проявляется всегда в виде удлиненных без концевых призм или веретенообразных зерен, длина которых в 5—7 раз больше толщины; в поперечных сечениях наблюдается типичная для роговых обманок спайность в двух направлениях. Грани призмы в этих сечениях обычно выражены плохо, чаще эти срезы имеют неправильно-овальные очертания, размеры которых по максимальному диаметру составляют 0,02—0,04 мм.

Удлиненная форма зерен роговой обманки и более или менее параллельное расположение их в породе определяют фактически структуру основной массы, которая в участках, обогащенных этим минералом, может быть определена как нематобластовая, а при наличии заметных количеств хлорита, эпидота — нематолепидогранобластовая.

Эпидот обычно содержится в количестве, не превышающем 10—15%. Однако в некоторых шлифах содержание его достигает 40—50%, кроме того, отдельные полоски почти целиком сложены эпидотом. Проявляется он большей частью в виде мелких удлиненных зерен, размеры которых колеблются от 0,06 до 0,2 мм. Единичные зерна достигают 1—2 мм. В некоторых шлифах крупные зерна его раздроблены и подобно альбиту растащены вдоль сланцеватости.

Сфен из числа аксессуарных минералов является весьма характерным и содержание его в ряде шлифов довольно высокое. Проявляется он в виде зерен различной величины, имеющих типичную для сфена овальную или чечевицеобразную форму. Располагаются в породе они обычно более или менее равномерно, и только местами можно видеть, что мелкие зерна образуют небольшие группы или скопления, вытянутые по сланцеватости.

Кальцит присутствует не во всех образцах, однако содержание его бывает довольно значительным. Проявляется он обычно в виде сравнительно крупных и мелких ксенобластов, образующих линзовидные агрегаты и неясно выраженные полосы. Появление его, судя по жилеобразной и линзовидной форме агрегатов, следует связывать с более поздней стадией гидротермального процесса.

## Происхождение кристаллических сланцев

Установление генезиса кристаллических сланцев, как и любых других пород метаморфического происхождения, связано, по существу, с разрешением двух основных вопросов: 1) какова природа и состав исходных пород? 2) в результате каких процессов эти исходные породы превращены в метаморфические?

Геологическая обстановка, в которой находятся кристаллические сланцы, представляется достаточно ясной из прилагаемой геологической карты (рис. 1). Основные моменты ее сводятся к следующему. Интересующие нас сланцы слагают сравнительно небольшое поле и приуро-

Окислы	Вес ( в п р о ц е н т а х )			
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	60,04	61,36	65,82	66,12
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,78	1,40	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,53	14,08	10,94	15,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,50	2,73	2,16	2,04
FeO	3,42	4,72	6,76	2,36
MgO	3,62	4,16	5,93	1,65
CaO	0,60	3,76	1,60	1,85
Na <sub>2</sub> O	2,99	2,81	0,42	3,50
K <sub>2</sub> O	2,14	1,88	0,22	2,77
H <sub>2</sub> O	0,06	4,99	0,16	0,34
п. п. п.	3,24		3,68	2,34
Сумма	99,21	101,27	99,09	99,19

1 и 2 — альбитовые гнейсы; 3 — филлитовидный сланец; 4 — среднее из 12 анализов кварц-альбит-мусковит-хлоритовых сланцев Новой Зеландии [8].

ченны к зоне контакта гипербазитов. В северо-восточном и юго-западном направлениях (по простиранию толщи) степень метаморфизма снижается, порфиروبласты альбита исчезают, и изученные нами кристаллические сланцы постепенно переходят в хлорито-серицитовые сланцы и филлитовидные сланцы джебашской свиты. Одно это обстоятельство позволяет предполагать, что если не для всех описанных пород, то во всяком случае для сланцев, содержащих в своем составе мусковит, исходным материалом послужили глинистые породы. Об этом же, по нашему мнению, свидетельствуют приведенные ниже химические анализы, выполненные на кафедре технологии силикатов Томского политехнического института.

При рассмотрении химических анализов обращают на себя внимание следующие особенности состава. Во всех трех анализах наблюдается значительный избыток глинозема над суммой известия плюс щелочи. MgO преобладает над CaO. Эти особенности, по мнению многих исследователей, характерны для осадочных пород глинистого состава. Если исходить из общепринятых представлений о том, что валовый химический состав породы при региональном метаморфизме в общем остается неизменным, то отмеченные здесь особенности химизма в какой-то мере подкрепляют предположение о том, что исходные

породы были осадочными по происхождению и высокоглиноземистыми по составу. И, наконец, следующая особенность, которая на первый взгляд противоречит сделанному допущению, выражается в том, что содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ , в то время как С. М. Швецов [10], Розенбуш [6], В. Н. Лодочников [4] и другие на многочисленных химических анализах показали, что в глинистых осадках  $\text{K}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$ . К тому же следует добавить, что содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в глинистых породах вообще невелико. Так, по девяти анализам сланцеватых глин, имеющимся у Розенбуша, максимальное содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  составляет 1,45%, а из восемнадцати анализов глинистых сланцев у того же автора только в одном  $\text{Na}_2\text{O}$  составляет 2,29%. Даже если эту максимальную величину принять за то количество  $\text{Na}_2\text{O}$ , которое содержалось в исходных породах, послуживших материалом для образования изученных нами сланцев, то для альбитового гнейса (№ 1) мы должны допустить поступление  $\text{Na}_2\text{O}$  при метаморфизме из постороннего источника в размере около 1/3 того количества, которое установлено анализом.

Привнос щелочей из кристаллизующихся магм в пелитовые осадки в процессе регионального метаморфизма доказывалось многими исследователями. У Ф. Д. Тернера есть указание о том, что Гольдшмидт в одном из районов Норвегии описал постепенный переход от кварц-мусковит-хлоритовых сланцев, образовавшихся в результате нормального регионального метаморфизма пелитовых осадков, через порфиробластические альбитовые сланцы с гораздо большим содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  к очковым гнейсам, в которых содержание  $\text{K}_2\text{O}$  также увеличено. Хорошо известно, что в зеленых и хлоритовых сланцах альбит является типичным минералом. Он может быть, конечно, и родовым, как выражается В. Н. Лодочников. Тем не менее в целом ряде случаев привнос натрия при образовании альбита в аналогичных породах не вызывает сомнения. Поступление натрия при этом связывается исследователями как с кислыми, так и с основными и ультраосновными магмами. Пространственная сопряженность альбитсодержащих кристаллических сланцев в нашем районе с гипербазитами при отсутствии поблизости кислых интрузий не позволяет нам сомневаться и в том, что источником натровых эманаций является сама гипербазитовая интрузия. Это предположение, очевидно, будет более убедительным, если мы попутно укажем читателю, что здесь же в связи с гипербазитами нам известны мелкие тела альбититов и богатые глаукофаном породы. Генетическая связь таких же по составу пород с гипербазитами доказана В. Н. Лодочниковым [4] на многочисленных примерах, известных в большом количестве как в отечественной, так и зарубежной литературе. Е. С. Ларсен утверждает, что «обычный тип контактового метаморфизма перидатитов — это развитие сланцев, богатых альбитом, натровой слюдой и натровым амфиболом» (цит. по [4]). Все только что сказанное, а также порфиробластический характер альбита указывают на то, что альбит в изученных нами кристаллических сланцах, в том числе в альбитовых амфиболитах, в главной массе своей является метасоматическим, генетически связанным с гипербазитами. Раздробленность зерен альбита и растащенность их вдоль сланцеватости свидетельствуют, кроме того, о кристаллизации порфиробластического альбита в самые ранние этапы складчатости.

Вопрос о том, каким был исходный материал, давший в процессе метаморфизма альбитовые амфиболиты и близкие к ним по составу породы, довольно определенно решается на основании имеющегося в нашем распоряжении анализа: обр. 321-1. По химическому составу альбитовый амфиболит (обр. 321-1) оказался очень сходным с альбит-эпидотовым амфиболитом с р. Баксана (Сев. Кавказ), анализ которого приводится в работе С. П. Соловьева [7].

В этом анализе сразу же бросаются в глаза следующие особенности: 1. При довольно высоком содержании глинозема (14,08%) сумма щелочей составляет немного больше 1%. 2.  $MgO=CaO$ . Такие соотношения указанных окислов не наблюдаются ни в одной магматической породе.

Сравнительно низкое содержание кремнезема, малые количества щелочей и высокие содержания  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  (10%),  $CaO$  (10%) дают основание полагать, что исходным материалом альбитовых амфиболитов послужили осадочные высокоглиноземистые породы, состав которых приближается к доломитовому мергелю.

Наличие в изученных кристаллических сланцах двух характерных минеральных ассоциаций, в одной из которых всегда присутствует мусковит, а в другой — роговая обманка, позволило нам разделить все сланцы на две группы. Если следовать этому и далее, причем строго придерживаться классификации фаций метаморфических пород, разработанной Ф. Д. Тернером, то мы должны были бы отнести их соответственно к двум фациям (фация зеленых сланцев и альбит-эпидот-амфиболитовая фация), приписав им, таким образом, достаточно различные физические условия, при которых они образовались. В действительности же, как нам представляется, мы имеем дело с изофациальными породами. В подтверждение сказанного приведем следующие соображения.

1. Полевые наблюдения показали, что альбитовые амфиболиты встречаются редко. Они находятся в виде прослоев в альбитовых гнейсах и мусковито-хлоритовых сланцах. Едва ли можно представить, что в местах возникновения альбитовых амфиболитов значения температуры и давления в процессе метаморфизма были заметно иными, чем во вмещающих их породах.

2. Появление магнезиально-железистого граната в мусковитсодержащих альбитовых гнейсах, как известно, не является характерным для фации зеленых сланцев. «Фация зеленых сланцев, — пишет Ф. Д. Тернер [8], — определяется здесь как фация, включающая все породы, образовавшиеся при ступенях метаморфизма ниже той, на которой альмандин появляется в пелитовых породах. Появление в наших мусковитсодержащих сланцах граната, состав которого, судя по замещению его хлоритом, магнезиально-железистый, указывает на появление при метаморфизме физических условий, приближающихся по своему значению к тем, при которых образуются породы альбит-эпидот-амфиболовой фации.

Таким образом, ассоциация мусковит-хлорит с альбитом и цоизитом, по-видимому, устойчива в значительной области альбит-эпидот-амфиболовой фации, выделенной Ф. Д. Тернером, и в связи с этим не может считаться критической для фации зеленых сланцев.

### Выводы

1. Изученные сланцы представляют продукты регионального метаморфизма пород глинистого и мергелистого состава.

	Обр. 321-1	Обр. 1 с
	Вес %	Вес %
$SiO_2$	46,32	47,51
$TiO_2$	2,22	2,19
$Al_2O_3$	14,08	14,61
$Fe_2O_3$	4,37	4,44
$FeO$	8,23	10,17
$MnO$	не опред.	0,21
$MgO$	10,03	10,38
$CaO$	10,00	6,18
$Na_2O$	0,68	0,39
$K_2O$	0,36	1,59
$H_2O$		2,34
п. п. п.	3,40	0,16
Сумма	99,69	100,17

321-1 — альбитовый амфиболит хр. Борус 1с — альбит-эпидотовый амфиболит (р. Баксан, Сев. Кавказ [7]).

2. Химический состав сланцев, а также взаимоотношения слагающих их минералов указывают на участке в процессе метаморфизма растворов, содержащих щелочи и, возможно, кремнезем.

3. Проявившийся на ранних этапах складчатого процесса натровый метасоматоз в связи с гипербазитовой интрузией привел к образованию в глинистых осадках порфиробластического альбита.

4. Две парагенетические ассоциации: альбит-мусковит-хлорит (цоизит-кварц) и альбит-сине-зеленая роговая обманка-эпидот (хлорит), установленные в процессе изучения, не дают основания относить их соответственно к двум фациям по классификации Ф. Д. Тернера. Вероятнее всего считать изученные сланцы изофациальными образованиями, а физические условия, при которых исходный материал был преобразован в кристаллические сланцы, — переходными от фации зеленых сланцев к альбит-эпидот-амфиболитовой фации по Ф. Д. Тернеру.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, 1949.
2. Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. ВГРО, 1932.
3. Каденский А. А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. Изд. АН СССР, 1953.
4. Лодочников В. Н. Серпентины Ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ, в. 38, 1936.
5. Лодочников В. Н. Краткая петрология без микроскопа. Госгеолиздат, 1956.
6. Розенбуш Г. Описательная петрография. 1934.
7. Соловьев С. П. Происхождение кристаллических сланцев верховьев р. Бакса-ла (Сев. Кавказ). Записки Всеросс. минерал. общ., ч. LXVII, № 2, 1932.
8. Тернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород. Изд. ИЛ, 1951.
9. Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения порообразующих минералов. Науч.-тех. изд. литературы по геол. и охране недр, 1958.
10. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Гос. изд. геол. лит. 1958.