



1974

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
ბიოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 46

ბ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი

კავკასიონის ჩრდილო უბლის მეფაგორაში ნარმონაქმნების კვარცოღობა

(ბაღყარეთი, ყარაჩაი, ადიღე)

ბაზმობელოზა „მეცნიერება“
თბილისი
1974

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 46

Г. М. ЗАРИДЗЕ, Н. Ф. ТАТРИШВИЛИ

**ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОГО СКЛОНА
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

(Балкария, Карачай, Адыгей)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1974

552
552(47.9)
П 305

В монографии, в соответствии с новой стратиграфической схемой палеозойских образований (свит, серий) Большого Кавказа, приводится петрологическая характеристика метаморфитов по соответствующим тектоническим зонам — Бечасынской, Главного и Передового хребтов и отчасти Южного склона. В ней обобщены материалы геолого-петрологических исследований авторов на Северном Кавказе в течение многих лет. В монографии большое внимание уделяется вопросу генезиса метаморфических образований — процессам постепенного их становления в результате прогрессивного регионального метаморфизма из различных исходных пород и наложенного диафтореза.

В общих выводах рассматриваются фации и типы метаморфизма северокавказских метаморфитов, геолого-структурные типы рассмотренных мигматитов, гнейсов и гранитоидов, последовательность метаморфических реакций и гранитообразование, область (место) метаморфизма, связь вулканизма и прогрессивного метаморфизма, роль глубины залегания осадков в прогрессивном метаморфизме диафтореза и метасоматоза, о времени проявления прогрессивного регионального метаморфизма. В работе приводится карта типов метаморфизма для пород субстрата Большого Кавказа.

ВВЕДЕНИЕ

На Большом Кавказе выделяются несколько тектонических зон (рис. 1). В предлагаемой монографии рассмотрены кристаллические породы, размещенные в зонах Главного хребта, Передового хребта и Бечасынской, приблизительно отвечающей Лабино-Малкинской зоне.

Не останавливаясь на имеющихся еще дискуссионных вопросах о возрастном расчленении палеозойских пород Большого Кавказа ниже приводим новую далеко еще не совершенную стратиграфическую схему досреднекарбонных образований (свит, серий) Большого Кавказа (табл. 1).

Таблица 1

Стратиграфическая схема досреднекарбонных метаморфических образований (свит, серий) Большого Кавказа по Ш. А. Адамия и Г. М. Заридзе

Бечасынская зона		Зона Передового хребта		Зона Главного хребта	Зона Южного склона (Сванетское поднятие)
северная часть	южная часть	северная часть	южная часть		
		ацгаринская, чиликская С ₁			Дизская серия (нижняя часть) Pz ₂₋₃
	картджуртская D ₂₋₃	джентинская D ₃ -C ₁ ¹	джувургенская, хацавитская (зеленокаменная) D ₃	аманчатская	
		пастуховская D ₃		бушийская, лаштракская D ₃ -C ₁	
	чемарткольская (кызыл-кольская) D ₂	семиродниковская, сосновская D ₂	блыбская (амфиболитовая р. Большой Лабы) Pz ₁₋₂	дамхурцевская, клычская, гвандринская, лабарданская, армянского хребта, чессуинская	
лахранская S ₂ -D ₁	артыкчатская S ₂ -D ₂	бахмуткинская, андрюкская S ₂ -D ₂		аркассарская и домбайская, включая и уллучиранскую, безенгийская, кассарская, буронская, кыртыкская, чанчакская, куртатинская	
урлешская St ₂₋₃ (?)	чегемская Pt ₁ (?)				
хасаутская Pt ₂ -Pt ₁ (?)					

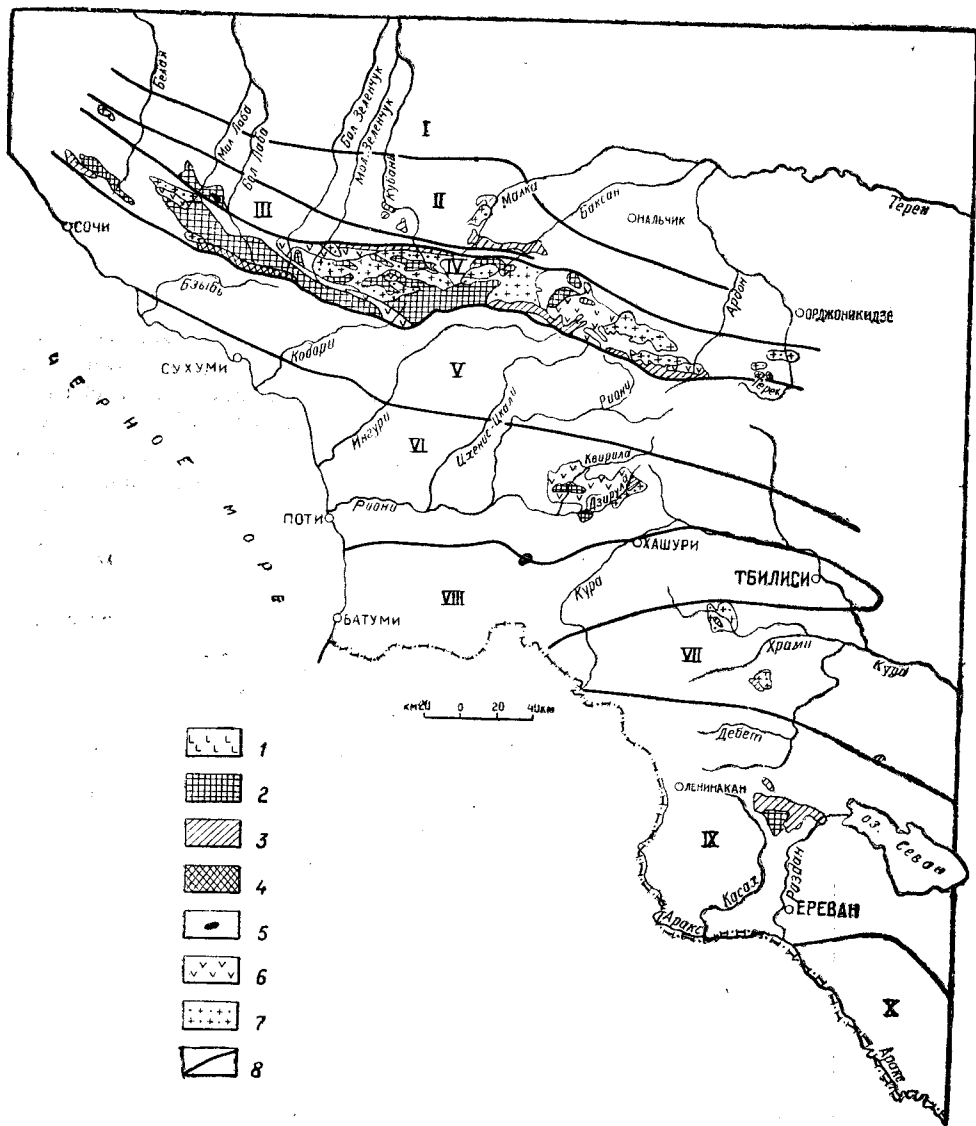


Рис. 1. Схематическая фаціальная карта типов метаморфизмов различных давлений пород выхода субстрата Кавказа. (Составители: Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили, М. А. Абе-садзе). 1 — гранулитовая фация, 2 — высокотемпературная амфиболитовая фация, 3 — фация зеленых сланцев, 4 — ставролит-альмандиновая субфация (низкотемпературная часть фации альмандиновых амфиболитов), 5 — эклогиты, 6 — плагиогранитоиды, 7—гранитоиды натриево-кальевого ряда, сформированные в связи с регрессивным метаморфизмом, 8 — границы тектонических зон.

I—Предкавказская эпигерцинская платформа, II—Бечасынская зона, III—зона Передового хребта, IV—зона Главного хребта, V—зона Южного склона, VI и VII—Закавказский срединный массив (VI—Грузинская и VII—Артвино-Азербайджанская глыбы), VIII—Аджаро-Триалетская зона, IX и X—Армяно-Араксинский срединный массив (IX—Мисхано-Зангезурская и X—Араксинская зоны).

В предлагаемой монографии приводится петрографическая характеристика некоторых изученных нами свит и интрузивов, залегающих в этих свитах, а также в различной степени переработанных горных пород разнообразного исходного состава. Некоторые из свит, какими, в частности, являются кассарская и буронская, нами подробно охарактеризованы в предыдущей монографии по кристаллическим образованиям Северного склона Большого Кавказа (Заридзе, Татришвили, 1967).

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ СВИТ,
ОБЪЕДИНЕННЫХ В МАКЕРСКУЮ И ЛАБИНСКУЮ СЕРИИ, И
ЗАЛЕГАЮЩИХ В ЭТИХ СВИТАХ ИНТРУЗИВНЫХ И В
РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНИ ПЕРЕРАБОТАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ**

ЗОНА ГЛАВНОГО ХРЕБТА

МАКЕРСКАЯ СЕРИЯ

АРКАССАРСКАЯ И ДОМБАЙСКАЯ СВИТЫ

Эти свиты слагают части Софийского и Тебердинского поднятий. В отличие от описанной ниже клычской и гвандринской свит (буульгенская серия по Л. М. Сомину) рассматриваемые свиты вмещают гранитоиды, которые в значительной мере поглощают ее, поэтому породы свиты образуют различной величины останцы среди гранитоидов Главного хребта. Наиболее широко свиты развиты на хребте Аркассара, где они непосредственно соприкасаются с амфиболитами буульгенской серии. К западу от последнего в ущелье р. Псыш и по рекам Большая Лаба, Макара, Мамхурц развиты инъецированные сланцы, содержащие силлиманит и гранат. По р. Дамхурц и к западу от нее гнейсы переходят в амфиболиты мощностью до 100 м. Амфиболиты сложены из амфибола, эпидота и цоизита. Гнейсы (мощность 500—600 м) слагают нижнюю часть свиты, выше переходящие в кварц-слюдяные сланцы с небольшим количеством полевых шпатов. Подчиненное положение занимают небольшие залежи амфиболитов и амфиболовых сланцев, а также мраморы.

Породы свит нами изучались в следующих пунктах Северного Кавказа: истоки р. Теберда от Домбийской поляны в северном направлении, в ущельях рек Псыш (истоки р. Большой Зеленчук), Кти-Теберда, Белая, Дамхурц (бассейн р. Большая Лаба), Малая Лаба и Макара.

Ниже приводится описание кристаллических сланцев и мигматитов метаморфизованных габброидов и амфиболитов.

Кристаллические сланцы

Хлорит-мусковит-кварц-плагноклазовые сланцы. Породы серого и зеленовато-серого цвета. По текстурным признакам они зернисто-сланцеватые, иногда тонко-сланцеватые и тонко-полосчатые. Последние являются переходными от сланцев к мигматитам. (Химический состав ортокристаллических сланцев см. в табл. 5).

Структура лепидо-гранобластическая, гетеробластическая, реже порфиробластическая. Состав: плагиоклаз, кварц и хлорит (являются постоянно присутствующими минералами), биотит, мусковит, эпидотовый минерал, кальцит, сосюрит и акцессоры — апатит, рудный минерал, циркон, сфен, гранат, ортит, рутил. Циркон присутствует в породах, содержащих калиевые минералы — биотит и калишпат. Сфен, видимо, унаследован из исходных базитов и ассоциирует с эпидотовым минералом. Количественные соотношения главных минералов непостоянны. Их содержание сильно варьирует от штуфа к штуфу, иногда же в пределах одного и того же штуфа. Порой количество кварца или плагиоклаза настолько возрастает, что возникают преимущественно кварцевые или плагиоклазовые породы с незначительным содержанием других минералов.

Плагиоклаз изменен в разной степени и имеет изменчивый состав, размер зерен варьирует (0,17×0,25; 0,5×1,5; 0,7×2,5; 2,0×2,0 мм). Контуры его изредка гладкие, чаще корродированные кварцем с возникновением пегматоидных и мirmekитовых прорастаний. В связи с разъеданием плагиоклаза кварцем происходит его очищение от продуктов деанортитизации и его постепенное вытеснение кварцем. В других случаях плагиоклаз очищается и индивидуализируется с образованием порфиробластов путем собирательной перекристаллизации. Помимо описанных плагиоклазов встречаются и сильно измененные мутные плагиоклазы, иногда вытянутые в направлении сландеватости. Это реликтовые плагиоклазы, за счет перекристаллизации которых возникли порфиробластические его разновидности, включающие их уцелевшие останцы. Наиболее распространенным продуктом распада плагиоклазов является сосюрит, затем серицит. Порфиробластически плагиоклаз нередко включает в себя содержащиеся в породе минералы, особенно кварц. В породах местами видны жилки альбита. Плагиоклаз часто сопряжен с хлоритовыми с примесью мусковита полосами. Состав плагиоклазов приведен в таблице 2.

Таблица 2

Результаты измерения плагиоклазов хлорит-мусковит-кварц-плагиоклазовых ортосланцев макерской свиты

№ образца	Ng ¹	Np ¹	Содержание аортита	Степень изменения	Примечание
629	1,544	1,537	15	измененный	мутный
629	1,528	1,524	3—5	свежий	прозрачный
630	1,537	1,528	8—10	слегка измененный	довольно прозрачный
635	1,528	1,520	3	свежий	образует жилки
641	1,537	1,524	8—10	слегка измененный	слегка мутный
641	1,528	1,523	3—5	свежий	образует жилки
642	1,543	1,537	15	измененный	мутный
642	1,526	1,523	3—4	свежий	образует жилки
643	1,525	1,523	3—4	свежий	прозрачный
700 _в	1,537	1,528	8—10	слабо измененный	слегка мутный
706 _в	1,537	1,526	8—10	то же	то же
720 _в	1,544	1,538	15	измененный	мутный
720 _в	1,526	1,520	2—3	свежий	прозрачный
856 _в	1,528	1,523	3	то же	то же
862	1,528	1,523	3	"	"
866 _в	1,530	1,527	3—5	"	"

Кварц, так же как и плагиоклаз, содержится в переменном количестве, достигая иногда 70—80%. Он разнозернистый, погасание часто волнистое; инъекции образуют полосы разной толщины. Он обычно корродирует плагиоклаз, порой вытесняя его целиком.

Во многих кварцевых зернах видны линейно расположенные пылевидные частицы, фиксирующие плоскости спайности и двойникования замещенного ими плагиоклаза. В кварцевую массу местами включены остатки разведенных кварцем минералов. Кварцевые полосы и скопления пересекаются жилками более позднего кварца. Имеются жилки еще более позднего кварца ровного погасания.

Хлорит (пеннин) развивается по амфиболу. В нем кое-где замечаются остатки амфиболовой спайности. В свою очередь, хлорит переходит в мусковит. Он расположен вдоль сланцеватости, переполнен включениями сагенита и рудного минерала. Помимо этого наблюдается приуроченный к кварцу беспорядочно рассеянный по всей породе мелкопластинчатый хлорит, а также сплошные и червеобразные его разновидности. К ним иногда приурочен кальцит. Цвет их зеленый; они изотропны и не плеохроируют. Эти хлориты, видимо, связаны процессом окварцевания. Для первого вида хлорита $N_g - N_p = 0,004$; $n = 1,569 \pm 0,002$ (пеннин). Другой вид хлорита связан с кварцем. Его $N_g - N_p = 0,001$, $n = 1,600 \pm 0,002$ (рипидолит). Изредка встречается мелкопластинчатый хлорит, связанный с плагиоклазом.

Мусковит вместе с хлоритом и плагиоклазом образует полосы разной толщины и формы, что зависит от интенсивности разведения кварцем. Мусковит часто наблюдается в совокупности с хлоритом, бютит в редких случаях приурочен к мусковиту и хлориту.

Эпидотовый минерал наблюдается редко и в небольшом количестве. Он в основном представлен цоизитом, образующим бесцветные кристаллы с хорошо выраженной спайностью и очень маленьким углом между оптическими осями, иногда равными нулю. В цоизите, замещающем плагиоклаз, изредка встречается пистацит с $2V_p = 67^\circ$, связанный с цветными минералами.

Апатит местами образует скопления зерен, лишенных кристаллических очертаний и порой имеющих причудливые очертания. Приурочен он к плагиоклазу; контуры обоих минералов зазубрены. Апатит с зазубренными контурами включен в плагиоклаз, местами же он развивается в серицит-хлорит-плагиоклазовой массе, и в таких случаях в него включены мусковит, хлорит и кварц вместе или порознь, являющиеся более ранними, чем апатит, минералами. Количество апатита в различных образцах весьма изменчиво. Размер зерен варьирует в больших пределах — $0,2 \times 0,5$, $0,4 \times 1,2$, $0,7 \times 2,5$ мм и т. д.

Гранат встречается редко, он разнозернистый, в основном мелкий; форма зерен также различная, только кое-где видны хорошо развитые кристаллы. Гранат наблюдается в хлоритовой массе.

В макерской свите встречаются мигматиты, возникшие по вышеописанным кристаллическим сланцам в результате развития диатроического процесса, вызванного привнесением (инъекциями) лейкократового материала. Мигматиты по текстурно-структурным признакам и составу близки к исходным сланцам. Разница между сланцами и мигматитами выражается главным образом в большем количестве инъектированного лейкократового материала, наличии калишпата, содержания плагиоклаза ряда альбита и сильном уменьшении эпидотового минерала. Особенности всех породообразующих минералов идентичны, поэтому на их характеристике мы не остановимся. Приведем лишь ре-

зультаты измерения плагиоклазов (табл. 3) и химический состав биотита с вычислением кристаллохимической формулы (см. ниже).

Таблица 3

Результаты измерения плагиоклазов из мигматитов

№ образца	Ng	Np	Содержание анортита	Степень изменения	Примечание
634	1,527	1,522	3	свежий	прозрачный
637	1,535	1,528	8	слегка измененный	слегка мутный
726 ₆	1,528	1,524	3—5	свежий	прозрачный
761 ₆	1,527	1,520	3	то же	то же
763	1,531	1,526	5	"	"

Мигматиты представлены послойными, реже тeneвыми разностями. Они тонко- либо грубосланцеватые и полосчатые, структура их лепидограногетеробластическая, переходящая иногда в порфиробластическую. Состав: плагиоклаз, кварц, калишпат, мусковит, биотит, хлорит, эпидотовый минерал в виде незначительных остатков и аксессуары — апатит, рутил, ортит, сфен, рудный минерал.

Микроклин содержится в переменном количестве. Образует жилки и мелкие зерна, приуроченные к инъецированным полосам, а также порфиробласты в участках с интенсивным проявлением процесса микроклинизации. Он всегда свежий, прозрачный, обычно с хорошо выраженной микроклиновой решеткой.

Микроклинизация в мигматитах является последним замыкающим процессом диафорического преобразовательного процесса, проявляющегося после катаклаза, выразившегося в деформации, иногда в раздроблении всех породообразующих минералов за исключением микроклина.

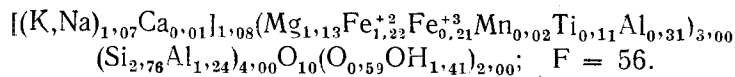
Химический состав в весовых процентах (аналитик Б. М. Кобиашвили) биотита из мигматита макерской свиты, пересчитанный на атомные количества, имеет следующий вид:

SiO ₂	35,64%	593	MgO	9,75%	2
TiO ₂	1,89%	24	CaO	0,05%	2
Al ₂ O ₃	16,88%	332	Na ₂ O	0,95%	31
Fe ₂ O ₃	3,72	46	K ₂ O	9,40	200
FeO	18,77	262	SO ₃	нет	—
MnO	0,29	4	P ₂ O ₅	0,16	2
			H ₂ O	0,32	34

п. п. п. 2,35

Сумма 100,19

Кристаллохимическая формула



Силлиманит-мусковит-плагиоклаз-кварцевые сланцы. Эти сланцы встречаются в районах рек Псыш и Кти-Теберда. Исходные породы данных и всех нижнеохарактеризованных сланцев, видимо, имели осадочный генезис.

Силлиманит-мусковит-плагиоклаз-кварцевые сланцы светло-серые разных оттенков, тонкосланцеватые, часто сильно уплотненные в результате пропитывания кварцем.

Текстура сланцеватая, структура бластопсаммитовая, гранолепидобластическая и лепидогранобластическая. Состав: плагиоклаз, кварц, мусковит, участки серицита, хлорит, биотит, силлиманит, турмалин и акцессоры — гранат, апатит, рудный минерал, ортит, рутил, циркон. Первые четыре из названных минералов входят в состав данных пород постоянно, но количественная их роль весьма изменчива, хотя во всех случаях кварц является преобладающим минералом. Из акцессориев всегда присутствуют апатит, рудный минерал и почти всегда гранат.

Кварц, как отмечено, содержится в преобладающем количестве, нередко почти чисто кварцевые породы с небольшой примесью слюды и плагиоклаза. В сланцах, в которых сохранились реликтовые псаммитовые структуры, содержится кварц двух генераций — исходной породы (преобладает) и инъецированный. Первый кварц располагается в слюдяистой массе равномерно. При усилении преобразовательного процесса исходные минералы постепенно исчезают вследствие замещения их новообразованными минералами и бластопсаммитовая структура преобразуется в гранолепидобластическую.

Плагиоклаз в слабо измененных породах содержится в серицитовой массе в виде пятен, а в относительно сильно измененных происходит постепенная его индивидуализация. В таких плагиоклазах включены уцелевшие от процесса плагиоклазизации участки серицитовых масс, что создает ложное впечатление развития процесса серицитизации по плагиоклазу.

Мусковит и серицит, как указывалось, являются постоянно присутствующими минералами для рассматриваемых сланцев. Серицит образует участки разных форм и размеров. В них иногда расположены линейно ориентированные чешуйки мусковита, обуславливающие сланцеватую текстуру. Другие минералы мало распространены; они появляются лишь в сильнее преобразованных сланцах.

Гранат-мусковит-кварц-плагиоклазовые и плагиоклаз-кварцевые сланцы. Породы серые, светло-серые и зеленовато-серые, сланцеватые, сланцевато-зернистые и полосчатые.

Структура, лепидограногетеробластическая, лепидогранобластическая, реже порфиробластическая. Состав: плагиоклаз, кварц, мусковит, хлорит, турмалин, биотит, гранат, апатит, рудный минерал, циркон, рутил. Количество первых трех минералов сильно варьирует.

Плагиоклаз представлен альбитом либо альбит-олигоклазом. Он сильно разъеден кварцем и всегда лишен кристаллографических очертаний. Развивается в совокупности с серицитом, иногда же самостоятельно.

Кварц играет ведущую роль. Инъецированная его разность корродирует все составные части породы и наблюдается либо в виде полос, иногда прерывающихся с образованием раздувов, либо равномерно распределенных зерен. Возможно, последний кварц является реликтовым исходным кварцсодержащих осадков. Инъецированный кварц представлен двумя поколениями.

Хлорит (пеннин) присутствует в переменном количестве. Он всегда пластинчатый, а в контакте с кварцем становится почковидным и червеобразным, напоминая диабантит. Биотит наблюдается изредка; он грязно-коричневый, местами бледно-коричневый, часто мелкочешуйчатый, но с ясным плеохроизмом; в породе распределен участково. Гранат постоянный и характерный минерал для данных сланцев. Образует разной величины и формы зерна, включенные в хлорит или хлорит-плагиоклазовую массу, иногда же зерна граната округлые и его возникновение по хлориту сомнений не вызывает. Турмалин встречается

изредка; он светло-зеленовато-коричневый, с синими пятнами и характерной схемой абсорбции.

Гранат-силлиманит-андалузит-слюдистокварц-плагиоклазовые и силлиманит-слюдистокварц-плагиоклазовые сланцы. Эти сланцы состоят из плагиоклаза, кварца, мусковита, биотита, хлорита, андалузита, силлиманита, граната (альмандин, $n = 1,822 \pm 0,003$), турмалина, калишпата и аксессуарев — кианита, циркона, апатита, рутила, рудного минерала.

Плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз, $n = 1,534 \pm 0,002$) в той или иной степени, иногда совершенно прозрачный, лишен кристаллографических очертаний, сдвойникован, почти всегда разъеден кварцем; местами в результате метасоматического вторжения, кварц в плагиоклазе образует пегматитоподобные формы. Иногда наблюдаются порфириобласты альбита с включениями захваченных при его росте минералов — слюды, кварца, рудного минерала. Кварц ведущий минерал в данных сланцах; он образован позднее всех, вследствие чего корродирует и вытесняет все другие минералы.

Биотит настолько тесно связан с силлиманитом и андалузитом, что трудно определить последовательность их выделения. Возможно, упомянутые минералы выделились в целом одновременно в результате контактового метаморфизма по мусковит-хлорит-плагиоклаз-кварцевым и другим сланцам. Турмалин встречается в переменном количестве и не во всех образцах. Цвет коричневатозеленый с синими пятнами и с обратной схемой абсорбции. Связан с инъецированными полосами кварца.

Силлиманит развивается обычно в виде характерных для него сноповидных и волосовидных агрегатов, реже вытянутых призм. $2V_{Ng} = 25^\circ$, $Ng \parallel C$, $Ng = 1,675$, $Np = 1,656$, $Ng - Np = 0,019$. В основном связан со слюдой. Андалузит бесцветный, либо светло-желтовато-розовый с хорошо выраженным плеохроизмом. Ng — почти бесцветный, Np — розоватый. Биотит окаймляет андалузит или испещряет его. Гранат обычно присутствует в андалузитсодержащих сланцах. Формы его — скелетоподобные образования, реже идиоморфные кристаллы.

Метаморфизованные габброиды

Породы гетерогенные серые разных оттенков, по текстуре массивные, либо сланцевато-зернистые и полосчатые. Полосчатость вызвана метаморфической дифференциацией.

Минеральный состав: амфибол, плагиоклаз и эпидотовый минерал являются постоянно содержащимися главными минералами. Кроме того, присутствуют карбонат, биотит, кварц, хлорит, мусковит, пренит и аксессуарий — сфен, циркон (присутствующие постоянно), апатит, гранат, рудный минерал, представленный порой ильменитом.

Амфибол разной величины, достигающий 4×6 мм. Цвет его зеленый разных оттенков до бесцветного, обусловленный вариацией состава, меняющийся даже в пределах одного и того же зерна. Результаты измерения амфиболов приведены в таблице 4.

Плагиоклаз всегда сильно, иногда нацело изменен — сосюритизирован и пренитизирован. Местами видно частичное его очищение от продуктов распада. Измененные мутные плагиоклазы обычно окаймляются прозрачным плагиоклазом (Ap_{27-30}). Последний иногда раз-

Таблица 4

Результаты измерения амфиболов в метаморфизованных габброидах макерской свиты

№ образцов	cNg°	2Vnp°	Цвет по Ng	Примечание
632	18	66	светло-сине-зеленый	лучистый
736 _б	15	74	сине-зеленый	
738 _б	18	68	то же	лучистый
739 _б	25	52	зеленый	
741 _б	25	54	то же	
745 _б	16	86	сине-зеленый	
749 _б	12	85	бесцветный	

вивается пятнами. Порой деанортизированные очищенные плагиоклазы образуют небольшие скопления. Плагиоклаз нередко корродирован кварцем. Эти минералы образуют полосы и иногда сплошные массы.

Эпидотовый минерал встречается в виде пистацита ($2V_{np} = 70^\circ$, $Ng - Np = 0,047$) и клиноцоизита ($2V_{ng} = 80^\circ$, $Ng - Np = 0,011$), возникшая главным образом по сосюртитизированному плагиоклазу и сосюрриту, а также в виде цоизита ($2V_{ng} = 48^\circ$). Рассматриваемый минерал иногда вместе с плагиоклазом образует полосы с изменчивыми количественными соотношениями. Участвующий в этих полосах плагиоклаз полностью очищен от продуктов его распада, которые здесь же выделяются в виде эпидотовых минералов.

Кварц встречается не всегда, редко в значительном количестве; образует жилки и скопления зерен, иногда с включениями тремолита; кварц разъедает в основном плагиоклаз.

Биотит содержится изредка и в небольшом количестве. Он, по видимому, возникает по амфиболу.

Хлорит встречается также редко, представлен пеннином ($n = 1,574 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,002$). Местами вместе с кварцем и лимонитом замещает гранат, повторяя его формы.

Карбонат встречается реже хлорита, наблюдается в виде скоплений изометрических зерен и дендритоподобных образований. Пренит развивается по плагиоклазу, местами вытесняя его целиком.

Гранат имеет главным образом скелетные формы, заполненные хлоритом, кварцем и эпидотом, которые местами нацело замещают изометрические зерна граната. Сфен часто приурочен к разложенным участкам плагиоклаза и имеет зазубренные контуры.

Амфиболиты

Внешне породы темно-, светло- и зеленовато-серые, сланцеватые, сланцевато-зернистые и тонкополосчатые.

Структура гранонематобластическая и лепидогранобластическая. Состав: плагиоклаз, амфибол и кварц присутствуют постоянно в варьирующем количестве, биотит, эпидотовый минерал, хлорит, мусковит, гранат, апатит, рудный минерал, сфен (в отличие от габброидов наблюдается не всегда), циркон содержится только в биотитсодержащих амфиболитах.

Плагиоклаз то совершенно мутный, лишенный кристаллических очертаний, образующий полосы или участки, то слегка мутный и в раз-

ной степени идиоморфный. Соответственно меняется состав плагиоклаза от ряда андезина до альбита (Ap_{3-5}).

Амфибол представлен главным образом сине-зеленой роговой обманкой и актинолитом, изредка тремолитом. Количественная его роль изменчива, хотя среди цветных минералов преобладает. Результаты изменения амфиболов приведены в таблице 5.

Таблица 5
Результаты измерения амфиболов в амфиболитах

№ образца	cNg°	2Vnp°	Цвет по Ng	Примечание
745	16	86	сине-зеленый	лучистый то же
748	15	80	то же	
759	12	85	светло-зеленый, иногда бесцветный	
765	11	85	светло-зеленый	
768	15	80	сине-зеленый	

Биотит частью замещает амфибол, однако обычно эти два минерала сосуществуют. Местами они слагают полосы, оставаясь инертными относительно друг друга.

Кварц в рассматриваемые амфиболиты входит в переменном количестве. Чаще наблюдается в виде жилок и тонких полос и, пропитывая породу, корродирует главным образом плагиоклаз, порой совершенно вытесняя его. Плагиоклаз в кварцевой массе присутствует в виде мелких зерен без определенных очертаний, образующих пятна.

Эпидотовый минерал частично приурочен к плагиоклазу и замещает его, другая часть рассматриваемого минерала слагает жилки, материал которой, видимо, мобилизован продуктом распада плагиоклаза. Хлорит вместе с эпидотом выполняет трещины породы. Мусковит встречается спорадически и в таких образцах, в которых плагиоклаз подвергнут серицитизации.

Среди амфиболитов с небольшим содержанием минералов группы эпидота, встречаются разности, в которых ведущую роль играют эти минералы (цоизит $2Vng=55^\circ$, $Ng-Np=0,006$; клиноцоизит $2Vng=68^\circ$; $Ng-Np=0,010$) и сосюрит. В этих породах (эпидотовых амфиболитах) плагиоклаз совершенно отсутствует вследствие распада и образования эпидотового минерала. Встречаются амфиболиты, сложенные из амфибола (сине-зеленая роговая обманка и актинолит) и эпидотового минерала, а также разности, состоящие из амфибола, эпидотового минерала, биотита и новообразованного плагиоклаза. В рассматриваемых амфиболитах акцессорные минералы представлены только рудным минералом.

У северо-восточного карниза вершины Буульген нами встречены амфиболиты, отличающиеся от вышеописанных как по составу, так и по происхождению. Их исходными породами, видимо, не являлись габброиды.

Данные разности амфиболитов темно-серые, почти массивные. В них видны тончайшие инъекции кварца и плагиоклаза. Состав: амфибол ($\approx 80\%$), плагиоклаз, кварц, иногда эпидотовый минерал в незначительном количестве, сфен, рудный минерал, примазки биотита.

Химические особенности

Имеющиеся в нашем распоряжении три химических анализа ортокристаллических сланцев и один анализ полевошпатового грейзена были пересчитаны на формулы Т. Барта (табл. 6). Формулы анализированных образцов сравнивались с формулой амфиболита с целью выяснения количества привнесенных и вынесенных элементов при регрессивном метаморфизме. Картина движения элементов приведена в таблице 7.

Из упомянутой таблицы виден вынос натрия во всех трех кристаллических сланцах, соответственно, на следующие ионные единицы—13, 14, 19 и привнос калия на 34,9 и 8 единиц. Полевошпатовые грейзены обнаруживают привнос как натрия, так и калия, соответственно на 27 и 15 ионов. Во всех четырех анализированных породах наблюдается значительный привнос ионов кремния — 70, 168, 173 и 129. Одновременно произошел весьма существенный вынос продуктов дебазификации — кальция, магния, железа и титана, а также алюминия. Только в первом кристаллическом сланце фиксируется привнос алюминия.

Таким образом, микроскопическое наблюдение за образованием данных кристаллических сланцев в результате метасоматического диафтореза подтверждается и петрохимическим путем.

Выводы

1. Изученные свиты сложены частично из метаморфизованных габброидов, амфиболитов и образованных за счет последних пород диафторическим путем кристаллических сланцев. Характерной особенностью данных свит является преобладание в ней кристаллических сланцев, возникших в результате метаморфизма седиментогенных пород.

2. Амфиболиты обнаруживают диафторические преобразования, приводящие к возникновению имеющих в свите части ортокристаллических сланцев, мигматитов и гранитоидов, содержащих уцелевшие останцы этих сланцев.

Некоторые парагенетические ассоциации кристаллических сланцев следующие: кварц-мусковит-хлорит-альбит, биотит-мусковит-кварц (-альбит-эпидот), альбит-эпидот-хлорит (-кварц-биотит), мусковит-биотит-альмандин-кварц, кварц-микроклин-плагиоклаз-эпидот-биотит, кварц-микроклин-силлиманит-альмандин (-плагиоклаз-биотит). Эти парагенезисы соответствуют минеральным фациям: зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой.

БЕЗЕНГИЙСКАЯ СВИТА

Бассейн р. Хазныдон

Кристаллические породы бассейна р. Хазныдон (левый приток р. Урух) развиты в зоне Главного хребта. Они изучались многими исследователями Большого Кавказа с начала текущего столетия.

Обзор этих исследований приводится в ряде опубликованных работ, поэтому на их рассмотрении мы не задержимся. Среди исследователей следует назвать Д. С. Белянкина, Л. А. Варданянца, Г. М. Ефремова, М. И. Ициксона, И. Г. Кузнецова, П. И. Лебедева, Ф. Ю. Ле-

Таблица 6

Химический состав кристаллических сланцев в весовых процентах, пересчитанных на атомные количества и формулы Т. Барга

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	Сумма	Название породы	Формулы Т. Барга
631	62,77	0,80	17,61	1,08	4,21	0,11	3,80	0,81	1,56	4,11	нет	0,19	0,32	2,89	100,26	Хлорит-мусковит-кварц-плагиоклазовый сланец	K ₄₈ Na ₂₈ Ca ₄ Mg ₅₂ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₄₀ Al ₁₉₀ Ti ₆ Si ₅₆₈ P ₁ (O ₁₈₈₁ OH ₁₀)
	1029	10	346	14	58	1	94	14	50	88		2	34				
636	74,78	0,55	6,39	5,32	2,88	0,08	2,60	1,61	1,53	1,98	0,13	0,25	0,09	1,74	99,93	Плагиоклаз-бнотит-мусковит-кварцевый сланец	K ₂₃ Na ₂₇ Ca ₁₀ Mg ₃₅ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₈₈ Al ₁₀₇ Ti ₄ Si ₆₈₄ P ₂ (O ₁₅₉₄ OH ₆)
	1229	7	124	66	40	1	65	29	50	42		3	12				
638	77,20	0,60	9,12	1,58	2,68	0,09	2,38	0,87	1,32	2,01	0,09	0,27	0,14	1,72	100,07	Хлорит-мусковит-плагиоклаз-кварцевый сланец	K ₂₂ Na ₂₂ Ca ₈ Mg ₈₁ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₃₉ Al ₁₀₄ Ti ₄ Si ₆₀₈ P ₂ (O ₁₅₉₂ OH ₃)
	1285	8	180	20	38	1	59	16	43	42		4	16				
645	72,19	0,02	15,91	0,87	0,18	0,03	0,35	1,10	4,02	2,62	0,03	1,14	0,19	1,43	100,08	Апатит-мусковит-кварц-плагиоклазовая порода (лайка полевошпатового грейзена)	K ₂₈ Na ₆₈ Ca ₁₀ Mg ₄ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₈ Al ₁₆₈ Ti ₀ Si ₆₈₈ P ₈ (O ₁₈₅₉ OH ₁₁)
	1202		312	11	3		8	20	130	56		16	22				

Аналитик Б. И. Кобиашвили

Таблица 7

Количество привнесенных и вынесенных ионов по Т. Барту для кристаллических сланцев (преобразованных амфиболитов) матерской свиты

Движение ионов	Na	K	Ca	Mg	$\frac{Fe^{+2}}{Fe^{+3}}$	Al	Ti	Si	P	O	ОН	Преобразованная порода
Привнос		34				27		70			6	хлорит-мусковит-кварц-плагиоклазовый сланец
Вынос	13		99	39	56		7		1	6		
Привнос		9						168	0		6	плагиоклаз-биотит-мусковит-кварцевый сланец
Вынос	14		91	56	30	96	9		0	6		
Привнос		8						173	0		5	хлорит-мусковит-плагиоклаз-кварцевый сланец
Вынос	19		99	60	58	69	9		0	5		
Привнос	27	15						129	6		2	апатит-мусковит-кварц-плагиоклазовая порода (дайка полевошпатового грейзена)
Вынос			97	87	80	1	13			2		

винсона-Лессинга, К. Н. Савича-Заблоцкого, Д. П. Сердюченко и др. Позднее, петрографические исследования пород бассейна р. Хазныдон проводились А. М. Деминым (1957). Автор в своей статье приводит геологическую карту бассейна р. Хазныдон и один разрез к ней. Он выделяет следующие три группы интрузивных пород в порядке их относительного возраста от древних к молодым: 1) амфиболовые перидотиты, габбро-амфиболиты, амфиболитизированные габбро-диориты, кварцевые диориты; 2) плагиограниты серые, равномернозернистые; плагиограниты розовые, граниты двуслюдяные микроклиновые серые, граниты двуслюдяные микроклиновые лейкократовые, плагиограниты порфиروبластические микроклинизированные; 3) граниты розовые среднезернистые микроклиновые, граниты светло-розовые крупнозернистые, существенно микроклиновые.

Среди дайковых образований выделяются следующие возрастные разновидности: 1) кварцевые микрогаббро, микродиориты, гранодиориты; 2) лейкократовые микроклиновые граниты, аляскиты; 3) граниты розовые, мелкозернистые микроклиновые, граниты мясокрасные, существенно микроклиновые; 4) пегматитовые, кварцевые, кварц-карбонатные и другие гидротермальные жилы с полиметаллическим рудопроявлением.

В качестве критерия для разграничения разновозрастных образований брались пересечения одних пород другими, наличие ксенолитов, текстурные и структурные особенности, а также вещественный состав пород.

Интересно заключение А. М. Демина относительно формирования интрузивов района в течение двух тектоно-магматических циклов (каледонского и герцинского) и наличие нескольких интрузивных фаз и этапов. Автор отмечает, что разнообразие в пределах интрузивов отдельных этапов «обусловлено не только кристаллизационной дифференциацией магматических расплавов, но также нередко и в значительно большей мере метасоматическими преобразованиями, главным образом кварцевым и щелочным (калиевым) метасоматозом» (стр. 59).

Соглашаясь с мнением автора о большой роли метасоматических процессов в формировании кристаллических пород бассейна р. Хазныдон, мы не разделяем мнения об участии в породообразовании какого-либо вида дифференциации магмы.

Характеристика разреза

Для выяснения взаимоотношений различных пород был сделан разрез вдоль обоих берегов ущелья р. Хазныдон (табл. 8).

На левом берегу исследованной реки, у левого ее притока р. Туяла породы субстрата представлены послойным мигматитом (обр. 3, 5, 6, 8, 9)*. Наблюдается постепенный переход мелкопослойных (мелкосланцеватозернистых) мигматитов (обр. 6) в послойные мигматиты, являющиеся более крупнозернистыми и интенсивнее преобразованные (обр. 3, 5, 8, 9). Последние совершенно постепенно переходят в биотитовые кварцевые диориты (обр. 1, 4), выявляющие слабую реликтовую сланцеватость. Среди последних пород наблюдаются уцелевшие от процесса метасоматоза останцы мигматитов (обр. 3). Как мигматиты, так и кварцевые диориты вдоль плоскостей сланцеватости инъецированы лейкократовым материалом с образованием лейкократовых (аляскитовых) и биотитовых гранитов (обр. 2, 11, 12, 13), а также пегматитов

* Номера образцов порядковые (табл. 8).

(обр. 7). При переходе биотита в хлорит возникают хлоритовые граниты (обр. 11).

Несколькими сотнями метров ниже по левому склону р. Хазныдон на значительном протяжении выступают главным образом послынные мигматиты (обр. 15, 16, 17, 21, 24, 27); последние в результате интенсивного привноса лейкократового материала постепенно переходят в теньевые мигматиты (обр. 14, 20), в которых происходит дезориентация уцелевших останцев исходных сланцев, представленных в основном биотитом.

При последовательно стадийном течении преобразовательного процесса гранитоиды возникают вслед за образованием теньевых мигматитов (обр. 14). Однако они образуются и из послынных мигматитов по схеме: биотитовый кварцевый диорит → гранодиорит → гранит.

Инъекции пегматоидного состава (обр. 18, 26) более поздние, так как встречаются и в гранитах. Становление порфиробластических гранитов (обр. 23), т. е. процесс микроклинизации равномернозернистых гранитоидов происходит одновременно с инъекциями пегматоидов. Перед микроклинизацией или одновременно с ней протекает альбитизация плагиоклаза (обр. 23).

Были встречены силлиманит-биотитовые сланцы с кордиеритом (обр. 28), переходящие в мигматиты того же состава (обр. 29, 30). Вдоль сланцеватости они инъецированы лейкократовыми жилами мощностью 2—5 см. Относительно более толстые жилы приобретают пегматоидный характер (обр. 40).

Широко развиты послынные мигматиты (обр. 32, 33, 34, 35, 36 и др.), участками переходящие в биотитовые граниты (обр. 35) либо непосредственно, либо через прохождение кварцеводиоритовой стадии преобразования.

Порфиробластические микроклиновые граниты и гранодиориты (обр. 37, 39, 43, 44) формируются в результате микроклинизации, главным образом за счет кварцевых диоритов (обр. 42). В последнем случае наблюдаются многочисленные пегматоидные инъекции толщиной 10 см и больше. В гранитоидах видны уцелевшие от переработки останцы исходных сланцев.

Далее, на участке безымянной речки, впадающей в р. Хазныдон вблизи правого притока последней — р. Матусу вплоть до окончания кристаллических пород картина аналогичная предыдущей, т. е. наблюдается стадийный процесс метасоматической гранитизации пород преобразованного субстрата, представленных послынными мигматитами (обр. 65, 71, 72, 74, 76, 77, 78, 79, 80, 81), переходящими в теньевые мигматиты (обр. 47, 64, 67, 70—82) и кварцевые диориты (обр. 59, 60). Эти породы испещрены лейкократовыми жилами, в результате чего возникают гранодиориты (обр. 46, 50, 51, 56, 61, 62, 66, 68) и граниты (обр. 50, 53, 55, 57, 65, 81). В отдельных случаях наблюдается образование лейкократовых и пегматоидных гранитов (обр. 52, 69, 73, 75). Порфировидные (порфиробластические) граниты не были встречены. Здесь наблюдались также мусковитовый гранит (обр. 48), мусковитовый плагиогранит (обр. 49), граносиенит (обр. 54).

На правом склоне р. Хазныдон картина в целом аналогична картине левого склона. Разница в том, что здесь развиты: двуслюдяной гранодиорит (обр. 88, 91), сланцеватый диорит-порфирит (обр. 85), образующий останец в лейкократовом граните (обр. 86), гранодиорите с гранатом (обр. 87) и двуслюдяном гранодиорите (обр. 88), участками сменяющих друг друга. На правом склоне наблюдалась также аплитовидная порода (обр. 90), испещряющая мигматиты и гранитоиды.

Здесь же обнажаются окварцованное габбро (обр. 95, 100) и неравномерно инъецированный кварцеводиоритовый мигматит (обр. 93).

Таким образом, изученные породы дают основание заключить, что субстратом для них являлись метаморфизованные габброиды (обр. 95, 100), сланцеватые диорит-порфириды (обр. 85), кварц-лабрадоровые породы (обр. 38) и силлиманит-биотитовые сланцы с кордиеритом (обр. 28), которые в результате лейкократовых инъекций перешли в силлиманит-биотитовые мигматиты (обр. 29, 30). Эти породы встречаются в виде останцев в гранитоидах и мигматитах, являющихся продуктами их преобразования. Преобразовательный процесс носил регрессивный характер и был вызван стадийным привносом восходящими растворами вещества. В ощутимых количествах привносились кремний, натрий и калий.

Для габброидов ретроградный процесс метасоматического пороодообразования будет иметь следующий вид: габброид→окварцованный габброид (кварцевый диорит)→послойный мигматит→теневого мигматит→полосчатый (гнейсовидный) гранитоид→порфировидный гранит→лейкократовый и пегматоидный гранит→пегматоид.

Таблица 8

Разрез по кристаллическим породам, обнажающимся в ущелье р. Хазныдон сверху вниз по течению реки

№ шт	№ образца	Название породы	Место взятия образца	Некоторые геологические особенности
1	2	3	4	5
		1) Левый склон р. Хазныдон от р. Туяла до безымянной речки, впадающей в р. Хазныдон вблизи правого притока последней — р. Матусу		
1	1407	Биотитовый кварцевый диорит (тоналит)	Левый борт левого притока р. Хазныдон—р. Туяла, у ее устья	Обнажаются кварцевые диориты (обр. 1), пропитанные лейкократовыми жилками, с образованием аляскитов (обр. 2). Среди кварцевых диоритов наблюдаются уцелевшие участки мигматитов (обр. 3). Здесь у А. М. Демина обозначены выходы кристаллических сланцев
2	1408	Аляскит	Левый борт левого притока р. Хазныдон—р. Туяла, у ее устья	„
3	1409	Послойный мигматит	„	„
4	1410	Биотитовый кварцевый диорит	В нескольких метрах от предыдущего места	„
5	1411	Послойный мигматит	„	„
6	1412	Мелкопослойный мигматит	„	„
7	1413	Пегматоид	„	„

1	2	3	4	5
8	1414	Послойный мигматит	Еще дальше	Здесь развиты мигматиты (обр. 8, 9), пересекающиеся гранитоидами (обр. 10). Аз. падения плоскости сланцеватости южный угол 50°. Мощность секущего гранита 1,5 м; залегает вдоль сланцеватости мигматитов
9	1415	Послойный мигматит	„	То же, что и обр. 8
10	1416	Хлоритовый гранит	„	„
11	1417	Биотитовый гранит	„	„
12	1418	Биотитовый гранит	В 300 м ниже по р. Хазныдон	„
13	1419	Биотитовый гранит	„	„
14	1420	Теневой мигматит и полосчатый биотитовый гранодиорит	Следующее обнажение	Мигматиты (обр. 14, 15, 16, 17), пересекающиеся пегматоидом (обр. 18). Аз. падения сланцеватости 220°, угол 35°
15	1421	Послойный мигматит	„	„
16	1422	Послойный мигматит	„	„
17	1423	Послойный мигматит	„	„
18	1424	Пегматоид	„	„
19	1425	Биотитовый кварцевый диорит	Правый борт сухой балки, напротив правого притока р. Хазныдон—р. Торса	По А. М. Демину здесь проходит верхняя граница кристаллических сланцев
20	1426	Теневой мигматит	„	
21	1427	Послойный мигматит	Левый борт сухой балки	Азимут падения плоскостей сланцеватости мигматитов 220°, угол 65°. В мигматитах наблюдаются гранитоидные инъекции мощностью 10—15 см. В одном месте виден постепенный переход меланократового гранитоида в лейкократовый гранитоид
22	1428	Хлорит-биотитовый кварцевый диорит	„	„
23	1429	Порфиробластический биотитовый гранит	„	„
24	1430	Послойный мигматит	„	„
25	1431	Биотитовый кварцевый диорит	В 5—6 м от предыдущего обнажения	В мигматитах (обр. 27) залегает темно-серый кварцевый диорит (обр. 25), который пересекается пегматоидом (обр. 25)
26	1432	Пегматоид	„	„
27	1433	Послойный мигматит	„	„

1	2	3	4	5
28	1434	Силлиманит-биотитовый сланец с преобразованным кордиеритом	В нескольких метрах дальше	Вдоль сланцеватости сланцы инъецированы лейкократовыми жилами мощностью 2—5 см. Более мощные жилы приобретают пегматоидный характер. Аз. паден. сланцеватости СВ 50°, угол 65°
29	1435	Силлиманит-биотитовый мигматит с кордиеритом	В нескольких метрах дальше	Вдоль сланцеватости сланцы инъецированы лейкократовыми жилами мощностью 2—5 см. Более мощные жилы приобретают пегматоидный характер. Аз. паден. сланцеватости СВ 50°, угол 65°
30	1436	Силлиманит-биотитовый мигматит	"	"
31	1437	Биотитовый кварцевый диорит	Несколько дальше	Кварцевые диориты (обр. 31) граничат с послойными мигматитами (обр. 32) меняющегося состава. Аз. пад. СВ 40°, угол 15—20°
32	1438	Послойный мигматит	"	"
33	1439	" "	"	"
34	1440	" "	"	"
35	1441	Послойный мигматит и биотитовый гранит	"	"
36	1442	Послойный мигматит	"	"
37	1443	Порфиробластический биотитовый гранит	Над мостом на р. Хазныдон	Гранитоиды (обр. 37, 39), внутри которых видны останцы переработанного субстрата (обр. 38). Гранитоиды инъецированы пегматоидами (обр. 40) мощностью 19 см и более
38	1444	Кварц-биотит-лабрадорная порода	"	"
39	1445	Биотитовый порфиробластический гранит	"	"
40	1446	Пегматоидный гранит	"	"
41	1447	Хлорит-биотитовый кварцевый диорит	В 25—30 м дальше, но опять над мостом на р. Хазныдон	
42	1448	Хлорит-биотитовый кварцевый диорит	Около моста, над дорогой, где она делает резкий поворот	Кварцевые диориты (обр. 42), переходящие постепенно в порфиробластические гранодиориты (обр. 44, 45), инъецированы пегматоидом (обр. 43)
43	1449	Послойный мигматит	"	"
44	1450	Порфиробластический двуслюдяной кварцевый диорит	"	"

1	2	3	4	5
45	1451	Порфиروبластический хлорит-двуслюдяной гранодиорит	Около моста, над дорогой, где она делает резкий поворот	Кварцевые диориты (обр. 42), переходящие постепенно в порфиروبластические гранодиориты (обр. 44, 45), инъецированы пегматондом (обр. 43)
46	1452	Хлорит-двуслюдяной гранодиорит	"	"
47	1453	Теневой мигматит и биотитовый гранодиорит	Перед карнизом, который начинается с русла р. Хазныдон	В обнажении хорошо наблюдается воздействие на породы субстрата (обр. 47) лейкократовых инъекций и образование различных гранитоидов
48	1454	Мусковитовый гранит с роговой обманкой	"	"
49	1455	Мусковитовый гранодиорит	"	"
50	1456	Биотитовый гранит и биотитовый гранодиорит с гранатом	"	"
51	1457	Хлорит-биотитовый гранодиорит	"	"
52	1458	Пегматитовый гранит	Обнажение (карниз) у русла р. Хазныдон	Здесь также видно возникновение различных пород под воздействием лейкократовых инъекций, имеющих широкое развитие
53	1459	Двуслюдяной гранит	"	"
54	1460	Двуслюдяной гранит	"	"
55	1461	Хлорит-двуслюдяной гранит	"	"
56	1462	Хлорит-биотитовый гранодиорит с гранатом	Дальше по р. Хазныдон	На всем протяжении разреза процесс метасоматической гранитизации наблюдается достаточно хорошо
57	1463	Биотитовый гранит	"	"
58	1464	" "	"	"
59	1465	" "	"	"
60	1466	" "	"	"
61	1467	Хлорит-биотитовый гранодиорит с мусковитом	"	"
62	1468	Хлорит-биотитовый гранодиорит с мусковитом	"	"
63	1469	Слабо сланцевато-зернистый биотитовый кварцевый диорит	"	"
64	1470	Теневой мигматит	"	"

1	2	3	4	5
65	1471	Послойный мигматит и хлорит-биотитовый гранит	Дальше по р. Хазндыон	На всем протяжении разреза процесс метасоматической гранитизации наблюдается достаточно хорошо
66	1472	Хлорит-двуслюдяной гранодиорит	"	"
67	1473	Теневой мигматит	"	"
68	1474	Хлорит-двуслюдяной гранодиорит	"	"
69	1475	Двуслюдяной гранодиорит	"	"
70	1476	Теневой мигматит	"	"
71	1477	Послойный мигматит	"	"
72	1478	Теневой мигматит	"	"
73	1479	Лейкократовый гранит с биотитом и мусковитом	"	"
74	1480	Послойный мигматит	"	"
75	1481	Пегматоидный гранит с мусковитом	"	"
76	1482	Послойный мигматит	У безымянной речки, впадающей в р. Хазндыон вблизи р. Матусу	"
77	1483	Тонкопослойный мигматит	"	"
78	1484	Послойный мигматит	Там, где р. Хазндыон протекает непосредственно у основания карниза. Разрез проходит над карнизом	В мигматитах (обр. 78, 79), имеется жила кварца мощностью 20 см
79	1485	Послойный мигматит	"	"
80	1486	" "	"	"
81	1487	Мелкозернистый хлорит-двуслюдяной гранит	"	"
82	1488	Теневой мигматит	У места дугообразного изгиба карниза	Теневой мигматит (обр. 82), пересеченный лейкократовыми инъекциями (обр. 84) с возникновением гранита (обр. 83)
83	1489	Биотитовый гранит	"	"
84	1490	Пегматоид	"	"
85	1491	Сланцеватый диорит-порфирит	Правый склон р. Хазндыон от р. Торса до р. Матусу	Гранитоиды и граниты (обр. 86, 87, 88), в которых содержатся останцы сланцеватого диорит-порфирита (обр. 85)

1	2	3	4	5
86	1492	Лейкократовый гранит с мусковитом	Правый склон р. Хазыдон от р. Торса до р. Матусу	Гранитоиды и граниты (обр. 86, 87, 88), в которых содержатся останцы сланцеватого диорит-порфирита (обр. 85)
87	1493	Биотитовый гранодиорит с гранатом	"	"
88	1494	Двуслюдяной гранодиорит	"	"
89	1495	Пегматоидный хлорит-биотитовый гранодиорит	Несколько ниже, у углового обнажения; маленький водораздельный хребет между рядом расположенными двумя речками	Обнажаются породы, представленные почти целиком темными мигматитами (обр. 92, 93), которые испещрены лейкократовыми жилами мощностью от 1—2 см до 10—15 см. Они то рассеиваются во вмещающей породе (пегматиты), то образуют резкие контакты (аплиты)
90	1496	Аплитовидная порода	"	"
91	1497	Хлорит-двуслюдяной гранодиорит	"	"
92	1498	Мигматит неравномерно инъецированный	"	"
93	1499	Кварцево-диоритовый мигматит неравномерно инъецированный	"	"
94	1500	Послойный биотит-роговообманковый мигматит	Устье второй речки	Здесь и в 100 м за речкой развиты тeneвые породы (обр. 94, 95)
95	1501	Окварцованное габбро	"	"
96	1502	Хлорит-двуслюдяной гранит	"	"
97	1503	Кварц-плаггиоклаз-биотитовый грубосланцеватозернистый мигматит	В интервале 100—200 м от устья второй речки	Темные породы с инъециями гранитоидов
98	1504	Порфиробластичеккий хлорит-двуслюдяной гранодиорит	"	"
99	1505	Кварц-плаггиоклаз-двуслюдяной послойный мигматит	"	"
100	1506	Окварцованное габбро	"	"
101	1507	Хлорит-двуслюдяной гранит	"	"
102	1508	Послойный мигматит	"	"

1	2	3	4	5
103	1509	Послойный мигматит	В 500—600 м ниже по р. Хазныдон. У р. Торса, там, где А. М. Демин на своей геол. карте проводит верхнюю границу кристаллических сланцев	Обнажаются в основном гранитоиды. В них содержатся останцы субстрата. Хорошо виден процесс метасоматической гранитизации пород последнего. Породы субстрата и гранитоиды испещрены поздними лейкократовыми жилами мощностью от незначительной до 30 см, которые образуют резкие контакты
104	1510	Теневой мигматит и кварцевый диорит (два участка одного образца)	”	”
105	1511	Лейкократовый гранит	”	”
106	1512	Биотитовый кварцевый диорит	”	”
107	1513	Биотит-хлоритовый гранодиорит	”	”
108	1514	Теневой мигматит	У последнего правого притока р. Хазныдон, протекающего в кристаллических сланцах (А. М. Демину)	Взаимоотношение пород аналогично предыдущим обнажениям
109	1515	Хлорит-биотитовый гранодиорит	”	”
110	1516	”	”	”
111	1517	Биотитовый гранодиорит	”	”
112	1518	Послойный мигматит	”	”

Кристаллические сланцы

В этих породах сланцевый материал преобладает над инъецированным лейкократовым материалом. Участками сланцы переходят в мигматиты.

Текстура хорошо выраженная сланцеватая, полосчатая. Структура лепидогранобластическая. Состав: биотит, мусковит, силлиманит, кордиерит, кварц, иногда хлорит; калишпат и плагиоклаз в малых количествах акцессоры — циркон, апатит, рудный минерал, рутил.

В массе биотита встречается хлорит переполненный сагенимом. Местами видна мусковитизация биотита. Акцессоры приурочены к биотиту.

Силлиманит бесцветный, преимущественно фибролит, но встречаются и удлиненные призмы без концевых граней. Местами силлиманит пронизывает плагиоклаз и кварц.

Кордиерит представлен лишь продуктами его распада в виде высокопреломляющих желтовато-зеленых мелких скоплений талька с серпен-

тно. Обычно они ориентированы вдоль плоскостей сланцеватости, реже рассеяны по всему шлифу беспорядочно.

Кварц разнозернистый, имеет зазубренные контуры; относительно крупные зерна раздроблены. Кварц наряду с биотитом в количественном отношении играет ведущую роль.

Плагиоклаз (олигоклаз, альбит) встречается в виде небольших серицитизированных остатков. Редко встречающиеся более или менее свежие кристаллы обнаруживают двойникование. Калишпат совершенно прозрачный; иногда пертитовый, образует прерывистые жилки.

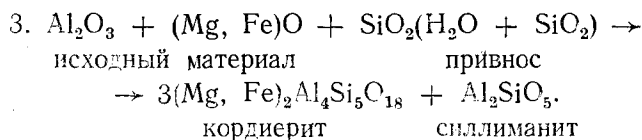
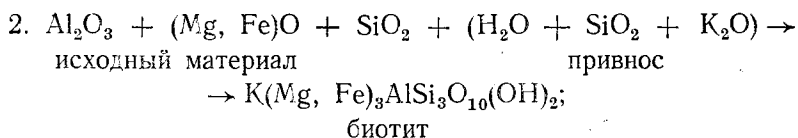
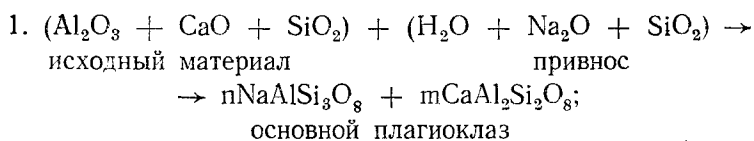
Шлиф, изготовленный из лейкократового слоя, состоит главным образом из плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз изменен в разной степени; он цеолитизирован. Реликтовые минералы представлены биотитом, кордиеритом и силлиманитом. Полосчатая текстура и лепидогранобластическая структура сохранены не ясно. Биотит, преобразованный кордиерит и силлиманит содержится в малых количествах. Текстурно-структурные особенности в данном слое сохранены не четко.

Материнскими породами силлиманит-биотитовых сланцев с преобразованным кордиеритом, вероятно, являлись богатые глиноземистым материалом осадки, входящие в состав вулканогенной геосинклинали, о чем свидетельствует содержание в сланцах силлиманита и кордиерита.

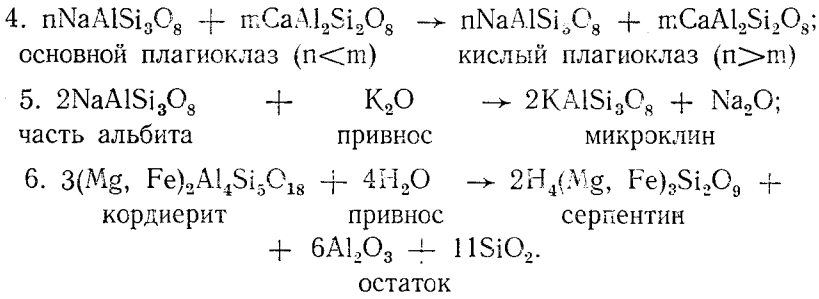
Силлиманит-биотитовые сланцы, содержащие полностью преобразованный кордиерит и альбитизированный плагиоклаз относятся к амфиболитовой фации. По свидетельству Н. Г. Судовикова (1964) «силлиманит в породах высокой степени метаморфизма встречается, как правило, в ассоциации с биотитом в биотит-силлиманитовых и биотит-кордиерит-силлиманитовых сланцах и гнейсах» (стр. 194). Биотит в этих породах образовался за счет хлорита.

В дальнейшем сланцы подверглись регрессивному метаморфизму в результате последовательного привноса кремния, натрия и калия. Сначала, по-видимому, произошла альбитизация основного плагиоклаза, затем микроклинизация альбита. Привнос кремния, видимо, сопутствовал обоим процессам и продолжался после их прекращения. Переход кордиерита в серпентин и последнего частично в тальк произошел позднее. Биотит подвергается мусковитизации.

Образование рассматриваемых силлиманит-биотитовых сланцев в результате прогрессивного метаморфизма из глиноземистых осадков, содержащих, вероятно, туфовый материал, можно представить следующим образом:



Процессы ретроградного метаморфизма будут иметь следующий вид:



Парагенетические минеральные ассоциации для рассмотренных пород будут следующие: кварц-биотит-анортит-кордиерит, кордиерит-силлиманит-плагиоклаз, отвечающие силлиманит-альмандиновой суб-

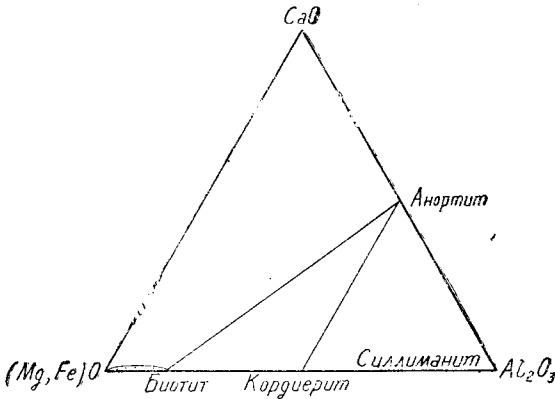


Рис. 2. Диаграмма минеральных парагенезисов системы $(\text{Mg, Fe})\text{O} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ при избытке кремнезема в виде кварца.

фацни амфиболитовой фацни (рис. 2) и кварц-альбит-мусковит-хлорит-серпентин (-талък), соответствующие кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфацни зеленосланцевой фацни.

Послойные мигматиты

Породы темно-, светло-, розовато- и коричневатого цвета. В послойных мигматитах толщина слоев варьирует от тонко- до толсто-послойных. Толщина слоев в единичных случаях достигает 2 мм. Сланцевый материал представлен обычно слюдой. Изредка инъекционный материал располагается поперек слоистости, образуя скопления, среди которых наблюдаются спорадические порфиробласты калиевого полевого шпата, в поперечнике до 8×8 мм.

Обилие инъекционного лейкократового материала вызывает нарушение плоскопараллельной текстуры — она становится нечетко очерченной; возникают переходные в темные мигматиты разности.

Текстура от тонко- до толстозернисто-послойной (полосчатая). Структура лепидогранобластическая, либо гранолепидобластическая, гетеробластическая, гранобластическая, иногда порфиробластическая с

гранолепидобластической основной тканью. Состав: плагиоклаз, кварц, калишпат (микроклин), биотит, мусковит в малом количестве, хлорит, кальцит, роговая обманка, эпидотовый минерал и аксессуары — апатит, циркон, рудный минерал, гранат, лимонит, ортит.

Плагиоклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз-андезин) образует изометрические зерна, реже ксеноморфные скопления зазубренных кристаллов и сетку, в петлях которой сидят зерна кварца. Наблюдаются также порфиробласты, представляющие собой уцелевшие реликты исходных пород.

Часть плагиоклаза, слагая основную ткань мигматитов, раздроблена и резорбирована кварцем. По составу плагиоклазы основной ткани и плагиоклазы порфиробластические одинаковы; их продукты изменения также одни и те же. Обычными вторичными процессами плагиоклазов являются серицитизация, изредка с выделением мусковита, цеолитизация, реже кальцитизация. В плагиоклазах наблюдаются небольшие остатки сосюрита. Цеолит (томсонит) встречается в виде сетки и жилок с высокими цветами интерференции. Для плагиоклаза мигматитов характерно вытеснение калишпатом, что происходит после его очищения от продуктов распада и альбитизации. Однако бывают случаи, когда после альбитизации плагиоклаз минует микроклинизацию, обретает идиоморфизм и укрупняется.

В кварц включены уцелевшие остатки плагиоклаза. Рассматриваемый минерал вместе с плагиоклазом составляет основную ткань мигматитов; их количественные соотношения изменчивы. Иногда кварц преобладает над плагиоклазом или основная ткань породы сложена почти исключительно из кварцевых зерен.

Возникновению порфиробластической структуры мигматитов с порфиробластическим плагиоклазом способствует интенсивное окварцевание породы, с образованием мелкозернистой массы, на фоне которой уцелевшие и несколько укрупненные остатки плагиоклаза приобретают характер порфиробластов. В одном случае наблюдалось ложнопегматоидное прорастание кварцевых зерен поздней генерации в вышние ранее кварцевые зерна (рис. 3).

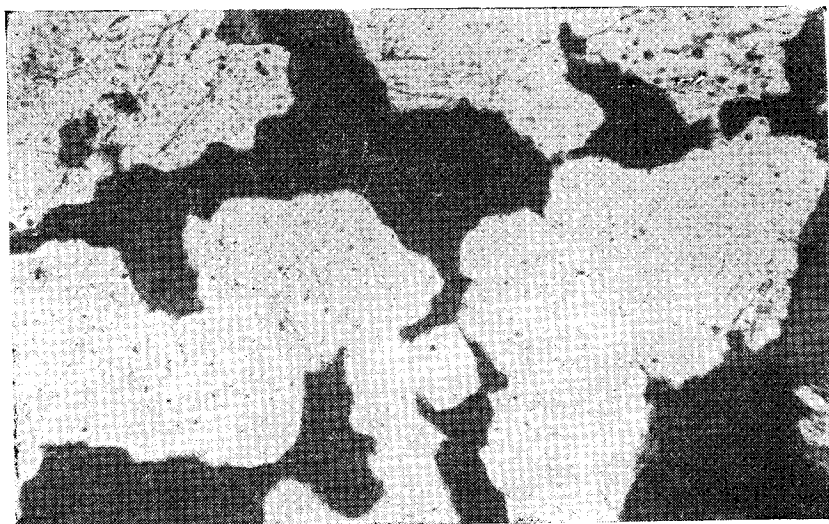


Рис. 3. Прорастания кварца кварцем. Ник.+, увел. 40.

Кремниевый метасоматоз (окварцевание) происходил, по-видимому, близко по времени с калиевым метасоматозом, выразившимся сперва в биотитизации хлорита, которой сопутствовало выделение циркона с плеохронным ореолом, а затем в микроклинизации ранее уже альбитизированных плагиоклазов.

Калишпат с едва заметным решетчатым строением, встречается в виде мелких ксеноморфных зерен, как бы пропитывающих породу и заполняющих межминеральное пространство, а также в виде жилок вместе с кварцем, либо пятен в плагиоклазе. Иногда он распределен участково и образует порфиробласты.

Биотит темно-буровато-коричневый и грязно-коричневый, мелкочешуйчатый. В биотите много включений рудного минерала и циркона с плеохронными ореолами. В случае, когда биотит вместе с плагиоклазом образует полосы, его контуры расплывчатые, а чешуи перемешиваются со вторичными продуктами плагиоклаза. На стыке биотита и плагиоклаза в одном случае было замечено, как следы спайности биотита продолжались в плагиоклазе (рис. 4), содержащем мелкие

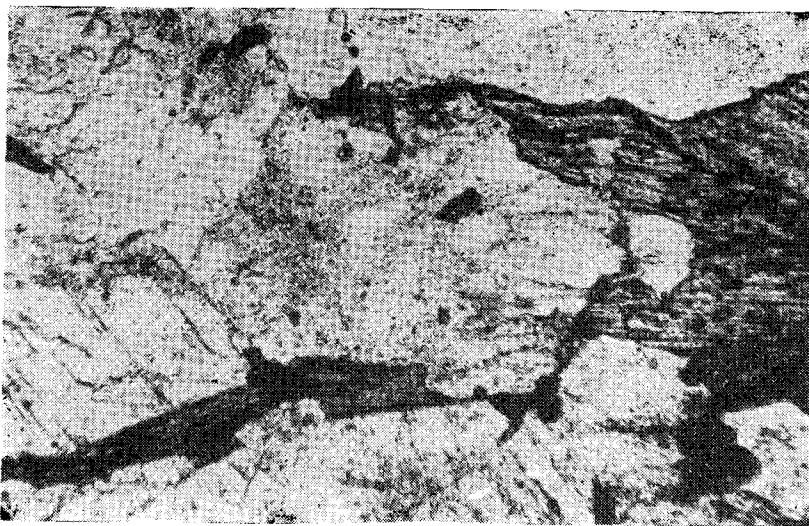


Рис. 4. Следы спайности биотита в плагиоклазе. Ник.+, увел. 40.

зерна рудного минерала, очевидно представляющие собой бывшие включения биотита. К биотиту приурочен мусковит с обильными включениями рудного минерала.

Послойные мигматиты частично, видимо, возникли главным образом за счет метаморфизованных полосчатых габброидов под воздействием послойных лейкократовых инъекций. В пользу этого говорит содержание в мигматитах в отдельных случаях роговой обманки, останцев уцелевших габброидов и их плагиоклазов. Но это не исключает возможности образования этих пород и за счет силлиманит-биотитовых сланцев.

Процессы минералообразования протекали в следующей последовательности. Привнос кремния и вызванное им окварцевание породы, видимо, предшествовали всем другим процессам, на что указывает вышеописанное окварцованное габбро. Кремниевый метасоматоз протекал продолжительное время, может быть, на всем протяжении пре-

образовательного процесса, что видно из наличия пегматоидных прорастаний позднего кварца в ранний. Затем в результате привноса калия возник биотит, т. е. калиметасоматоз в первой стадии выражен в биотитизации роговой обманки габброида.

Следующий процесс — альбитизация основного плагиоклаза. Последним значительным процессом является вторая стадия калиметасоматоза, проявляющаяся в микроклинизации кислого плагиоклаза.

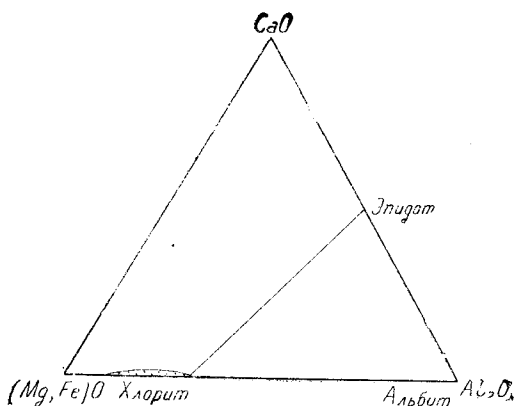


Рис. 5. Диаграмма минеральных парагенезисов системы $(Mg, Fe)O—CaO—Al_2O_3$ при избытке кремнезема в виде кварца.

Таким образом, стадийный процесс минералобразования от габброидов до псслонных мигматитов протекал в следующей последовательности: кварц, биотит и циркон; кислый плагиоклаз и апатит; микроклин.

Парагенетические минеральные ассоциации для псслонных мигматитов: кварц-биотит-плагиоклаз, кварц - альбит - эпидот - хлорит, кварц-микроклин-эпидот (кварц-альбит-мусковит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации). Парагенетическая диаграмма (рис. 5) отвечает второй ассоциации.

Теневые мигматиты

Породы розовато- и светло-серые. Обнаруживают толстослойную зернисто-сланцеватую текстуру. В теневых мигматитах были встречены птигматитовые образования (рис. 6). Рост отдельных кристаллов, достигающих относительно крупных размеров, вызывает разрывание



Рис. 6. Птигматиты в биотитовых зернисто-сланцевых мигматитах.

слоев и общее нарушение реликтовой полосчатости. В результате происходит постепенное стирание плоско-параллельной текстуры, и порода становится равномернозернистой; она преобразуется в гранит, в котором биотит представляет собой преобразованный реликт исходного сланца.

Структура: лепидогранобластическая. Редко проявляется нарушенная зернисто-послойная текстура. Состав: плагиоклаз, кварц, калишпат (микроклин), биотит, в малом количестве мусковит и хлорит, цеолит и акцессоры — апатит, циркон.

Плагиоклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз) в одних случаях почти совершенно чистый, слегка серицитизированный, в других довольно сильно хлоритизированный, кальцитизированный и цеолитизированный; для цеолита $Ng-Np=0,012$; погасание косое, с $cNg=30^\circ$.

Кварц встречается в виде мелких ксеноморфных скоплений зерен вместе с плагиоклазом, иногда с примесью калишпата. Мелкозернистый агрегат кварца иногда зажат между кристаллами плагиоклаза. Относительно крупные зерна входят в состав нарушенных полос. Зерна кварца местами сильно зазубрены; они разъедают плагиоклаз. Изредка наблюдается пересечение мелкозернистым кварцем относительно крупных зерен того же минерала.

Калишпат (микроклин) образует нерешетчатые либо решетчатые ксеноморфные, редко идиоморфные совершенно чистые зерна. Он разъедает плагиоклаз и содержит уцелевшие его остатки. Редко наблюдаются пертиты замещения.

Биотит либо образует разорванные полосы, либо распределен в породе более или менее равномерно. Цвет биотита темно-красновато-коричневый и темно-коричневый; плеохроизм резкий. Наблюдается мусковитизация биотита.

Теневые мигматиты возникают в результате более интенсивного привноса лейкократового материала, нарушающего ориентированное расположение слюды и хлорита и возникновение отдельных разрозненных их скоплений в виде пятен.

Последовательность минералообразовательного процесса аналогична послойным мигматитам (см. парагенетические ассоциации послойных мигматитов).

Сланцеватые диорит-порфиры

Породы обнаруживают бластопорфировую структуру. Состав: плагиоклаз, биотит, хлорит, кварц и акцессоры — апатит, очень мало циркона, рудный минерал.

Плагиоклаз (андезин) основной массы совершенно свежий. Фено-кристаллы образуют только плагиоклаз; он идиоморфный, по краям корродированный кварцем, который нередко включен в плагиоклаз в виде округлых зерен. Порфиновые выделения нацело серицитизированны и сосюритизированны, с выделением эпидотовых минералов.

Кварц ксеноморфный, занимает пространство между другими минералами, погасание слабо волнистое. Широко развиты жилки кварца, толщиной от тонких до 4,0 мм. В большинстве случаев жилки прерывистые. Мелкие зерна кварца являются отпрысками жилок; они равномерно распределены по всему шлифу; к ним примешан плагиоклаз. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рудный. Порода представляет собой метаморфизованный порфирит. Процесс преобразования в нем минералов выразился в неполной альбитизации исходного основного плагиоклаза вкрапленников. Продуктами диссоциации основного пла-

гиоклаза, отвечающего в настоящее время андезину, либо олигоклаз-андезину являются соссюрит и эпидотовые минералы. По плагиоклазу возникает также серицит. Биотит, по-видимому, образовался за счет какого-то железо-магнезиального минерала, скорее роговой обманки, в результате привноса калия, а хлорит — за счет биотита. Кварц является привнесенным.

Метаморфизованные габброиды

В мигматитах и гранитоидах содержатся уцелевшие от метасоматической переработки останцы меланократовых пород различных размеров — от мелких до крупных, занимающих несколько десятков и сотен квадратных метров (рис. 7 и 8). Породы обычно темно-серые, черные с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, иногда тонкопослойные, с инъекциями лейкократового материала.

Окварцованное габбро. Структура панидоморфная нарушенная, обусловленная скоплениями мелких зерен амфибола. Текстура иногда слабо полосчатая. Состав: плагиоклаз, амфибол, биотит, хлорит, эпидотовые минералы, кальцит в виде жилок, кварц и акцессоры — апатит, сфен, рудный минерал.

Плагиоклаз (лабрадор, андезин). В нем местами наблюдаются участки полевого шпата с значительно меньшим показателем преломления. Это альбит или, возможно, калиевый полевой шпат. Они порой нарушают цельность плагиоклазового индивида, который как бы дробится, отдельные его части несколько смещаются относительно друг друга.

Амфибол представлен слабо плеохроничной зеленой роговой обманкой; $n_{Ng}=18-20^\circ$, $2V_{pr}=74^\circ$. Она хлоритизирована и биотизирована, но последовательность этих процессов не устанавливается. Кое-где наблюдаются пойкилитические включения бесцветного хлорита с очень

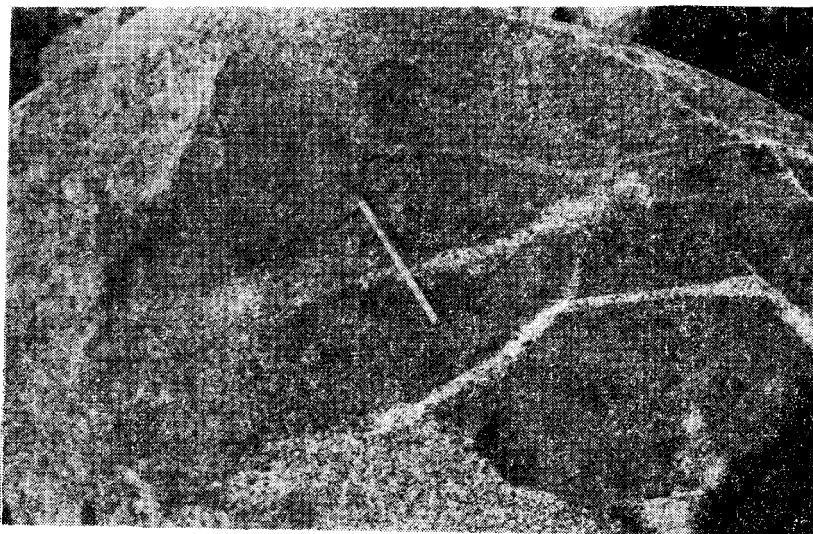


Рис. 7. Верховье р. Хазныдон, восточнее горы Сунгулицу-баш. Метасоматическая гранитизация габброида.



Рис. 8. У слияния р. Хазныдон с р. Торса. Метасоматическая гранитизация габброида.

низкими цветами интерференции (клинохлор) в ассоциации со сфеном. Видны прорастания амфибола с плагиоклазом и кварцем.

Метаморфизованные габброиды, содержащиеся в виде останцев в мигматитах и гранитоидах, по-видимому, образовались по каким-то основным магматическим породам типа базальтов.

Исходные минералы габброидов представлены основным плагиоклазом и роговой обманкой. Все остальные минералы образованы за счет них в результате регрессивного метаморфизма.

Распад плагиоклаза — частичная его альбитизация (деанортитизация) — приводит к возникновению соссюрита, а также кальцита и акцессорного апатита. Последний, как правило, возникает путем взаимодействия фосфора с частью высвободившегося кальция.

Роговая обманка переходит в биотит, а затем в хлорит. Минералы группы эпидота и сфен возникают в результате диссоциации роговой обманки. Образованию биотита сопутствует выделение циркона (Заридзе, Татришвили, 1952). Кварц привнесенный.

Последовательность минералообразования будет иметь следующий вид: 1) кварц, средний и кислый плагиоклаз, возникший за счет основного плагиоклаза; продукты распада последнего (соссюрит, кальцит, серицит); 2) роговая обманка, биотит, хлорит, продукты диссоциации роговой обманки — эпидот и сфен.

Минеральная ассоциация исходного габброида: основной плагиоклаз-пироксен (-бурая роговая обманка). В результате ретроградного метаморфизма возникли две ступени минеральных парагенезисов: кварц-биотит-анортит (-основной плагиоклаз)-роговая обманка, соответствующая силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации (рис. 9) и кварц-альбит-серицит-кальцит-хлорит-эпидот, отвечающая кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (рис. 10).

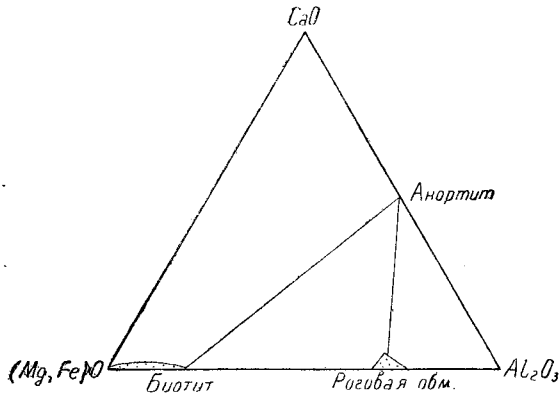


Рис. 9. Диаграмма минеральных парагенезисов системы $(Mg, Fe)O—CaO—Al_2O_3$ при избытке кремнезема в виде кварца.

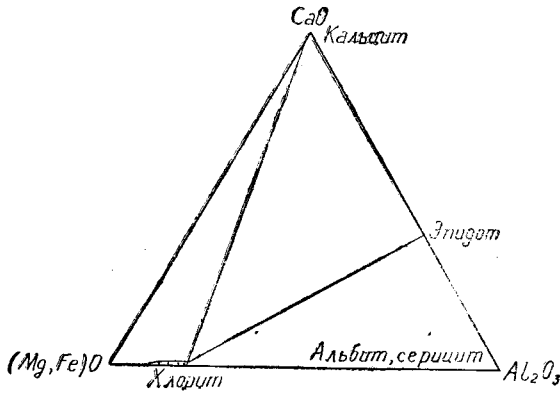


Рис. 10. Диаграмма минеральных парагенезисов системы $(Mg, Fe)O—CaO—Al_2O_3$ при избытке кремнезема в виде кварца.

Биотитовые кварцевые диориты

Породы светло-серые и серые, равномернозернистые, иногда слабо порфиробластические, порой слегка полосчатые, с обильным содержанием биотита. Наблюдались агматитовые образования (рис. 11). Структура: гранобластическая, гранолепидобластическая, гетеробластическая. Состав: плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит, хлорит, мусковит, эпидотовые минералы, кальцит, цеолит и акцессоры — апатит, циркон, рудный.

Плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин). Нередко он в одной и той же породе обнаруживает различный состав. В нем кое-где видны остатки соссюрита. Реже проявлены цеолитизация и кальцитизация.

В крупных кристаллах плагиоклаза поздней генерации изредка видны более мелкие кристаллы плагиоклаза ранней генерации. Местами видно, что несдвойникованный плагиоклаз корродирует сдвойникованный плагиоклаз или включает уцелевшие остатки последнего. По составу оба поколения плагиоклазов одинаковы либо поздний плагиоклаз



Рис. 11. Агматит с субстратом биотитового кварцевого диорита.
Истоки р. Хазндыон.

более кислый; вариация состава этих плагиноклазов одинаковая в интервале альбита-олигоклаза. В некоторых случаях наблюдается разъедание плагиноклаза кварцем и его пятнистая микроклинизация. Зафиксировано пропитывание плагиноклаза мелкозернистым кварцем, в результате чего возникали пойкилито- и пегматитоподобные образования. Видны также гранофириподобные образования микроклина и плагиноклаза, местами же пертиты и мирмекиты. В плагиноклазе кое-где обнаружены цепочки и прерывистые жилки кварца. Зафиксированы случаи включения в крупные кристаллы кварца мелких зерен того же минерала, что указывает на наличие кварца двух поколений. Цеолит (томсонит), возникший по плагиноклазу, образует в нем сеть тонких жилок $cNg-Np=0,015$.

Калишпат (микроклин) содержится в малом количестве и обычно в виде крупных единичных зерен и тонких жилок. Решетчатая структура наблюдается редко и то нерезко выражена. Микроклин разъедает плагиноклаз с образованием либо антипертитов, либо пятен и расположен между кристаллами плагиноклаза. В калишпате имеются включения биотита и плагиноклаза. Биотит наблюдается обычно вместе с хлоритом и рудным минералом. Расположен преимущественно кучно, местами линейно или равномерно.

Возникновение биотитовых кварцевых диоритов за счет метаморфизованных габбро, по-видимому, не должно вызывать сомнений. Об этом свидетельствуют также наблюдаемые в породах различные степени альбитизации плагиноклаза и развитие продуктов его распада—кальцита и соссюрита.

Процесс становления плагиноклазов, по-видимому, протекал в две стадии, о чем свидетельствует наличие плагиноклаза одного вида разъеденного плагиноклазом другого вида. В дальнейшем, плагиноклаз микроклинизируется с образованием пертитов и антипертитов. Предварительно порода подвергается кремниевому метасоматозу. Наличие двух ста-

дий привноса кремния устанавливается достаточно четко. На возникновение биотита перед ранней стадией альбитизации указывает рассекание биотита вдоль его спайности плагиоклазом с образованием закономерных прорастаний. По биотиту образуются хлорит и мусковит.

Цеолит, наблюдаемый в биотитовых кварцевых диоритах и в охарактеризованных выше породах развивается по плагиоклазу, однако не

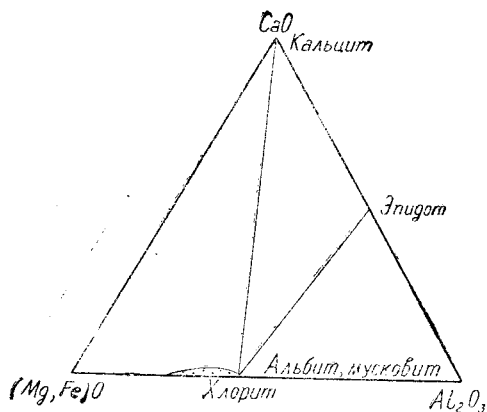


Рис. 12. Диаграмма минеральных парагенезисов системы $(Mg, Fe)O—CaO—Al_2O_3$ при избытке кремнезема в виде кварца.

удается четко установить его место в цепи преобразовательных процессов, в частности, образуется ли он до или после альбитизации основного плагиоклаза. Видимо, цеолитизация происходит после альбитизации, так как в уже альбинизированном плагиоклазе видны жилки цеолита.

Парагенетические минеральные ассоциации в биотитовых кварцевых диоритах: кварц-биотит-плагиоклаз; кварц-альбит-кальцит-эпидот-хлорит-мусковит; кварц-микроклин. Диаграмма отвечает второй ассоциации (рис. 12).

Гранитоиды

Цвет гранитоидов обычно серый, светло-серый, почти белый, серовато-розовый, розовато-желтый.

По внешнему виду среди этих пород различаются переходные к тeneвым мигматитам разности, т. е. породы, имеющие сильно нарушенную реликтовую полосчатую текстуру, обусловленную субпараллельным расположением хлорита, биотита и мусковита. Иногда хлорит и слюда расположены участково (кучно). Встречаются и неоднородные разности рассматриваемых пород, где видно чередование относительно мелко- и крупнозернистых участков. Часть гранитоидов равномерно-зернистая. Размер зерен то относительно мелкий, то относительно крупный. Нередки порфирированные (порфиробластические) гранитоиды. Встречаются также пегматоидные разности этих пород.

Текстура иногда слабо полосчатая. Структура гипидноморфно-зернистая, гетеробластическая, лепидогранобластическая, порфиробластическая. Состав: плагиоклаз, кварц, калишпат (микроклин), биотит, хлорит, мусковит, кальцит, цеолит, эпидотовый минерал и акцессоры— апатит, циркон и рудный минерал (распространенные); реже встречается гранат; спорадически наблюдались амфибол, рутил, лейкоксен, турмалин.

Плагиоклаз (от альбита до андезина) имеет различные формы — то лишен правильных кристаллографических очертаний, то идиоморфен, иногда сдвойникован. У плагиоклазов контуры зазубренные, либо плавные. Некоторые кристаллы выделяются своим размером, с образованием порфиробластов. Они включают биотит и кварц, захваченные при росте. Плагиоклаз образует также угловатые мелкие зерна, пропитанные мелкими же зернами микроклина. Последний играет роль цемента, что указывает на возникновение мелких зерен плагиоклаза до

микроклинизации. Возможно, что в результате этого процесса, предшествовавшего окварцеванию, происходило разъедание и раздробление плагиоклаза. В одном случае наблюдался прозрачный, местами полисинтетически сдвойникованный агрегат мелких зерен альбита-олигоклаза, зажатый между крупными кристаллами плагиоклаза и секущий их. Жилки альбит-олигоклаза секут также разветвления пертитов с образованием цепочек. Плагиоклаз принимает участие в образовании уцелевших прерывистых полос исходной породы отдельно либо вместе с биотитом. В данном случае он несколько вытянут в длину. Иногда фиксируется два типа плагиоклаза. Один, представленный андезином, мутный, полисинтетически сдвойникованный, интенсивно измененный, другой (альбит-олигоклаз)—почти совершенно чистый, со слабыми следами двойникования. В двух случаях наблюдался шахматный альбит. Хорошо видно замещение плагиоклаза микроклином, при котором часто возникают мирмекитовые, реже микропегматитовые структуры.

Плагиоклаз иногда в различной степени подвергнут серицитизации, с выделением мусковита; в нем наблюдаются остатки соссюрита, минералов группы эпидота, пятна кальцита и хлорита; местами плагиоклаз цеолитизируется. Показатель преломления цеолита меньше такового канадского бальзама (ломонтит или натролит).

Кварц обычно ксеноморфный, иногда торцовый; погасание ровное либо волнистое. По размеру зерен то мелкий, то крупный. Некоторые кристаллы достаточно крупные, они достигают размеров порфиробластов. Мелкозернистый кварц вместе с плагиоклазом и микроклином образует основную ткань породы.

Кварц местами рассекает и корродирует плагиоклаз, с образованием в нем бухточек. На относительно раннее образование кварцевых бухточек накладывается более поздний кварц. Наблюдается также обрастание раннего кварца более поздним с возникновением «двузонального кварца» (рис. 13). Местами наблюдались каплевидные включения кварца в плагиоклазе; они видны также в микроклине, представляя собой унаследованные от плагиоклаза образования. В кварце в редких случаях содержатся иголки рутила и апатита.



Рис. 13. Обрастание кварца кварцем с образованием «двузонального» кварца. Ник.+, увел. 40.

Калишпат (микроклин, микропертит) обычно ксеноморфный, нередко порфиробластический. Кристаллы прозрачные; решетчатое строение или вовсе не обнаруживается, или проявлено слабо. Образован в результате замещения плагиоклаза.

Порфиробластический калишпат включает в себя почти все порообразующие минералы. Эти включения расположены субпараллельно. Вдоль поверхностей крупных его кристаллов и в трещинах спайности развивается мусковит. Наблюдаемая местами зазубренность калишпата, по-видимому, унаследована от замещаемого им плагиоклаза. Последний минерал, как отмечено, до микроклинизации был разъеден кварцем. Калишпат в отдельных случаях обнаруживает пертитовое строение. Пертиты преимущественно ветвистые, полосчатые и прерывисто-полосчатые; полоски альбита ромбовидной формы. Наблюдаются также ихтиоглиптоподобные образования кварца и калишпата. Водяно-прозрачные пертитовые кристаллы и жилкообразные тельца калишпата пегматоидных гранитов переполнены рутилом и тонкопризматическим мусковитом. Местами заметны жилки калишпата, секущие плагиоклазы и другие минералы породы. Плагиоклаз в стыке с калишпатом иногда мирмекитизируется.

Биотит темно-коричневый по Ng, светло-соломенно-желтый по Np; плеохроизм резкий. Контуры биотита местами зазубрены; порой видно его корродирование кварцем и микроклином. При проникновении кварца в биотит последний приобретает сетчатое строение. Мелкие чешуйки биотита вместе с хлоритом и мусковитом порой расположены субпараллельно. Как биотит, так и хлорит включают в себя рудный минерал и сагенит. В отдельных случаях биотит замещается мусковитом.

Хлорит (пеннин) зеленый; плеохроизм слабый или достаточно чувствительный; цвета интерференции синие аномальные. Местами пластинки хлорита обнаруживают более высокие цвета интерференции, это, видимо, остатки биотита. К хлориту в ассоциации с биотитом иногда примешивается незначительное количество мусковита. В отдельных шлифах видно развитие хлорита по плагиоклазу; одновременно плагиоклаз кальцитизирован. Данный хлорит зеленовато-желтый, почти изотропный, с едва заметной агрегационной поляризацией.

Мусковит тонко-призматический, обычно содержится в малом количестве приурочен к биотиту и возникает за счет него. Мусковит вместе с биотитом и хлоритом местами образует скопления мелких чешуек и, кроме того, развивается вдоль границы порфиробластов калишпата и в самом калишпате.

В пегматоидном граните наблюдался тонкопризматический перистый мусковит, обрамляющий чешуйки биотита. В одном случае мусковит, содержащийся в большом количестве, ассоциирует с минералом с большим показателем преломления, высокими цветами интерференции, косым погасанием и призматической спайностью.

Апатит встречается в виде коротко- и длиннопризматических зерен с пирамидальным окончанием, округлых (овальных) и причудливой формы. Зерна апатита иногда располагаются цепочкой, реже кучно. Наблюдалось скопление серо-фиолетового тонкопризматического апатита, обнаруживающего слабый плеохроизм. Было зафиксировано появление мелко- и тонкопризматического апатита, в связи с возрастанием количества цеолита. В одном случае был встречен длиннопризматический кристалл апатита с перемычкой в средней части (рис. 14).

Цеолит бесцветный; он замещает плагиоклаз; тонкие его жилки секут породу целиком, включая и микроклин Ng—Np=0,010—0,012.

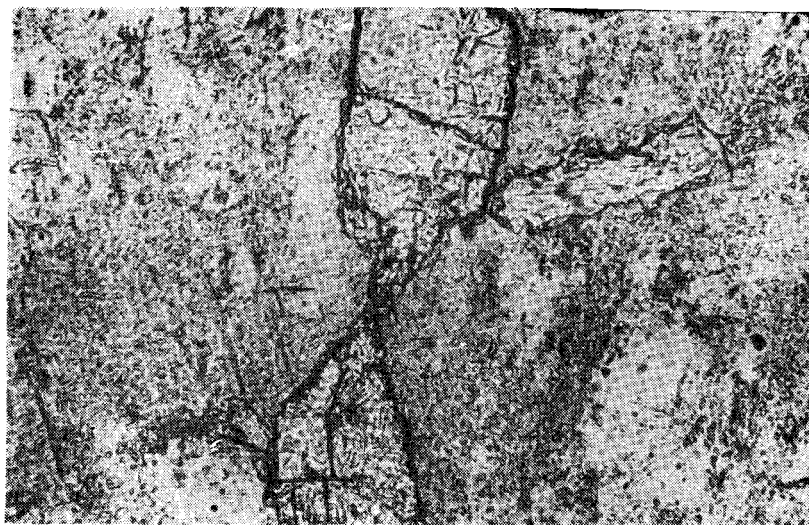


Рис. 14. Длиннопризматический кристалл апатита с перемычкой в средней части. Ник.+, увел. 100.

Гранитоиды, как отмечено, представляют собой породы, образованные в результате дальнейшей трансформации исходных основных магматических пород, однако возникновение части из них за счет силлиманит- и кордиеритсодержащих биотитовых сланцев и мигматитов вполне вероятно. В этом случае следует допустить формирование гранитоидов непосредственно по указанным породам без прохождения других порообразовательных стадий.

Существование не менее двух поколений плагиоклаза и различных ступеней альбитизации исходного плагиоклаза в гранитоидах фиксируется также хорошо. В гранитоидах видны жилки и шахматные кристаллы альбита. О выделении кварца по крайней мере в две различные стадии, указывает обрастание кварцем более раннего кварцевого зерна, в результате чего возникает «двузональное» зерно этого минерала. Отмечается рассечение одного кварца другим. Биотит развивается до альбитизации; за счет него возникает главная часть хлорита и мусковита. Микроклин и микропертит образуются последними и всегда по кислоте плагиоклазу, проходя стадию пертитизации; альбитовые тельца различной формы, включенные в микроклин, представляют собой уцелевшие остатки от процесса микроклинизации. Порфиробластический (порфириовидный) микроклин развивается по рядом расположенным нескольким альбитовым кристаллам, либо предварительно укрупненным в процессе альбитизации плагиоклаза.

Рудный минерал выделяется в процессе образования биотита и хлоритизации последнего. С возникновением биотита связано выпадение зерен циркона. Апатит образуется в связи с диссоциацией плагиоклаза.

Лейкократовые граниты (аляскиты) и аплиты

Мелкозернистые аплитовидные светло-розоватые породы. Структура: гранобластическая, гетеробластическая, порфиробластическая. Со-

став: плагиоклаз, кварц, калишпат (микроклин), биотит, мусковит, хлорит и акцессоры — апатит, циркон, рудный гранат.

Плагиоклаз (альбит, олигоклаз) представлен ксеноморфными зазубренными, редко идиоформными кристаллами разной величины. Различный размер и форма плагиоклаза вызваны сперва разъемлением его привнесенным кварцем, а затем неравномерной микроклиннизацией. При вторжении микроклиннизирующих растворов, часть плагиоклаза раздробляется, затем микроклиннизируется. Мелкая масса кристаллов создает основную ткань и подчеркивает порфиробластическую структуру. Некоторые более крупные плагиоклазы окаймлены микроклином. Кристаллы плагиоклаза подвергнуты серицитизации, местами с выделением мусковита, иногда цеолитизации.

Кварц ксеноморфный, погасание ровное. Встречается в виде отдельных зерен либо их скоплений. Зерна кварца иногда включены в микроклин, захваченные при росте последнего минерала.

Калишпат (микроклин) свежий, прозрачный, ксеноморфный; имеет слабо или четко выраженную решетчатую структуру. Встречаются пертиты и мирмекиты. В микроклин включены небольшие остатки замещенного им плагиоклаза и кварц. В крупных зернах микроклина иногда расположены идиоформные кристаллы плагиоклаза, что придает породе облик монцититовой структуры.

Лейкократовые граниты почти ничем не отличаются от гранитоидов. Разница в весьма подчиненном содержании в рассматриваемых породах биотита, хлорита и мусковита. Породы существенно кварц-плагиоклаз-микроклиновые.

В данных породах более четко, чем в гранитоидах, фиксируется порфиroidная (порфиробластическая) структура. В результате раздробления плагиоклаза под воздействием вторгшихся инъекций — сперва кварца, затем микроклина — возникает мелкозернистый кварц-альбит-микроклиновый агрегат. Микроклиннизация протекает через прохождение стадии пертитизации. Цеолитизация наблюдается и в рассматриваемых породах.

Следует полагать, что во всех частях изученного древнего кристаллического субстрата определенные наложенные процессы протекали одновременно, если они проявлялись. Интенсивность процесса зависит от количественной роли стадийного привноса вещества и совершенства предшествующих преобразований. Например, для микроклиннизации в стадии привноса калия необходимо, чтобы плагиоклаз был уже альбитизирован, в противном случае, при наличии темноцветных минералов, в частности роговой обманки, произойдет биотитизация последней.

Пегматоиды

Породы светло-розовые кварц-полевошпатовые, пегматоидные, относительно крупнозернистые; образуют дайки, обычно с незональным, реже двузональным строением. Размер зерен, от $0,5 \times 0,8$ — $1,0$ мм до $2,0 \times 4,0$; $4,0 \times 6,0$; $5,0 \times 8,0$ мм. Размер зерен мелкозернистого кварц-плагиоклазового агрегата $0,15 \times 0,20$ мм.

Состав: плагиоклаз, кварц, калишпат (микроклин), в малом количестве — биотит, хлорит, мусковит; акцессорные минералы — апатит, циркон, рудный.

Плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз) по количеству иногда уступает микроклину. Образует крупные, несдвоенные, слегка сери-

цитизированные зерна причудливой формы, с пятнами микроклина. Наблюдаются также полисинтетически сдвойникованные призматические кристаллы плагиоклаза, включенные в микроклин. Крупные кристаллы, возникшие, по-видимому, в результате собирательной кристаллизации корродированы и пересечены кварцем, с развитием пегматитовых образований. Разъедание плагиоклаза кварцем было местами настолько интенсивным, что уцелели только скелетные тельца плагиоклаза. Фиксируется также мелкозернистый агрегат альбита, зажатый между крупными кристаллами. Этот альбит встречается также в виде жилок.

Кварц разной величины и формы, крупный либо мелкозернистый. Погасание в одних шлифах ровное, в других — волнистое. Встречаются и жилкоподобные тельца кварца вместе с мусковитом и плагиоклазом.

Калишпат (микроклин) представлен в виде крупных решетчатых пертитовых кристаллов. Видны включения неориентированных кристаллов альбита-олигоклаза в микроклин, содержащие иголки апатита. Последние в большом количестве содержатся в альбитах, включенных в мутные микроклины. Возникновение апатита связано с разложением основного плагиоклаза при процессе натриевого метасоматоза, предшествующего калиевому метасоматозу, с которым, по-видимому, связан привнос фосфора. В микроклин, кое-где видны ихтиоглиптоподобные образования, часть которых ориентирована параллельно пертитам.

В двузональных пегматоидных дайках периферийная зона более мелкозернистая и богатая биотитом; максимальный размер зерен 0,8 мм в диаметре. Внутренняя зона более крупнозернистая, она преимущественно полевошпатовая. Размер зерен до 2,0 мм в диаметре.

Нижеприведенная характеристика относится к породе периферийной зоны, так как внутренняя зона в основном биминеральная — микроклин-плагиоклазовая. Полевые шпаты этой зоны аналогичны такому периферийной зоны.

Периферийная зона по составу отвечает граниту. Структура гетерогранобластическая, местами перешедшая в порфиробластическую структуру, которая развита в участках интенсивной микроклинизации. Микроклин замещает несколько рядом расположенных кристаллов плагиоклаза. Размер зерен в гетеробластических участках варьирует от 0,2×0,3 до 1,0×2,2 мм. Наиболее мелкий кварц. Размер порфиробластов микроклина 2,0×4,5 мм.

Состав: плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит, хлорит, мусковит (мало) и акцессоры — апатит (максимальный размер зерен 0,2×0,3 мм), циркон (округлый, с плеохроичным ореолом; много мельче апатита), рудный. Контуры между минералами гладкие либо зазубренные.

Плагиоклаз (олигоклаз) изменен в разной мере, но не очень интенсивно; всегда пятнисто мутный, в массе которого различаются серицит, реже кальцит и минерал с показателем преломления меньше, чем таковой у плагиоклаза. Он похож на ломонтит. Местами наблюдается, как одна половина сдвойникового плагиоклаза преобразована в ломонтит, другая же — сохранена, однако такая выборочная цеолитизация является редкой.

Кварц образует лишь мелкозернистый агрегат, зажатый между плагиоклазом и микроклином, либо относительно крупные кристаллы с одновременным погасанием. Кое-где видны жилкоподобные образования кварца, отходящие от мелкозернистого агрегата того же мине-

рала. Наблюдается постепенное укрупнение мелкозернистого кварца, расположенного между плагиоклазовыми зернами. В последнем видны ихтиоглиптоподобные образования.

Микроклин-пертит обнаруживает решетчатую структуру. Некоторые зерна микроклина решетчатого строения не выявляют. В рассматриваемый минерал включены уцелевшие от микроклинизации остатки плагиоклаза, иногда с мирмекитовым строением. Включения плагиоклаза местами вытянутые, поэтому ошибочно их можно принять за секущие микроклин жилки.

С возрастанием интенсивности микроклинизации количество и размеры плагиоклаза все уменьшаются; наблюдается лишь мелкозернистый его агрегат. Биотит темно-коричневый по Ng и желтый по Np. Хлорит плеохроирующий окрашен в зеленый цвет. Цвета интерференции пятнами высокие. Наблюдаются частичные псевдоморфозы хлорита по биотиту.

Пегматоиды по интенсивности наблюдаемых процессов и содержанию лейкократовых составляющих близки лейкократовым гранитам.

Интересно, что крупные кристаллы кислого плагиоклаза, возникшие путем собирательной кристаллизации при процессе натриевого метасоматоза, разъедены и пересечены кварцем с образованием пегматоидных прорастаний и остаточных скелетных плагиоклазовых телец. В пегматоидах фиксируются жилки альбита, иногда вместе с кварцем с примесью мусковита и его мелкозернистый агрегат, зажатый между крупными кристаллами плагиоклаза. Микроклинизация кислого плагиоклаза происходит также с образованием пертитов. В плагиоклазе и микроклине видны ихтиоглиптоподобные образования кварца. Зафиксированы двузональные дайки, периферийная зона которых отвечает биотитовому граниту гетеробластической структуры, а внутренняя — почти двуминеральному пегматоиду. В биотитовом граните наблюдается возникновение порфиробластов микроклина, образованных путем замещения нескольких рядом расположенных кристаллов кислого плагиоклаза. С возрастанием микроклинизации уменьшается количество плагиоклаза.

Минералогия

Кварц присутствует во всех рассмотренных породах. Обычно он ксеноморфный; имеет зазубренные контуры; погасание зерен от четко волнистого в сланцах и мигматитах до совершенно неволнистого в части гранитоидов. Относительно крупные зерна даже раздроблены. В явно окварцованных породах, какими, в частности, являются метаморфизованные (окварцованные) габброиды и некоторые другие породы, кварц образует жилки и скопления мелких зерен, местами прорастающих в плагиоклаз, амфибол и другие минералы.

В мигматитах и гранитоидах новообразованный кварц распределен более или менее равномерно, порой же кучно. Одновременно кварц слагает нарушенные полосы толщиной 1,5 мм.

В кварц включены уцелевшие остатки разъеденного им плагиоклаза и других минералов. Мелкие останцы последнего иногда с примесью микроклина и привнесенного кварца слагают основную ткань порфиробластических мигматитов. Редко в кварце содержатся включения иголок рutila и апатит.

В одном из послонных мигматитов в результате протекающих двух одновременных стадий кремниевого метасоматоза возникли ложнопегматоидные прорастания позднего кварца в ранний. Часто наблюда-

ется пересечение мелкозернистым кварцем более крупных зерен того же минерала, либо включение одного кварца в другой. Кое-где фиксируются каплевидные включения кварца в плагиоклаз, местами и в микроклин. В последнем случае они представляют реликты микроклинизированного плагиоклаза. Размер зерен варьирует в больших пределах — от $0,1 \times 0,1$ мм до $1,0 \times 7,0$ мм.

Микроклин в значительном количестве содержится в мигматитах, биотитовых кварцевых диоритах и гранитоидах; в биотитовых сланцах он играет подчиненную роль.

Рассматриваемый минерал образует зерна различной формы и величины. Чаще не сдвойникован. Мелкие ксеноморфные зерна как бы пропитывают породу и заполняют пространство между минералами. Микроклин наблюдается также в виде жилок, иногда вместе с кварцем, либо в виде пятен в плагиоклазе и порфиробластов. Микроклин обычно прозрачный. Решетчатое строение проявляется то хорошо, то слабо, то вовсе не обнаруживается.

В полосчатых мигматитах микроклин образует самостоятельные тонкие полосы и одновременно замещает плагиоклаз, постепенно вытесняя его. Замещение начинается обволакиванием и последующим проникновением в очищенный от продуктов деанортитизации альбитизированный плагиоклаз, местами с возникновением пертитов. Пертиты ветвистые, полосчатые и прерывисто-полосчатые. Наблюдаются ихтиоглиптоподобные образования кварца в микроклине, в котором часто встречаются бывшие включения плагиоклаза, сохранившиеся после микроклинизации. Порфиробластический микроклин включает в себя почти все породообразующие минералы породы. Местами микроклин загрязнен окислами железа, обуславливающими розовую его окраску. Измерение углов между оптическими осями (табл. 9) показывает, что минерал отвечает триклинному упорядоченному микроклину. Размер зерен от $0,5 \times 0,7$ мм до $1,0 \times 2,0$ — $4,0 \times 5,0$ мм для порфиробластов.

Таблица 9

Результаты измерения микроклинов пород р. Хазныдон

Ng°	Nm°	Np°	$-2V^\circ$	Степень триклинной упорядоченности	Название горной породы
77	15	83	79	0,875	Пегматоид
					Биотитовый гранит
			74, 75	0,850—	
			80, 83	—0,975	Пегматоид
			76,5	0,813	Пегматоидный гранодиорит
		77	0,825		

Плагиоклаз является главной составной частью всех изученных пород. Он менее характерен для биотитовых сланцев и встречается в них в виде небольших серицитизированных остатков.

В метаморфизованных (окварцованных) габброидах идиоморфный и сдвойникованный плагиоклаз деанортитизирован (альбитизирован) в незначительной степени ($A_{p_{50-53}}$), хотя продукты его распада в виде сосюрита встречаются в значительном количестве. Внутри кристаллов

плаггиоклаза местами фиксируются жилкоподобные участки альбита либо микроклина.

В мигматитах, биотитовых кварцевых диоритах и гранитоидах плаггиоклаз является весьма распространенным минералом; состав его Ap_{13-40} , причем относительно более высокое содержание анортитовой молекулы обычно обнаруживается в мигматитах, биотитовых кварцевых диоритах, биотитовых гранитах и гранодиоритах и меньше — в порфировидных гранитах — $Ap_{13, 14}$ (табл. 10). Следует отметить, что нередко плаггиоклаз даже в одном и том же шлифе имеет различный состав.

Таблица 10

Результаты измерения плаггиоклазов пород р. Хазыдон

Ng°	Nm°	Np°	$-2V^\circ$	Закон двойникования	Содержание анортитовой молекулы	Название горной породы
13,5	76,5	90	-86	$\perp(010)$	34	Биотитовый гранит
14,5	75,5	90		"	34	То же
18	72	90		"	36	"
15	75	90		"	35	Биотитовый гранодиорит
17,5	72,5	90		"	36	То же
17,5	72,5	90		"	36	"
19	71	90		"	38	Кварцевый диорит
17	73	90		"	36—37	То же
5,5	84,5	90	+86	"	25	Послойный мигматит
9	81	90		"	26	То же
12,5	77,5	90		"	32—33	Порфиробластический гранит
12,5	77,5	90		"	32—33	То же
9	81	90		"	13	"
7,5	82,5	90		"	14	"
16,5	73,5	90		"	35	Биотитовый гранит
14	76,5	86,5		"	31	То же
13,5	76,5	90		"	34	Послойный мигматит
17	73,5	88		"	34	То же
21,5	68,5	90		"	40	Биотитовый гранит
22	68	90		"	40	То же
12,5	77,5	90		"	32—33	Кварц-плаггиоклазовый биотитовый мигматит
14	76	90		"	33	То же
12,5	77,5	90		"	30	"
25	68,5	78,5		"	50	Окварцованное габбро
65	57,5	42,5		[001]	52—53	То же
11	79	90		$\perp(010)$	11 или 31	Биотитовый гранодиорит
10,5	79,5	90	+86	"	31	То же
16	74	90		"	35	"
18,5	71,5	90		"	37	"
17	73	90		"	36	"
15	75	90		"	35	Послойный мигматит
15,5	74,5	90		"	35	То же

В названных породах сдвойникованные плаггиоклазы встречаются в виде идиоморфных изометрических зерен, реже скоплений ксеноморфных кристаллов. В пегматоидах формы плаггиоклаза причудливые.

Плаггиоклазы иногда вытянуты вдоль плоскостей сланцеватости. Мелкие их зерна, образованные в результате резорбирования и раз-

дробления крупных зерен слагают вместе с кварцем основную ткань мигматитов.

В рассматриваемых породах плагиоклазы разъедаются кварцем и микроклином. Замещение плагиоклаза кварцем в пегматоидах протекает настолько интенсивно, что он приобретает скелетные формы. Микроклинизация происходит после очищения плагиоклаза от продуктов своего распада и почти завершённой альбитизации. Бывают случаи, когда отдельные кристаллы альбита не подвергаются микроклинизации; они укрупняются и обретают идиоморфизм.

Микроклинизация местами происходит пятнисто, в результате чего плагиоклаз становится рябым. Включенные в микроклин зерна уцелевшего плагиоклаза мирмекитизированы.

Наблюдалось разъедание одного плагиоклаза другим, с возникновением бухточек. Местами фиксируется корродирование сдвойникового плагиоклаза, включенного в зерно раннего плагиоклаза, несдвойниковым. По составу либо оба вида относятся к альбит-олигоклазовому ряду, либо поздний плагиоклаз является более кислым.

В результате проникновения кварца в плагиоклаз иногда возникают пойкило- и пегматоподобные образования. Местами фиксируются пертиты и мирмекиты. В нем расположены иногда цепочки и прерывистые жилки кварца. Размер зерен колеблется в широком диапазоне от $0,1 \times 0,1$ — $0,5 \times 0,8$ до $2,0 \times 2,5$ — $3,0 \times 0,7$ мм для порфиробластов.

Роговая обманка зеленая; плеохроизм нормальный. Наблюдается ее замещение биотитом, который, в свою очередь, хлоритизируется. Однако данная последовательность преобразования характерна только для пород, содержащих роговую обманку. Обычным для изученных пород является образование биотита за счет хлорита. Для роговой обманки $cNg = 15^\circ$.

Биотит присутствует во всех изученных породах. Он темно-красно-коричневый, либо темно-буро- и грязно-коричневый. Плеохроизм нормальный. Края чешуй биотита местами оборваны. В гранитоидах он распределен более или менее равномерно, а в мигматитах иногда образует прерывистые полосы.

С биотитом местами связан мусковит, который возникает за счет него. Наблюдается обычная приуроченность аксессуаров к биотиту, включающему циркон, силлиманит и рудный минерал.

Биотит и хлорит часто развиваются совместно. В отдельных случаях в хлорите фиксируются зачатки биотита. Наблюдается разъедание биотита кварцем и микроклином. В стыке биотита с плагиоклазом контуры его зазубрены. Иногда биотит в плагиоклазе образует пятна. В одном случае было констатировано продолжение трещин спайности биотита в расположенном рядом плагиоклазе, содержащем зерна рудного минерала, представляющие собой бывшие включения биотита. Размер чешуй от $0,1 \times 0,2$ до $0,3 \times 1,5$ мм.

Для изученных биотитов научными сотрудниками Геологического института АН Грузинской ССР Т. В. Батиашвили и Д. Э. Черемашвили были выполнены термические анализы биотитов и составлены термодиаграммы (рис. 15). Потери кристаллизационной воды при определенном температурном интервале были использованы для составления кристаллохимических формул биотитов.

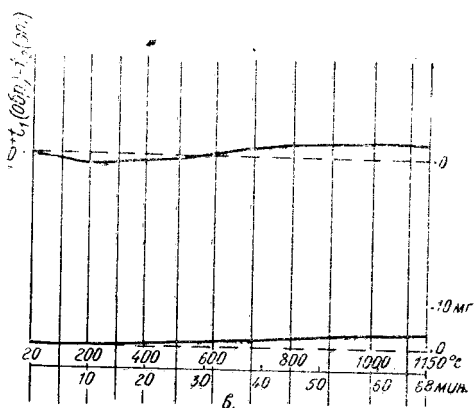
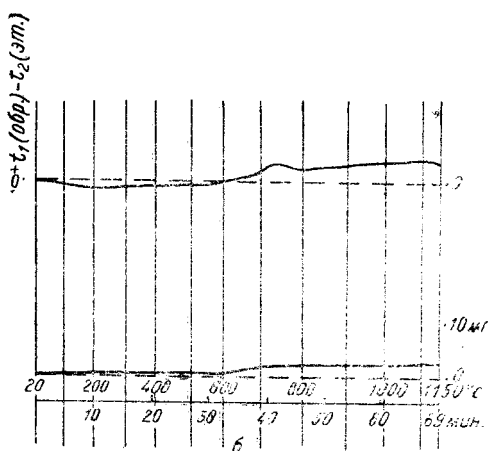
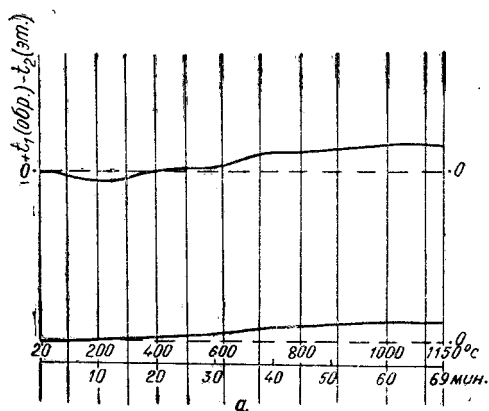


Рис. 15. Термодиаграммы биотитов. Потери: а — 2,06%, б — 1,22%, в — 1,53%. Режим работы: термовесовая установка «АТВУ-5», термопара — платина — платино-родисовая, скорость нагрева — 16—17° в минуту, эталон Al_2O_3 .

Химические анализы биотитов ущелья р. Хазныдон (табл. 10) близки анализам биотитов кристаллических сланцев Японии и Шотландии, причем силлиманит-биотитовый мигматит ущелья р. Хазныдон почти соответствуют кварц - микроклин-мусковит-биотитовому сланцу Кайя, Табиломура, района Готсайсио-Такануки (Япония), а анализ биотита изученного нами теневого мигматита — анализу биотита из ставролит-гранат-слюдяного сланца залива Пертхуми Стоунхейвн (Шотландия). По содержанию $(Fe^{+2} + Fe^{+3})$ наши и сравниваемые биотиты близки к лепидомеланам.

Большое атомное количество алюминия и кремния указывает на то, что их было вполне достаточно для заполнения тетраэдрических положений и нет основания для предположений, что вакантные позиции мог бы занимать титан, как это допускается при дефиците кремния и алюминия.

Из анализированных биотитов (табл. 11) устанавливается повышенное содержание кремнезема, глинозема и недостаток кристаллизационной воды, что специфично для биотитов высокотемпературной фации метаморфизма.

Известно, что при повышении степени метаморфизма уменьшается предел изоморфного замещения в биотитах кремния в алюмо-кремнекислотном тетраэдре. Соответственно возрастает насыщенность биотитов кремния (Никитина, Хильтова, 1964; Ни-

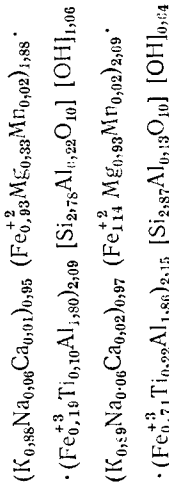
Таблица 11
Химический состав биотитов силлиманит-биотитового (29) и теневого (64) мигматитов ущелья р. Хазндыен, а также Японии и Шотландии

Порядк. №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	п. п. п.	Сумма	Аналитик
29	36,25	1,67	22,33	3,41	15,23	8,0	0,30	0,14	0,39	9,13	не обл.	0,01	0,58	2,37	99,93	В. Коблашвилл
	604	21	438	42	212	200	4	3	12	190			65			
64	36,76	1,83	22,67	0,76	17,43	8,29	0,33	0,19	0,39	9,13	не обл.	0,11	0,49	1,81	100,25	В. Коблашвилл
	612	24	445	9	244	203	4	4	12	190		1	55			
	35,65	1,78	17,51	3,48	18,15	8,53	0,34	0,69	0,48	9,83			0,14	H ₂ O+ 3,35	100,03	Х. Харамура
34,03	1,42	20,52	0,58	19,90	9,55	0,02	0,17	0,41	7,57			0,21	H ₂ O+ 5,03	99,71	Н. Дж. Стеллинг	

Биотит из кварц-микроклин-мусковит-биотитового сланца. Каиця, Табиаомура, район Госайсно-Такануки, Япония (Miyashiro, 1958).

Биотит из старорит-гранат-слюдяного сланца. Залив Пертхуми, Стойкхейви, Шотландия (Spelling, 1957).

Кристаллохимические формулы; пересчет на 12 атомов кислорода (обр. 29, 64).



китина, 1965). Это определяет большую устойчивость биотита в условиях высокотемпературной фации в кварцсодержащих породах. Р. Крейтц (Kretz, 1959) отмечает, что в биотитах, сосуществующих с силлиманитом, увеличивается содержание алюминия ($Al_2O_3 = 17,0-19,5\%$) по сравнению с биотитом, участвующим в бессиллиманитовых ассоциациях ($Al_2O_3 = 12,6-17,6\%$).

Анализируемые биотиты ущелья р. Хазныдон характеризуются сильно повышенным содержанием алюминия, повышенное содержание которого в биотите фиксируется в группе ионов октаэдрической координации.

Мусковит встречается обычно в малом количестве. Чаще тесно связан с биотитом, реже с плагиоклазом. Образует чешуйки различных размеров, рассеянные по всему шлифу, реже скопления. В редких случаях видны тонкопризматические чешуи мусковита. В пегматоидных гранитах мусковит обычно тонкопризматический и перистый, развивающийся вокруг биотита. В одном случае мусковит, содержащийся в значительном количестве, наблюдался в ассоциации с минералом, имеющим большой показатель преломления, высокие цвета интерференции, косое погасение и призматическую спайность.

Хлорит (обычно пеннин) для данных пород является распространенным минералом. Он зеленый и светло-зеленый. Плеохроизм часто слабый, редко четкий; иногда он почти изотропный. Чешуйки хлорита нередко переполнены зернами рудного минерала и сагенита. В хлорите порой видны участки с относительно высоким плеохроизмом, что, по видимому, указывает на возникновение биотита за счет хлорита. Часто обнаруживаются мелкие остатки хлорита в биотите. В трещинах спайности хлорита кое-где фиксируется карбонат. Хлорит редко развивается по плагиоклазу, который одновременно кальцитизирован. Этот хлорит зеленовато-желтый, почти изотропный, со слабой агрегационной поляризацией. В породах, содержащих роговую обманку, наблюдается ее биотитизация, биотит же подвергается хлоритизации. Для хлорита $Ng-Np = 0,001-0,005$.

Гранат встречается редко. Обычно он округлый и мелкий. Зерна его бесцветные. Размер от $0,15 \times 0,20$ до $0,30 \times 0,60$ мм.

Турмалин встречен в одном случае в гранитоиде. Цвет его синезеленовато-коричневый; пятнистый, плеохроизм резкий; схема абсорбции обратная.

Силлиманит встречен только в биотитовых сланцах и связанных с ними биотитовых мигматитах. Образует он бесцветные, подобные фибролиту агрегаты, а также удлиненные призмы без концевых граней. Реже встречаются игольчатые и волосовидные, сноповидные кристаллики. Силлиманит иногда пронизывает плагиоклаз и кварц. Удлинение кристаллов положительное; $Ng-Np = 0,023$; $Ng = 1,679$; $Np = 1,660$.

Кордиерит встречен в тех же породах, что и силлиманит. Наблюдаются лишь продукты его распада в виде желто-зеленых скоплений талька и жилочек серпентиноподобного вещества, не действующего на поляризованный свет.

Эпидотовые минералы развиты не во всех шлифах. Они образованы за счет разрушения амфибола в породах, содержащих этот минерал. Представлены, преимущественно, собственно эпидотом: $2V = 80^\circ$. Ортит встречен лишь в одном случае; он представлен в виде мелких зональных зерен. Сфен ксеноморфный; приурочен главным образом к хлориту и биотиту. Размеры зерен от $0,1 \times 0,2$ до $0,5 \times 0,7$ мм. Циркон (размер зерен $0,1 \times 0,1-0,2 \times 0,2$ мм) обычно связан с биотитом, но

Таблица 12

Количественно-минеральный состав кристаллических пород р. Хазныдон

Порядк. № таблицы 7	Кварц	Плагиоклаз	Микроклин	Амфибол	Биотит	Хлорит	Хлорит + Биотит + Мусковит + Серпентин	Кальцит	Пренит	Анализит	Силлиманит	Транат	Сфен	Апатит	Циркон	Рудный минерал	Аксессоры	Название породы
1	22,2	51,8	5,0	—	—	—	19,7	—	—	—	—	—	—	0,7	—	—	1,3	Биотитовый кварцевый диорит (тоналит)
2	21,5	32,4	43,2	—	—	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Аляскит
7	59,0	5,1	35,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	Пегматоид
8	33,7	43,7	6,0	—	1,1	13,9	0,9	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Послойный мигматит
10	33,7	32,5	29,0	—	8,3	—	4,8	—	—	—	—	—	—	0,2	0,1	—	—	Хлоритовый гранит
12	30,0	33,0	28,4	—	18,4	0,2	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,1	—	—	Биотитовый гранит
17	37,0	43,6	—	—	—	—	24,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Послойный мигматит
19	16,5	54,5	5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Биотитовый кварцевый диорит
20	73,0	16,6	—	—	10,1	0,1	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	Теневой мигматит
23	12,6	14,8	63,8	—	—	3,8	—	—	—	—	—	—	—	5,0	—	—	—	Порфирибластический биотитовый гранит
28	54,0	11,3	5,9	—	23,0	—	3,2	—	—	2,1	—	—	—	—	—	—	0,5	Силлиманит-биотитовый сланец
29	40,7	9,0	19,2	—	23,6	1,1	2,5	—	—	3,5	—	—	—	—	—	—	0,4	Силлиманит-биотитовый мигматит
33	35,2	44,0	15,6	—	4,5	—	0,3	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	Послойный мигматит
44	33,3	50,0	3,3	—	—	—	13,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Мусковитовый кварцевый диорит
47	20,6	39,7	31,3	—	8,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Биотитовый гранодиорит
69	27,5	46,0	20,6	—	4,4	—	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Двуслюдяной гранодиорит
70	31,8	41,8	20,3	—	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	Теневой мигматит
71	42,9	33,3	3,4	—	9,7	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	Послойный мигматит
75	33,0	25,0	33,0	—	—	—	4,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Пегматоидный гранит с мусковитом
87	34,3	35,2	23,9	—	—	—	5,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Биотитовый гранодиорит
95	5,0	29,0	—	64,0	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Окварцованное габбро
100	8,0	59,3	—	18,2	4,2	8,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	То же
107	39,8	35,0	18,2	—	2,4	4,6	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	Биотит-хлоритовый гранодиорит

встречается и за его пределами. В первом случае он округлый, обнаруживает плеохроичные ореолы, во втором — призматический, без плеохроичных двориков. Его образование всегда сопутствует первой стадии калиметасоматоза, т. е. образованию биотита (Заридзе, Татришвили, 1952, 1959). Апатит наиболее распространенный акцессорный минерал. Он коротко- и длиннопризматический, редко округлый. Зафиксирован скелетовидный и причудливой формы апатит. Кристаллы апатита бесцветные, либо слегка окрашенные в серо-фиолетовый цвет. Он рассеян по всему шлифу, но иногда зерна его расположены цепочкообразно. Апатит пронизывает как плагиоклаз, так и замещающий его микроклин. Наблюдалась скопления тонкопризматического апатита, имеющего слабый плеохроизм. В некоторых шлифах количество апатита возрастает, одновременно увеличивается размер зерен, что находится в прямой зависимости от степени очищения плагиоклазов от продуктов их распада. Размеры зерен $0,01 \times 0,05$ — $0,1 \times 0,1$ мм до $0,3 \times 1,0$, редко совершенно четко замещается микроклином, который, корродируя плагиоклаз, включает в себя разной величины и формы его остатки. При замещении плагиоклаза микроклином, за редким исключением, пертиты не образуются. В начальной стадии микроклинизации появляется сперва несколько высокотемпературный неупорядоченный микроклин, лишенный решетчатой структуры, затем, при нарастании процесса, возникает более низкотемпературный микроклин с резко выраженной решеткой. Оба типа микроклина порой содержатся даже в одном и том же шлифе.

Калиметасоматоз, вероятно, начинается процессом биотитизации хлоритов исходных пород, уцелевшие остатки которого сохраняются в незначительном количестве. Таким образом, процесс калиметасоматоза протекает в две стадии: биотитизации и калишпатизации (микроклинизации).

На проявление калиметасоматоза перед кремниевым метасоматозом указывает отсутствие пертитовых структур. Это объясняется тем, что во время микроклинизации плагиоклаза последний еще не был альбитизирован. Наличие же кислого плагиоклаза необходимое условие для возникновения пертитов.

Лейкократовые и пегматоидные дайки обнаруживают наиболее интенсивную микроклинизацию по сравнению с другими изученными породами. В них наблюдается возникновение различных пертитов и изредка ихтиоглиптоподобных образований. Привнос натрия, а затем калия в этих породах протекает путем укрупнения зерен. Собирательная кристаллизация кислого плагиоклаза предшествует микроклинизации. Последний процесс совершается уже по укрупненным плагиоклазовым кристаллам. Однако фиксируется и после микроклинизационная альбитизация, выраженная в появлении жилок альбита и альбит-олигоклаза.

Лейкократовые породы по сравнению с другими изученными породами обычно характеризуются отсутствием циркона и бедностью акцессориями. Наблюдения показывают, что лейкократовые и пегматоидные дайки фиксируют места (трещины) интенсивного метасоматического процесса. Количественно-минеральный состав кристаллических пород р. Хазныдон приведен в таблице 12.

Химические особенности

В лаборатории Геологического института АН Грузинской ССР были проанализированы 12 пород семи наименований, которые пересчитаны на формулы Т. Барта (табл. 13).

Принимая за исходные основные магматические породы окварцованные габброиды, за счет постепенного метасоматического преобразования которых возникли биотитовые кварцевые диориты, мигматиты и гранитоиды, и сопоставляя количество ионов одноименных элементов сравниваемых пород, была получена схема привноса и выноса вещества (табл. 14).

Постепенное нарастание привноса вещества, обуславливающее возникновение определенных минералов с постепенным возрастанием их количественной роли, видно также из количественно-минерального состава пород (табл. 12). Так, например, если в окварцованном габбро кварц составляет 5—8% и в большом количестве содержится амфибол, то в породах, возникших за счет габброидов — в биотитовых кварцевых диоритах — содержание кварца возрастает до 16,5; 22,2; 33,3%. Кроме того, в этих породах появляется до 5% микроклина, замещающего часть альбитизированного плагиоклаза. В кварцевых диоритах исчезает амфибол, который преобразуется в биотит, а последний — в хлорит, иногда же — в мусковит. В мигматитах и гранитоидах количество тех минералов, которые образуются в результате привноса кремния, натрия и калия, имеют тенденцию к дальнейшему возрастанию.

Преобразованию подвергаются также и силлиманит-биотитовые сланцы, возникшие в результате метаморфизации седиментогенных пород. За счет них образованы силлиманит-биотитовые мигматиты. Однако последние не испытывают наблюдаемых в габброидах ступеней превращения вследствие их более кислого состава. Они, по-видимому, непосредственно переходят в гранитоиды. Это видно из химических составов изученных пород и формул Т. Барта (табл. 13).

Количество ионов калия и силиция постепенно возрастает в приведенном ниже последовательном ряде пород: биотитовый кварцевый диорит — послыйный мигматит — теневой мигматит—гранодиорит (см. табл. 14). В той же последовательности происходит возрастание ионов натрия. В частности, если в биотитовом кварцевом диорите число их увеличивается на 33 единицы по сравнению с окварцованным габбро, то в гранитоиде он достигает 37 единиц. Однако в послыйном мигматите, а особенно в теневом мигматите обнаруживается снижение числа ионов натрия, что объясняется значительным количеством кварца, биотита с хлоритом и появлением микроклина (табл. 12).

Все сравниваемые породы (биотитовые кварцевые диориты, послыйные мигматиты, теневые мигматиты и гранитоиды) обнаруживают постепенное убывание ионов кальция, магния и железа, что убеждает нас в мнении об их возникновении за счет базитов.

Наблюдается резкое возрастание ионов алюминия — в биотитовом кварцевом диорите на 57, в послыйном мигматите — на 9 и в теневом мигматите на 18 единиц. Гранитоиды обнаруживают уменьшение ионов алюминия на 5 единиц. Увеличение количества ионов алюминия в анализированном биотитовом кварцевом диорите, по сравнению с анализированным окварцованным габбро, объясняется большим количеством полевого шпата (плагиоклаза — 54,5%, микроклина — 5,5%)

Химический состав кристаллических пород ущелья р. Хазндыон
типовых пород, пересчитанных

Порядк. № таблицы 18	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅
28	76,74 1278	0,05 001	13,25 259	0,07 001	1,14 016	0,79 020	0,03 000	2,00 036	2,60 084	1,62 034	0,34 —	0,24 003
29	71,30 1187	0,48 006	12,95 253	0,01 000	5,30 074	2,01 050	0,12 001	0,80 014	0,13 036	3,30 070	0,47 —	0,25 003
95	51,88 864	0,39 005	13,07 254	0,55 007	5,75 080	11,59 288	0,16 002	10,05 179	1,74 056	1,27 027	0,20 —	0,59 008
19	61,68 1027	0,31 004	18,92 371	0,39 005	3,94 054	2,44 060	0,10 001	3,20 057	3,64 118	3,13 067	0,20 —	0,31 004
8	68,98	0,16	14,78	0,66	2,75	1,01	0,03	1,20	3,95	3,43	0,27	0,17
17	68,46	0,20	15,50	0,56	2,58	1,87	0,03	2,26	3,75	3,34	0,28	0,32
33	74,04	0,10	13,87	0,09	1,63	0,57	0,05	1,86	3,23	3,38	0,20	0,28
71	69,18	0,20	15,21	0,18	2,34	0,86	0,10	2,10	1,67	3,88	0,27	0,31
среднее	70,16 1168	0,16 002	14,84 292	0,37 005	2,32 032	1,09 027	0,07 000	1,86 033	3,15 102	3,51 074	0,26 —	0,27 003
70	71,58 1192	0,09 001	15,74 309	0,50 006	1,48 021	0,72 017	0,05 001	0,90 016	2,08 067	4,29 092	0,34 —	0,18 002
10	74,21	0,05	13,23	1,12	0,44	0,20	0,01	0,53	4,26	5,13	0,20	0,22
47	70,44	0,09	16,46	0,13	2,00	0,57	0,09	1,20	3,11	3,19	0,40	0,21
75	73,86	сл.	13,99	0,02	0,75	0,72	0,04	0,45	4,76	4,46	0,27	0,52
среднее	72,84 1213	сл. —	14,56 265	0,42 006	1,07 015	0,49 012	0,05 000	0,73 013	4,04 130	4,26 091	0,29 —	0,32 004

Таблица 14

Количество привнесенных и вынесенных ионов для анализируемых пород,
сравнимое с таковым для окварцованного габбро

Коэффици- енты	Количество ионов											Название преобразо- ванной породы
	K	Na	Ca	Mg	Fe ⁺⁺ Fe ⁺³	Al	Ti	Si	P	O	OH	
Привнос Вынос	22 —	33 —	— 72	— 133	— 18	57 —	— 1	68 —	— 2	1 —	— 1	Биотитовый кварце- вый диорит
Привнос Вынос	25 —	22 —	— 95	— 152	— 31	9 —	— 2	126 —	— 2	0 —	— 0	Послойный мигматит
Привнос Вынос	34 —	4 —	— 95	— 157	— 36	18 —	— 2	134 —	— 3	5 —	— 5	Теневой мигматит
Привнос Вынос	33 —	37 —	— 96	— 160	— 40	— 5	— 3	145 —	— 2	4 —	— 4	Гранитоид

в первой из названных пород относительно второй породы, содержащей 29% плагиоклаза (табл. 11). Незначительное (в 9 единиц) возрастание ионов алюминия в анализируемых послойных мигматитах вызвано относительно большим средним содержанием в них полевого шпата (плагиоклаза — 41,1%, микроклина — 7,5%).

Таблица 13

в весовых процентах с вычислением средних значений для одного атомные количества

H ₂ O	п.п.г.	Сумма	Аналитик	Название породы	Формула по Т. Барту
0,12 012	0,88	99,87	К. Ш. Мтиули-швили	Силлиманит-биотитовый сланец	$K_{17}Na_{43}Ca_{18}Mg_{10}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_9$ $Al_{133}Ti_1Si_{656}P_2(O_{1594}OH_6)$
0,21 027	1,52	99,88	"	Силлиманит-биотитовый мигматит	$K_{37}Na_{19}Ca_7Mg_{27}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{40}$ $Al_{135}Ti_3Si_{634}P_2(O_{1586}OH_{14})$
0,32 035	2,24	99,80	"	Окварцованное габбро	$K_{15}Na_{32}Ca_{103}Mg_{166}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{51}$ $Al_{146}Ti_3Si_{498}P_4(O_{1587}OH_{13})$
0,20 022	1,52	99,98	"	Биотитовый кварцевый диорит	$K_{37}Na_{65}Ca_{31}Mg_{33}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{33}$ $Al_{203}Ti_2Si_{502}P_2(O_{1588}OH_{12})$
0,16 0,16 0,20 0,36 0,22 024	2,31 0,44 0,60 3,28 1,66	99,95 99,78 100,10 99,94 99,94	В. К. Бугиани-швили	Послойные мигматиты	$K_{40}Na_{54}Ca_{18}Mg_{14}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{20}$ $Al_{155}Ti_1Si_{624}P_2(O_{1587}OH_{13})$
0,12 015	1,88	99,95	К. Ш. Мтиули-швили	Теневые мигматиты	$K_{49}Na_{36}Ca_8Mg_9(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{15}$ $Al_{104}Ti_1Si_{632}P_1(O_{1592}OH_8)$
0,10 0,24 0,12 0,15 017	0,46 2,12 0,16 0,91	100,16 100,25 100,12 100,18	В. К. Бугиани-швили	Гранитоиды	$K_{48}Na_{69}Ca_7Mg_6(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{11}$ $Al_{141}Ti_6Si_{644}P_2(O_{1591}OH_9)$

В анализированном теневом мигматите содержание полевого шпата выше, чем в окварцованном габбро.

Выводы

1. Исходными породами безенгийской свиты ущелья р. Хазндыон являлись седиментогенные и основные магматические породы, составляющие вулканогенную геосинклиналь. В результате регионального прогрессивного метаморфизма первые из названных пород преобразовались в силлиманит-биотитовые сланцы с кордиеритом, отвечающие силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации и андалузит-силлиманитовому типу метаморфизма (серия А) по Ак. Миаширо. Впоследствии эти породы претерпели региональный регрессивный метаморфизм, имеющий стадийный характер (Заридзе, Татришвили, 1960), обусловивший возникновение парагенетической минеральной ассоциации, соответствующей кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Основные магматические породы были представлены порфиритами, габбро и др. Об их существовании можно судить по изученным нами относительно слабо преобразованным породам. К ним относятся тонкостойкий диорит-порфирит и окварцованное габбро.

Тонкослоистый окварцованный диорит-порфирит, хотя и относится к наименее преобразованным породам, он все же в достаточной степени изменен. Плагиоклаз вкрапленников подвергнут частичной альбитизации с возникновением андезина, либо несколько более кислого плагиоклаза, роговая обманка перешла в биотит, который частично подвергся хлоритизации. Что касается окварцованного габбро, то оно безусловно представляет собой результат окварцевания. Кроме выделения явно привнесенного кварца в габбро наблюдаются следующие минералообразовательные процессы: частичная альбитизация плагиоклаза с выпадением продуктов его распада в виде соссюрита и кальцита, а также в связи с этим кристаллизация акцессорного апатита, частичная биотитизация роговой обманки и хлоритизация биотита, одновременно с биотитизацией выделение циркона и, кроме того, продуктов диссоциации роговой обманки — образование эпидота, рудного минерала и сфена.

Минеральная ассоциация исходного габброида: основной плагиоклаз-пироксен (-бурая роговая обманка), отвечающая амфиболитовой фации. Метасоматоз обусловил возникновение двух температурных ступеней минеральных парагенезисов — кварц-биотит-анортит (основной плагиоклаз)-роговая обманка, соответствующая амфиболитовой фации и кварц-альбит-серицит-кальцит-хлорит-эпидот, отвечающая кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

2. К следующей ступени преобразовательного процесса относится биотитовый кварцевый диорит, возникший за счет основной магматической породы в результате привноса вещества извне, имеющего ретроградный характер. Это подтверждается развитием в кварцевом диорите тех же процессов, однако проявляющихся более интенсивно. Самым первым установленным процессом является ранний кремниевый метасоматоз (окварцевание), синхронный процессу окварцевания габбро; затем осуществляется ранняя стадия калиевого метасоматоза, выразившаяся в биотитизации. За ним следует ранняя стадия альбитизации, о чем свидетельствует рассечение биотита вдоль его спайности плагиоклазом с образованием закономерных прорастаний. Дальнейшая регрессия в метаморфизме выражена в хлоритизации и мусковитизации биотита и в цеолитизации альбита.

3. Более интенсивный преобразовательный процесс обуславливает возникновение послонных мигматитов. В пользу образования этих пород за счет метаморфизованных полосчатых габброидов под воздействием послонных лейкократовых инъекций, говорят уцелевшие останцы последних пород среди мигматитов и содержание местами в мигматитах реликтов роговой обманки и более основного плагиоклаза наряду с альбитом. Последовательность минералообразовательного процесса аналогична указанной выше. Здесь также проявляется не менее двух стадий кремниевого, натриевого и калиевого метасоматоза.

Минеральные ассоциации: кварц-биотит-альбит, кварц-альбит-эпидот-хлорит, кварц-микроклин-эпидот; они отвечают кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Еще более интенсивный процесс привноса лейкократового материала, нарушающего ориентированное расположение слюды и хлорита обуславливает возникновение теневых мигматитов.

4. В результате дальнейшего развития ретроградного преобразовательного процесса за счет мигматитов формируются гранитоиды. Однако вполне допустимо, что последние возникают также по силлиманит-биотитовым сланцам и мигматитам без тех промежуточных ступеней пороодообразования, которые фиксировались для исходных базитов.

В гранитоидах устанавливаются те же синхронные стадии привноса вещества. В порфиробластических гранитах порфиробласты микроклина развиваются по рядом расположенным нескольким альбитовым кристаллам либо предварительно укрупненным в процессе альбитизации плагиоклазам.

В лейкократовых гранитах наблюдается почти полное вытеснение обильными лейкократовыми инъекциями преобразованных остатков минералов «хозяев» — биотита, хлорита, в результате чего породы становятся существенно кварц-плагиоклаз (альбит, олигоклаз)-микроклиновыми, отвечающими по степени метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации.

В пегматоидах наблюдается возникновение крупных кристаллов кислого плагиоклаза в результате собирательной кристаллизации в процессе натриевого метасоматоза, которые впоследствии разъедаются и пересекаются кварцем с образованием пегматоидных прорастаний и остаточных скелетных плагиоклазов. Микроклинизация альбитов происходит по прохождении стадии пертитизации.

5. Таким образом, исходные породы ущелья р. Хазныдон слагали вулканогенно-осадочную геосинклиналь. Седиментогенные породы испытали региональный прогрессивный метаморфизм с образованием силлиманит-биотитовых сланцев с кордиеритом, а за счет вулканических пород возникли плагиоклаз-пироксеновые (буро-роговообманковые) габбро. Прогрессивный метаморфизм достиг наиболее высокотемпературной субфации амфиболитовой фации.

В дальнейшем, в связи с герцинским циклом тектогенеза все эти породы претерпевают региональный регрессивный метаморфизм, вызванный привносом вещества восходящими растворами извне, не связанными непосредственно с интрузиями гранитоидов, так как гранитоиды безусловно имеют метасоматический генезис.

Ретроградный метаморфизм плагиоклаз-пироксен (-буро-роговообманкового) габбро обусловил возникновение в начальной стадии минеральной ассоциации (кварц-биотит-плагиоклаз-роговая обманка), отвечающей амфиболитовой фации. Поэтому мы считаем возможным отнести прогрессивный метаморфизм исходного габбро, т. е. габбро перед началом регрессии, к гранулитовой фации. Следовательно, по минеральным ассоциациям регрессивной породы можно иметь суждение о степени метаморфизма исходной породы, если имеется возможность установить процесс ретроградного преобразования минералов «хозяев».

Бассейн рек Черекв Балкарский и Безенгийский

Изученная территория входит в Советский район Кабардино-Балкарской АССР. Она слагает зону Главного хребта.

Верховья Черекв представляют собой высокогорную труднодоступную центральную часть Главного хребта Большого Кавказа. К северу от последней субпараллельно расположены Передовой и Боковой хребты. Последний с Главным хребтом сливается в единый хребет, где расположены наиболее высокие на Большом Кавказе после Эльбруса вершины Дых-тау (5198 м) и Коштан-тау (5144 м). Главный хребет сильно расчленен и покрыт вечными снегами. Здесь развиты крупнейшие для Большого Кавказа ледники — Уллучиран (Безенги), Мижиргичиран и др.

История геологических исследований рассматриваемой территории охватывает более ста лет. Ее изучали многие видные геологи. Боль-

шой Кавказ в целом, в том числе и бассейны рек Черек в прошлом столетии изучались Ф. Дюбуа-де-Монпере, Г. Абихом, Е. Фавром, Е. Фурнье. В конце прошлого столетия Ф. Ю. Левинсон-Лессингом были начаты петрографические исследования Большого Кавказа. Позднее к нему присоединяются Д. С. Белянкин, В. В. Дубянский, К. Н. Савич-Заблудский, В. Г. Орловский, Б. В. Залесский, П. П. Пятницкий и др. Последний в 1892—1908 гг. несколько раз пересекал Главный хребет, в том числе и по Безенгийскому ущелью. В 1915 г. Д. С. Белянкиным была составлена схематическая геологическая карта бассейнов рек Черек.

Из многочисленных исследований Большого Кавказа в советский период следует упомянуть таких крупных исследователей, какими являются Д. С. Белянкин, Л. А. Варданянц, В. Н. Робинсон, К. Н. Паффенгольц, А. П. Герасимов, В. П. Ренгартен, Г. М. Ефремов, И. Г. Кузнецов и др. Последним автором в 1933 и 1938 гг. составлена геологическая карта Горной Балкарии. К наиболее древним (докембрийским) образованиям он отнес кристаллические сланцы (гнейсы с мрамором, амфиболиты, слюдяные сланцы и др.), представляющие собой кровлю докембрийских гранитоидов Главного хребта. В 1934 г. Г. М. Ефремовым проводились геолого-петрографо-металлогенетические исследования Восточной Балкарии. Развитые здесь гранитоиды автор делит на две разновидности. Одна из них, более распространенная, отвечает гранитам, а другая — гранодиоритам. Относительно возраста и взаимоотношений кристаллических сланцев и гранитоидов мнение указанного автора совпадает с мнением И. Г. Кузнецова. В шестидесятых годах О. А. Чепурина и Ин. Ив. Бессонов произвели геолого-экономические исследования Кабардинской АССР и Ставропольского края. В 1959 г. Г. И. Заридзе и Т. Г. Казахашвили с сотрудниками произвели структурно-петрологические исследования древних кристаллических пород верховьев реки Черек-Безенгийский (Заридзе, Казахашвили и др., 1962). Структурная съемка была выполнена на площади 250 км², в пределах которой произведено 560 замеров элементов плоскостей сланцеватости (гнейсовидности). Структурная карта была составлена путем проведения изолиний с одинаковыми азимутами простирания последних. Было взято 13 ориентированных образцов и произведено 2000 замеров трещин отдельных образцов.

В 1964 г. мы предприняли изучение древних кристаллических пород бассейна р. Черек-Балкарский.

Ниже приводятся результаты исследований 1959 и 1964 гг.

Характеристика разреза

В безенгийской свите, обнажающейся в ущелье р. Черек-Балкарский сверху вниз по течению реки, начиная с ее правого притока р. Хашхасу до выхода гранитоидов, был сделан разрез со взятием образцов (табл. 15)*.

В 100 м севернее правого притока р. Хашхасу, вниз по течению р. Черек-Балкарский, развиты сильно окварцованные плагиоклаз-биотитовые сланцы (обр. 1). Контакт между последними и расположенными к северу лейасовыми глинистыми сланцами закрыт наносами. В этих сланцах уже макроскопически видно уменьшение количества биотита и возрастание количества плагиоклаза (обр. 2). В 2 метрах ниже по ущелью реки, аналогичные сланцы выявляют кальцитизацию

* В таблице 15 номера образцов порядковые.

Таблица 15

Разрез в кристаллических породах, обнажающихся в ущелье р. Черек-Балкарский сверху вниз по течению реки, начиная с ее правого притока р. Хашхасу

№ п/п	№ образца	Название породы	Место взятия образца	Примечание
1	2	3	4	5
1	1519	Сильно окварцованный плагиоклаз-биотитовый сланец	В 100 м севернее р. Хашхасу	Контакт между метаморфитами и расположенными к северу лейасовыми глинистыми сланцами не наблюдается
2	1520	Сильно окварцованный биотит-плагиоклазовый сланец	1 м ниже (севернее), по ущелью р. Черек-Балкарский	
3	1521	Окварцованный и кальцитизированный плагиоклаз-биотитовый сланец	2 м ниже по ущелью реки	
4	1522	То же	Несколько ниже	
5	1523	Кварц-биотит-плагиоклазовый сланец с гранатом	Еще несколькими метрами ниже	
6	1524	Тонкослоистый мигматит	В 30 м ниже	Данные породы обнажаются вдоль реки на протяжении 20—25 м
7	1525	То же	Там же	
8	1526	Кварц-полевошпатовый слой послонных мигматитов	В 30 метрах ниже	Азимут падения плоскостей сланцеватости 40—55°, угол 35—45°. Лейкократовый слой в сланцах
9	1527	Тонкопослойный мигматит	На правом склоне, в 250 м от уровня реки	Участками наблюдаются постепенные переходы сланцев в мигматиты, а последних в граниты
10	1528	Теневой мигматит, переходящий в гранит	Несколько ниже	
11	1529	Послойный мигматит, переходящий в теневой мигматит	В 1 м ниже	
12	1530	Двуслюдяной теневой мигматит	В том же обнажении	
13	1531	Нацело окварцованная двуслюдяная метаморфическая порода	После 100 м перерыва	
14	1532	Сильно окварцованный двуслюдяной сланец	В 6 м ниже	
15	1533	Плагиоклазовый амфиболит	После 80 м перерыва	Мощность 4—5 м

1	2	3	4	5
16	1534	Двуслюдяной плагиоклаз-кварцевый сланец	После 70 м перерыва	
17	1535	Плагиоклаз-кварц-биотитовая порода	В 40 м ниже	Протяженность обнажения 12 м
18	1536	Плагиоклаз-кварц-двуслюдяная порода	В 30 м ниже	
19	1537	Мусковитовый гранит	После 200 м перерыва	
20	1538	Послойный мигматит	Там же	Азимут падения плоскостей сланцеватости 20°, угол 50°
21	1539	Двуслюдяной аплитовидный гранит	После 200 м перерыва	Граниты в мигматитах образуют согласную инъекцию мощностью около 3 м. Гранодиориты среди этих пород встречаются участками, но особенно тяготеют к контактам со сланцами
22	1540	Мусковитовый гранит	Там же	
23	1541	Мусковитовый гранит	„	
24	1542	Гранодиорит	„	
25	1543	Гранодиорит	„	
26	1544	Тонкопослойный мигматит		

(обр. 3, 4), в других же разностях тех же сланцев появляется гранат (обр. 5).

В 30 метрах ниже по реке, на протяжении 20—25 м выступают тонкопослойные мигматиты (обр. 6 и 7), инъецированные кварц-полевошпатовым материалом (обр. 8). Далее, на протяжении нескольких сотен метров выступают мигматиты (послойные, теневые) и слюдяные сланцы, которые местами обнаруживают интенсивную окварцованность (обр. 9—13, 26). В одном месте по ущелью реки имеется выход амфиболита мощностью 4—5 м (обр. 15), вслед за которым следуют различные сланцы и сланцеватые породы (обр. 16—18). В подобных породах наблюдается относительно мощная инъекция лейкократового (мусковитового) гранита и гранодиорита (обр. 19—25). Последние развиты участками, но больше тяготеют к контактовым частям пород метасоматически преобразованного субстрата.

После нескольких метров перерыва в обнажении на дневную поверхность выступают гранитоиды.

Кристаллические сланцы

Кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы. Породы серые, плотные, сланцеватые. Структура гранолепидобластическая, иногда порфиробластическая. Состав: кварц, плагиоклаз, биотит, турмалин,

сталлов, в мусковитовых же сланцах он исчезает. Хлорит и рудный минерал, содержащиеся в мусковитовых сланцах, видимо, являются продуктами распада граната. Плагноклаз наблюдается в двуслюдяных и мусковитовых сланцах; иногда он образует порфиробласты альбитового состава. Кварц почти целиком инъецирован. Мелкозернистая его разность, внедряясь вдоль плоскостей сланцеватости, образует линзы различной протяженности; местами он вытесняет слюдяные прослои. Наблюдается также крупнозернистый, явно поздний кварц, но обнаруживающий волнистое погасание. Это указывает на то, что крупные зерна кварца больше подвержены катаклазу, чем мелкие и, следовательно, волнистое погасание кварца не всегда является показателем его более раннего возраста.

Парагенетическая ассоциация для гранат-силлиманит-биотитовых сланцев — биотит-силлиманит-гранат, для двуслюдяных сланцев — биотит-мусковит-альбит, для мусковитовых сланцев — мусковит-хлорит (альбит), отвечают в первом случае амфиболитовой, а в двух последних случаях — зеленосланцевой фации метаморфизма.

Альбит-хлорит-двуслюдяные сланцы с гранатом. Данные сланцы, с переменными количественными соотношениями входящих в них минералов, развиты на левом склоне р. Черек-Безенгийский. Они темно-серые, светло-серые, серебристо-серые с зеленым оттенком, хорошо рассланцованные.

Структура гранолепидобластическая, порфиробластическая. Состав: мусковит, хлорит, биотит, альбит, гранат, кварц и второстепенные минералы — сфен, лейкоксен, циркон, апатит, рутил, монацит, рудный минерал, касситерит. В отдельных случаях наблюдаются жилки кальцита.

Мусковит и хлорит являются теми главными минералами, которые слагают сланцевые прослои породы. Между прослоями обычно расположен позднее инъецированный мелкозернистый кварц. По мере возрастания количества привнесенного кварца происходит укрупнение чешуек мусковита и биотитизация хлорита.

Альбит (Al_8) новообразованный, обычно порфиробластический. Он свежий, порой отчасти серицитизированный. В альбите часто содержатся остатки прослоев хлорита и мусковита. Альбитовые порфиробласты часто вытянуты параллельно сланцеватости без нарушения их цельности. Раздвинутые альбитом прослои сланца по своим формам напоминают очковые образования. Порфиробласты альбита рассматриваемых сланцев по форме, составу и генезису аналогичны таковым чегемской и кырткской свит.

Кварц не менее двух поколений. Первое — инъецировано перед формированием порфиробластов альбита, второе — после него. Последний кварц крупнозернистый, часто мозаичный, образующий линзы. Он корродирует и уничтожает не только прослои мусковита и хлорита, но и порфиробласты альбита. Последний кварц имеет ровное погасание; в его жилах содержатся касситерит, рутил, циркон и монацит. Гранат содержится иногда в значительном количестве; образует мелкие бесцветные зерна, приуроченные к хлорит-биотитовым прослоям с пропластками мелкозернистого кварца. В отдельных случаях гранат раздвигает хлорит-слюдяные прослои, придающие породе микроочковую текстуру. Гранат, в свою очередь, иногда замещается хлоритом.

Парагенетические ассоциации следующие: мусковит-хлорит-гранат и альбит-мусковит-хлорит-гранат (зеленосланцевая фация).

Хлорит-серпентиновые сланцы зеленые, хорошо рассланцованные. Порода состоит из мутного либо бесцветного, порой зеленого хлорита, нередко переполненного сагенимом и бесцветным антигоритом. Среди пластинок хлорита встречается мусковит. В породе содержится также хризотил, образовавшийся, вероятно, по хлориту и антигориту. Данные сланцы местами инъецированы кварц-альбитовым материалом, в результате чего уничтожаются хлорит и серпентин и возникает мусковит.

Метасоматические кварциты. Местами среди метаморфических сланцев встречаются интенсивно окварцованные породы, состоящие почти целиком из кварца; он мелкозернистый с прожилками более крупнозернистой разности, содержащий кубические кристаллики пирита в значительном количестве. Постепенные переходы рассматриваемых пород в сильно окварцованные слюдяные сланцы не вызывает сомнений; они являются результатом интенсивного кремниевого метасоматоза.

Мраморы

Мраморы встречаются в виде пачек в охарактеризованных выше метаморфитах и гнейсах и представляют собой плотные мелкокристаллические, обычно белые, реже белые с серыми полосами и серые с темными полосами породы.

Белые разновидности часто содержат блестки графита в значительном количестве. Они постепенно переходят в глинисто-карбонатные сланцы с резким преобладанием карбонатного материала. Мощность пачки мраморов колеблется в пределах 0,5—10 м. В белом мраморе преобладает мелкозернистый кальцит с отдельными выделениями порфиробластических зерен. Встречаются также жилки крупнозернистого кальцита. Из примесей в большом количестве содержатся графит, реже мусковит, причем в трещинах спайности последнего наблюдаются жилки кальцита.

В мраморе с серыми полосами, помимо перечисленных для белого мрамора компонентов, видны полосы и пятна глинисто-углистого вещества, а также единичные зерна кварца и вкрапления пирита.

Глинисто-карбонатные сланцы представляют собой глинисто-песчаные сланцы, пропитанные кальцитом и испещренные его жилками. В результате интенсивного развития привноса кальция породы постепенно превращаются в серый мраморовидный известняк с примесью глинисто-углистого материала.

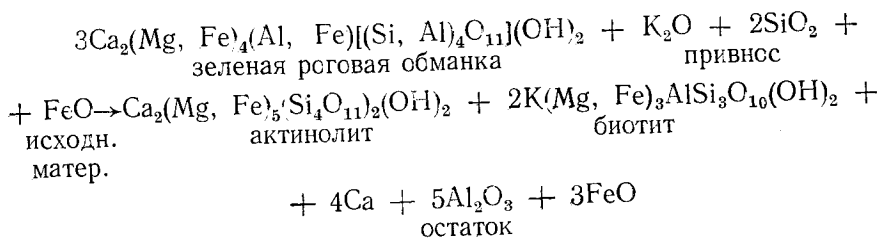
Приуроченность мраморов к метасоматическим гнейсам позволяет предполагать, что источником кальцита, привнесенного в глинисто-песчаные породы, являются перемежающиеся с последними основные вулканические породы, претерпевшие метасоматические преобразования.

Амфиболиты

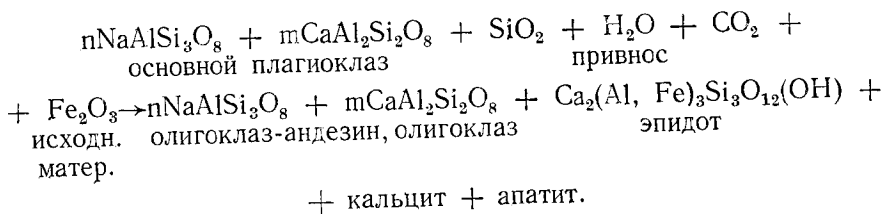
Породы встречаются обычно в виде небольших останцев среди мигматитов и гранитоидов. Амфиболиты темные и зеленовато-серые зернисто-сланцевые. Структура пойкилобластовая. Состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, хлорит, кварц и акцессоры — рудный минерал, апатит, циркон, эпидотовый минерал.

Плагиоклаз (Ap_{15-55}) подвергнут альбитизации в разной степени, сопровождающейся выделением эпидотовых минералов. Кварц инъецированный, он корродирует плагиоклаз и амфибол, который представлен актинолитом с $cNg = 16^\circ$; местами в небольшом количестве наблюдается уцелевшая от актинолитизации зеленая роговая обманка с $cNg = 20^\circ$; $2V_{пр} = 82^\circ$; биотит в виде пятен содержится в амфиболе, частично замещающая его; хлорит и кварц в породе присутствуют в малом количестве; аксессуарный циркон приурочен к биотиту, образование которого связано с биотитизацией.

Установить исходные породы амфиболитов нет возможности, но, судя по исследованным нами другим районам Северного Кавказа, можно полагать, что они возникли за счет основных магматических пород. Исходный фемический минерал — пироксен или зеленая роговая обманка преобразовался в актинолит, с выделением биотита. Этот процесс можно записать примерно так:



Одновременно с данным процессом, либо, возможно, перед ним, порода подвергалась начальной стадии окварцевания. Следующим процессом является натриевый метасоматоз, выразившийся в частичной альбитизации (деанортитизации) основного плагиоклаза. Эта стадия преобразования приводит к высвобождению некоторого количества кальция. Данную химическую реакцию схематически можно представить следующим образом:



Содержащиеся в породе мелкозернистый кварц с плагиоклазом и хлорит по биотиту относятся к более поздним образованиям. Парагенетические ассоциации: основной плагиоклаз-зеленая роговая обманка, олигоклаз-андезин-зеленая роговая обманка-биотит; олигоклаз-актинолит-биотит.

Послойные мигматиты

Белые либо разных оттенков розовые тонкослоистые (сланцеватые, гнейсовидные) породы. Толщина слоев 1 мм, иногда еще тоньше, в отдельных случаях достигающая 1,5—2,0 мм.

Текстура сланцевато-полосчатая; структура гетеробластическая. Состав: кварц, плагиоклаз, микроклин, тремолит, биотит, мусковит, хло-

рит, цеолит, кальцит, турмалин, гранат, силлиманит, андалузит и акцессоры — рудный минерал, сагенит, апатит, циркон.

Кварц инъецированный; образует самостоятельные полосы, толщина которых определяется пределами 1 мм. Иногда к нему примешан калишпат. Часть кварца рассеяна в породе более или менее равномерно, реже неравномерно с образованием скоплений зерен. Местами он пропитывает породу целиком.

Микроклин связан с лейкократовыми инъекциями, пропитывающими исходные минералы и порой вытесняющие их целиком. В последнем случае послойные мигматиты состоят преимущественно из кварца и микроклина с примесью биотита и плагиоклаза, который обычно загрязнен кальцитом и лимонитом ($N_g=1,518$; $N_p=1,507$; $N_g=N_p=0,011$), иногда же замещен цеолитом (ломонитом). Плагиоклаз корродирует биотит, постепенно вытесняя его. В загрязненных плагиоклазах наблюдаются следы спайности биотита, выполнение высокопреломляющим минералом — кальцитом с примесью мелких чешуек биотита. В результате разедания биотита плагиоклазом чешуйки его приобретают скелетообразные формы. Биотит встречается местами в виде тонких прерывистых полос, обуславливающих постепенный переход послойных мигматитов в тневые мигматиты. Изредка наблюдается замещение биотита мусковитом с выделением рудного минерала. Обычно биотит замещается светло-зеленым, почти не плеохроирующим хлоритом (пеннином) $cN_g-N_p=0,004$, который переполнен рудным минералом и сагенитом. Турмалин встречается редко в виде мелких зерен с характерной для него пятнистой окраской с обратной схемой абсорбции. Тремолит шестоватовидный, лучистый, совершенно бесцветный; $cN_g=14-17^\circ$. Циркон, силлиманит и рудный, как правило, приурочены к биотиту, а апатит к плагиоклазу.

Послойные мигматиты образуются за счет охарактеризованных выше сланцев в результате интенсивного привноса материала. В данных породах инъецированный кварц содержится в довольно большом количестве. Появляется также микроклин. Эти два минерала сильно пропитывают и вытесняют существующие минералы. Среди мигматитов и гранитов нередко встречаются различной величины уцелевшие останцы кристаллических сланцев (рис. 16 и 17).

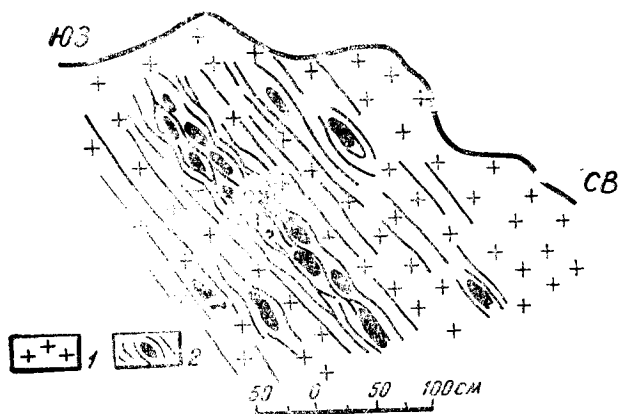


Рис. 16. Ориентированные останцы метаморфических сланцев в гранитах (зарисовка). Левый берег р. Черек-Безенгийский. 1 — граниты; 2 — останцы кристаллических сланцев.

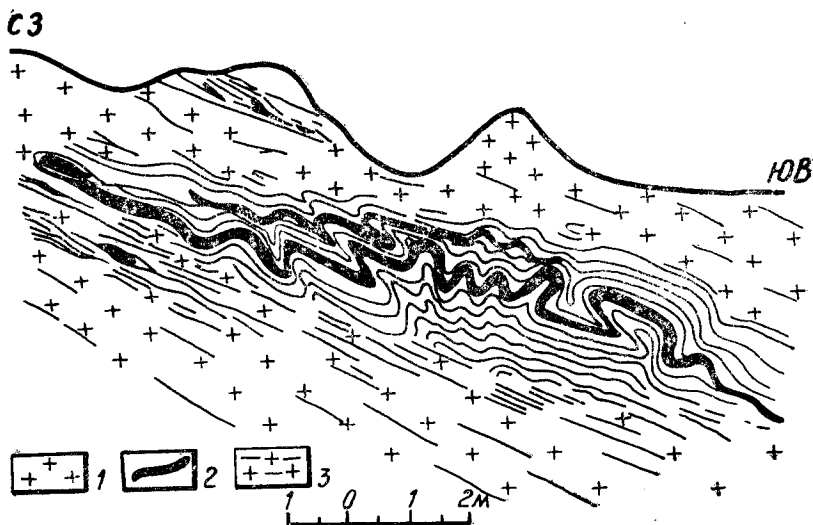
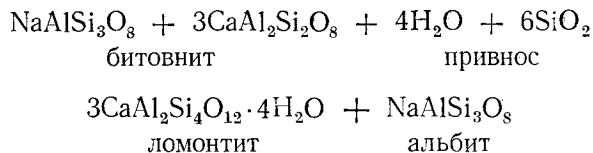


Рис. 17. Плойчатость, вызванная размягчением исходных метаморфических сланцев в результате проникновения метасоматизирующего лейкократового материала. Левый берег р. Черек-Безенгийский. 1—граниты; 2—останцы кристаллических сланцев; 3—мигматиты.

Особенностью рассматриваемых пород является еще и то, что содержащийся в них плагиоклаз, наряду с альбитизацией, подвергается и цеолитизации. По-видимому, он не исходный, так как замещает биотит, постепенно вытесняя его и образуя псевдоморфозы, в которых видны следы спайности биотита.

Процесс распада реликтового основного плагиоклаза и возникновение ломонтита можно выразить следующей реакцией:



Теневые мигматиты

Светло-серые неоднородные зернистые породы с нарушенной сланцеватостью. Текстура сланцеватая, резко нарушенная; структура гетерогранобластическая. Величина зерен $0,10 \times 0,10$ — $1,5 \times 3$ мм. Наиболее крупный из всех составляющих минералов — микроклин. Состав: кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, мусковит, хлорит и акцессоры—рудный минерал, рутил, апатит, циркон, гранат, силлиманит.

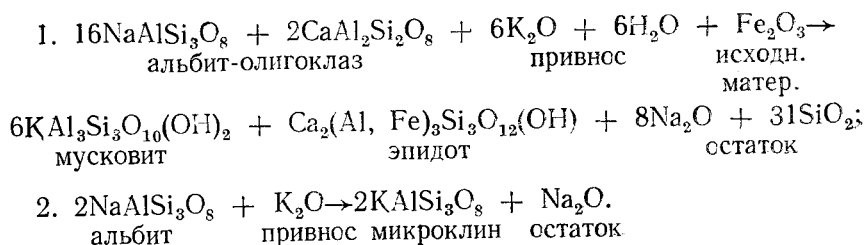
Кварц разнозернистый с одновременным либо слабым волнистым погасанием. Местами в более крупные кристаллы кварца включены мелкие зерна, образующие цепочки. Плагиоклаз (олигоклаз, альбит) разъедает и уничтожает биотит и, в свою очередь, подвергается микроклинизации. Уцелевшие от микроклинизации зерна плагиоклаза испещрены каплевидным кварцем. Последние наблюдаются и в крупных ксеноморфных кристаллах, очищенных от продуктов распада. Микроклин часто переполнен включениями, среди которых количественно пре-

обладают уцелевшие от микроклинизации остатки плагиоклаза. Ксеноморфные чешуйки биотита, уцелевшие от разъедания плагиоклазом, подвергаются мусковитизации, сопровождающейся выделением рудного минерала. Мусковит местами почти нацело замещает не только биотит, но и плагиоклаз. Хлорит развивается как бы самостоятельно вне связи с биотитом. Лейкоксен и рутил связаны с биотитом; они выделяются вследствие распада биотита.

Привнесенный характер кварца очевиден и в тeneвых мигматитах. На неоднократное проявление кремниевого метасоматоза указывает наличие кварцевых зерен как с волнистым, так и ровным погасанием и включение мелких его зерен в крупные кристаллы.

В этих породах четко проявляется корродирование и замещение плагиоклаза микроклином. Кроме того, обнаруживается серицитизация и мусковитизация плагиоклаза. Последнему процессу одновременно подвергается и биотит. На новообразованный (перекристаллизованный) характер плагиоклаза указывают включенные в него кальцит, биотит, хлорит и рудный минерал. Здесь также наблюдается разъедание биотита плагиоклазом и последующая его микроклинизация.

Процессы мусковитизации и микроклинизации кислого плагиоклаза можно схематически представить в виде следующих двух реакций:



Химическая реакция мусковитизации биотита, в результате которой выделяются магнетит, рутил и сфен, была уже приведена в заключительной части рассмотренных окварцованных плагиоклаз-биотитовых сланцев.

Парагенетические минеральные ассоциации мигматитов: олигоклаз-(-альбит)-кальцит-биотит; альбит-микроклин, плагиоклаз-биотит-силлиманит (амфиболитовая фация), альбит(-олигоклаз)-микроклин-мусковит (зеленосланцевая фация).

Гранитоиды

Породы встречаются как среди мигматитов в виде небольших участков (переходящих в них постепенно), так и обширных обнажений. Рассматриваемые гранитоиды относятся к герцинским гранитоидам Главного хребта. По цвету они светло-серые, иногда розоватые, розовые и желтоватые.

Гранитоиды являются продуктами более интенсивной метасоматической гранитизации пород субстрата. В них привнесенного лейкократового материала намного больше, чем слюды — реликта слюдяных сланцев. Сланцеватая текстура исходных сланцев сохранена слабо и не во всех случаях.

По количеству микроклина и плагиоклаза среди гранитоидов различаются разности от кварцевых диоритов и гранодиоритов до гранитов. Из цветных минералов встречаются биотитовые, двуслюдяные,

мусковитовые, хлорит-мусковитовые с гранатом и без граната, а также слабосланцеватые (гнейсовидные) и аплитовидные гранодиориты и граниты. По величине зерен гранитоиды мелко-, средне и крупнозернистые до пегматоидных разностей. Встречаются также порфиробластические (порфиоровидные) гранитоиды.

Слабосланцеватые гранитоиды. Среди этих пород выделяются переходящие друг в друга биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные. В их состав входят биотит и мусковит, имеющие линейную ориентировку и находящиеся в тесном срастании. Биотит обычно бурый различных оттенков, содержит включения циркона. Линейное расположение биотита и мусковита нарушается в результате проникновения лейкократового материала. При замещении биотита плагиоклазом и кварцем зерна циркона сохраняются в замещаемых минералах. Новообразованные полевые шпаты изгибают прослой слюды, создавая очковые текстуры. Помимо этого лейкократовые составляющие породы разъедают и уничтожают слюды.

Плагиоклаз разъедает слюды, и, в свою очередь, разъедается и замещается кварцем и микроклином. Кварц обычно имеет резкое волнистое погасание. Наряду с цирконом содержит игольчатые включения рутила. Местами наблюдается более поздний послемикроклинизационный кварц с ровным погасанием, прожилки которого секут все другие минералы породы. В некоторых шлифах хорошо видно, что замещение биотита и мусковита кварцем начинается возникновением подобных микропегматиту образований. Микроклин замещает кварц и плагиоклаз и включает их остатки. Микроклинизации предшествует альбитизация плагиоклаза и возникновение апатита. Биотит частично или полностью замещается хлоритом и мусковитом. Процесс хлоритизации проявлен в разной степени. В некоторых породах содержится гранат.

Кварцевые диориты встречаются сравнительно редко; приурочены они обычно к мигматитам. Образуются в стадии предшествующей микроклинизации. Они представляют собой богатые кварцем породы. Главные составные части их — плагиоклаз, кварц и мусковит, реже встречаются хлорит и биотит. Породы являются лейкократовой составляющей мигматитов, но значительная мощность позволяет выделить их как самостоятельные гранитоидные тела. Мусковит, хлорит и биотит не образуют отдельные прослойки, вследствие обильного привноса кремния и натрия; они представлены разрозненными дезориентированными пластинками. Биотит свежим бывает редко; большей частью замещен хлоритом (пеннином) и мусковитом. Наблюдается образование мусковита и за счет укрупнения чешуек серицита — продукта изменения плагиоклаза. Плагиоклаз почти всегда сильно изменен — серицитизирован и пелитизирован. Местами наблюдается деанортизация и очищение его от продуктов распада. Он обычно разъедает хлорит и мусковит и, в свою очередь, разъедается кварцем.

Кварц двух поколений. Первый с резким волнистым погасанием, часто мозаичный, второй с ровным погасанием; он более поздний.

Как отмечалось, кварцевые диориты очень богаты привнесенным кварцем, являющимся наиболее агрессивной составной частью этих пород. В качестве аксессуарных минералов всегда присутствует апатит; реже встречаются циркон и монацит. В этих породах очень часто в довольно большом количестве присутствуют эпидот и цоизит, образующиеся в результате деанортизации плагиоклаза. Порой ясно видно, что данные породы образовались по амфиболитам. В таких случаях в качестве аксессуаров присутствуют ильменит и сфен.

Биотитовые граниты встречаются довольно часто. Породы обычно сланцеватые, но встречаются и массивные разновидности. Под микроскопом иногда наблюдается линейное расположение пластинок биотита, которое нарушается процессами гранитизации.

Главными составными частями породы являются плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит, мусковит и хлорит в весьма подчиненном количестве.

Биотит обычно довольно свежий и образует крупные чешуи. Он бурый и светло-бурый по Ng и соломенно-желтый по Np. Изредка частично хлоритизированный и мусковитизированный. В подавляющем большинстве случаев хорошо видно, что пластинки биотита являются остатками прослоев сланца, в значительной степени уничтоженных привнесенным лейкократовым материалом.

В хлоритизированном биотите часто содержится сетка сагенинта. При полном уничтожении биотита кварцем, рутил в виде волосовидных кристалликов остается в последнем минерале. В изъеденные зазубренные пластинки биотита заливчиками внедряются кварц и плагиоклаз. Местами биотит в виде мелких неправильных уцелевших клочков включен в кварц, плагиоклаз и реже микроклин. В шлифах ясно видно, что большая часть биотита уничтожена, а пространство, некогда занимаемое им, захвачено лейкократовыми минералами. В некоторых шлифах замечается расщепление кварцем или плагиоклазом пластинок биотита на две одновременно гаснущие части, причем середина пластинки уничтожена. Дезориентация биотита местами происходит следующим образом: небольшой прослой биотита выгибается и разъедается кварцем, плагиоклазом или микроклином; сбоку образовано другое зерно микроклина, которое кристаллизуясь поворачивает рядом лежащую чешуйку биотита по отношению к первой почти под прямым углом.

Иногда в биотите содержатся включения циркона. В кварце и плагиоклазе также наблюдаются включения идиоморфных зерен циркона, оставшихся после уничтожения биотита. В одном случае встречен сравнительно длинный кристалл циркона с очень хорошо образованными конечными гранями. При частичном уничтожении пластинки биотита, иногда часть кристалла циркона находится в биотите, часть в кварце или плагиоклазе. Мусковит, содержащийся в незначительном количестве, также замещается лейкократовыми минералами.

Плагиоклаз в этих породах обычно представлен олигоклазом (Ap_{25-30}). Он всегда в той или иной степени пелитизирован и серицитизирован, благодаря чему двойниковая штриховка нередко замаскирована. Плагиоклаз редко идиоморфный; большей частью сильно корродирован кварцем и слабо — микроклином. При замещении этими минералами плагиоклаз очищается от продуктов изменения и становится более кислым. Этот процесс обуславливает наличие в одном и том же шлифе как мутного плагиоклаза ряда олигоклаза (Ap_{30}), так и прозрачного полисинтетически сдвойникового плагиоклаза альбитового ряда (Ab_8). Количество плагиоклаза сильно колеблется в соответствии с возрастанием количественной роли привнесенных кварца и микроклина.

Кварц обычно с резким волнистым погасанием, нередко мозаичный и раздробленный. Как отмечено, кварц резорбирует и замещает плагиоклаз исходной породы. Поздний кварц местами обнаруживает бипирамидальные контуры и имеет ровное погасание. Он сечет все минералы породы, в том числе и микроклин, иногда захватывая и заме-

щая ранний кварц, содержащийся в нем в виде «островков», гаснувших одновременно.

Микроклин отличается свежестью, всегда решетчатый, явно замещает ранний кварц, чаще плагиоклаз, а также биотит и мусковит. Процесс микроклинизации наблюдается хорошо. В микроклин иногда включены уцелевшие реликты плагиоклаза с зазубренными краями, окруженные каемкой свежего альбита. В плагиоклазе на стыке с микроклином наблюдаются обильные мирмекитовые вроски, а при далеко зашедшей микроклинизации мирмекиты исчезают. При интенсивной микроклинизации местами в микроклине остаются тонкие полосы альбитизированного плагиоклаза, образующие пертиты. При замещении кварца микроклином, оставшиеся в последнем островки образуют микропегматитовые структуры. В случае замещения микроклином предварительно не очищенного измененного плагиоклаза, пелитовое вещество и серицит могут частично остаться в микроклине, который бывает мутным. Микроклин иногда прожилкообразно внедряется между кварцем и плагиоклазом. Наряду с поздним кварцем, в породе содержится также поздний несдвойникованный нерешетчатый калишпат в виде жилок, секущих микроклин. Нерешетчатый калишпат представлен промежуточным микроклином: $-2V=80^\circ, 74^\circ, 74^\circ$; $\perp(10)$; $N_g=7$; $Str=0,7$.

Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, реже монацитом и гранатом. Гранат содержится обычно в малых количествах. Появляется в стадии мигматизации, а затем постепенно уничтожается. В мигматитах его количество сильно сокращается, а в гранитах исчезает и наблюдается лишь в виде реликтов.

В некоторых случаях в большом количестве встречаются эпидот и цоизит, представляющие собой продукты деанортизации. Они обычно приурочены к плагиоклазу, но встречаются и в виде жилок, секущих все породообразующие минералы, включая и микроклин.

Двуслюдяные граниты от биотитовых гранитоидов отличаются главным образом содержанием наряду с биотитом и мусковита. Текстура пород массивная, но чаще в той или иной мере сланцеватая.

Уцелевшие от уничтожения прослойки слюды представлены биотитом и тесно сросшимся с ним мусковитом, образовавшимся за счет него. Биотит иногда зеленый, частично хлоритизированный, обильно содержащий сетки сагенита. Прослойки слюды по сравнению с лейкократовым материалом содержатся в небольшом количестве; они сильно укорочены и в массивных разновидностях дезориентированы. К мусковиту и хлориту нередко приурочены зерна рудного минерала, а также гидрокислы железа, выделившиеся, по-видимому, при разрушении биотита. Биотит и мусковит часто сильно корродированы плагиоклазом, кварцем и микроклином. В лейкократовые минералы чаще включен мусковит. Это, видимо, объясняется тем, что при корродировании биотита лейкократовыми минералами предварительно происходит его мусковитизация (рис. 18).

Плагиоклаз, как и в биотитовых гранитоидах, представлен олигоклазом. В некоторых случаях часть кристаллов плагиоклаза полностью альбитизируется и наряду с измененным олигоклазом содержится свежий полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз ряда альбита. Плагиоклаз первой генерации изъеден кварцем и микроклином и потому редко идиоморфный. Что же касается плагиоклаза второй генерации, то он всегда идиоморфный. Количество плагиоклаза в этих гранитоидах так же, как и в биотитовых, сильно колеблется — с увеличением количества микроклина его содержание заметно сокращается.

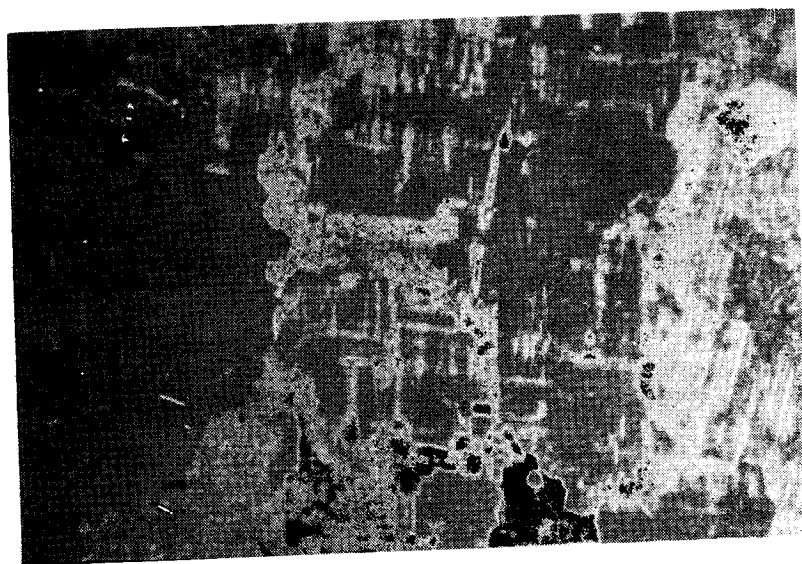


Рис. 18. Двуслюдяной гранит. Уцелевшие останцы мусковита в микроклине. Ник.†, увел. 80.

На границе с микроклином и кварцем в плагиоклазе наблюдаются мирмекиты, которые, видимо, образуются при частичном замещении плагиоклаза кварцем. Иначе говоря, мирмекитизация в данном случае метасоматический процесс, являющийся начальной стадией уничтожения плагиоклаза кварцем, что подтверждается одновременным погасанием в некоторых шлифах мирмекитовых вростков и привнесенного кварца, расположенного в контакте с мирмекитизированным плагиоклазом. При этом плагиоклаз разъедается кварцем.

Кварц имеет обычно резкое волнистое погасание, часто мозаичный, раздробленный. По отношению к плагиоклазу он явно последующий, так как сильно разъедает и замещает его. В некоторых шлифах фиксируется поздний кварц, характеризующийся ровным погасанием. Он иногда замещает ранний кварц и, образуя жилки, сечет все породообразующие минералы, включая микроклин.

Микроклин отличается большим идиоморфизмом по отношению к остальным минералам породы. Он уничтожает слюды, плагиоклаз и кварц. Процесс микроклинизации оказывает на породу и механическое воздействие, выражающееся в дезориентации слюдяных прослоев. На стыке микроклина с плагиоклазом последний иногда окаймлен альбитом (рис. 19). Микроклин захватывает и включает в себя также кварц (рис. 20) и останцы слюды. Отмечаются и метасоматические пертиты. В некоторых шлифах содержится нерешетчатый поздний калишпат. анортоклаз ($-2V=36^\circ$, $\perp (010)$; $N_g=4$; $Str=0$), секущий все компоненты породы, в том числе и микроклин.

Аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом, гранатом и рутилом. Циркон образует хорошо ограненные, иногда довольно крупные кристаллы. Он обычно включен в биотит, а после уничтожения последнего кварцем и плагиоклазом, остается уже в них. Около циркона в кварце и плагиоклазе иногда наблюдаются остатки биотита. Апатит в некоторых шлифах содержится в довольно большом количестве и

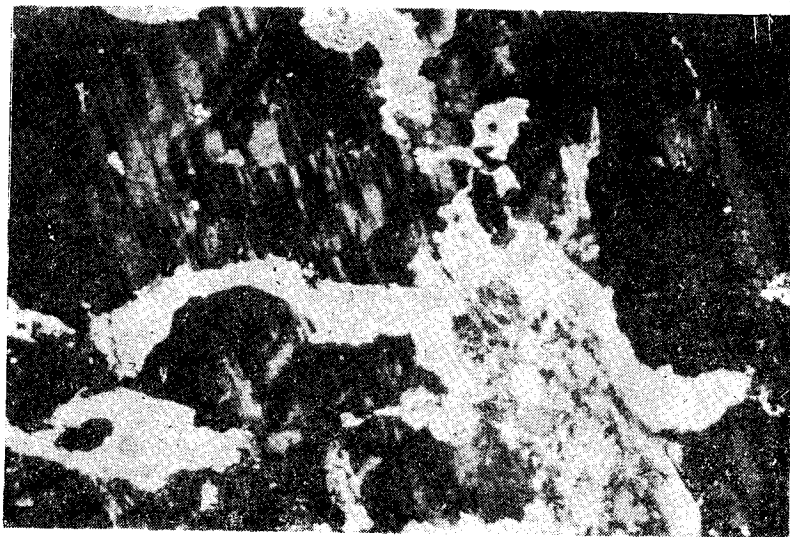


Рис. 19. Двуслюдяной гранит. Остатки плагиоклаза, окаймленные альбитом в микроклине. Ник.+, увел. 80.

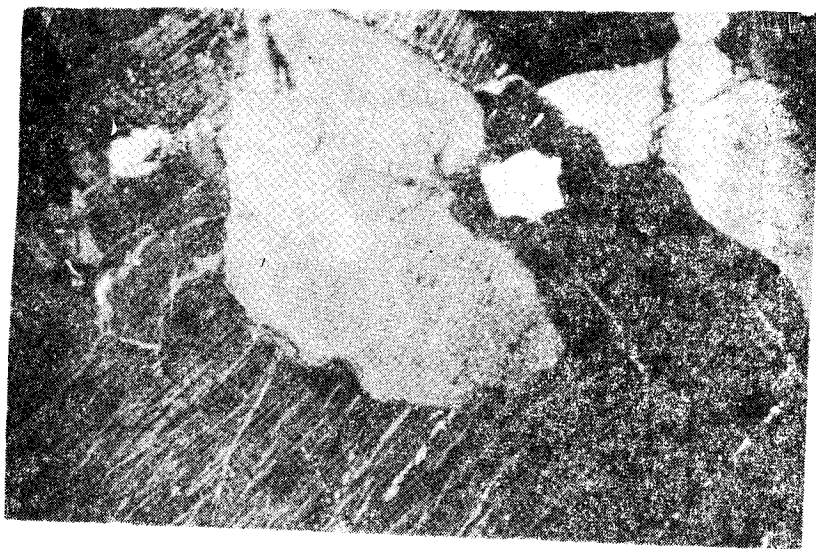


Рис. 20. Двуслюдяной гранит. Жилки позднего кварца секут микро- клин и ранний кварц. Ник.+, увел. 80.

включен главным образом в плагиоклаз, реже в другие минералы. Гранат содержится в некоторых шлифах и всегда в ничтожном количестве. Свежий плагиоклаз ряда альбита нередко разъедает гранат. В зернах кварца наблюдаются включения волосовидных кристаллов рутила. В этих гранитоидах иногда содержатся обильные выделения эпидота и цоизита, представляющие собой продукты деанортизации плагиоклаза.

Мусковитовые граниты массивные, реже сланцеватые породы. Состоят они главным образом из плагиоклаза, кварца, микроклина и мусковита.

Мусковит содержится в виде уцелевших от уничтожения прослоев. Местами видно, что он образовался за счет биотита, так как вдоль трещин спайности мусковита встречаются полосы хлоритизированного буроватого биотита и довольно обильные выделения сагенита, оставшихся после мусковитизации биотита. Мусковит обычно образует довольно крупные чешуи; большей частью сильно корродирован плагиоклазом, кварцем и микроклином.

Характер плагиоклаза, кварца и микроклина, их взаимоотношения и последовательность выделения не отличаются от других описанных гранитоидов. Отличие заключается в более интенсивном процессе микроклинизации в данных породах. В последних микроклин значительно преобладает над кварцем и плагиоклазом. С калиевым метасоматозом связан, по-видимому, и процесс мусковитизации, протекавший на конечных стадиях метасоматической гранитизации.

Микроклин всегда решетчатый и нередко пертитовый, причем пертиты здесь также имеют метасоматический генезис. Поздний калишпат (анортотлаз) имеет микроклин: $-2V=40^\circ$; $\perp (010)$; $Ng=5$; $Str=0$.

Плагиоклаз аналогично другим гранитоидам двух поколений — ранний измененный плагиоклаз и свежий плагиоклаз альбитового ряда. То же относится к кварцу. Ранний кварц имеет резкое волнистое погасание, а поздний — ровное; он имеет все минералы, включая микроклин. Местами видно, как жилки позднего кварца секут зерна раннего кварца.

Аксессуары представлены цирконом и апатитом, ничем не отличающимся от таковых и вышеописанных гранитоидах. Волосовидный рутил включен в кварц. Гранат в этих гранитоидах отсутствует.

Хлорит-мусковитовые гранитоиды довольно широко распространены в описываемом районе. Текстура породы то сланцеватая, то массивная. В отличие от других гранитоидов остатки сланцевых прослоев здесь представлены пеннином, с которым в тесном срастании находится мусковит. Хлорит нередко включает сетку сагенита. Строение мусковита местами перистое. Контуры хлорита и мусковита сильно изъедены лейкократовыми минералами. Эти гранитоиды почти ничем не отличаются от предыдущих. Разница лишь в том, что плагиоклаз здесь значительно более изменен, сильно серицитизирован, часто карбонатизирован и иногда замещен землистой эпидот-цоизитовой массой. В контакте с микроклином плагиоклаз альбитизирован. Следует также упомянуть о наблюдаемых псевдоморфозах кварца по плагиоклазу. Замещение начинается мирмекитизацией.

Наряду с типичными для данных гранитов кварцем с резким волнистым погасанием, имеется мелкозернистый поздний кварц, секущий все породообразующие минералы, в том числе ранний кварц и микроклин (рис. 21). Помимо жилки кварца в этих гранитоидах часто встречаются жилки кальцита и хлорита.

Аксессуарные минералы здесь также представлены апатитом, реже цирконом, еще реже гранатом, замещенным почти нацело хлоритом. Кроме того, встречается и сфен. Данные гранитоиды, по-видимому, образовались за счет хлорит-мусковитовых сланцев.

Хлорит-мусковитовые гранитоиды с гранатом в отличие от предыдущих характеризуются наличием значительного количества мелких, часто довольно свежих зерен граната и изредка содержанием незначительного количества актинолита. В некоторых случаях

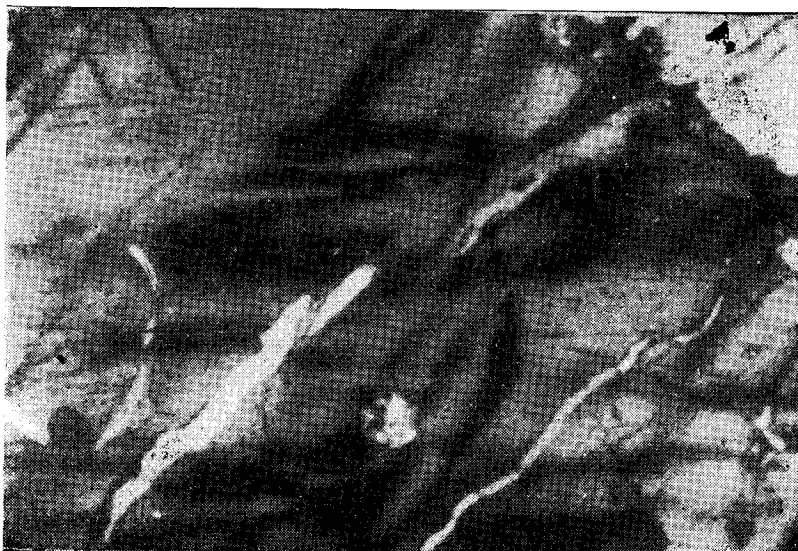


Рис. 21. Хлорит-мусковитовый гранит. Жилки позднего кварца секут микроклин и ранний кварц. Ник.+, увел. 80.

наблюдается сильная деформация породы, выражающаяся в раздроблении минералов и резкой мозаичности кварца.

Аплитовидные граниты представляют собой мелкозернистые граниты, почти не содержащие цветных компонентов, либо содержащие их в ничтожном количестве в виде хлорита. Иногда содержат мелкие зерна граната. Типичные аплиты здесь не встречаются.

Пегматоиды встречаются среди мигматитов и сланцевых гранитов, представляют собой светлые, почти совершенно белые крупнозернистые лейкократовые породы.

Структура пегматоидная. Главной составной частью их является микроклин, в подчиненном количестве содержатся мусковит, хлорит, кварц и плагиоклаз.

Пертитовый микроклин образует крупные зерна. Пертит полосчатый и ленточный, полосы его нередко довольно широкие, иногда полисинтетически сдвойникованные. Пертиты представляют собой остатки замещенного микроклином плагиоклаза. Микроклин замещает и разъедает плагиоклаз, реже кварц. Последний минерал присутствует обычно в переменных количествах. Он замещается микроклином, сам же разъедает и замещает плагиоклаз.

Мусковит и хлорит, как и в гранитах, являются остатками сланцевого материала. Они обычно крупночешуйчатые, сильно корродированные лейкократовыми минералами с зазубренными контурами. В некоторых шлифах наблюдается поздний кварц, секущий все минералы породы. Этот кварц обычно мелкозернистый; погасание ровное.

Пегматоидные образования, в которых совершенно отсутствуют остатки прослоев сланца, полностью уничтоженные лейкократовым материалом, сложены крупными зернами микроклина: в незначительном количестве в них включены кварц и плагиоклаз. Последний образует пертиты и неправильные останцы, всегда окруженные каймой альбита, иногда с иголками апатита.

Были встречены также существенно плагиоклазовые пегматоиды, состоящие из плагиоклаза, кварца и ничтожного количества мусковита, который обычно сильно разъеден кварцем и плагиоклазом. Последний минерал образует крупные в различной степени серицитизированные и пелитизированные зерна. Иногда содержит выделения мусковита. Кварц имеет резкое волнистое погасание. Апатит и гранат встречаются в различных количествах.

Помимо описанных образований, встречаются крупнозернистые пегматоидные породы, выполняющие трещины с азимутом падения 260—265° и с углом падения 50—55°. Они почти исключительно состоят из плагиоклаза и очень малого количества слюды (мусковита, биотита). Эти породы почти бескварцевые. Изредка встречается микроклин в ничтожных количествах. Плагиоклаз двух разновидностей. Наряду с несколько измененной разновидностью присутствует свежий полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз ряда альбита (An_{9-12}). В этих пегматоидах иногда встречаются крупные зерна апатита, разъедающие плагиоклаз. Мусковит и биотит образуют крупные чешуи, которые корродируются плагиоклазом.

Кварцевые жилы встречаются довольно часто. Их мощность колеблется от 0,25 до 1,5 м. Элементы залегания часто совпадают с сланцеватостью вмещающих пород, но встречаются и секущие сланцеватость жилы, выполняющие систему трещин отдельности, с азимутом падения 100—150°, 260—265° и углами 60—70°, 30—45°, 50—60°. Встречаются кварцевые жилы, секущие одновременно как древние образования, так и сланцы лейаса. В таких случаях их азимут падения 260—265°, угол 50—55°. Здесь, по-видимому, имеются кварцевые жилы двух возрастов — палеозойские и послепалеозойские. Жилы, сложенные кварцем с резким волнистым погасанием, с сильно зазубренными контурами, связаны с гранитами Главного хребта. Кварц с ровными контурами, с одновременным погасанием, видимо, более позднее образование. В некоторых жилах оба кварца содержатся вместе, причем второй кварц явно замещает первый и, не меняя ориентации, продолжается и во втором кварце. Нередко наблюдается, как поздний кварц сечет ранний кварц.

В обеих кварцевых жилах встречаются остатки прослоев сланца, представленные мусковитом, реже хлоритом, иногда с обильными выделениями гидроокислов железа, расположенных параллельно ориентации мусковита и хлорита. Встречаются также остатки плагиоклаза или скопления серицита. Кварцевые жилы представляют собой метасоматические образования, вытесняющие минералы вмещающих пород. В некоторых случаях, помимо большого количества позднего кварца с ровным погасанием, содержится еще более поздний кварц; он мелкозернистый, часто бипирамидальный, секущий второй кварц. В одной из ранних кварцевых жил, секущей обоими поколениями кварца, наблюдаются расположенные параллельными полосами трещины, имеющие форму «елочек» (рис. 22).

Необходимо также отметить, что там, где имеется кварц обоих поздних поколений, очень часто содержатся рудные минералы — галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирит. Трещины в виде елочек секутся рудными минералами, указывающими дорудное их возникновение.

Гранитоиды мы рассматриваем как наиболее (но не до конца) преобразованные метасоматическим путем породы. В них полностью

либо почти полностью стерта текстура исходных сланцев. Основной плагиоклаз, в результате последовательного длительного процесса натриевого метасоматоза и перекристаллизации, преобразовался в альбит, часть которого подверглась микроклинизации. Однако в рассматриваемом

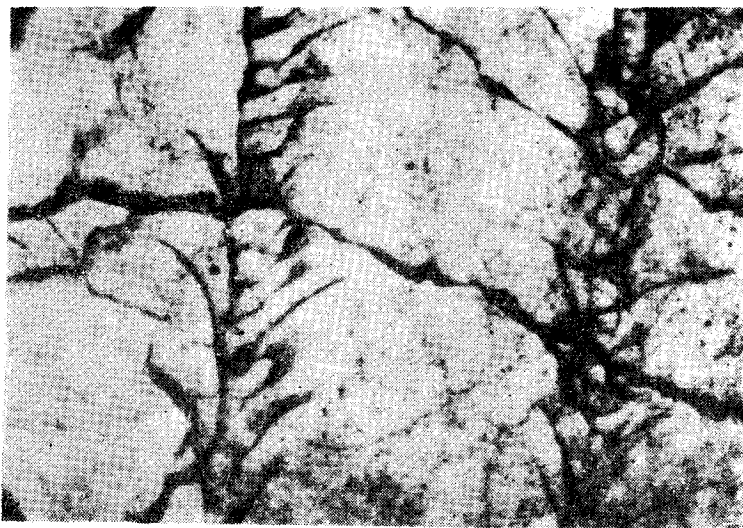


Рис. 22. Кварцевая жила. Трещины в кварце в виде «елочек». При одном никеле, увел. 80.

рых гранитоидах наблюдаются и другие преобразовательные процессы, в частности, серицитизация и кальцитизация плагиоклаза, мусковитизация биотита с выделением рудного минерала, сфена (лейкоксена) и образование циркона. Это говорит о неравномерности процесса метасоматической гранитизации даже в пределах одного определенного штуфа.

Химические особенности

Анализированные породы были пересчитаны на формулы Барта. За исходную породу был принят силлиманит-гранат-биотитовый сланец (см. табл. 16, порядк. № 3), так как наблюдается постепенный переход его уцелевшего останца во вмещающий мигматит, а последнего в биотитовый гранит.

Силлиманит-гранат-биотитовые сланцы и амфиболы являются продуктом регионального прогрессивного метаморфизма, что касается других охарактеризованных сланцев — двуслюдяных, мусковитовых, порфиробластических альбит-хлорит-двуслюдяных, хлорит-серпентиновых, биотит-хлоритовых, хлорит-серицитовых и др., они представляют собой породы, возникшие в результате наложенного регионального регрессивного метаморфизма под воздействием привноса восходящими растворами щелочей и кремния. Среднее количество привнесенных элементов в преобразованных сланцах дает следующую картину: $K=4$, $Na=16$, $Si=250$, с одновременным выносом оснований и алюминия— $Ca=76$, $Mg=74$, $Fe^{+2+3}=32$, $AA=36$ (табл. 17). В результате возрастающего привноса щелочей и выноса основных элементов и, видимо,

Химический состав кристаллических пород устья р. Черек-Безенгийский в весовых процентах, пересчитанных на атомные количества и формулы Т. Барта

№	О										Ы			Сумма	Формула пород по Т. Барту
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма		
1	65,01 1084	0,51 003	14,56 285	2,21 028	4,20 058	2,72 057	0,09 001	5,74 102	0,92 030	2,12 044	0,41 045	1,20	99,69 1750	K ₂₃ Na ₁₉ Ca ₆₄ Mg ₄₂ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₆₄ Al ₁₇₉ Ti ₅ Si ₆₈₁ (O ₁₅₇₂ OH ₂₃)	
2	69,96 1165	0,42 005	13,02 254	2,31 028	4,21 0,8	0,91 002	0,05 001	2,46 044	2,23 070	2,24 045	0,25 026	1,93	99,99 1250	K ₂₅ Na ₃₈ Ca ₂₄ Mg ₁₈ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₂₄₆ Al ₁₈₇ Ti ₅ Si ₆₂₀ (O ₁₆₈₅ OH ₁₅)	
3	42,96 716	0,38 005	20,73 406	7,76 097	3,96 055	7,51 186	0,13 002	11,20 200	0,46 014	1,85 039	0,21 023	2,41	99,57 1743	K ₂₃ Na ₂ Ca ₁₂₀ Mg ₁₀₁ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₉₁ Al ₂₄₃ Ti ₃ Si ₄₂₈ (O ₁₆₈₆ OH ₁₄)	
4	58,97 982	0,82 010	18,82 368	1,10 014	5,52 074	4,02 099	0,11 001	3,92 070	0,71 022	4,12 088	0,22 024	1,87	100,00 1752	K ₄₉ Na ₁₂ Ca ₃₉ Mg ₅₅ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₄₉ Al ₁₂₀₄ Ti ₁₅ Si ₅₄₉ (O ₁₉₈₇ OH ₁₃)	
5	70,00 1165	0,52 006	13,32 260	2,10 025	1,82 025	2,64 056	0,08 001	2,98 053	2,84 091	4,35 093	0,21 023	0,98	99,50 1808	K ₄₈ Na ₁₆ Ca ₂₈ Mg ₃₅ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₂₇ Al ₁₃₉ Ti ₅ Si ₆₁₆ (O ₁₅₈₇ OH ₁₃)	
6	64,57 1082	0,51 003	15,82 310	2,10 025	4,75 056	1,20 030	0,09 001	4,10 073	2,48 080	2,60 056	0,42 046	0,56	99,60 1756	K ₃₀ Na ₄₉ Ca ₃₈ Mg ₁₅ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₅₀ Al ₁₆₇ Ti ₃ Si ₅₈₄ (O ₁₅₇₅ OH ₂₅)	
7	63,08 1051	0,52 003	18,10 356	3,20 040	3,60 050	1,77 044	0,07 001	1,26 022	1,44 047	3,23 059	0,32 036	2,97	99,59 1722	K ₃₇ Na ₂₅ Ca ₁₂₃ Mg ₂₅ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₄₉ Al ₁₉₃ Ti ₅ Si ₅₇₀ (O ₁₆₈₀ OH ₂₀)	
8	65,94 1098	0,52 003	18,52 362	1,92 024	3,81 053	2,64 056	0,04 000	4,21 075	0,32 010	0,54 016	0,22 024	0,89	99,57 1734	K ₁₉ Na ₂ Ca ₆₀ Mg ₆₃ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₆₁ Al ₂₈₉ Ti ₅ Si ₈₇₇ (O ₁₆₈₁ OH ₁₉)	
9	73,93 1230	с.п. 000	15,02 294	1,04 013	0,32 004	0,96 024	0,04 000	1,25 022	3,62 117	2,60 056	0,22 024	0,76	99,70 1784	K ₃₈ Na ₉ Ca ₁₁ Mg ₁₂ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₉ Al ₁₅₃ Ti ₀ Si ₆₃₈ (O ₁₅₈₈ OH ₁₂)	
10	68,01 1132	0,42 005	14,10 276	3,07 038	3,02 042	1,75 044	0,07 001	3,50 052	3,10 100	2,82 060	0,31 035	0,94	100,11 1795	K ₃₂ Na ₅₃ Ca ₃₃ Mg ₂₃ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₄₂ Al ₁₄₇ Ti ₅ Si ₆₀₀ (O ₁₆₈₉ OH ₁₉)	
11	71,95 1198	0,24 003	12,00 236	2,10 026	2,73 038	1,50 037	0,05 001	2,80 050	3,15 102	2,51 054	0,40 044	0,57	99,91 1789	K ₂₈ Na ₃₅ Ca ₃₁ Mg ₁₉ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₃₄ Al ₁₂₄ Ti ₅ Si ₆₂₈ (O ₁₅₇₇ OH ₂₃)	
12	71,90 1197	0,49 006	13,81 270	1,10 014	1,50 021	2,33 057	0,08 001	1,74 031	2,63 085	2,76 059	0,32 036	0,82	99,48 1777	K ₃₁ Na ₄₅ Ca ₁₉ Mg ₁₁ (Fe ⁺² +Fe ⁺³) ₄₁ Al ₁₄₀ Ti ₅ Si ₆₂₇ (O ₁₆₈₁ OH ₁₉)	

Таблица 17

Количество привнесенных и вынесенных ионов для анализируемых пород, сравниваемых с таковыми для силлиманит-гранат-биотитового сланца

Ионы											Название преобразованной породы
	K	Na	Ca	Mg	Fe ⁺² +Fe ⁺³	Al	Ti	Si	O	ОН	
Привнос	4	16					1	250			Сланцы (среднее из 4 пересчетов, см. порядк. № 1, 6, 7, 8)
Вынос			76	74	32	36			9	10	
Привнос	42	26					0	161	13	1	Мигматиты (среднее из 3 пересчетов, см. порядк. № 2, 4, 10)
Вынос			88	69	45	80	0				
Привнос	7	42						199		0	Гранитоиды (среднее из 7 пересчетов, см. порядк. № 5, 9, 11, 12, 13, 14, 15)
Вынос			102	53	69	100	1		3	0	

прекращения привноса кремния и его общего перераспределения с направленным стремлением к метасоматической гомогенизации, происходит постепенное становление пород в следующей последовательности: мигматит, гранодиорит, гранит. Среднее количество привноса щелочей в мигматоидах и гранитоидах соответственно выражается $K=12-7$, $Na=26$ и 42 ; вынос оснований и алюминия дает цифры $Ca=88$ и 102 , $Mg=69$ и 53 , $Fe^{+2+3}=45$ и 69 , $Al=80$ и 100 ; количество кремния по сравнению с диафорическими сланцами снижается $Si=161$ и 199 .

Выводы

Резюмируя результаты петрографического исследования безенгийской свиты верховьев рек Череха-Балкарского и Череха-Безенгийского, можно прийти к следующим выводам.

1. Мигматиты, сланцеватые гранитоиды (гнейсы) и граниты образовались по кристаллическим сланцам под воздействием гранитизирующих растворов. Аналогичная картина наблюдается в бассейне р. Баксан (Заридзе, Казахашвили, 1960).

В стадию становления сланцеватых гранитоидов (гнейсов) и гранитов ранее выделившиеся гранат и силлиманит исчезают.

2. Мигматиты отличаются от сланцеватых гранитоидов (гнейсов) меньшим количеством привнесенного лейкократового материала — плагиноклаза и кварца и, следовательно, большим содержанием реликтов материнских пород (слюд).

3. Сланцеватые гранитоиды (гнейсы) представляют собой теневые мигматиты; их сланцеватая текстура является унаследованной от подвергшихся инъекционному метаморфизму сланцев. Очковая текстура в сланцевых гранитоидах возникает не в результате пластической деформации при динамометаморфизме, а вследствие послойных инъекций лейкократовых минералов.

4. По мере увеличения степени гранитизации (привноса вещества) наблюдается укрупнение чешуек биотита. При биотитизации происхо-

дит частичный вынос железа и одновременно титана, на что указывают выделения сагенита, часто содержащегося в биотите. Не исключена возможность, что одновременно с биотитизацией происходит образование циркона.

Вследствие полного уничтожения биотита и образования на его месте кварца, окись титана в виде тончайших волосовидных кристалликов рутила остается в кварце, реже в плагиоклазе. Помимо того, в названных минералах порой сохраняется и циркон.

5. Гранитоиды изученного района образовались в результате далеко зашедшей метасоматической гранитизации и отвечают метасоматическим анатектитам. Сланцевый материал здесь еще не полностью уничтожен и содержится в виде реликтовых, в разной степени дезориентированных прослоев.

Переменные количественные соотношения привнесенных лейкократовых минералов дают ряд пород от кварцевых диоритов до нормальных гранитов и указывают на неравномерность процесса гранитизации в отдельных участках ее проявления. Следует отметить, что на конечных стадиях процесса увеличивается количество микроклина и, соответственно, сокращается содержание плагиоклаза и кварца. По мере возрастания привноса калия, за счет биотитовых гранитоидов возникают сперва двуслюдяные, а затем мусковитовые граниты.

В одну из конечных стадий калиевого метасоматоза при соответствующих условиях образуются и пегматоиды с резким преобладанием микроклина над остальными минералами.

6. Образование пертитов, кварц-слюдяных микропегматитов и мirmekитов происходит метасоматическим путем. Пертиты являются следствием незавершенной микроклинизации плагиоклаза, остальные же образования — результатом неполного уничтожения слюды и плагиоклаза кварцем.

7. Процесс метасоматической гранитизации происходит в несколько стадий. Вначале образуется плагиоклаз олигоклаз-андезин и олигоклаз, с одновременным растворением части сланцевого материала и выносом железа и магния. Затем привносятся почти исключительно кремний и частично натрий, а также в незначительном количестве хлор и фосфор. В эту стадию кристаллизуется кварц и происходит альбитизация плагиоклаза с образованием позднего плагиоклаза. Освободившийся при этом процессе кальций связывается с привнесенным хлором и фосфором, в результате чего образуется апатит. В эту же стадию растворяются силлиманит и гранат и одновременно выделяются эпидот и цоизит.

В следующую стадию происходит привнос калия и начинается калиевый метасоматоз-мусковитизация, а затем микроклинизация. Микроклин замещает кварц и плагиоклаз, одновременно происходит альбитизация последнего.

При нарастании интенсивности процесса калиевого метасоматоза на некоторых участках происходит пегматитообразование. Далее привнос калия затухает и нарастает привнос кремния и высвобождается кальций. В это время возникают кварцевые жилки, секущие микроклин.

8. В результате гранитизации происходит разжижение исходных сланцевых пород (метасоматический анатексис), которые под воздействием восходящих растворов и тектонических натяжений плывут и сминаются в микроскладки.

9. В гранитах наблюдаются новообразования калишпата и кварца с ровным погасанием, связанным, по всей вероятности, с молодыми кс-лыми интрузиями. Кварцевые жилы, встречающиеся среди древних кри-

сталлических пород, также являются метасоматическими образованиями; они связаны как с гранитами Главного хребта, так и с молодыми интрузиями.

10. В верховьях р. Черек-Безенгийский Г. М. Заридзе, Т. Г. Казахшвили, И. И. Кикнадзе и Р. М. Манвелидзе (1962₁) выявлены унаследованные от материнских пород складчатые структуры, которые совпадают со структурами кристаллических сланцев и имеют общекавказское простирание. Более мелкие складки суживаются в западном направлении, а к востоку — расширяются.

На основании многочисленных замеров и составленных по ним диаграмм трещиноватости, выделены четыре системы трещин отдельно: согласные, поперечные, продольные и косые.

Из группы косых трещин следует констатировать систему с азимутом падения 240—270° и углом 50—70°. Она резко отличается от других систем тем, что ее пространственная ориентация не зависит от направления сланцеватости. Кроме того, вдоль ее плоскостей часто наблюдается пересечение и перемещение всех других систем трещин. Плоскости этих трещин смещают жильные тела, связанные с формированием гранитов Главного хребта, но сами никогда не являются вмещающим жильных пород, что указывает на позднее (после гранитизации) их образование.

На основании диаграмм, составленных по проекции оптических осей кварца в ориентированных шлифах, изготовленных перпендикулярно оси *a* в плоскости *bc*, устанавливается, что в древних кристаллических породах верховья р. Черек-Безенгийский ориентировка по внутреннему строению создавалась первоначально под воздействием тектонических сил, которые образовывали существующие в изученных породах складчатые структуры.

Тектонические натяжения вызывали скользящие дифференциальные движения, не сопровождающиеся вращательными движениями, и возникали узоры характерные для S тектонитов. Оптические оси кварца совпадали с направлением движения, т. е. с осью *a*.

На следующем этапе, когда складчатые структуры были уже сформированы, направление тектонических сил изменилось и натяжения начали действовать в направлении оси *b*; это вызвало дифференциальные движения, что на диаграмме обозначается новыми узорами. Оптические оси кварца отклоняются от оси *a* и ориентируются по оси *b*.

Новые дифференциальные скользящие движения сопровождались вращательными; на диаграмме это выражено в рассеивании максимума по оси *b* и в возникновении поясового узора. С усилением вращательных движений поясовое строение становится более четким.

Таким образом, формирование внутренней структуры палеозойских кристаллических пород происходило в результате сопряженных скользящих и вращательных движений (R+S тектониты).

Бассейн р. Чегем

Кристаллические сланцы

В ледниковой области р. Силиксу (зона Главного хребта), соединяющейся справа с р. Чегем, 200 м выше с. Булунгу, а также в верховье левого притока р. Булунгусу — в речке Корсу развиты кристаллические сланцы безенгийской свиты, ранее ошибочно относимой к чегемской свите. В состав свиты на территории названных рек входят раз-

личные сланцы (гранат-двуслюдяно-кварц-плаггиоклазовые, кварц-гранат-мусковитовые, кварц-гранат-хлорит-мусковитовые, гранат-андалузит-двуслюдяные, хлорит-мусковитовые, андалузит-гранат-мусковит-хлоритовые, плаггиоклаз-хлорит-мусковитовые, гранат-биотит-серицитовые, гранат-плаггиоклаз-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные, хлорит-серицит-андалузит-гранатовые, кварц-хлорит-карбонат-мусковитовые) и послойные мигматиты (очковый гранат-альбитовые, андалузит-турмалин-гранатовые, турмалин-гранат-андалузит-плаггиоклаз-двуслюдяные, кварц-гранат-двуслюдяные).

Кристаллические сланцы безенгийской свиты бассейна р. Чегем по внешнему виду почти однообразны, обычно серебристо-серые различных оттенков, а также различных оттенков темно- либо относительно светло-серые. Наблюдающиеся в сланцах преимущественно кварцевые, реже кварц-плаггиоклазовые послойные инъекции нередко образуют линзы и раздувы. Тонкие инъекции расплывчатые, относительно толстые, четко очерченные.

Текстура сланцевая, полосчатая. Структура: очковая гранолепидобластическая, гетерогранолепидобластическая, гранобластическая, порфиробластическая с гранолепидобластической основной тканью.

Состав: кварц, плаггиоклаз, биотит, мусковит, серицит, хлорит, гранат, андалузит, турмалин и акцессоры — апатит, циркон, рутил, сфен, рудный минерал, ильменит, замещенный иногда лейкоксеном.

Кварц инъецированный; образует полосы толщиной до 1 см, линзы и раздувы отдельно, либо вместе со слюдой и плаггиоклазом; сильно зазубрен и имеет волнистое погасание. Встречаются также рассеянные в слюдяных полосах зерна кварца. Он нередко переполнен захваченными во время инъекции корродированными минералами. Исходя из взаимоотношения минералов кварц, по-видимому, инъецирован после образования граната, мусковита и хлорита. Размеры зерен: от $0,1 \times 0,1$ — $0,12 \times 0,15$ до $0,5 \times 1,8$ — $1,0 \times 2,3$ мм.

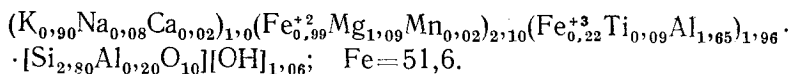
Плаггиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз) входит в состав основной ткани и слагает идиоморфные порфиробласты и очковые образования, иногда отороченные слюдой, вытянутые вдоль сланцеватости. Фиксируется разъемом альбита кварцем. В свою очередь, плаггиоклаз замещает гранат. Порфиробласты переполнены включениями рудного минерала, хлорита, биотита, реже граната. Количественная его роль различна — от значительного до почти полного исчезновения. В раздувах, толщина которых колеблется от $0,2 \times 0,5$ до $1,0 \times 2,0$ см, плаггиоклаз встречается совместно с кварцем, а в полосах — в совокупности с биотитом. В отдельных случаях прозрачные кристаллы альбита местами слагают простые двойники, отороченные относительно более основным, несколько мутным плаггиоклазом.

Формы разъемания плаггиоклаза, его состав и размеры, а также включения в него других минералов и наличие в основной ткани смеси мелких более основных кристаллов, наряду с прозрачными новообразованными зернами альбита, указывают на то, что одновременно с последним, наблюдающимся вместе с инъекционным кварцем, имеется и ранний (реликтовый), обычно измененный плаггиоклаз, включающий призматические чешуйки биотита. Размер зерен плаггиоклаза от $0,1 \times 0,1$ мм в основной ткани до $1,2 \times 2,0$ см в порфиробластах.

Биотит, содержащийся в биотитовых разностях сланцев, является таблитчатым, призматическим либо ксеноморфным. Плеохроизм от темно-зеленовато-коричневого по Ng до светло-оранжевого по Nr. С ним связан хлорит. Биотит встречается главным образом в основной ткани, располагаясь субпараллельно и обтекая порфиробласты и очко-

вые образования. Нередко он тесно связан с мусковитом и хлоритом, но взаимоотношения этих минералов не ясны. Иногда создается впечатление, что биотит образован за счет них. Наблюдаются постепенные переходы от хлорит-мусковитовых сланцев к двуслюдяным очковым сланцам и мигматитам. Из включений для биотита обычными являются циркон с плеохроичными ореолами и размером зерен 0,005—0,01 мм в диаметре и рудный минерал. Фиксируется замещение граната биотитом, который, в свою очередь, включен в крупные зерна плагиоклаза. Видно появление серпентиноподобного минерала, напоминающего псевдоморфозу по кордиериту. Мусковит с серицитом временами образуют единые массы, в которые включены зерна андалузита, возникшего, вероятно, за счет этой массы. Количественная роль мусковита в различных образцах изменчива, в части описываемых пород он отсутствует, либо присутствует в умеренном количестве, в других же достигает 70%. Хлорит (пеннин) с $Ng-Np=0,003$. Он тесно связан со слюдами.

В одном образце (1557) рассматриваемых пород (турмалин-гранат-андалузит-плагиоклаз-двуслюдяной мигматит) определен химический состав биотита (табл. 18, № 1), который пересчитан на кристаллохимическую формулу, имеющую следующий вид:



Гранат часто разъеден, замещен и разобщен хлоритом, биотитом, мусковитом, плагиоклазом и рудным минералом, с образованием иногда скелетных форм. В некоторых порфиروبластических плагиоклазах и андалузитах сидят сильно корродированные зерна граната. Кроме того, в массе кварца, плагиоклаза и слюды наблюдаются остатки граната. При наличии в породе порфиробластов плагиоклаза и андалузита наблюдаются целые остатки граната, который фиксируется также в независимости от названных минералов. Края некоторых зерен граната оторочены лимонитом.

В рассматриваемых породах гранат присутствует часто в незначительном количестве, иногда же содержание его возрастает до 3—5%. Размер зерен $0,5 \times 1,5$ — $1,2 \times 2,2$ мм.

В том же образце (№ 1557) определен химический состав граната, который пересчитан на нормативные компоненты. Альмандиновый, пироповый и спессартиновый компоненты определялись соответственно по FeO, MgO и MnO; андрадитовый — по Fe₂O₃, а гроссуляровый — по остатку CaO: альмандин — 64,0, пироп — 11,9, андрадит — 16,5, спессартин — 7,6, гроссуляр — 0.

Андалузит встречается в виде порфиробластов. Он призматический, бесцветный, местами розоватый с хорошо выраженным плеохронизмом и спайностью. Удлинение отрицательное, погасание прямое; редко включает слюду и рудный минерал. $Ng-Np=0,010$. Размер зерен $0,7 \times 1,5$ — $0,5 \times 2,3$ мм.

Турмалин содержится в малом количестве и не во всех образцах. Образует призматические кристаллы с редким проявлением зональности. Кристаллы имеют синий цвет с фиолетовым оттенком. Края их светло-коричневые. Схема абсорбции характерна для турмалина. Погасание прямое, $Ng-Np=0,027$. Размер зерен $0,3 \times 0,9$ мм.

Апатит ксеноморфный, округлый либо призматический. Призматические зерна расположены вдоль сланцеватости, либо реже слагают прерывистые цепочки. Некоторые из зерен апатита, расположенных суб-

Таблица 18

Химический состав турмалин-гранат-андалузит-плагиоклаз-двуслюдяного мигматита бассейна р. Чегем (р. Булунгусу), а также биотита и граната той же породы в весовых процентах (аналитики: породы — К. Ш. Мтиулишвили, минералов — Б. И. Кабиашвили)

№ пп	О к и с л ы												п. п. п.	Сумма	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅			H ₂ O
1	62,80	0,34	18,92	0,49	5,10	1,94	0,08	0,93	1,15	4,60	0,60	0,27	0,24	2,56	100,02
2	36,69	1,70	20,67	3,92	14,76	9,57	0,28	0,12	0,56	9,25	нет	0,05	0,32	2,03	99,92
3	38,04	0,13	20,49	5,70	24,60	3,21	2,69	4,79			нет		0,16	0,29	100,10

1. Турмалин-гранат-андалузит-плагиоклаз-двуслюдяной послыйный мигматит (обр. 1557).
2. Биотит из той же породы.
3. Гранат из той же породы.

параллельно, оторочены слюдой и образуют глазки. Апатит сидит иногда в трещинах граната. Размер зерен $0,05 \times 0,15$ — $0,05 \times 0,20$ — $0,18 \times 0,45$ мм.

Рудный минерал, видимо, целиком новообразованный. Местами он замещен лейкоксомом и рутилом, просвечивающим красным интерференционным цветом. Иногда он полностью лимонитизирован.

Количественно-минеральный состав турмалин-гранат-андалузит-плагиоклаз-двуслюдяного мигматита (обр. 1557) в объемных процентах имеет следующий вид:

кварц	42,4	андалузит	1,2
мусковит	29,9	плагиоклаз	3,8
биотит	21,2	аксессуары	0,2
гранат	1,3		
		Сумма	100,00

КЫРТЫКСКАЯ СВИТА

Бассейн р. Кыртык

Кыртыкская свита в бассейне р. Кыртык развита в среднем и верхнем ее течении в левом притоке р. Баксан. Ширина полосы выхода свиты рассматриваемого района с востока на запад постепенно увеличивается от 2—2,5 до 4—4,5 км, достигая иногда 5—6 км. Простирание свиты в целом довольно выдержанное северо-восточное с падением на юго-восток в пределах 130 — 170° и с углом падения 45 — 60° в западной части развития свиты и 30 — 50° в восточной ее части. Таким образом, она слагает крупную моноклираль, если не принимать во внимание часто наблюдаемую здесь мелкую складчатость и плейчатость. Помимо р. Кыртык, сланцы данной свиты встречаются также южнее — в ущелье р. Ирик, среди древних гранитоидов в виде небольших пачек, с противоположным падением. Общая видимая мощность свиты р. Кыртык колеблется в восточной части в пределах 800—900 м, а в западной — 3000—4000 м (Заридзе, Казахашвили, Кикнадзе, 1964).

В бассейне р. Кыртык в свите наблюдаются обильные инъекции кварца вдоль сланцеватости, а также жилы, линзы и пегматиты. Сланцы с инъекциями кварца и микроклина являются переходными породами между слюдяными сланцами и метасоматическими гранитоидами.

В западной части района в гнейсах в большом количестве содержатся согласные со сланцеватостью тела лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов, в восточной же части, где распространены в основном слюдяные сланцы, указанные образования почти отсутствуют. Ориентировка плоскостей сланцеватости совпадает с таковой вмещающих сланцев. Мы допускаем, что граниты р. Ирик и ниже охарактеризованные мигматиты, гнейсы и гранитоиды бассейна р. Баксан возникли по породам кыртыкской свиты путем метасоматической гранитизации. В этих породах содержатся останцы исходных сланцев. Местами видны постепенные переходы от сланцевых останцев в гнейсы и граниты.

Аргоновый возраст биотитового сланца свиты по биотиту определяется как 320 ± 20 и 345 ± 20 млн. лет (возраст метаморфизма), что отвечает калиевому метасоматозу (биотитизации), предшествующему микроклинизации. В свите выделяются следующие породы: двуслюдяные сланцы, инъецированные кварцем, двуслюдяные сланцы с порфиробластами альбита, двуслюдяные сланцы с андалузитом, двуслюдяные сланцы с андалузитом и силлиманитом, хлорит-биотит-мусковитовые сланцы с андалузитом, хлорит-биотитовые (-мусковитовые) сланцы с порфиробластами альбита, хлорит-мусковитовые и мусковитовые сланцы, инъецированные кварцем, хлорит-плагиоклазовые сланцы, инъецированные кварцем, биотитовые и двуслюдяные гнейсы, амфиболиты.

Породы свиты р. Кыртык изучались Г. М. Заридзе, Т. Г. Казахашвили и И. И. Кикнадзе (1964), по данным которых приводится их краткая петрографическая характеристика в несколько переработанном виде.

Кристаллические сланцы

Двуслюдяные сланцы, инъецированные кварцем. Структура гранолепидобластическая. Характерны прослои слюды с преобладанием биотита, сростшиеся с мусковитом. Биотит светло-бурый (маложелезистый), обычно свежий, местами слегка хлоритизированный. Мусковит, содержащий включения циркона, возник по биотиту. Часто присутствующий силлиманит пронизывает биотит и кварц в виде тонких волокон и пучков. Кварц двух поколений. Один из них содержит волосовидные включения рутила и пронизан пучками силлиманита (фибролита). Поздний кварц обычно без включений, с выдержанным ровным погасанием, образует крупные зерна с гладкими незазубренными контурами; внедрен по сланцеватости, с образованием раздувов и линз (рис. 23). Поздний кварц, проникая в сланцы, замещает исходный материал, уцелевшие остатки которого включены в него. В некоторых случаях количественная роль данного кварца возрастает, а сланцевый материал остается в виде тонких прерывистых прослоев или отдельных клочков. В двуслюдяных сланцах, помимо раннего кварца, встречаются в различной степени измененные и уничтоженные поздним кварцем небольшие зерна плагиоклаза. В породах правого склона р. Кыртык, ниже устья ее правого притока р. Мкяра, содержится довольно крупные зерна граната, разъедающие и замещающие биотит. Гранат, в свою очередь, резорбируется и замещается кварцем, имеющим ровное погасание. Рассматриваемые сланцы содержат апатит,



Рис. 23. Инъекции кварца образуют раздувы и линзы.

реже сфен. Ильменит, пирит и гидроокислы железа равномерно рассеяны в породе; они заполняют трещины спайности мусковита.

Среди зерен кварца с ровным погасанием изредка содержатся зубчатые зерна ортоклаза: $\perp(001)$, $N_g=90^\circ$, $N_m=4^\circ$, $N_p=86^\circ$, $-2V=84^\circ$; $\perp(001)$, $N_g=90^\circ$, $N_m=0^\circ$, $N_p=90^\circ$; $\perp(001)$, $N_g=90^\circ$, $N_m=0^\circ$, $N_p=90^\circ$; $-2V=81^\circ$. По-видимому, калий привносился несколько позднее кварца, так как калиевый полевой шпат обволакивает зерна кварца.

Биотитовые разновидности аналогичного состава, от двуслюдяных сланцев они отличаются отсутствием мусковита или его весьма незначительным содержанием; силлиманит в биотитовых сланцах содержится чаще.

Двуслюдяные сланцы с альбитом. Структура гранолепидобластическая, порфиробластическая. Минеральный состав: слои биотита и мусковита, резорбирующиеся кварцем. Биотит и мусковит по оптическим свойствам идентичны вышеописанным. Кварц с волнистым погасанием; он иногда содержит включения рутила. Порфиробласты альбита (Ap_{8-10}) являются поздними образованиями. Они не двойникованы или образуют простые двойники; при своем выделении они раздвигали и замещали прослойки слюды, на что указывают уцелевшие остатки слюды и кварца, включенные в порфиробласты. Они сохраняют первоначальную ориентировку, в результате чего создаются силовидные структуры. Порфиробласты иногда вытянуты вдоль сланцеватости; они обычно свежие, местами же слабо пелитизированные.

К порфиробластам порой приурочены крупные зерна апатита. Помимо порфиробластов альбит образует мелкие прожилки, располагающиеся вдоль плоскостей сланцеватости.

Помимо апатита второстепенные минералы представлены сфеном, рудными минералами и гранатом. Включения циркона в биотит, при за-

мещении последнего кварцем и альбитом становятся включениями последних минералов. Данные сланцы также послойно инъецированы крупнозернистым кварцем с ровным погасанием; он постепенно вытесняет ранее образованные минералы, сланцевые прослои и порфиробласты альбита, которые сильно зазубрены. В участках с обильным проникновением кварца количество порфиробластов заметно уменьшается, вплоть до почти полного уничтожения; в таких случаях среди кварцевой массы наблюдаются незначительные остатки альбита и слюды, в результате чего кварц становится доминирующей составной частью породы.

Двуслюдяные сланцы с андалузитом. Структура этих сланцев гранолепидобластическая и порфиробластическая. Порода состоит из прослоев биотита и мусковита, с резким преобладанием первого. К слюдяным прослоям приурочен мелкозернистый кварц. Характерно содержание крупных зерен андалузита, местами плеохрозирующего от розового по Ng до бесцветного или слабо зеленоватого по Nr, $-2V=82^\circ$. Андалузит образует порфиробласты, которые изгибают, порой поворачивают, разъедают и уничтожают пластинки биотита. Андалузит аналогично порфиробластическому альбиту включает в себя прослой слюды, кварц и рудный минерал. Встречаются также мелкие зерна андалузита. Иногда вместе с порфиробластами андалузита содержатся порфиробласты плагиоклаза ситовидной структуры. При этом замечается, что количественные соотношения порфиробластов андалузита и альбита обратные. В ущелье р. Субаши встречены вытянутые вдоль сланцеватости призматические зерна турмалина, пересекающего андалузит. Из второстепенных минералов содержатся гранат, апатит, циркон, сфен и рудный минерал. Сланцы инъецированы ровно погасющим крупнозернистым кварцем, который корродирует и замещает прослой слюды, андалузит, плагиоклаз и другие минералы, кроме турмалина, который иногда в виде идиоморфных кристаллов содержится в агрегате кварцевых зерен. В связи с замещением плагиоклаза и слюды кварцем, возникают крупные зерна апатита. Рудный минерал, содержащийся порой в большом количестве, видимо, выпадает в результате разрушения фемических минералов.

Двуслюдяные сланцы с андалузитом и силлиманитом отличаются от предыдущих сланцев присутствием силлиманита, иногда в значительном количестве. Силлиманит представлен как призматической разновидностью с $2V=30^\circ$, так и фибролитом; обычно пронизывает биотит, отчасти мусковит и кварц. В этих сланцах встречаются также хорошо образованные зерна граната. В одном случае (верховье р. Субаши) наблюдался ставролит с характерным плеохроизмом от золотисто-желтого до бесцветного. Редко встречающиеся порфиробласты альбита ситовидной структуры. Альбит раздвигает сланцевые прослои и включает в себя остатки хлорита, биотита и мелкозернистого кварца (рис. 24).

Данные сланцы также инъецированы крупнозернистым кварцем с ровным погасанием, среди которых в одном случае были встречены мелкие неправильные зерна ортоклаза.

Окварцованность сланцев свиты иногда настолько интенсивная, что по сланцам возникают кварциты. Они особенно широко развиты в северо-западной, частично в северной частях свиты. Они имеют массивную текстуру. Среди зерен кварца наблюдаются изъеденные и оплавленные разрозненные мелкие листочки биотита и мусковита, а иногда остатки плагиоклаза, хлорита и рудных минералов. Слюда сохраняет некоторую линейность в расположении.

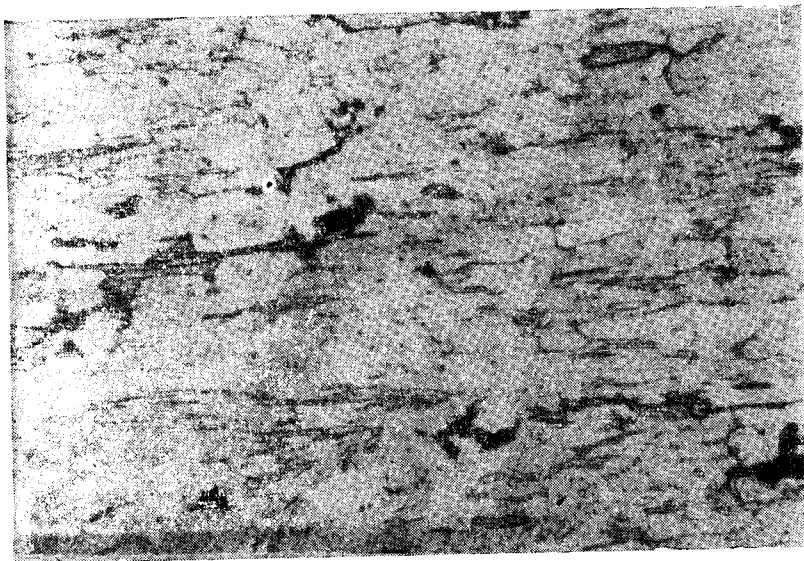


Рис. 24. В порфиробласт альбита включены уцелевшие от поглощения останцы слюдяных прослоев, сохранившие ориентацию материнского сланца. При одном никеле, увелич. 80.

Из описания видно, что вопреки утверждению некоторых исследователей (Соловьев, 1958) в кристаллических сланцах Большого Кавказа андалузит и силлиманит встречаются совместно, иногда даже в значительном количестве.

Биотитовые и двуслюдяные гнейсы

Породы серые, явно сланцеватые, иногда очковые. Встречаются они главным образом в верховьях р. Кыртык (рр. Субаши и Мкяра), а также в устье р. Уллусенги.

Состоят они из прослоев исходного сланцевого материала — биотита, свежего или хлоритизированного и биотита и мусковита вместе. Прослойки раздвигаются и поглощаются лейкократовыми минералами, инъецированными стадийно в следующей последовательности: плагиоклаз (олигоклаз-андезин; Al_{23-36}), кварц с волнистым погасанием, микроклин, снова кварц с ровным погасанием.

Силлиманит пронизывает плагиоклаз и кварц. Мусковитизация предшествует процессу микроклинизации. Количество микроклина сильно варьирует. Он разъедает и замещает плагиоклаз, который при неполной микроклинизации остается в нем в виде включений или пертитов замещения. С увеличением количества микроклина уменьшается содержание плагиоклаза. В некоторых микроклинах включены, помимо плагиоклаза, уцелевшие остатки слюды, иногда кварца. Из акцессорных минералов присутствуют циркон и апатит. С увеличением интенсивности микроклинизации, уничтожающей плагиоклаз, апатит укрупняется. Равномерно погасающий поздний кварц уничтожает и захватывает плагиоклаз, ранний кварц и микроклин. Инъекции кварца вызывают микроплойчатость (рис. 25). В микроклине наблюдаются жилки последнего кварца, порой кальцита. Наблюдается пронизывание сил-

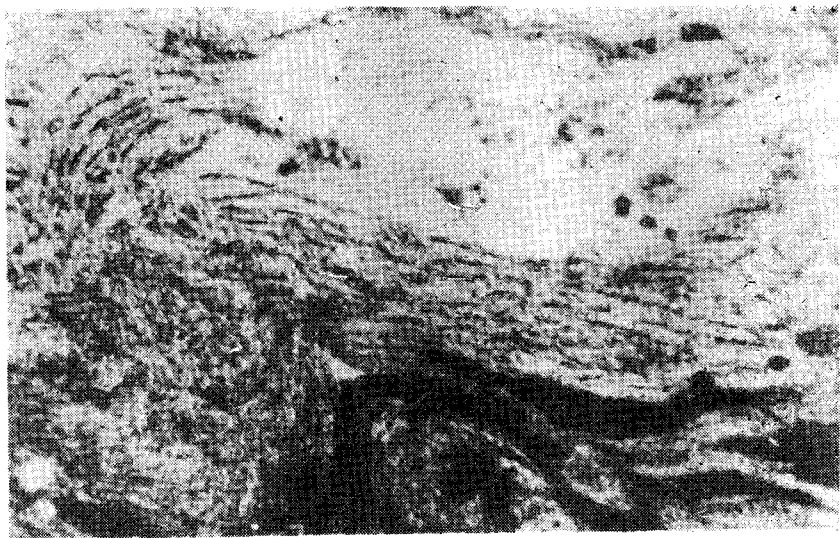


Рис. 25. Инъекция кварца (светлые и темные) в размягченных сланцах вызывают микроплойчатость. Ник. +.

лиманитом ровно погасающего кварца, что указывает на выделение силлиманита в завершающей стадии формирования породы. Как отмечено, гнейсы постепенно переходят в граниты, однако процесс гранитизации не всегда доходит до образования гранитов, как это имеет место, например, в ущелье р. Уллусенги. Не задерживаясь на характеристике гранитоидов р. Кыртык, можно отметить, что они представлены в основном мусковитовыми разностями и аналогично сланцам и гнейсам содержат гнезда, линзы и жилки кварца с ровным погасанием, секущие все другие породообразующие минералы. Встречаются также жилы кварца, пегматоида и аплита.

Амфиболиты

Среди пород кыртыкской свиты непреобразованные амфиболиты редки. Они наблюдаются лишь в ущелье р. Уллусенги и на левом склоне р. Кыртык. Амфиболиты черные или темно-серые рассланцованные породы. Главные их минералы роговая обманка и плагиоклаз. Роговая обманка зеленая по Ng и соломенно-желтая по Np; $cNg = 18-20^\circ$; $-2V = 83-84^\circ$. Плагиоклаз (Ap_{30-45}) обычно мутный, пелитизированный, серицитизированный, иногда эпидотизированный. Встречается свежий, по-видимому, новообразованный сдвойникованный плагиоклаз ряда альбита. К роговой обманке часто приурочены призматические зерна клиноцоизита; реже встречается эпидот. Из аксессуариев содержатся сфен, ильменит, лейкоксен, апатит, рудный минерал, представленный ильменитом, иногда окруженным каемкой сфена. В плагиоклазах видны выделения кальцита.

Амфиболиты обычно в той или иной мере инъецированы кварцем двух поколений — один с волнистым погасанием, другой крупнозернистый, с гладкими контурами и с ровным погасанием, образующим гнез-

да. Под воздействием преимущественно кварцевых инъекций роговая обманка сначала буреет, а затем переходит в биотит. Кварц разъедает плагиоклаз.

Встречен также амфиболовый сланец, в кварц-плагиоклазовой массе которого рассеяны удлиненные порфиробласты роговой обманки сине-зеленой по Ng и соломенно-желтой по Np; $cNg=12^\circ$. В породе в очень большом количестве содержатся скопления и зерна рудного минерала.

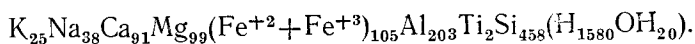
Часто встречаются биотизированные амфиболиты, инъецированные кварцем. Текстура тонкосланцеватая. Для амфиболитов характерно большое количество биотита и соответственно небольшое—роговой обманки и реликтового плагиоклаза, вместо которых развивается более крупный плагиоклаз (Ap_{15}).

Порфиробласты альбита нередко включают в себя остатки роговой обманки и биотита с образованием ситовидной структуры. Вместе с тем, в данных породах содержится значительное количество привнесенного кварца, большей частью с ровным, реже волнистым погасанием. В местах развития инъецированного кварца происходит биотитизация сине-зеленой роговой обманки и альбитизация плагиоклаза. В некоторых случаях плагиоклаз совершенно уничтожается, и порода превращается в кварц-биотитовый сланец.

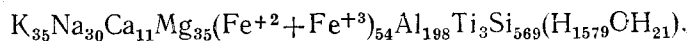
В биотизированных амфиболитах присутствует большое количество сфена и рудного минерала, часто представленного титаномагнетитом, окаймляющим сфен. В переменных количествах содержится апатит.

Химические особенности

Анализированные породы кыртыкской свиты р. Кыртык пересчитаны на формулы Т. Барта (табл. 19). В качестве исходных пород приняты амфиболиты (7 и 8). Была выведена средняя формула двух анализируемых амфиболитов, имеющая следующий вид:



Из минерального и химического состава амфиболитов видно, что они также подвергнуты изменению под воздействием привнесенного материала, поэтому их выбор в качестве исходных пород несколько условный. Амфиболиты представляют собой продукт регионального регрессивного метаморфизма, скорее всего базитов, входящих в состав вулканогенно-осадочной геосинклинали. В дальнейшем они подверглись региональному регрессивному метаморфизму с образованием различных кристаллических сланцев. Часть анализируемых сланцев, по-видимому, образована по исходным седиментогенным породам. Из-за трудности различить метаморфиты, возникшие по различным исходным породам, была выведена средняя формула Т. Барта для всех анализируемых сланцев:



Сравнение этой формулы со средней формулой амфиболита дает следующие цифры привноса и выноса ионов: $K=10$, $Si=111$, $Ti=1$ (привнос) и $Na=8$, $Ca=80$, $Mg=74$, $Fe^{+2}+Fe^{+3}=51$, $Al=5$ (вынос).

Химический состав пород кыргызской свиты р. Кыртык в весовых процентах, пересчитанных на атомные количества и формулы Т. Барга; анализик Б. С. Нижарадзе

Оксиды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	п.п.п.	Сумма	Формулы пород по Т. Баргу
1	65,00 1082	0,34 004	15,34 301	1,65 021	4,75 066	0,08 001	3,48 086	1,54 028	2,01 064	2,43 060	0,24 026	2,36	99,22 1729	$K_{37}Na_{35}Ca_{15}Mg_{47}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{47}Al_{165} \cdot Ti_2Si_{591}(O_{1586}OH_{14})$
2	65,97 1098	0,21 003	13,00 254	2,20 028	4,60 064	0,05 000	1,82 045	1,68 030	2,05 064	2,05 043	0,20 022	2,00	99,84 1651	$K_{33}Na_{36}Ca_{17}Mg_{55}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{62}Al_{141} \cdot Ti_2Si_{618}(O_{1688}OH_{12})$
3	67,04 1116	0,36 005	14,15 277	3,05 038	3,74 052	0,06 001	1,74 043	1,95 035	2,20 070	4,16 088	0,38 042	1,06	99,91 1717	$K_{48}Na_{38}Ca_{19}Mg_{53}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{49}Al_{150} \cdot Ti_3Si_{608}(O_{1687}OH_{13})$
4	61,98 1032	0,52 006	19,60 384	1,38 018	6,62 092	0,08 001	1,84 046	0,98 018	2,30 074	2,47 063	0,42 046	1,01	99,20 1770	$K_{39}Na_{40}Ca_{10}Mg_{55}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{60}Al_{209} \cdot Ti_3Si_{570}(O_{1575}OH_{25})$
5	45,96 765	0,41 005	29,32 574	2,63 032	7,77 108	0,06 001	3,53 087	0,98 018	2,80 090	3,86 081	0,31 035	2,00	99,63 1796	$K_{46}Na_{51}Ca_{20}Mg_{50}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{80}Al_{327} \cdot Ti_3Si_{428}(O_{1590}OH_{20})$
6	60,99 1016	0,38 005	18,74 367	3,53 044	4,03 056	0,07 001	2,81 069	0,38 007	1,29 042	4,56 097	0,45 049	2,24	99,48 1753	$K_{52}Na_{21}Ca_{24}Mg_{38}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{65}Al_{202} \cdot Ti_3Si_{568}(O_{1573}OH_{27})$
7	46,20 769	0,21 003	19,71 386	3,88 048	8,92 124	0,04 000	7,27 180	9,10 162	0,59 020	2,64 057	0,40 044	1,03	99,59 1793	$K_{33}Na_{12}Ca_{94}Mg_{110}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{101}Al_{215} \cdot Ti_2Si_{448}(O_{1574}OH_{23})$
8	48,97 815	0,25 004	15,82 310	5,36 067	8,64 120	0,04 000	6,34 157	8,50 152	3,37 109	1,42 030	0,24 026	1,02	99,57 1790	$K_{18}Na_{64}Ca_{89}Mg_{65}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{109}Al_{182} \cdot Ti_2Si_{469}(O_{1685}OH_{15})$

1. Биотитовый сланец с андалузитом (верховье р. Мкяра); наблюдаются инъекции кварца и порфиробласты альбита;
2. Двуслойный сланец с андалузитом (верховье р. Мкяра); в большом количестве имеются инъекции кварца и порфиробласты альбита;
3. Хлорит-биотит-мусковитовый сланец с порфиробластами альбита (верховье р. Мкяра); наблюдаются инъекции кварца;
4. Двуслойный сланец с андалузитом, силлиманитом, гранатом, ставролитом (верховье р. Субаши); имеются инъекции кварца в малом количестве;
5. Двуслойный сланец с гранатом (р. Субаши); инъекции кварца не наблюдаются;
6. Хлорит-мусковитовый сланец с порфиробластами альбита и инъекциями кварца (верховье правого притока р. Кыртык);
7. Амфиболит (ущелье р. Джугуртау); частичная биотитизация роговой обманки;
8. Амфиболит (левый склон р. Кыртык).

Выводы

1. Рассматриваемые сланцы и гнейсы образовались в результате метаморфизма вулканогенно-осадочных образований, что доказывается большим распространением в свите, помимо амфиболитов, биотитовых и двуслюдяных сланцев, содержащих в значительном количестве сфен, ильменит и гидроокислы железа. Кроме того, это подтверждается содержанием в породах свиты никеля, хрома, ванадия, марганца, титана и нередко кобальта, обнаруженных спектральными анализами.

Как отмечалось, с инъекциями кварца связана биотитизация роговой обманки и альбитизация плагиоклаза. Это указывает на то, что восходящими метасоматизирующими растворами, вместе с кремнием привносились также щелочи.

2. Биотит, широко распространенный в породах свиты, по-видимому, маложелезистый и всюду содержит включения циркона, выделившегося вместе с биотитом. При замещении биотита кварцем или плагиоклазом, циркон сохраняется в них в качестве включения в новообразованном минерале. Хлорит, развитый нешироко, образуется за счет биотита. Мусковит также является продуктом преобразования биотита и возникает в основном в раннюю стадию калиметасоматоза. Рудные минералы являются продуктами распада железо-магнезиальных силикатов. Порфиробласты альбита ситовидной структуры образовались метасоматическим путем. Андалузит, как предполагает С. П. Соловьев (1958), двух поколений — мелкий и крупный. Не исключена возможность, что выделение крупных зерен андалузита предшествует образованию альбита. Алюминий заимствуется из уничтоженных алюмосиликатов исходных пород. При интенсивном привносе кремния и образования кварца, уничтожающего плагиоклаз и слюды высвобожденный алюминий связывается с кремнеземом, образуя силлиманит.

3. Для данных пород характерны инъекции ровно погасающего кварца, количество которого в рассмотренном районе увеличивается с востока на запад. Окварцеванию подвергаются все породы, включая пегматиты, аплиты и граниты, что указывает на более позднее проявление этого процесса. С ним связано образование турмалина и калишпата, а также молибдена. Это дает основание полагать, что кварц с ровным погасанием и калишпат связаны с послекюрскими эльджуртинскими гранитами.

4. В породах свиты выделяется кварц трех поколений: первый, наиболее ранний, возможно, исходных пород, не всюду наблюдавшийся, второй — мозаичный с резким волнистым погасанием и третий, наиболее молодой с ровным погасанием, возможно, послекюрский.

5. В выходе кыргызской свиты устанавливается следующая последовательность минералообразования: 1) кварц крупнозернистый с волнистым погасанием, наблюдаемый лишь на участках, прилегающих к гранитам и мигматитам; 2) андалузит, встречающийся главным образом в западной части свиты; 3) альбит, распространенный почти повсеместно; 4) микроклин, развитый не широко и встречающийся лишь в гнейсах вблизи гранитов; 5) кварц с ровным погасанием, широко развитый; 6) турмалин, связанный с последним кварцем.

6. Для рассматриваемой свиты характерны следующие парагенезисы: слюдяные сланцы — биотит-мусковит-гранат (зеленсланцевая фация), слюдяные сланцы с порфиробластами альбита—альбит-биотит-мусковит (зеленсланцевая фация), слюдяные сланцы с андалузитом — плагиоклаз-андалузит-мусковит-биотит (амфиболитовая фация), двуслюдяные андалузит-силлиманитовые сланцы — биотит (-мусковит)-

силлиманит-андалузит (ставролит-амфиболитовая фация), хлорит-биотитовые сланцы с порфиробластами альбита—альбит-биотит-хлорит (зеленосланцевая фация), хлорит-мусковитовые сланцы с порфиробластами альбита — альбит-хлорит-мусковит (зеленосланцевая фация), гнейсы—плагноклаз (Ap_{23-25}) -биотит-мусковит (амфиболитовая фация) и альбит-микроклин-биотит (-хлорит)-мусковит (зеленосланцевая фация), амфиболиты — плагноклаз (Ap_{30-45}) -зеленая роговая обманка (амфиболитовая фация).

Бассейн р. Баксан

В бассейне р. Баксан, южнее г. Тырнауз в северной части зоны Главного хребта широко развиты мигматиты, гнейсы и граниты, петрографическая и геолого-петротектоническая характеристика которых приведена в статье Г. М. Заридзе и Т. Г. Казахашвили (1960).

Н. И. Цибовский в пояснительной записке к геологической карте Кавказа правильно отмечал, что эти породы образованы в результате проникновения кварц-полевошпатовых инъекций вдоль сланцеватости материнских сланцев. В это время, по его мнению, происходили перекристаллизация и укрупнение биотита. Вышеназванные авторы (1960) разделяют мнение Н. Г. Судовикова (1964) о том, что «оба явления — мигматизация и гранитизация — в случае образования теневых мигматитов проявляются в одинаковых преобразованиях и по существу представляют один процесс сплошной региональной гранитизации, который следует рассматривать как высшую стадию мигматизации».

Мигматиты распространены по склонам долины р. Баксан и ее притоков; граниты наблюдаются на водоразделах в верховьях рек Тютюсу, Герхожансу, Сабалыксу, Челмас, Кыртык, по обоим склонам р. Ирик, а также на левобережье р. Баксан. Гнейсы чаще всего занимают промежуточное положение, но встречаются и среди мигматитов и гранитов. В мигматитах нередко наблюдаются останцы слабо измененных слюдяных сланцев, в гранитах же содержатся участки послонных мигматитов и сланцев.

Мигматиты

Эти породы значительно распространены. Они слагают нижние части обоих склонов долины р. Баксан, несколько выше ее левого притока р. Мукулан до правого ее притока р. Кумычи. Отдельными участками мигматиты встречаются также в верховьях рек Сакашилсу, Адырсу и Ирик. В юго-восточном направлении мигматиты постепенно переходят в граниты, а в северо-восточном — в метаморфические сланцы аманчатской свиты.

Мигматиты представляют собой полосчатые породы, где мощность отдельных прослоев колеблется от 1—2 см до 2—6 см, часто с очковой текстурой. Наблюдается переслаивание исходного сланцевого материала с привнесенным кварц-полевошпатовым материалом. При обильной инъекции и в связи с этим уменьшением сланцевого материала, порода преобразуется в гнейс. Нередко чередование гнейсов и мигматитов происходит участково.

Биотитовые мигматиты обнажаются на склонах р. Баксан и в нижнем течении р. Тютюсу, в притоках р. Герхожансу, в бассейне р. Адырсу и Ирик, в ущельях рек Адырчи и Кумычи, а также в вер-

ховьях р. Адылсу. Породы представляют собой биотитовые сланцы, инъецированные кварц-плагиоклазовым материалом.

Биотит обычно крупночешуйчатый, совершенно свежий, бурый по Ng и соломенно-желтый или почти бесцветный по Nr. Среди биотитовых прослоев редко встречаются чешуйки мусковита, еще реже хлорита, образованные по биотиту. В биотит включены циркон, сфен, рутил и рудный минерал. Прослой биотита большей частью извилистые, что вызвано инъекциями лейкократового материала, образующего раздувы, обычно состоящего из микроклина, обтекаемого слюдой и придающего породе очковую текстуру. Прослой биотита часто имеют неправильные зазубренные контуры в следствие их разъедания инъекционным материалом. После вытеснения биотита кварцем или плагиоклазом рутил остается нетронутым и образует включения теперь уже в этих минералах.

Плагиоклаз (олигоклаз или олигоклаз-андезин; табл. 20) является более ранним образованием, чем кварц, так как он, разъедавая и замещающая биотит, сам резорбируется кварцем. На границе с последним минералом он очищается от вторичных минералов и становится прозрачным (альбитизируется). Одновременно возникают полисинтетически сдвойникованные альбиты. Процесс альбитизации сопровождался выделением крупных зерен апатита (рис. 26), включенных как в альбити-

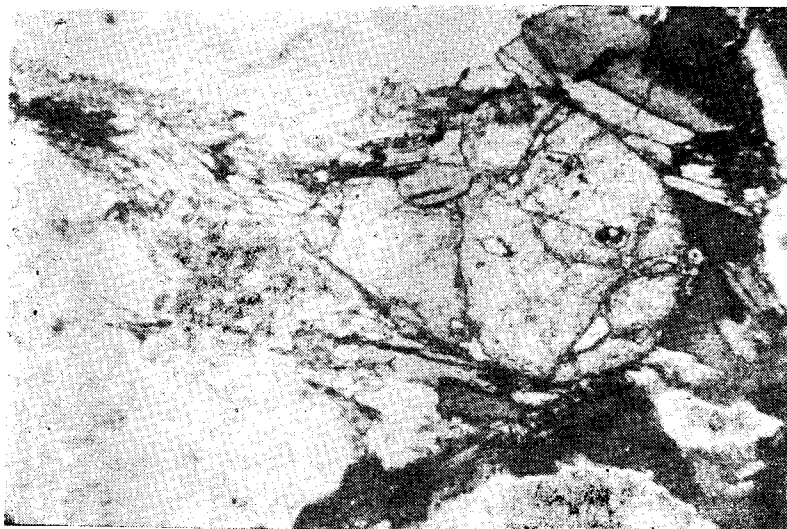


Рис. 26. Крупное зерно апатита в биотитовом мигматите. При одном никеле, увел. 80.

зированный плагиоклаз, так и в кварц. Кварц с резким волнистым и ровным погасанием; образует различной величины зерна двух генераций, кварц с волнистым погасанием пересекается одновременно погасающим кварцем. Встречающиеся иногда зерна граната подвергнуты в той или иной мере процессу хлоритизации. В мигматите р. Адырсу, интенсивно инъецированном кварцем, среди нацело серицитизированных зерен плагиоклаз содержатся субпараллельно ориентированные зерна топаза.

Результаты измерения плагиоклаза в мигматитах и гнейсах

Название породы	⊥ (001)			B ₁₋₂			Закон двой- никования	Содержание анортита
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np		
Мигматит	—	—	—	8°	90°	82°	⊥ (010)	22
Гнейс	90°	15°	75°	—	—	—	—	18
Мигматит	—	—	—	75°	16°	85°	⊥ (001)	32
Мигматит	—	—	—	18°	86°	72°	⊥ (010)	28
Мигматит	—	—	—	78°	12°	90°	⊥ (000)	34
Мигматит	—	—	—	13°	77°	90°	⊥ (010)	30
Гнейс	—	—	—	75°	19°	80°	⊥ (000)	8
Гнейс	90°	10°	80°	—	—	—	—	20
Мигматит	90°	12°	78°	—	—	—	—	19
Мигматит	90°	10°	80°	—	—	—	—	18

Двуслюдяные мигматиты встречены также по обоим склонам долины р. Баксан, в ущелье р. Тютюсу на водоразделе Баксан-Герхожансу и в верховьях рек Адылсу и Адырсу. Они представляют собой двуслюдяные сланцы, инъецированные лейкократовым материалом.

Слюдяные слои, имеющие лепидобластическую структуру, состоят обычно из тесно сросшихся друг с другом чешуек биотита и мусковита. Изредка среди слюдяных прослоев встречаются выделения эпидотовых минералов и крупные зерна граната. Прослои слюды извилисты благодаря проникновению кварца и плагиоклаза, образующих раздувы (порфиробласты), придающие породе очковую текстуру. Инъецированный материал раздвигает и вытесняет слюду, включающую циркон, который остается нетронутым в виде включений в кварц и плагиоклаз. Эти два минерала имеют такой же характер, как и в предыдущих сланцах. Изредка наблюдаются жилки кальцита и эпидотовых минералов. Микроклин отсутствует или содержится в ничтожном количестве. В этих мигматитах встречаются включения радиально-лучистых агрегатов мусковита в плагиоклазе и кварце. Это, по-видимому, поздний мусковит, выделившийся одновременно с кварцем. В мигматитах р. Адырсу иногда фиксируются силлиманит и гранат, а также крупные зерна кальцита, продукта деанортизации плагиоклаза.

Мусковит-хлорит-плагиоклазовые мигматиты встречены на водоразделе р. Баксан-Герхожансу, а также в ущельях рек Адырсу и Адылсу. По внешнему виду эти мигматиты почти не отличаются от предыдущих. В данных мигматитах прослои образуют мусковит, хлорит и плагиоклаз. Для хлорита (клинохлор) $Ng-Ng=0,006$. Отдельные его чешуи относительно плоскостей сланцеватости ориентированы разно. Нередко с хлоритом тесно сросшен перистый мусковит с выделениями рудного минерала. Местами встречающиеся крупные чешуйки биотита, преобразуются либо в хлорит, либо в мусковит. Плагиоклаз двух поколений, один из них реликтовый, образующий довольно крупные мутные зерна. В состав инъецированного материала входит отчасти мутный и серицитизированный плагиоклаз в подчиненном количестве, который резорбируется кварцем. В контакте с кварцем плагио-

клас альбитизируется. Встречаются также зерна новообразованного микроклина, которые секут, разъедают и замещают плагиоклаз (альбит). Остатки последнего минерала в микроклине образуют грубые пертиты. Проникновение микроклина в агрегат кварцевых зерен указывает на его возникновение после кварца. Данные мигматиты характеризуются наличием большого количества крупнозернистого и мелкого длиннопризматического апатита.

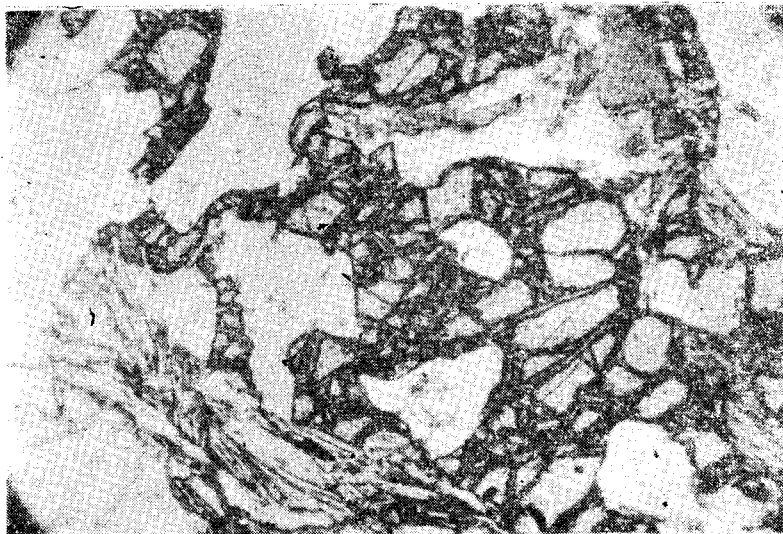


Рис. 27. Гранат, разъедающийся кварцем и плагиоклазом.
При одном никеле, увел. 80.

В ущелье рек Адырсу и Адылсу встречены тонкополосчатые мигматиты, представляющие собой биотит-плагиоклазовые сланцы, инъецированные главным образом кварцем и содержащие зерна граната и большое количество рудного минерала (магнетит и ильменит). Гранат разъедается кварцем и плагиоклазом (рис. 27). Возможно, первоначальной породой данных сланцев был амфиболит, роговая обманка которого подверглась биотитизации.

Биотит-амфиболовые мигматиты. На водоразделе рек Тютюсу и Герхожансу, а также в ущельях рек Адырсу и Адылсу развиты мигматиты, представляющие собой биотит-роговообманковые сланцы, инъецированные кварц-плагиоклазовым материалом. Они состоят из биотита (флогопита), часто с сеткой сагенита, тремолита и скоплений серицита, возможно, представляющего собой остатки нацело серицитизированного плагиоклаза. Роговая обманка замещается биотитом и тремолитом. В большом количестве содержатся отдельные зерна и скопления рудного минерала. Порода первоначально представляла собой амфиболит, плагиоклаз которого нацело серицитизировался, а амфибол частично замещен флогопитом и тремолитом.

Гнейсы

Породы представляют собой тонкополосчатые мигматиты, возникшие вследствие сравнительно более далеко зашедшего преобразова-

тельного процесса. От настоящих мигматитов они отличаются относительно подчиненной ролью сланцевых прослоев по отношению к инъецированному лейкократовому материалу. Текстура породы сланцеватая (полосчатая, гнейсовая), обусловленная плоско-параллельным расположением уцелевших от гранитизации сланцевых слоев. Среди лейкократового материала в гнейсах появляется микроклин. Различаются следующие гнейсы: биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и биотитоизитовые.

Биотитовые гнейсы встречены на водоразделе Тютюсу-Баксан, в ущельях рек Тютюсу, Кылдыбашсу, Кызылкес, Адырсу, Адылсу и Кыртык. Породы относительно крупнозернистые, с хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Биотит с небольшим количеством мусковита, образует субпараллельные, обычно изогнутые прослои, обтекающие полевые шпаты и агрегаты зерен кварца, с образованием очковых (порфиробластических) текстур. К биотиту иногда приурочены зерна цоизита. Лейкократовая составная часть, преобладающая над биотитом, представлена кварцем, плагиоклазом и микроклином. Наблюдается постепенное вытеснение слюды инъекционным материалом. На промежуточных стадиях процесса вытеснения исходного сланцевого материала биотит часто срезается кварцем и полевым шпатом. На месте прерванного прослоя местами остается тонкая перемычка слюды. Метасоматический процесс фиксируется также наличием уцелевших останцев (включений) мусковита или биотита в кварце или полевым шпате.

Плагиоклаз двух поколений, один — мутный пелитизированный и серицитизированный, явно разъеденный кварцем и микроклином, второй — альбитизированный, очищенный от включений, прозрачный. Он содержит включения уничтоженной им слюды.

Кварц всегда с резким волнистым погасанием, явно разъедает слюду и плагиоклаз. Кварц, разъедая мусковит, часто образует с последним микропегматитоподобные прорастания. Микроклин, содержащийся в сравнительно небольшом количестве, замещает плагиоклаз и частично кварц. Порой он образует крупные порфиробласты. В виде аксессуаров присутствуют сфен, рудный минерал и апатит.

Двуслюдяные гнейсы наиболее распространенные разновидности; они наблюдаются по обоим берегам р. Баксан, на водоразделе Баксан-Герхожансу, в ущелье р. Тютюсу, в верховьях рек Кызылкес и Сабалыксу, в ущелье р. Адырсу, Адылсу, Ирик и Кыртык. Породы серые, с хорошо выраженной сланцеватой текстурой, обусловленной субпараллельным расположением биотит-мусковитовых слоев. Как и все другие гнейсы, данные гнейсы относятся к гранитизированным двуслюдяным сланцам, реликты которых содержатся в виде слюдяных прослоев.

Инъецированный лейкократовый материал, представленный плагиоклазом, кварцем и микроклином, постепенно уничтожает прослои слюды. В местах уничтожения биотита, в кварце возникают волосовидные кристаллики рутила, иногда с коленчатыми двойниками. В некоторых гнейсах рутил содержится в значительном количестве.

Плагиоклаз здесь также двух поколений — крупнокристаллический измененный, включающий цоизит, мусковит и апатит, и свежий мелкозернистый, представленный альбитом. Кварц с резким волнистым погасанием. Микроклин в данных гнейсах содержится в большем количестве, нежели в биотитовых. Видимо, интенсивный привнос калия обусловил как микроклинизацию альбита, так и мусковитизацию биотита и выделение новообразованной светлой слюды. Микроклин решет-

чатый; в нем содержатся уцелевшие остатки не только альбита, но и кварца, образующего с ним микропегматоидные структуры; остатки альбита образуют микропертиты замещения. Микроклин нередко порфиробластический. Наблюдающиеся жилки микроклина пересекают кварц и плагиоклаз. Близ зерен микроклина в плагиоклазах наблюдаются мирмециты. В породах ущелья р. Тютюсу все породообразующие минералы, включая и микроклин, пересекаются кварц-эпидотовыми жилками.

Биотит-цоизитовые гнейсы, наблюдаемые в ущелье рек Тютюсу и Адырсу, представляют собой зеленовато-серые породы с хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Реликты сланцевого материала — биотит и цоизит. Биотит образует прослой, к которым приурочен цоизит, клиноцоизит, реже эпидот в большом количестве. Цоизит и клиноцоизит местами образуют самостоятельные прослои, которые изгибаются под воздействием лейкократового материала; последние, кристаллизуясь, образуют раздувы, линзы и очковую текстуру.

Лейкократовый материал представлен кварцем, плагиоклазом и микроклином. Плагиоклаз разъедается кварцем, а микроклин, внедряющийся последним, замещает кварц и плагиоклаз. Характер привнесенных минералов аналогичен предыдущим гнейсам. Результаты измерений плагиоклазов в мигматитах и гнейсах (табл. 20) показывают, что состав анортитовой молекулы в них колеблется от 8 до 34, причем в мигматитах плагиоклаз в общем более основной, чем в гнейсах.

Гранитоиды

Граниты — конечная стадия процесса метасоматической гранитизации (Заридзе, Казахашвили, 1960). В данных гранитоидах не встречаются, гипидиоморфнозернистая структура. Выделяются следующие разновидности гранитов: биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, хлорит-мусковитовые, гранатовые, гранат-силлиманитовые. По размеру зерен выделяются мелкозернистые, среднезернистые и крупнозернистые.

Граниты обычно светло-серые, иногда слегка желтоватые и розоватые. Текстура с различной четкостью сланцеватая (гнейсовидная). Структура иногда порфиробластическая. Переход одних разновидностей гранитов в другие — постепенный.

Биотитовые граниты пользуются наибольшим распространением. Обнажаются они в верховьях правых притоков реки Баксан, включая и такие крупные притоки, как Адырсу, Тютюсу и Герхожансу, а также в верховьях левых притоков реки Кыртык и в ущелье р. Ирик.

Главными составными частями породы являются: кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит и в весьма подчиненном количестве мусковит.

Биотит обычно довольно свежий и образует сравнительно крупные чешуи. Видно, биотит является уцелевшим остатком прослоев сланца, в значительной мере уничтоженного привнесенным лейкократовым материалом. При далеком зашедшем метасоматозе биотит образует отдельные крупные чешуи, представляющие собой результат перекристаллизации. Обычно биотит не идиоморфен, контуры его чешуек негладкие, пластинки не цельные, всегда изъеденные кварцем, плагиоклазом, затем микроклином. В светлых разностях в биотите часто содержится сетка сагенита, которая при полном уничтожении биотита остается в кварце, в виде волосовидных кристалликов. В изъеденные зазубренные пластинки биотита заливчиками внедряются кварц и плагиоклаз.

включающие мелкие неправильные лоскуты биотита, порой наблюдается разделение пластинок биотита кварцем или плагиоклазом на две одновременно гаснущие части. Происходит постепенное нарушение субпараллельного расположения и дезориентация биотита. Рассматриваемый минерал редко частично хлоритизируется и содержит по трещинам спайности выделения эпидотовых минералов. Иногда включает он в себя циркон, фиксируются такие случаи, когда одна половина зерна циркона располагается в биотите, а другая в замещающем его кварце или плагиоклазе. Очень редко биотит замещается мусковитом, который в значительной мере также поглощается лейкократовой составной частью породы.

Плагиоклаз (Ap_{12-25}) обычно пелитизирован и серицитизирован, двойниковая штриховка не всегда хорошо сохранена. Плагиоклаз не идиоморфный. Контуры его большей частью сильно корродированы кварцем, а затем и микроклином. Иногда наблюдается как зерно плагиоклаза с одной стороны разъедается и замещается кварцем, а с другой — микроклином. В результате этого процесса он очищается от продуктов распада, становится прозрачным и кислым. В гранитах встречается также свежий полисинтетически сдвойникованный новообразованный плагиоклаз ряда альбита и альбит-олигоклаза. Количество плагиоклаза сильно варьирует — с увеличением количества кварца и микроклина его содержание заметно сокращается. В зернах плагиоклаза часто включения апатита.

Кварц обычно с резким волнистым погасанием, нередко мозаичный и раздробленный, включающий прямолинейно расположенные пузырьки жидкости и газа. По отношению к плагиоклазу кварц явно поздний, так как он резорбирует и частично замещает его. Местами встречается поздний кварц со слабо выраженным волнистым, даже с ровным погасанием; он сечет микроклин, иногда захватывая и замещая ранний кварц. Микроклин отличается свежестью; он всегда решетчатый, замещает кварц, плагиоклаз и остатки пластинок биотита, уцелевшие от уничтожения кварцем и плагиоклазом (рис. 28). Процесс микроклин-

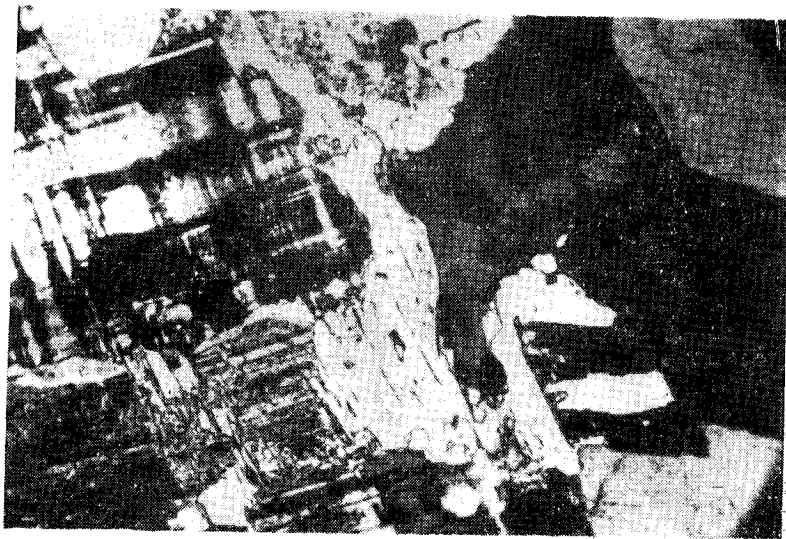


Рис. 28. Микроклин замещает биотит. Ник.+ , увел. 80.

зации наблюдается довольно четко. На стыке микроклина с плагиоклазом, в последнем вначале возникает узкая кайма свежего альбита. Далее микроклин постепенно уничтожает плагиоклаз, включая в себя уцелевшие его остатки. Микроклин захватывает и включает в себя также резорбированные зерна кварца и чешуйки биотита. На стыке микроклина с плагиоклазом в последнем часто наблюдаются мирмекиты. При более далеко зашедшей микроклинизации мирмекиты исчезают. Иногда процесс микроклинизации заходит настолько далеко, что плагиоклаз, включенный в микроклин, почти полностью уничтожается и остаются лишь тонкие полосы альбитизированного плагиоклаза, образующего пертиты. При замещении кварца микроклином, в последнем остаются остатки кварца в виде отдельных «островков», в результате чего возникают микропегматоидные образования. Таким образом, данные пертиты и микропегматиты образованы метасоматическим путем. Наблюдается, что микроклин, образовавшийся в результате замещения кварца, является более прозрачным, чем мутный плагиоклаз. В виде акцессоров присутствуют циркон, апатит, реже монацит.

Двуслюдяные граниты распространены главным образом в верховьях рек Тютюсу, Герхожансу, Кыртык, Адырсу, Ирик, на левом берегу р. Баксан и водоразделе Тютюсу-Герхожансу. Кроме того, незначительные их выходы наблюдаются среди биотитовых и мусковитовых гранитов.

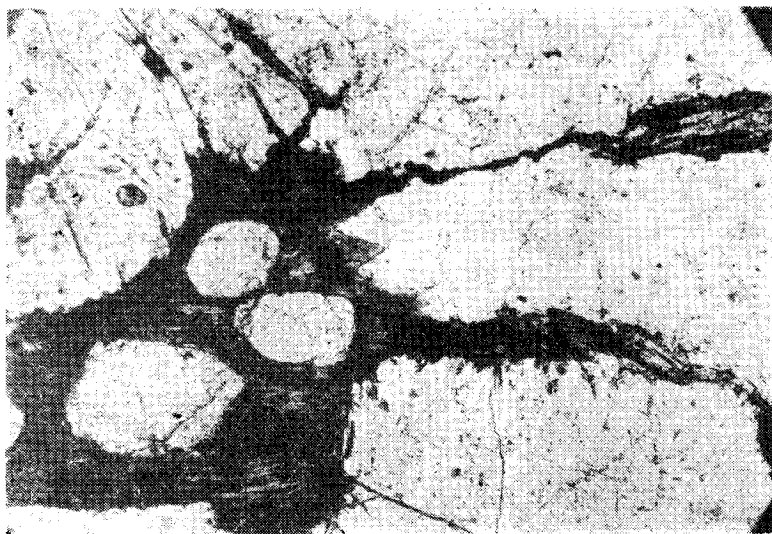


Рис. 29. Остатки биотита, уцелевшие от уничтожения привнесенным кварцем. При одном никеле, увел. 80.

Текстура сланцеватая и массивная. Уцелевшие от уничтожения прослой слюды (рис. 29) представлены хлоритизированным зеленым биотитом и тесно сросшимся с ним мусковитом, образованным за счет него. Наблюдается разъедание и поглощение слюды лейкократовым материалом. Лейкократовый материал, уничтожающий слюдяные прослой, представлен кварцем, плагиоклазом (Ap_{12-25}) и микроклином. В биотите видны включения сагенита. К остаткам слюдяных прослоев

часто приурочены цоизит и эпидот. Прослой слюды сильно укорочены; при росте новообразованных кристаллов плагиоклаза, кварца и микроклина прослой слюды изгибаются и разрываются. Новообразованные лейкократовые минералы включают в себя уцелевшие клочки слюды. К мусковиту часто приурочен рудный минерал, выделившийся, по-видимому, при мусковитизации биотита. Последовательность выделения кварца, плагиоклаза и микроклина аналогична вышеописанным породам.

Одним из характерных для данных сланцев является рудный минерал, выделившийся при мусковитизации биотита. Обильно содержатся включения волосовидного рутила в кварце и плагиоклазе.

Мусковитовые и хлорит-мусковитовые граниты фиксируются в ущельях рек Герхожансу, Кыртык, Тютюсу, Кизилкес и Адырсу, по левому склону долины р. Баксан. Породы светлые, иногда слегка желтоватые и розоватые; имеют массивную или сланцеватую текстуру. Минеральный состав: мусковит, плагиоклаз, кварц и микроклин.

Мусковит содержится в виде уцелевших от уничтожения прослоев. Образован по биотиту. Вдоль его трещин спайности нередко встречаются полосы почти полностью превращенного в хлорит буроватого биотита и обильные выделения сагенита, оставшиеся в сохранности после мусковитизации биотита. Часто наблюдается как кварц, разъедая мусковит, внедряется в него, разделяя пластинку мусковита на отдельные оптически одинаково ориентированные части, с возникновением микропегматитовидных образований. Вблизи этих микропегматитов видны многочисленные секущие волокна тремолита; $cNg = 5-15^\circ$. Мусковит сильно корродируется и замещается также плагиоклазом (Ap_{13-24}). Местами вокруг плагиоклаза уцелевает лишь тонкая каемка мусковита, имеющая иногда опять микропегматитовый облик, представляющий собой прорастания плагиоклаза и мусковита. В отличие от описанных выше гранитов, в данных гранитах из аксессуаров дополнительно содержится монацит; рутил встречается в виде включений в кварце.

Хлорит-мусковитовые граниты имеют подчиненное распространение. В этих гранитах сланцевые прослой представлены не слюдой, а хлоритом (пеннином), в тесном сростании с которым находится мусковит. Кроме того, среди аксессуарных минералов содержится сфен.

Порфировидные граниты встречены в основном в верховьях рек Сабалыксу, Адырсу и Тютюсу. Эти граниты характеризуются содержанием микроклина как в основной массе, так и в виде порфиробластов. Из слюд данные граниты содержат либо только биотит, либо биотит и мусковит. В зависимости от уменьшения количества плагиоклаза (Ap_{5-11}) и кварца, возрастает содержание микроклина. Иногда плагиоклаз почти полностью исчезает, остатки которого в виде небольших пойкилитовых и пертитовых включений наблюдаются в микроклине.

Гранатовые и гранат-силлиманитовые граниты. Первые из них встречены в верховьях р. Адырсу. Гранатовые граниты это биотитовые граниты, содержащие гранат. Гранат-силлиманитовые граниты зафиксированы по рекам Адырсу, Ирик и на левом склоне р. Кыртык. Они отличаются от гранатовых гранитов обильным содержанием силлиманита.

Гранат так же, как и sillиманит, является минералом метаморфитов, образованным в результате прогрессивного метаморфизма. Он часто встречается в мигматитах и гнейсах, но в связи с интенсивностью метасоматической гранитизации, протекавшей ретроградно, количество граната постепенно уменьшается, а в гранитах он исчезает полностью или почти полностью. В зависимости от количественной роли микроклина, являющегося продуктом конечной стадии метасоматической гранитизации, среди гранитоидов выделяются банатиты, гранодиориты, нормальные граниты и граниты субщелочные.

Аплиты и пегматоиды образуют жилоподобные тела среди мигматитов, гнейсов и гранитов. Аплиты по составу близки к мелкозернистым лейкократовым мусковитовым гранитам. Пегматоиды крупнозернистые породы пегматоидной структуры. Минеральный состав: пертитовый микроклин, в подчиненном количестве мусковит и кварц, в незначительном количестве плагиоклаз (альбит). Полоски альбита в пертитовом микроклине являются уцелевшими остатками от микроклинитизации плагиоклаза (Заридзе, Татришвили, 1952). Наблюдаются как двойниковые швы разъеденного микроклинитом плагиоклаза продолжают в плагиоклазе пертитовых полос. Мусковит пегматоидов крупночешуйчатый, корродированный, зазубренный. Нередко по трещинам спайности содержат выделения рудного минерала, местами замещенного гидроокислами железа. В пегматоидах обычно содержатся уцелевшие от метасоматоза прослоны сланцевого материала — слюда, кварц, плагиоклаз и др. Остатки от микроклинитизации исходного плагиоклаза порой окружены каймой альбита.

Химические особенности

Из химических анализов (табл. 21) сланцев, мигматитов, гнейсов, произведенных в петрохимической лаборатории кафедры минералогии и петрографии Грузинского Политехнического института им. В. И. Ленина, видно, что гнейсы от мигматитов отличаются высоким содержанием кремния и щелочей и низким кальция и магния. Сланцы (табл. 21, № 9, 10, 11) содержат кремнекислоту в еще меньшем количестве: в них подчиненную роль играет привнесенный материал. Преобладание в сланцах Na_2O над K_2O и относительно высокое SiO_2 говорит о том, что в начальной стадии преобразования амфиболитов происходили путем преимущественного привноса сперва кремния, затем натрия, и, наконец, калия.

Последние два анализа (№ 10 и 11), отвечающие весьма слабо инъецированным актинолит-цоизитовому и актинолитовому сланцам, по составу близки к основным магматическим породам. Более инъецированный флогопит-тремолитовый сланец (№ 9), в состав которого входит небольшое количество нацело серицитизированного плагиоклаза, инъецированный кварц и флогопитизированный тремолит содержат сравнительно с двумя другими сланцами большее количество SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Из химического состава гранитоидов (табл. 22) и их числовых характеристик по А. Н. Заварицкому (табл. 23) видно, что эти породы, хотя в целом и примыкают к средним составам гранитоидов, все же отличаются от них повышенным содержанием глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16, 52$, иногда 18, 50%). По А. Н. Заварицкому количество глинозема в гранитоидах не должно превышать 12,15%. Повышенное содержание глинозема встречается в кислых преимущественно калишпатовых гранитах. По

Таблица 21

Химический состав амфиболовых сланцев, мигматитов и гнейсов в весовых процентах;
аналитик Б. С. Нижегородце

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.п.	Сумма
1	65,01	0,59	16,01	0,53	4,00	2,75	0,06	4,23	1,39	3,59	0,12	0,40	0,26	0,62	99,56
2	71,21	0,25	15,98	1,13	1,26	0,98	0,04	2,18	4,83	1,67	0,19	0,13	0,20	0,47	100,52
3	74,13	сл.	13,75	1,26	1,29	0,97	0,04	1,49	3,25	2,54	0,18	0,11	0,13	0,72	99,86
4	70,80	0,24	15,49	2,15	1,20	1,47	0,06	2,05	3,63	1,62	0,21	0,13	0,16	0,54	99,75
5	61,53	0,77	17,33	1,16	5,77	3,61	0,09	2,25	4,69	1,12	0,26	0,24	0,34	0,79	99,95
6	72,00	0,16	15,25	0,44	0,92	1,32	0,03	1,07	4,64	3,11	0,13	0,15	0,24	0,32	99,78
7	59,66	0,90	16,21	0,96	5,39	4,01	0,11	2,95	4,67	2,19	0,20	0,14	0,27	1,93	99,59
8	61,96	0,15	15,62	3,08	5,32	3,62	сл.	3,92	0,75	3,33	—	—	0,20	1,91	99,67
9	54,05	0,72	13,39	5,40	3,39	7,43	0,11	4,93	4,93	1,05	0,18	0,12	0,31	3,23	99,24
10	44,01	0,32	20,66	6,76	2,92	7,45	0,12	12,16	1,83	0,75	0,12	0,10	0,34	2,64	100,18
11	48,35	0,75	10,42	7,36	1,23	13,79	0,21	11,13	4,85	0,42	0,23	0,10	0,23	1,69	100,76

1. Мигматит (левый берег р. Баксан).
2. Хлорит-мусковитовый гнейс (левый склон р. Баксан).
3. Хлорит-биотит-мусковитовый гнейс (левый склон р. Баксан).
4. Двуслюдяной гнейс (левый склон р. Тютюсу).
5. Мигматит (левый борт устья р. Адырсу).
6. Биотитовый гнейс (там же).
7. Мигматит (правый берег р. Адырсу).
8. Мигматит (р. Джугургау).
9. Флогопит-тремолитовый сланец (левый берег р. Адырсу).
10. Актинолит-цоизитовый сланец (правый берег р. Адырсу).
11. Актинолитовый сланец (правый борт р. Адырсу).

этой причине, помимо основных параметров $a:b=c:s$, вычислены также дополнительные числовые характеристики — a' , f' , m' и, кроме того, n , t , φ ; $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$.

Вследствие инертности глинозема, основная его часть не выносится при метасоматических процессах. Относительно низкое содержание кремнезема в некоторых гранитах и высокое содержание глинозема и щелочей указывает на характер исходных пород.

Выводы

Исследование породы бассейна р. Баксан позволяет прийти к следующим выводам.

1. Мигматиты, гнейсы и граниты образованы в результате диафтореза кристаллических сланцев. Мигматиты отличаются от гнейсов большим количеством реликтов материнских сланцев.

2. Сланцевая текстура гнейсов унаследована от сланцев, подвергшихся диафторезу. Очковая текстура в гнейсах возникает не в результате пластической деформации при динамометаморфизме, а вследствие раздвигания прослоев слюды при проникновении растворов и образовании минералов.

3. Процесс метасоматической гранитизации происходил в несколько стадий. Вначале образуется плагиоклаз (олигоклаз и олигоклаз-андезин) с одновременным растворением части сланцевого материала и выносом железа и магния, затем привносится почти исключительно кремний и, частично, натрий, а также в незначительном количестве хлор и фосфор. Привнос натрия вызывает альбитизацию плагиоклаза. Высвободившийся при частичной альбитизации кальций связывался с привнесенным хлором и фосфором, с образованием апатита. Если в исходной породе содержатся феррические минералы (амфибол), происходит их биотитизация, а затем мусковитизация биотита. При нарастании привноса калия позднее протекает микроклинизация, которая замещает плагиоклаз и кварц. Далее происходит затухание привноса калия и нарастание привноса кремния. В эти стадии образовались кварцевые жилки, секущие микроклины и сопровождающиеся иногда цоизитом и кальцитом.

4. По мере возрастания интенсивности метасоматоза происходит укрупнение чешуек биотита, представленных маложелезистой магниезальной разновидностью. С биотитизацией связано выделение циркона. После полного вытеснения биотита привнесенные кварцем рутил и циркон остаются включенными в кварц, реже эти акцессоры наблюдаются в плагиоклазе в случае замещения последним минералом биотита.

В гранитах гипидиоморфная структура нигде не наблюдается благодаря нарушению идиоморфизма слюд и плагиоклаза последующими процессами минералообразования. Переменные количественные соотношения кварца и полевых шпатов в гранитах говорят о различной степени гранитизации и калиевого метасоматоза на отдельных участках района. С увеличением количества микроклина сокращается содержание кварца и плагиоклаза.

5. Пертиты, наблюдавшиеся в гранитах, являются результатом незавершенной микроклинизации. Аналогично этому неполное уничтожение мусковита кварцем приводит к образованию кварц-мусковитовых микропегматитов.

Таблица 22

Химический состав гранитоидов р. Баксан в весовых процентах

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	64,45	72,50	67,07	64,90	69,00	72,00	72,76	65,46	70,17	64,97	70,9
TiO ₂	0,41	0,10	0,35	0,51	0,12	0,13	0,22	0,32	0,10	0,52	0,42
Al ₂ O ₃	17,02	17,86	15,83	16,70	16,60	14,90	14,53	18,50	16,73	15,56	12,2
Fe ₂ O ₃	1,92	0,88	1,68	1,90	1,81	1,40	1,83	0,52	0,29	1,82	2,1
FeO	2,20	0,61	2,38	3,80	1,58	1,40	0,62	2,77	0,46	2,59	1,72
MnO	0,04	0,73	1,48	1,73	1,64	0,02	0,03	0,04	0,01	0,09	0,09
MgO	1,63	0,20	0,29	0,03	0,05	0,57	1,28	2,15	0,79	2,19	1,74
CaO	2,44	0,84	2,49	2,62	1,21	0,86	1,13	2,08	1,88	3,92	2,08
Na ₂ O	3,01	3,12	4,91	3,22	2,56	2,90	4,07	5,20	5,02	3,45	2,98
K ₂ O	4,36	1,55	1,99	3,72	3,60	3,82	2,07	1,72	3,45	2,94	4,92
P ₂ O ₅	0,80	0,20	0,29	0,15	0,09	0,04	0,23	0,34	0,16	—	—
SO ₃	0,14	0,17	0,20	0,08	0,28	—	0,10	0,14	0,11	—	—
H ₂ O	0,50	0,16	0,30	0,31	0,42	0,34	0,28	0,30	0,16	0,10	0,09
и.п.п.	0,95	0,84	0,56	0,09	0,39	1,00	0,81	0,41	0,48	—	0,99
Сумма	99,87	99,76	99,82	99,76	99,36	99,78	99,96	99,95	99,82	98,25	100,23

1. Двуслюдяной гранит; левый берег р. Тютосу.
2. Мусковитовый гранит, мелкозернистый; левый берег ущелья р. Тютосу.
3. Биотитовый гранит; там же.
4. Биотитовый гранит; правый берег р. Тютосу.
5. Биотитовый гранит; правый берег р. Тютосу.
6. Двуслюдяной гранит; правый берег р. Тютосу.
7. Гнейсовидный гранит; левый берег устья р. Адьрсу.
8. Порфировидный гранит; левый берег р. Адьрсу.
9. Мусковитовый гранит; левый берег р. Кыртык.
10. Биотитовый гнейсовидный гранит; верховье р. Мкяра.
11. Длестокопратовый гранит; верховье р. Мкяра.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ пп	a	b	c	s	a'	b'	m'	c'	n	φ	t
1	13,06	8,96	3,06	74,91	44,96	43,41	31,00	0,44	51,06	18,6	0,47
2	8,45	13,7	0,95	77,3	87,85	10,74	8,41	0,15	7,6	5,65	0,08
3	13,90	5,85	3,097	77,21	21,3	69,54	42,36	0,045	79,2	25,88	0,35
4	12,42	10,23	3,13	74,2	36,00	52,00	28,66	0,046	57,1	16,00	0,55
5	10,7	11,9	1,4	76,0	66,7	25,00	22,2	0,021	53,08	12,22	0,08
6	7,44	8,61	0,98	78,9	67,1	29,08	18,32	0,015	54,08	13,7	0,083
7	7,60	7,05	1,32	80,02	64,48	28,97	28,03	0,020	75,00	20,66	0,25
8	13,5	11,58	2,45	72,45	48,00	25,71	30,28	0,037	85,35	34,28	0,36
9	15,85	2,78	2,28	79,20	35,00	30,00	47,50	0,033	69,23	10,00	0,06
10	12,1	8,81	4,44	75,1	—	48,4	44,3	7,23	65,1	18,3	0,5
11	13,2	7,82	1,32	78,1	—	45,9	37,8	16,2	48,0	23,4	0,42

6. Образование порфировидных гранитов с резким преобладанием микроклина над остальными минералами породы является одной из последних стадий калиевого метасоматоза.

7. Исследования, проведенные по выявлению ориентировки кварцевых зерен в мигматитах, гнейсах и гранитоидах, показали, что содержащие их породы подверглись сложным ориентирующим процессам, что подтверждается узорами диаграмм. В целом узор внутреннего строения рассмотренных пород обусловлен скользящими и вращательными движениями с возникновением R+S тектоника (Заридзе, Казахшвили, Манвелидзе, 1959).

ЛАБИНСКАЯ СЕРИЯ

БУУЛЬГЕНСКАЯ (КЛЫЧСКАЯ) СВИТА

Буульгенская свита развита от бассейна р. Теберда до истоков р. Большой Зеленчук. Мощность ее около 2 км. Она была описана нами под названием амфиболитовой свиты в 1951 г. (рис. 30). В дальнейшем она была описана рядом авторов и выделена под названием буульгенской свиты. В 1968 г. свита повторно была изучена авторами данной монографии.

Ниже приводится характеристика пород этой свиты, обнажающейся по р. Теберда (притоки Аманауз и Чатча) и р. Б. Зеленчук (р. Псыш). Здесь нами встречены следующие группы пород: метаморфизованные габброиды, амфиболиты, двуслюдяные и хлорит-плагиоклаз-кварцевые и другие сланцы, альбитовые кварциты.

Метаморфизованные габброиды

Породы серые разных оттенков, массивные или полосчатые.

Структура нарушенная панидиоморфнозернистая и нематограно-бластическая. Состав: плагиоклаз, амфибол, биотит, кварц, эпидотовый минерал, пренит, хлорит, рудный минерал, апатит, сфен. Биотит, кварц, эпидотовый минерал и хлорит содержатся во всех образцах одновременно, либо их количественная роль сильно варьирует. Из аксессуаров преобладает сфен и апатит.



Рис. 30. Инъекционный амфиболит, буульгенская свита, верховье р. Псыш.

Плагиоклаз обычно сильно изменен — сосюритизирован с выделением эпидотового минерала, вследствие чего иногда сохранены только его контуры. Местами наблюдается перекристаллизация плагиоклаза в кварц-плагиоклазовый агрегат зерен, в котором состав плагиоклаза отвечает An_{50} . Здесь, в противоположность реликтовому плагиоклазу, обнаруживается как бы процесс анортитизации, что, видимо, происходило в условиях высокой температуры. В этих разновидностях габброидов минералы, возникшие в результате высвобождения кальция, в частности эпидотовый минерал и апатит, обычно отсутствуют.

Амфибол представлен зеленой роговой обманкой (Ng зеленый, Np желтовато-зеленый; $cNg=15-17^\circ$, $2V_{np}=70^\circ$) и редко лучистым светло-зеленым, почти неплеохроирующим актинолитом ($cNg=12-15^\circ$; $2V_{np}=78^\circ$). Амфибол замещен часто нацело биотитом, редко эпидотовым минералом.

Эпидотовый минерал представлен собственно эпидотом и цоизитом. Он замещает в основном плагиоклаз, но встречаются также отдельные скопления его зерен вместе с биотитом и хлоритом (пеннинном).

Кварц образует жилки, скопления зерен и полосы. Зерна последних часто торцовые. Кварц содержится не во всех образцах или присутствует в ограниченном количестве. Его инъекционное происхождение сомнений не вызывает.

Среди метаморфизованных габброидов в истоках р. Аманауз севернее г. Псыш развиты более интенсивно преобразованные разности. По цвету они темно-зелено-серые, довольно плотные с редкими тонкими жилками кварца с примесью плагиоклаза. Амфибол расположен субпараллельно, обуславливая нематогранобластическую структуру (обр. 701). При возрастании лейкократового инъекционного материала (обр. 702, 703) происходит некоторая миграция амфибола и его укрупнение. Это вызывает разубоживание отдельных полос этим материалом и большую их контрастность в полосчатости (обр. 704, 705).

Далее (обр. 708) наблюдается постепенное возрастание укрупненного, в результате собирательной перекристаллизации, амфибола и его обособление в виде отдельных участков или полос. На последующей стадии (обр. 709) кварц-плагиоклазовые полосы теряют свою четкость; постепенно возникают лейкократовые плагиогранитоиды (обр. 712) с тенями пород субстрата (амфибола и продуктов его преобразования), представляющие собой в целом темневые мигматиты с расплывчатой полосчатостью, в которых полосы цветного минерала очень тонкие. Входящий в состав этих полос плагиоклаз, отвечающий Ap_{15-20} , местами имеет шахматное строение.

В некоторых разностях этих пород амфибол подвергнут интенсивной биотитизации (обр. 706, 710); в биотите видны уцелевшие реликты амфибола. Этим путем образуются амфибол-биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы, сланцеватость которых обусловлена появлением биотита. В относительно более интенсивно преобразованных сланцах полосчатость становится расплывчатой. Биотит, в свою очередь, частично переходит в хлорит с образованием биотит-хлоритовой массы, в которой содержится новообразованный гранат. Биотитизация амфибола, очевидно, вызвана привнесением калия, о чем свидетельствует наличие тончайших жилок калишпата (обр. 704), а также появление акцессориев — циркона и ортита — первого в биотитсодержащих, а второго в амфиболсодержащих породах, что характерно для палеозойских пород Кавказа. Плагиоклаз полностью или почти полностью очищается от продуктов его распада (сосюрита, эпидота). Наблюдается миграция эпидотового минерала в полосы, обогащенные амфиболом (обр. 711). Плагиоклаз (Ap_{30-35}) индивидуализируется с появлением двойниковой структуры.

Таким образом, последовательность преобразовательного процесса рассмотренных габброидов будет иметь следующий вид: габброиды-габбро-мигматиты → амфибол-биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы → лейкократовые плагиогранитоиды.

Амфиболиты

Амфиболиты в целом более темные, чем габброиды; они темно-серые, местами почти черные. По текстуре массивные или полосчатые, пльчатые (рис. 31 и 32).

Структуры: нематобластическая, гранонематобластическая, порфиробластическая. Состав: амфибол, плагиоклаз, пироксен, эпидотовые минералы, кальцит, биотит, микроклин, кварц, гранат, сфен, апатит, рудный минерал. Постоянно содержатся и количественно преобладают амфибол и плагиоклаз.

Амфибол компактный, частично замещен биотитом. Лучистая разность амфибола — актинолит имеет желто-зеленый цвет; он местами также замещен биотитом. Результаты измерения амфиболов приводятся в табл. 24; их химические составы даны в таблице 25.



Рис. 31. Северный Кавказ, верховье р. Большой Зеленчук (р. Гука).

Плагиоклаз мутный, сосюритизированный, местами нацело с выделением эпидотового минерала; иногда проявляется также пренитизация. Вследствие сильного разложения контуры данного плагиоклаза не четкие, расплывчатые. Наряду с разрушенным плагиоклазом, встречается и прозрачная его разновид, отвечающая альбиту. Этот плагиоклаз в виде скоплений зерен располагается между зернами кварца, иногда амфибола и образует жилки.

Моноклинный пироксен (авгит), содержащийся в малом количестве, почти бесцветный, с пятнами амфибола, который местами нацело замещен пироксеном $2V_{Ng}=48$, $cNg=40^\circ$.

Эпидотовый минерал почти полностью образован по плагиоклазу. В породе встречаются жилки цоизита и клиноцоизита. Пренит, который также является продуктом распада исходного плагиоклаза, образует бесцветные призмочки и радиально-лучистые агрегаты, а иногда — полосы и жилки.

Сфен в данных амфиболитах содержится постоянно и в большем, чем другие акцессоры, количестве. Он окрашен и плеохроирует. Зерна конвертообразные, округлые, иногда лишенные характерных очертаний. Гранат встречается в породах, содержащих кварц. Апатит присутствует в виде единичных зерен.

Кали-натровый полевой шпат, представленный микроклином, встречен лишь в двух образцах (№ 618, 619). Он образует хорошо очертанные кристаллы и скопления зерен с ясно выраженной микроклиновой штриховкой, а также секущие породу жилки.

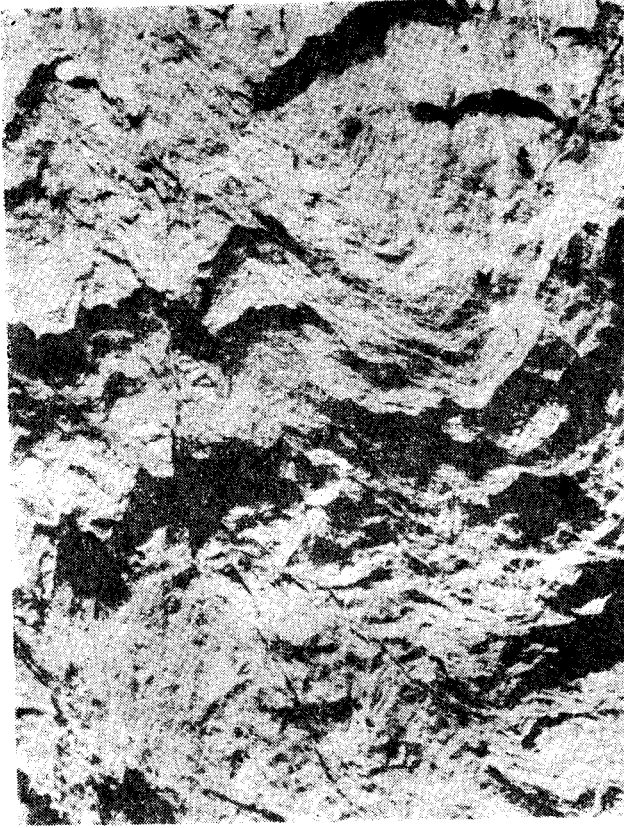


Рис. 32. Субпараллельно густо инъецированный
 плейчатый амфиболит; верховье р. Большой Зе-
 ленчук, левый склон р. Дука.

Среди рассмотренных амфиболитов встречаются разности, содержащие наряду с амфиболом в малом количестве биотит и плагиоклаз. Содержание биотита в значительном количестве обуславливает сланцеватую текстуру амфиболитов и возникают породы переходные между последними и плагиоклаз-биотитовыми сланцами. Данные породы серовато-коричневые, полосчатые. Наблюдается чередование амфибол-биотит-плагиоклазовых полос с инъецированными кварцевыми полосами. В первых из названных полос биотит располагается беспорядочно, реже его чешуйки имеют субпараллельное расположение. Состав: плагиоклаз, биотит, кварц, амфибол и акцессоры — сфен, рудный минерал, апатит, циркон.

Плагиоклаз частично сосюритизированный, иногда переполненный включениями мелких чешуек биотита и рудного минерала. Индивидуальности плагиоклаза местами неоднородные, состоящие из пластинок разного состава — от лабрадора до альбита.

Кварц торцовый; образует инъецированные полосы с небольшим количеством захваченных зерен плагиоклаза.

Биотит коричневый с резким плеохроизмом — Ng коричневый, Nr светло-желтый. Расположен в зернистой массе плагиоклаза беспорядочно; относительно крупночешуйчатая его разность образует пре-

Таблица 24

Результаты измерения амфиболов из амфиболитов буульгенской свиты

№ образца	2V _{np}	cNg	Ц в е т			Амфибол
			Ng	N _m	N _p	
607	74	10	зеленый	светло-зеленый	желто-зеленый	актинолит
608	68	13	"	"	"	"
617	81	11	светло-зеленый	очень светло-зеленый	почти бесцветный	актинолит-тремолит
618	78	12	зеленый	светло-зеленый	желто-зеленый	актинолит
619	82	16	"	"	"	"
625	78	20	темно-зеленый	зеленый	"	роговая обманка
653	76	15	светло-зеленый	очень светло-зеленый	почти бесцветный	актинолит-тремолит

Таблица 25

Химический состав амфиболов (1 и 2) из амфиболитов и биотитов (3, 4, 5, 6)
из биотит-кварц-плаггиоклазовых сланцев буульгенской свиты

№ пп	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
1	652	45,29	0,82	10,72	3,99	7,42	16,44	0,19	10,33	1,45	0,46	0,29	0,20	0,31	2,19	100,10
	654	10	210	50	103	408	3	184	47	9	2	34				
2	656	49,51	0,24	8,25	3,51	7,45	15,33	0,28	11,82	1,48	0,11	0,36	0,12	0,20	1,33	99,99
	841	3	161	44	103	380	4	210	48	2	22					
3	610	39,15	1,64	15,16	3,61	15,37	12,06	0,34	1,51	0,35	8,77	нет	0,15	0,32	1,45	99,88
	652	20	297	46	214	289	4	27	11	185	2	36				
4	611	38,50	1,96	17,40	2,89	16,95	9,11	0,36	0,15	0,96	9,88	нет	0,11	0,26	1,67	100,21
	641	25	342	36	236	226	5	3	31	9,10	2	38,				
5	614	42,06	1,94	15,87	2,92	14,84	9,12	0,46	0,48	0,96	8,92	нет	0,16	0,23	2,15	100,11
	700	24	312	36	207	226	7	9	31	188	2	25				
6	628	38,40	1,67	14,52	3,29	16,83	12,16	0,24	0,79	0,59	10,08	нет	0,13	0,22	1,24	100,16
	639	21	284	40	234	302	3	14	20	213	2	24				

Аналитик Б. И. Кобнашвили

Кристаллохимические формулы:

1. $(\text{Ca}_{1,56}\text{Na}_{0,39}\text{K}_{0,07})_{2,02}(\text{Fe}_{0,87}^{+2}\text{Mg}_{3,45}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{0,42}^{+3}\text{Ti}_{0,08}\text{Al}_{0,18})_{5,00} \cdot (\text{Si}_{6,40}\text{Al}_{1,60})_{8,00}\text{O}_{20,78}(\text{OH})_{1,22}(\text{OH})_2$
Недостаток H_2O около 1.2%.
 $F = 27,3$ ат. проц.
2. $(\text{Ca}_{1,78}\text{Na}_{0,41}\text{K}_{0,03})_{2,23}(\text{Fe}_{0,88}^{+2}\text{Mg}_{3,31}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,37}^{+3}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,38})_{5,00} \cdot (\text{Si}_{7,03}\text{Al}_{0,97})_{8,00}\text{O}_{21,86}(\text{OH})_{1,14}(\text{OH})_2$
 $F = 28,0$ ат. проц.
3. $[(\text{K}, \text{Na})_{0,90}\text{Ca}_{0,12}]_{1,02}(\text{Mg}_{1,36}\text{Fe}_{0,98}^{+2}\text{Fe}_{0,21}^{+3}\text{Mn}_{0,02}\text{Ti}_{0,09}\text{Al}_{0,34})_{3,00} \cdot (\text{Si}_{2,98}\text{Al}_{1,02})_{4,00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0,85}(\text{OH})_{1,15}]_2$
 $F = 46,5$ ат. проц.
4. $[(\text{K}, \text{Na}_{1,12}\text{Ca}_{0,02})]_{1,14}(\text{Mg}_{1,05}\text{Fe}_{1,09}^{+2}\text{Fe}_{0,17}^{+3}\text{Mn}_{0,02}\text{Ti}_{0,12}\text{Al}_{0,55})_{3,00} \cdot (\text{Si}_{2,97}\text{Al}_{1,03})_{4,00}\text{O}_{10}[\text{O}_{1,09}(\text{OH})_{0,91}]_2$
 $F = 54,6$ ат. проц.
5. $[(\text{K}, \text{Na})_{1,01}\text{Ca}_{0,04}]_{1,05}(\text{Mg}_{1,04}\text{Fe}_{0,96}^{+2}\text{Fe}_{0,17}^{+3}\text{Mn}_{0,03}\text{Ti}_{0,11}\text{Al}_{0,70})_{3,00} \cdot (\text{Si}_{3,25}\text{Al}_{0,75})_{4,00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0,43}(\text{OH})_{4,57}]_2$
 $F = 51,7$ ат. проц.
6. $[(\text{K}, \text{Na})_{1,07}\text{Ca}_{0,06}]_{1,13}(\text{Mg}_{1,39}\text{Fe}_{1,07}^{+2}\text{Fe}_{0,19}^{+3}\text{Mn}_{0,01}\text{Ti}_{0,10}\text{Al}_{0,24})_{3,00} \cdot (\text{Si}_{2,97}\text{Al}_{1,06})_{4,00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0,76}(\text{OH})_{1,24}]_2$
 $F = 47,6$ ат. проц.

рывистые полосы, среди которых наблюдаются уцелевшие остатки амфибола. К биотиту часто приурочен сфен и рудный минерал.

Амфибол голубовато-зеленый, плеохроизм слабый, встречается в виде остатков в скоплениях чешуй биотита; $cNg = 14^\circ$.

Двуслюдяные и хлорит-плагиоклаз-кварцевые и другие сланцы

Породы серые разных оттенков, зеленоватые, коричневатые; они тонкозернисто-сланцеватые.

Структура гранолепидобластическая. Состав: плагиоклаз, биотит, кварц, мусковит, хлорит, эпидотовый минерал, турмалин и акцессоры — апатит, рудный минерал, циркон, гранат, сфен.

Среди данных сланцев встречаются разности, в которых плагиоклаз отсутствует и ведущим становится кварц со значительной примесью слюды и хлорита. В виде акцессорного минерала в них появляется турмалин.

Плагиоклаз содержится постоянно, за исключением двух случаев, когда отсутствует, вследствие полного распада. Форма и величина зерен плагиоклаза различные, что зависит от степени коррозии принесенным кварцем. Плагиоклаз представлен в виде прозрачных сдвойникованных кристаллов альбита; местами наблюдаются сосюритизированные и серицитизированные мутные зерна с расплывчатыми контурами, по составу отвечающие более основному плагиоклазу, чем альбит, и секущиеся его тонкими жилками ($n = 1,535$). Альбит вместе с кварцем местами образует небольшие скопления зерен. Некоторые от-

носителем крупные кристаллы имеют пятнистое строение; показатель преломления пятен меньше, чем у канадского бальзама; они, по-видимому, составляют калишпат (микроклин), образованный в результате неравномерной слабой микроклинизации.

Кварц самый поздний инъецированный минерал. Не совсем ясно происхождение относительно крупнозернистого волнистопогасающего кварца, окруженного мелкозернистым кварцем, но тесная его связь с последним и общее катаклазирование породы указывает на одинаковый генезис мелких и крупных зерен кварца.

Биотит темно-красно-коричневый с резким плеохроизмом; он разночешуйчатый; чешуйки достигают $0,15 \times 0,40$ мм. В биотит иногда включены неправильной формы зазубренные зерна апатита. Его образование по амфиболу обычно сомнений не вызывает.

Химический состав биотита приводится в таблице 25.

Хлорит (пеннин) зеленый и светло-зеленый ($Ng-Np=0,004$), является то ведущим минералом, то почти отсутствует. Его количественная роль уменьшается в образцах развитием слюд. Иногда он загрязнен сосюритоподобным веществом с выделением тонких иголок и волокон актинолита.

Мусковит в основном призматический, ориентирован вдоль сланцеватости породы, сопряжен со слюдами и хлоритом. Связанные с плагиоклазом пятнистые чешуйки мусковита, образованы, очевидно, в результате собирательной кристаллизации серицита, возникшего, в свою очередь, по плагиоклазу.

Гранат бесцветный, распределен участково среди скоплений чешуек биотита, реже в полосах кварца. Биотиты, соприкасающиеся с гранатом, зеленого цвета, здесь же наблюдается хлоритизация биотита. Видимо, окраска биотита и его хлоритизация находятся в тесной связи с возникновением граната, замещающего биотит.

Апатит, как аксессуарный минерал, в некоторых образцах развит довольно сильно. Размер его зерен порой достигает $0,5 \times 1,3$ мм. Он часто ксеноморфен, контуры зазубрены, приурочен к плагиоклазу и его выделение связано с ним. Циркон связан с биотитом. Сфен попадает редко, часто он лишен кристаллографических очертаний — скелетообразный. К нему порой приурочен встречающийся в переменном количестве рудный минерал.

Альбитовые кварциты

Цвет этих пород светло-серый, почти белый. Они массивные, едва полосчатые; состоят главным образом из альбита ($n=1,534$) и кварца. В незначительном количестве наблюдаются пренит, цоизит и тончайшие жилки калишпата. Кварц является результатом обильного приноса кремния, вытесняющего все основные составляющие исходной породы. Количественная роль альбита зависит также от интенсивности кремниевого метасоматоза.

Химические особенности

Для химической характеристики пород было произведено 7 анализов (табл. 26). В двух случаях вычислены средние значения для однотипных пород в весовых процентах. Два средних анализа и четыре анализа отдельных пород (анализ амфиболита используется повторно) пересчитаны на атомные количества и высчитаны формулы Т. Барта.

Химический состав пород буулгенской свиты в весовых процентах с вычислением в двух случаях средних значений для однопитных пород, пересчитанных на атомные количества

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.	Сумма	Название породы	Формулы Т. Барга
1	620	49,78	1,20	16,96	2,72	6,71	0,17	4,84	10,32	2,84	0,94	0,13	0,30	0,28	2,20	99,39	Сосюритизированное габбро	
2	618	51,30	1,76	14,32	1,47	9,43	0,28	6,33	10,32	2,18	1,10	0,14	0,29	0,20	0,92	100,04	Рассланцованное габбро (амфиболит)	
Среднее		50,43 842	1,48 19	15,64 306	2,09 26	8,07 112	0,22 3	5,58 139	10,32 184	2,51 80	1,02 22	0,13 0	0,29 4	0,24 28	1,56	99,69		$K_{13}Na_{47}Ca_{105}Mg_{91} \cdot (Fe^{+2} + Fe^{+3})_{82}Al_{178}Ti_{11}Si_{490} \cdot P_2(O_{1595}OH)_6$
3	628	64,05 1057	0,78 10	13,92 272	0,10 1	5,20 72	0,44 6	4,24 105	5,75 102	1,06 36	2,71 58	0,06 0	0,39 6	0,12 14	1,44	100,27	Окварцованное и биотитизированное габбро	$K_{39}Na_{30}Ca_{35}Mg_{57} \cdot (Fe^{+2} + Fe^{+3})_{43}Al_{148}Ti_5Si_{582} \cdot P_2(O_{1592}OH)_8$
4	618	51,30 854	1,76 22	14,32 280	1,47 18	9,43 131	0,28 4	6,33 156	10,32 184	2,18 70	1,10 24	0,14 0	0,29 4	0,20 22	0,92	100,04	Рассланцованное габбро (амфиболит)	$K_{14}Na_{41}Ca_{107}Mg_{91} \cdot (Fe^{+2} + Fe^{+3})_{88}Al_{168}Ti_{13}Si_{496} \cdot P_2(O_{1587}OH)_{13}$
5	619	65,74 1095	0,76 10	17,44 343	0,15 2	3,54 49	0,10 1	0,86 21	2,36 40	3,03 96	3,32 92	0,14 0	0,32 4	0,24 28	0,80	99,80	Окварцованный и микроклитизированный амфиболит	$K_{90}Na_{92}Ca_{92}Mg_{117} \cdot (Fe^{+2} + Fe^{+3})_{27}Al_{189}Ti_5Si_{659}P_2(O_{1585}OH)_{15}$
6	622	71,30	0,52	13,96	0,07	4,20	0,05	1,54	1,47	2,79	3,10	нет	0,27	0,08	0,68	100,13	Гранат-биотит-плагноклаз-кварцевый сланец	
7	627	69,40	0,60	13,39	0,09	5,58	0,17	2,88	2,65	1,75	2,35	0,20	0,29	0,16	0,76	100,27		
Среднее		70,35 1171	0,56 7	13,17 257	0,08 1	4,89 68	0,11 1	2,21 55	2,06 38	2,27 73	2,72 58	0,20 0	0,28 4	0,12 14	0,72	99,74		$K_{31}Na_{48}Ca_{91}Mg_{90} \cdot (Fe^{+2} + Fe^{+3})_{98}Al_{139}Ti_4Si_{683}P_2(O_{1592}OH)_9$
8	624	79,12 1315	0,30 4	10,51 206	0,43 6	8,88 12	0,10	0,43	1,91	3,87	0,88	0,20	0,24	0,08	0,46	99,31	Альбитовый кварцит	$K_2Na_{68}Ca_{17}Mg_5 \cdot (Fe^{+2} + Fe^{+3})_9 \cdot Al_{108}Ti_2Si_{659}P_2(O_{1591}OH)_6$

Аналитик Б. И. Кобишвили

Как видно из анализированных трех образцов (в табл. 26, № 1, 2, 3), исходные габбро в значительной степени преобразованы. Соответственно мы имеем сосюритизированное, рассланцованное и окварцованно-биотитизированное габбро. Химические анализы показывают, что первые два габбро сравнительно с третьим, хотя и преобразованы относительно слабо, все же его состав заметно отличается от габбровых пород. Что касается окварцованного и биотитизированного габбро, то в нем, в отличие от первых двух, наблюдается привнос ионов калия и кремния, соответственно 19 и 88, и вынос ионов натрия — 27, кальция — 50, магния — 24, железа — 39, алюминия — 30 и титана — 11 (табл. 27). Движение воды в наших анализах не поддается правильному учету, так как в них не приводится содержание конституционной воды (H_2O^+).

Для пород, рассматриваемых нами в качестве продуктов преобразования амфиболитов, результаты привнесенных и вынесенных ионов приведены в таблице 27. Преобразованные породы сравниваются с амфиболитом (табл. 26, № 4). В окварцованном и микроклинизированном

Таблица 27

Количество привнесенных и вынесенных ионов, по Т. Барту, для преобразованных амфиболитов буульгенской свиты (№ 5, среднее по 6, 7 и 8), сравниваемых с амфиболитом (№ 4)

	Na	K	Ca	Mg	Fe ⁺² + Fe ⁺³	Al	Ti	Si	P	O	OH	Преобразованная горная порода
Привнос		36				26	0	93	0		2	Окварцованный и микроклинизированный амфиболит
Вынос	11		85	46	61		0		0	2		
Привнос	8	17						137	0	5		Гранат-биотит-плагноклазовый сланец
Вынос			86	61	50	24	9		0		5	
Привнос	22	4						163	0	7		Альбитовый кварцит
Вынос			90	86	79	60	9		0		7	

амфиболите наблюдается привнос калия (36 ионов), алюминия (26 ионов) и кремния (93 иона) и вынос основных элементов; в гранат-биотит-плагноклаз-кварцевом сланце еще больше возрастает кремний (137 ионов) за счет снижения количества привнесенных ионов калия. В этих породах обнаруживается привнос также натрия (8 ионов). В альбитовом кварците резко возрастает количество привнесенного кремния (163 иона) и вынесенных основных элементов. Снижается количество калия (4 иона) и увеличивается количество натрия (22 иона).

Выводы

1. Изучение буульгенской свиты подтверждает наше прежнее предположение о том, что исходные породы свиты в основном были сложены базальтами, претерпевшими прогрессивный региональный метаморфизм с образованием метаморфизованных габброидов и амфиболитов.

Породы впоследствии подверглись диафорезу, выразившемуся в кремниевом и калиевом (биотитизация, слабая микроклинизация) метасоматозе. В результате этих процессов возникли различные кристаллические сланцы — двуслюдяные, хлорит-плагиоклаз-кварцевые и др.

Развитие регрессивного метаморфизма, вследствие привноса входящими растворами, в основном кремния и калия, и выноса основных элементов — кальция, магния и железа, доказывается также петрохимически.

2. В буульгенских амфиболитах и габброидах, с учетом наших ранних исследований (Заридзе, Татришвили, 1953), имеются следующие минеральные парагенезисы: сине-зеленая роговая обманка-цоизит-клиноцоизит (альмандиновая минеральная зона); плагиоклаз (андезин, олигоклаз)-сине-зеленая роговая обманка-эпидот (альмандиновая зона); плагиоклаз-сине-зеленая роговая обманка-авгит (альмандиновая зона), отвечающие амфиболитовой фации; альбит-эпидотовый минерал-хлорит (хлоритовая и биотитовая зоны; зеленосланцевая фация).

В соответствии с классификацией А. Миширо (Miyashiro, 1961), тип метаморфизма определяется как андалузит-силлиманитовый. По легенде составителей карты регионального метаморфизма СССР, породы буульгенской свиты относятся к типу метаморфизма низких давлений (рис. 1) — фация куммингтонитовых амфиболитов (серия А), хотя содержащийся в ней амфибол представлен зеленой и сине-зеленой роговой обманкой.

Среди тех же пород буульгенской свиты наблюдаются ассоциации, отвечающие эпидот-амфиболитовой фации: роговая обманка-олигоклаз-эпидот-биотит (-кварц) и роговая обманка-олигоклаз-эпидот-альмандин.

ЛАБАРДАНСКАЯ СВИТА

В северной части зоны Главного хребта, на границе с зоной Передового хребта развита лабарданская свита, сложенная из амфиболитов и роговообманковых и слюдяных сланцев.

В ущелье р. Лабардансу — правого притока р. Чегем, обнажается массив, сложенный инъецированными габбро и амфиболитами, переходящими в результате инъекционного метаморфизма (метасоматизма) в различные метаморфические породы.

В состав описанных нами пород свиты, входят следующие переходящие друг в друга породы: габбро роговообманковые с биотитом и гранат-роговообманковые, окварцованные амфиболиты с незначительным содержанием плагиоклаза, с хлоритом и серпентином, окварцованные амфиболиты; эпидот-амфиболовые, эпидот-кварц-амфиболовые, гранат-тальк-амфиболитовые, плагиоклаз-кварц-гранат-амфиболовые, хлорит-серпентин-плагиоклаз-эпидот-цоизит-кварц-амфиболовые и слюдисто-кварцевые породы; гранатовые кварцевые диориты, послойные мигматиты и др. Описание всех названных пород приводится в объединенном виде.

Амфиболиты и различные метаморфиты

Макроскопически породы различного цвета; они почти черные, темно-серые, серые и темно-зелено-серые.

Текстура в различной степени сланцеватая, полосчатая, реже массивная. Породы иногда смятые. Структура гранонематобластическая,

нематобластическая, панидиоморфная, иногда переходящая в порфиروبластическую, обусловленную появлением граната, порфиروبластическая с пойкилобластической либо гранобластической основной тканью.

Состав: амфибол, плагиоклаз, биотит, кварц, редко остатки пироксена, мусковит, серицит, хлорит, серпентин, хлорсерпентин, тальк, карбонат, эпидотовый минерал, представленный иногда цоизитом, сосюрит, гранат и акцессоры — рутил, сфен, апатит, ильменит, циркон, гранат.

Амфибол зеленовато-сине-голубой и голубовато-зеленый с ясным плеохроизмом от зеленовато-синего до бесцветного, пропитанного пылью рудного минерала, либо грязно-зеленый и светло-зеленый, почти бесцветный, не плеохроирующий, иногда обнаруживающий лучистое строение. Формы амфибола призматические, таблитчатые, реже восьмигранные. В последнем случае он является псевдоморфозой по пироксену, остатки которого сохранены. Призматические кристаллы вытянуты вдоль сланцеватости. Амфибол часто замещается эпидотовым минералом и нередко одновременно сфеном. В других случаях он преобразуется в биотит и хлорит. Фиксируются случаи серпентинизации, оталькования и карбонатизации амфибола; $cNg = 10-14^\circ$. Кристаллы иногда выделяются

своим размером, придавая породе порфиروبластический вид. Размер зерен: $0,2 \times 1,5 - 0,8 \times 15$ мм; $0,3 \times 1,0 - 0,7 \times 4,0$ мм. В отдельных образцах (амфиболитах) количество роговой обманки достигает 80—95%. В амфиболитах р. Лабардансу (ущелье р. Чегем) была определена железистость роговой обманки 21,4 и 24,0 (см. химический состав роговых обманок, табл. 28).

Термодиаграммы роговых обманок тех же образцов приводятся на рис. 33.

Пироксен ($cNg = 39-42^\circ$) встречается редко в виде небольших остатков, представляющих, по-видимому, главный минерал исходной породы. Он переполнен актинолитом, образующим также бахрому вокруг него. Формы пироксена редко призматические, обычно причудливые, без каких-либо кристаллографических очертаний. Они окружены плагиоклазом. Актинолит замещается красновато-коричневым биотитом с выделением большого количества мельчайших зерен рудного

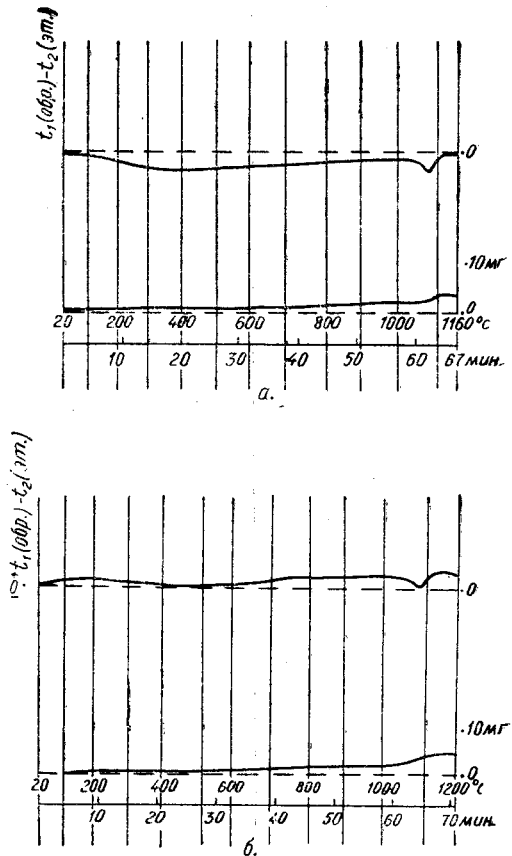


Рис. 33. Термограммы. Потери: а—2,09%, б—1,84%. Режим работы: термовесовая установка «АТВУ-5», термопара—платина—платино-родисовая, скорость нагрева—16—17° в минуту. Эталон Al_2O_3

Таблица 28
Химический состав роговых обманок и гранатов пород лабарданской свиты бассейна р. Чегем (р. Булунгусу)
в весовых процентах

Окси- лы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₆	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O-	лпп	Сумма
1	48,82	0,51	10,61	2,52	6,09	17,34	0,17	8,73	1,94	0,21	сл.	0,08	0,37	2,78	100,17
2	48,08	0,66	11,46	3,14	6,16	15,84	0,15	8,71	2,26	0,40	сл.	0,09	0,38	2,13	100,03
3	46,54	0,66	16,43	3,50	19,22	5,52	0,80	6,47	0,21	нет	сл.	0,18	0,07	0,63	100,23
4	39,76	0,43	22,16	1,59	22,09	5,80	0,88	6,66	нет	нет	сл.	нет	0,21	0,59	100,17

Аналитик Б. И. Кобашивили

1. Роговая обманка из хлорит-серпентин-плагноклаз-элидог-доизит-кварц-роговообманковой породы (обр. 1586).
2. Роговая обманка из амфиболита с хлоритом и серпентином (обр. 1579).
3. Гранат из гранат-кварц-роговообманковой породы (обр. 1584).
4. Гранат из плагноклаз-гранат-кварц-эпидотовой породы (амфиболит, обр. 1600).

Общая железистость: F = 21,4 (1); F = 24,0 (2); F = 69,5 (3); F = 69,4 (4).

минерала. Биотит, в свою очередь, переходит в хлорит, в ассоциации с которым фиксируется серпентиноподобный минерал.

Плагиоклаз (альбит) представлен в виде вытянутых вдоль сланцеватости сплошных прослоев, сложенных крупными ($1,5 \times 2,0$ мм) кристаллами. Наблюдается и равномерное расположение плагиоклаза. Несколько отличается он в инъецированных и сильно преобразованных амфиболитах — послойных мигматитах. В них рассматриваемый минерал входит в основную массу, а также образует порфиробласты. Размер зерен от $0,7 \times 0,7$ до $1,5-1,9 \times 2,2$ мм. В трещинах выделены карбонат, хлорит и единичные чешуйки мусковита. Порфиробласты плагиоклаза так же как и зерна этого минерала, содержащиеся в основной массе, несдвойникованные; их контуры зазубренные, наиболее крупные отдельные кристаллы или совокупность 3—4 кристаллов часто раздвигают обволакивающую их основную ткань. Плагиоклаз основной ткани ассоциирует с привнесенным кварцем. В отдельных случаях четко наблюдается разъедание и замещение порфиробластическим плагиоклазом граната.

Биотит встречается только в преобразованных породах, в частности, в некоторых мигматитах. В его скоплениях содержатся остатки амфибола, что указывает на происхождение первого минерала за счет второго.

Кварц содержится только в инъецированных и преобразованных породах. Его количество в различных образцах варьирует от 3—4 до 10%. Он обычно приурочен к плагиоклазу и нередко образует скопления. Наблюдаются и торцовые зерна кварца, располагающиеся в виде полос. Размер зерен, как правило, небольшой ($0,1 \times 0,2-0,4 \times 0,7$ мм). Вместе с кварцем местами присутствует карбонат, содержащийся иногда независимо от кварца.

Мусковит встречается редко только в мигматитовых разностях пород; он вместе с хлоритом, либо с хлоритом, карбонатом и кварцем образует прерывистые, несколько изогнутые порфиробластами граната полосы.

Хлорит в небольшом количестве содержится в основной ткани либо слагает сплошные полосы сланцеватых пород. К нему иногда приурочен циркон с плеохроичным ореолом.

Тальк содержится в небольшом количестве в полосах вместе с плагиоклазом, хлорсерпентином, серпентином, кварцем и биотитом, присутствующим в весьма малом количестве. Судя по ассоциации минералов, рассматриваемый минерал можно принять за мусковит, однако незначительное содержание в химическом анализе породы K_2O (0,38, 0,38, 0,40) исключает такое допущение; $n=1,591$.

Эпидотовый минерал, довольно распространенный для данных пород, расположен кучно, между кристаллами амфибола, за счет которого, по-видимому, и возникает, образуя не псевдоморфозы, а выпавшие из раствора кристаллы. Иногда расположение призмочек цоизита субпараллельное.

Рутил образует разной величины и формы желтовато-оранжевые зерна, окаймленные иногда сфеном. В некоторых образцах количество сфена значительное. Местами видно частичное, либо полное замещение рудного минерала лейкоксеном и сфеном. Размер зерен сфена достигает $0,5 \times 1,0$ мм.

Гранат грязно-серый, непрозрачный, землистый и бесцветный; приурочен преимущественно к эпидотовой части породы. В некоторых породах он испещрен тонкими жилками позднего кварца, что касается

раннего кварца, то он догранатовый, так как порфиробласты граната раздвигают основную ткань породы, также содержащую кварц. Кроме того, он включает ранний кварц, пироксен и амфибол. Трещиноватые и раздробленные крупные зерна граната иногда залечиваются тальком, реже биотитом, хлоритом, серпентином, плагиоклазом и рудным минералом. Оторванные части раздробленного порфиробластического граната расположены субпараллельно, совпадая с общим расположением минералов в породе. Гранат замещается и постепенно вытесняется плагиоклазом, кварцем, хлоритом и другими минералами. Размер граната достигает 1 см в диаметре (рис. 34).

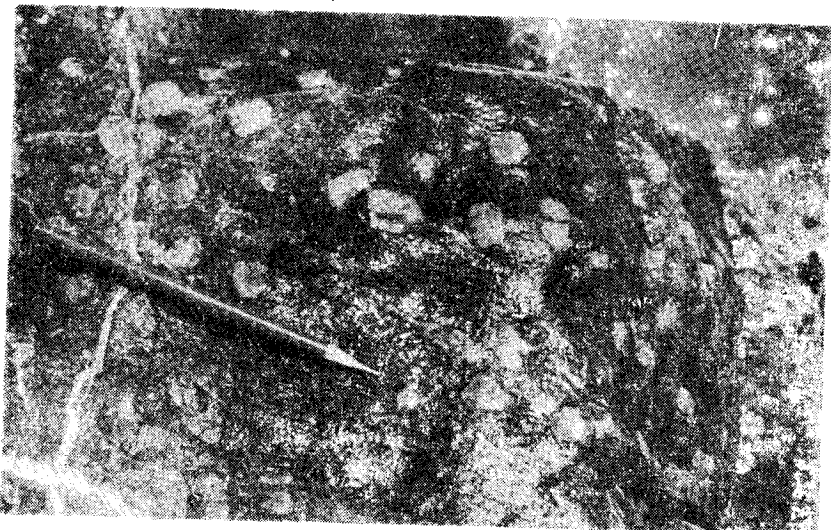


Рис. 34. Лабарданская свита. Плагиоклаз-гранат амфиболовая порода. р. Лабардансу, в 2 км выше ее впадения.

В двух образцах (№ 1584 и 1600) определен химический состав гранатов (табл. 28), которые пересчитаны на нормативные компоненты. Альмандиновый, пироповый и спессартиновый компоненты определялись соответственно по FeO , MgO и MnO ; андрадитовый — по Fe_2O_3 , а гроссуляровый — по остатку CaO : альмандин — 50,8 и 53,7, пироп — 25,9 и 24,2, андрадит — 12,7 и 5,3, спессартин — 2,1 и 2,2, гроссуляр — 8,5 и 14,6.

Апатит порой содержится в значительном количестве, обычно же присутствует в виде единичных зерен. В некоторых породах имеет плосчатое расположение. Иногда скопления апатита наблюдаются в местах развития граната. Зерна его изометрические, округлые и призматические; оптическая их ориентация одинаковая. В некоторых породах апатит образуется путем замещения граната (рис. 35). Размер зерен апатита $0,2 \times 0,3$ — $0,3 \times 0,5$ мм, реже $1,5 \times 1,5$ мм. Химический состав амфиболитов р. Лабардансу приводится в таблице 29.

Химический состав пород лабарданской свиты (амфиболитов) бассейна р. Чегем (р. Лабардансу)

№ п/п	№ образца	Окислы в весовых процентах и соответствующие им молекулярные количества													Название породы		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn ₂ O	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ΣO ₃	P ₂ O ₅	Влага		ППП	Сумма
1	1579	47,76	0,71	12,80	3,42	6,26	0,13	14,81	7,20	2,88	0,38	0,14	0,08	0,27	3,28	100,12	Амфиболит с плагиоклазом, хлоритом и серпентином
2	1583	44,96	0,36	13,98	2,90	5,32	0,14	14,06	10,79	1,90	0,43	0,14	0,03	0,27	2,93	100,21	Эпидот-амфиболовая
3	1584	50,38	0,54	18,14	0,77	5,96	0,12	9,41	8,32	2,50	0,40	0,47	0,20	0,49	2,61	100,31	Гранат-кварцевая
4	1585	47,34	0,49	18,24	4,35	9,45	0,35	7,27	5,53	2,88	0,38	1,16	0,17	0,28	2,02	99,91	Гранат-талк-амфиболовая
5	1586	48,62	0,56	12,64	3,32	5,25	0,13	15,57	7,30	2,26	0,40	0,23	0,28	0,15	3,25	100,37	Хлорит-серпентин-плагио-клас-кварц-амфиболовая
6	1587	41,08	1,11	16,54	4,31	8,68	0,28	12,89	7,71	1,83	0,21	0,64	0,30	0,44	4,27	100,22	Гранат-амфиболовая
7	1588	45,49	0,20	19,76	2,70	2,66	0,14	11,06	11,54	1,67	0,87	0,23	0,12	0,49	3,41	100,33	Тальк-эпидот-амфиболовая
8	1589	48,31	0,45	15,80	4,11	10,44	0,15	9,24	7,82	2,26	0,40	нет	0,14	0,19	0,78	100,09	Кварц-гранат-амфиболовая
9	1591	53,46	0,46	17,94	0,24	8,70	0,14	5,90	5,00	2,68	1,30	0,81	0,55	0,22	1,66	99,88	Габбро метаморфизованное с биотитом
10	1593	59,15	0,38	18,19	1,23	5,23	0,08	3,66	3,00	2,77	1,13	0,61	0,31	0,52	3,18	100,04	Метакварцевый диорит
11	1598	57,01	0,70	17,74	1,16	6,39	0,13	5,68	6,25	2,59	0,58	0,64	0,22	0,33	0,92	100,34	Инъекционный амфибол

Аналитики К. Ш. Мтиулишвили и Б. И. Кобиашвили

Выводы

1. Характерной особенностью лабарданской свиты р. Чегем является то, что она сложена исключительно из амфиболитов и продуктов их преобразования, связанных друг с другом постепенными переходами. Исходными породами амфиболитов являлись базиты. Метаморфизованные седиментогенные породы в лабарданской свите р. Чегем не фиксируются. Исходные породы свиты, видимо, слагали либо мощную (в несколько сотен метров) пачку вулканогенных образований, входящих

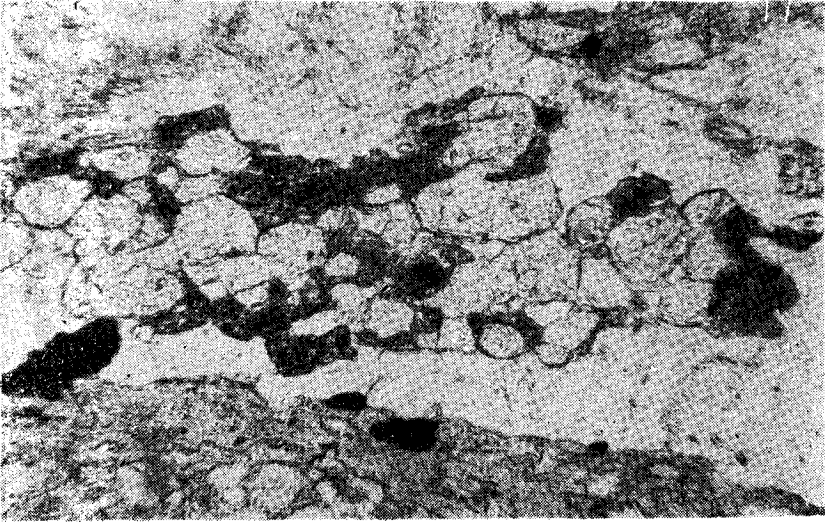


Рис. 35. Замещение граната апатитом. При одном никеле, увел. 60.

в состав вулканогенно-осадочной геосинклинали (эвгеосинклинали), либо являются аналогами буульгенской свиты, т. е. представляли дно изначальной геосинклинали Большого Кавказа, впоследствии подвергшиеся диафорезу в различной степени. В результате регрессивного метаморфизма по габбро и амфиболитам возникли окварцованные хлоритизированные и серпентинизированные амфиболиты. Кроме того, образовались эпидот-амфиболовые, эпидот-кварц-амфиболовые, гранат-талк-амфиболовые, плагиоклаз-кварц-гранат-амфиболовые, хлорит-серпентин-плагиоклаз-эпидот-цоизит-кварц-амфиболовые и слюдисто-кварцевые породы, а также послойные мигматиты и гранатовые кварцевые диориты в подчиненном количестве.

2. Из химических анализов видно, что самое низкое содержание SiO_2 (41,08; 44,96; 45,49) обнаруживают гранат-амфиболовая, эпидот-амфиболовая и талк-эпидот-амфиболовая породы (табл. 28, № 6, 2, 7), а наиболее высокое — метаморфизованное габбро с биотитом, инъецированный амфиболит и (мета)кварцевый диорит (53,46; 59,15; 57,01). Последние три породы характеризуются также высоким содержанием щелочей, особенно K_2O . В тех же трех породах резко снижается процентное содержание окислов основных элементов, что особенно наглядно проявлено в отношении MgO .

3. Лабарданская свита по составу входящих в нее пород резко отличается от безенгийской. Она представлена почти исключительно

метаморфизованными основными породами. Мигматиты, гнейсы и гранитоиды, столь характерные для безенгийской свиты, в составе лабарданской свиты не встречаются или играют весьма подчиненную роль. Если исследователи (Снежко, 1968) правильно относят к ней некоторые выходы этих пород.

АМАНЧАТСКАЯ СВИТА

Метаморфиты аманчатской свиты занимают узкую полосу в области сочленения тектонических зон Главного и Передового хребтов от р. Баксан до р. Теберда. Небольшой выход аманчатской свиты известен в ущелье р. Чегем в 400 м к югу от места впадения в нее правого притока р. Лабардансу. Мощность свиты в бассейне р. Баксан, видимо, около 3 км, если считать мигматиты, гнейсы и граниты, образованные метасоматическим путем по метаморфитам аманчатской свиты, в других местах ширина свиты измеряется несколькими сотнями метров. Возраст аманчатской свиты в настоящее время определяется пределами среднего палеозоя.

В бассейне р. Баксан аманчатская свита слагает три продольные узкие полосы (блока), в состав которых входят различные метаморфиты (Кизевальтер, 1948, 1956). Северная полоса сложена хлорит-мусковитовыми сланцами, среди которых имеются раздробленные полимиктовые песчаники (см. характеристику разрезов), в средней полосе наблюдается резко очерченное тело, состоящее из раздробленных полимиктовых песчаников и катаклазированного габбро, вмещающее пегматоидную дайку. По-видимому, вдоль границы среднего и южного блоков размещено серпентинитовое тело мощностью около 120 м. В южной полосе развиты различные метаморфиты: хлорит-плаггиоклазовые породы, хлорит-мусковитовые и кварц-биотитовые сланцы, имеющие бластосаммитовую структуру, раздробленные и окварцованные габбро, кварц-актинолитовые породы, мигматиты, гнейсы и граниты, включающие уцелевшие останцы аманчатских сланцев.

Породы аманчатской свиты бассейна р. Баксан изучались Г. М. Заридзе и Т. Г. Казахашвили (1961), а в 1964 г. выход данной свиты был изучен Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили. Ниже приводится описание пород свиты по данным названных авторов.

По р. Чегем охарактеризованы: кварц-полевошпатовые породы, толстослоистые порфиробластические мигматиты и гранат-биотит (-мусковит)-кварц-плаггиоклазовые сланцы. Все эти породы катаклазированы и смяты. По ущелью р. Кестанты, в районе вершин гор Аманбаш и Аманчат, в долине р. Баксан и на водоразделе рек Баксан и Герхожан свита сложена метаморфизованными терригенно-осадочными и вулканогенными породами, среди которых значительно развиты ныне преобразованные основные магматические породы типа габбро-диабазов. В составе аманчатской свиты выделены: слюдяные сланцы, кварц-хлорит (-гранат-плаггиоклаз)-мусковитовые, альбитизированные слюдяные, андалузит-силлиманит-двуслюдяные, кварц-хлорит-плаггиоклазовые и кварц-актинолитовые сланцы, порфириты и диабазо-порфириты, габброиды, амфиболиты, серпентиниты, гранитизированные полимиктовые песчаники, кварц-биотитовые роговики, мигматиты, гнейсы, граниты и пегматоиды.

Характеристика разрезов

С целью проследить постепенную смену пород в рассматриваемой свите, приведем описание нескольких разрезов.

Разрез по р. Кестанта. В низовьях реки развита т. н. ха-саутская свита с дайками гранитов. Выше выступают породы чегемской свиты, а затем т. н. верхнепалеозойская кестантинская свита, сложенная песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами, содержащими гальки гранитоидов Главного хребта. Кестантинская свита образует антиклинальную складку, в ядре которой расположена аманчатская свита; на ней трансгрессивно располагается кестантинская свита с базальным конгломератом в основании. Здесь вдоль реки фиксируется разрыв.

У правого притока р. Кестанта, берущего начало с горы Згиросирца обнажается мощное пластовое тело, представляющее собой интенсивно гранитизированный раздробленный полимиктовый песчаник. Порода, расположенная рядом, имеет сланцеватую текстуру и порфиروбластическую структуру с гранолепидобластической основной тканью. Недалеко выходят хлорит-мусковитовые сланцы, в хлоритовой массе которой различаются зерна кварца и плагиоклаза.

Далее развиты менее катаклазированные богатые калишпатом породы и сланцеватое, сильно преобразованное и катаклазированное габбро.

В этих породах залегает пегматоидная дайка мощностью 10—15 см.

В 800 м от притока Згиросирца вверх по реке, обнажается серпентиновое тело мощностью около 120 м. Далее, на правом склоне выходят различные метаморфиты: окварцованная хлорит-плагиоклазовая порода, у местности Бичелги хлорит-мусковитовый сланец с бластопсаммитовой структурой, раздробленное и окварцованное габбро, кварц-актинолитовая порода и кварц-биотитовый сланец, имеющий также бластопсаммитовую структуру.

Вдоль р. Кестанта после серпентинитового тела на протяжении примерно 100 м обнажаются сланцеватые слабо инъецированные породы, затем же на протяжении 15 м выступают мигматиты, выше по реке фиксируются сперва интенсивно инъецированные, а затем относительно слабо инъецированные сланцы, сменяющиеся опять сильно инъецированными сланцами. Простирание сланцеватости и инъецированной зоны 300°.

До правого притока р. Устур простирание сланцев 190°, угол 70°. Здесь развита окварцованная плагиоклаз-хлоритовая порода, возникающая, видимо, по габбро. Выше р. Устур, но на левом берегу р. Кестанта наблюдается постепенный переход сланцев в сланцеватые (гнейсовидные) гранитоиды с порфиробластическим плагиоклазом или калишпатом. Среди этих пород обнажаются на относительно небольшом расстоянии двуслюдяные сланцеватые (гнейсовидные) граниты, в которых мусковит образован по плагиоклазу; наблюдается в различной степени мусковитизированный плагиоклаз.

Рядом с упомянутыми породами выходят богатые мелкочешуйчатой слюдой почти равномернозернистые породы с гранитовой структурой, содержащие калишпат до 20%, постепенно замещающие плагиоклаз. Они сменяются лейкократовыми зернистыми породами, секущими жилками кварца мощностью 15—20 см. Эти породы переходят в сланцеватые (гнейсовидные) двуслюдяные граниты, в свою очередь сменяющиеся также постепенно сланцеватыми (гнейсовидными) квар-

цевыми диоритами, пересекающимися пегматоидными жилами, представляющими зону интенсивного калиевого метасоматоза (микроклассификации). Уже в обнажении хорошо видно, что мусковит пегматоида является унаследованным от вмещающих сланцев и сланцеватых (гнейсовидных) гранитоидов. Он перекристаллизовывается и укрупняется.

Следующей породой является сланцеватый биотитовый кварцевый диорит. В верховьях р. Кестанта начинают господствовать гранитоиды Главного хребта, постепенно сменяющие вышеописанные породы.

В направлении к водоразделу между реками Кестанта и Сиренсу обнажаются различные метаморфиты, среди которых зафиксированы андалузит-силлиманитовые двуслюдяные сланцы с гранолепидобластической структурой. В сланцах наблюдается как лейкократовый (пегматоидный) материал, проникая и пропитывая сланцы, как бы растворяется в них и постепенно вытесняет сланцевый материал. На определенной стадии метасоматического процесса возникают гранитоиды, сильно обогащенные темноцветными материалами, включающими в себя многочисленные ксенолиты (останцы) сланцев. При несколько далеко зашедшем процессе, количество уцелевших останцев сланцевого материала уменьшается или вовсе исчезает и гранитоид приобретает обычный вид.

Разрез в направлении вершин гор Аманбаш и Аманчат. На северо-восточном отроге горы Аманчат развиты в различной степени инъецированные породы. Далее, до вершин гор Аманбаш (абс. выс. 3125 в) и Аманчат (абс. выс. 3252 м) последовательно встречаются следующие породы: окварцованные порфириды, окварцованные амфиболиты, кварц-слюдяные сланцы и в различной степени инъецированные породы (мигматиты).

Разрез по р. Мукулан (левый приток р. Баксан). По этой речке встречаются кварц-актинолитовые сланцы, кварц-биотитовые роговики и небольшой выход серпентинитов.

Разрез по водоразделу между ущельями рек Баксан и Герхожансу. Здесь обнажаются слюдяные сланцы, содержащие (альбитизированные) и не содержащие альбит, метаморфизованные диабаз-порфириды, залегающие в слюдяных сланцах, кварц-хлорит-мусковитовые сланцы, мусковит-хлорит-гранатовые сланцы, мусковитовые и хлорит-серицитовые гнейсы.

Кристаллические сланцы

Слюдяные сланцы. Породы хорошо рассланцованы, серого, серебристо-серо-зеленого цвета. Они развиты на водоразделе рек Баксан и Герхожан, на вершинах гор Аманчат и Аманбаш, а также по р. Кестанта, недалеко от местности Бичелги и Чегем. Структура этих пород гранолепидобластическая. Слюда, расположенная обычно полосами, представлена мусковитом, серицитом, биотитом, а также нередко мелкочешуйчатым зеленым биотитом. Кварц располагается между полосами слюды, образуя агрегат мелких зерен. Аксессуарно присутствуют серый и полупрозрачный гранат, циркон, апатит и рудный минерал. На водоразделе рек Баксан и Герхожан в слюдяных сланцах наблюдаются порфиробласты кварца с волнистым погасанием, а также жилки рудного минерала и мелкозернистого кварца с примесью серицита.

Кварц-хлорит (гранат-плагиоклаз)-мусковитовые сланцы встречаются на водоразделе рек Баксан и Герхожан, а также в ущелье р. Чегем. Гранатовые разности встречаются в ущелье р. Кестанта и Чегем. По внешнему облику они мало отличаются от предыдущих пород. Текстура их сланцеватая, очковая структура гранолепидобластическая или гранолепидопорфиробластическая. Состоят они из прослоев мусковита и срощенного с ним хлорита. Между этими прослоями располагается мелкозернистый кварц, среди которого порой встречаются единичные зерна альбита и зеленый биотит, возникший за счет хлорита. В некоторых случаях наблюдаются крупные порфиробласты плагиоклаза, расположенные вдоль хлорит-мусковитовой массы, овальной или линзовидно-очковой формы. Они содержатся также в кварцевой массе. Плагиоклаз мутный, серицитизированный и пелитизированный; в отдельных случаях он освобождается от продуктов распада и становится прозрачным. Наряду с подобным плагиоклазом наблюдаются и прозрачные новообразованные его зерна. В шлифах фиксируются жилки хлорита с биотитом, мусковитом и рудными минералами, секущие плагиоклаз в различных направлениях и разобщающие его на участки различной величины. Плагиоклаз сечется и разъедается кварцем, чему сопутствует процесс его альбитизации; реже возникают микропегматитовые сростания. Кварц обычно деформирует и раздвигает хлорит-мусковитовые прослои, с возникновением линзовидных образований, напоминающих микробудинажные тела. Наблюдаются жилки и гнезда более позднего крупнозернистого кварца, который при возникновении вдоль сланцеватости пород раздвигает не только прослой хлорита с мусковитом, но также мелкозернистый кварц. Это вызывает нарушение субпараллельности сланцевых прослоев.

В отдельных случаях данные породы в значительной степени импрегнированы рудными минералами, главным образом пиритом, образующим нередко скопления вдоль сланцеватости. Часто попадают короткопризматические зерна турмалина синезеленый либо зеленый в центре и коричневый на периферии. Встречаются крупные зерна новообразованного апатита и мелкие зерна циркона.

Химический состав граната в весовых процентах из породы р. Чегем, пересчитанный на компонентный его состав, будет иметь следующий вид:

SiO ₂	38,06	FeO	22,65	альмандин	54,3
TiO ₂	0,75	MnO	0,56	андрадит	7,3
Al ₂ O ₃	22,54	MgO	5,21	пироп	22,3
Fe ₂ O ₃	2,23	CaO	6,85	спессартин	1,4
				гроссуляр	14,7
					<hr/> 100,0

Альбитизированные слюдяные сланцы встречаются главным образом на водоразделе рек Баксан и Герхожан. Структура их порфиробластическая. Основная масса оставляет впечатление обломочной породы, которая в результате метаморфизма превратилась в мелкозернистую кварц-серицит-биотитовую массу. Биотит и мелкозернистый кварц обволакивают порфиробласты, представленные кварцем и альбитом. Порфиробласты кварца обычно ксеноморфные, иногда же бипирамидальные; местами образуют скопления оптически одинаково

ориентированных зерен. Порфириобласты альбита большей частью идиоморфных очертаний. Нередко несколько крупных зерен альбита соединяются и образуют линзовидно-вытянутые тела, изгибающиеся без нарушения цельности и раздвигающие мелкозернистую кварц-сланцевую массу. Наблюдаются также гнезда и жилки кварца, соединяющиеся с порфириобластами и являющиеся их подводными каналами. В означенных жилках кварца содержится альбит, сфен и пеннин. При замещении кварца альбитом возникают микропегматитовые прорастания. В рассеянном виде встречаются иголки и пучки сине-зеленого турмалина без конечных граней, а также местами довольно крупные зерна рудного минерала, окаймленные гидроокислами железа.

Андалузит-силлиманит-двусланцевые сланцы развиты на водоразделе между реками Кестанта и Сиренсу. Они темно-серые, хорошо рассланцованные породы. Структура пород гранолепидобластическая, полосчатая, обусловленная чередованием гранобластических, иногда прерывающихся полос кварца и плагиоклаза и полос слюды, создающих лепидобластическую структуру. Слюда представлена биотитом и мусковитом (преобладает). Андалузит и силлиманит приурочены к слюдам. Кристаллы первого переполнены включениями чешуек биотита. Андалузит светло-розовый, неравномерно окрашенный, плеохроирующий. Силлиманит (полупрозрачный фибролит) пронизывает слюду. Плагиоклаз водяно-прозрачный, неправильных очертаний.

Кварц-хлорит-плагиоклазовые сланцы развиты в ущелье рек Кестанта и Чегем; они представляют собой зеленовато-серые породы. По всей вероятности, это сильно измененные габброиды. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) сильно катаклазирован и беспорядочно перемешан с привнесенным кварцем или образует расколотые и смещенные относительно друг друга части полисинтетически сдвойникованные кристаллы. Пироксен превращен в хлорит и землистые эпидотцоизитовые скопления, что весьма характерно для пироксена древних габбро. В перерожденной породе с трудом улавливаются очертания пироксена и панидиоморфная структура материнской породы. Самостоятельные пластинки хлорита значительно преобладают над хлорит-эпидотовыми псевдоморфозами; расположены они неравномерно и сообщаются между собой хлоритовыми же жилками. Хлорит расположен в виде взаимно параллельных полос, обуславливая сланцеватость породы, которая местами не ясно выражена.

К хлориту иногда примешивается карбонат, в котором наблюдается рудный минерал, частью замещенный лейкоксеном, указывающим на его принадлежность к ильмениту. Из аксессуаров присутствуют циркон и крупные зерна апатита, который расположен так же, как и другие составные части, вдоль сланцеватости.

Кварц-актинолитовые сланцы встречены в ущельях рек Кестанта и Мукулан; они представляют собой светло-зеленые явно сланцеватые породы, состоящие из мелкозернистого кварца и мелких волокон актинолита зеленого по Ng и соломенно-желтого по Np; $cNg = 14-22^\circ$. В породе местами наблюдаются остатки реликтового плагиоклаза. Помимо раннего привнесенного кварца фиксируются жилки кварца второй генерации с ровным погасанием, по-видимому, связанные с эльджуртинскими порфириовидными гранитами посленижнеюрского возраста. Вместе с кварцем привносится пирит и апатит. В контакте с поздним кварцем роговая обманка укрупняется, в отдельных случаях становится буровато-зеленой и высокодвупреломляющей, что указывает на процесс зарождения биотита.

Метаморфизованные полимиктовые песчаники

Эти песчаники обнажаются главным образом в ущелье р. Кестанта. Они имеют розовый или мясо-красный цвет и массивную текстуру. Породы эти испещрены жилками гидроокислов железа. Структура их порфиробластическая. На фоне мелкозернистой кварц-полевошпатовой ткани с примесью слюды видны крупные кристаллы плагиоклаза альбитового ряда, всегда с зазубренными краями. Его в той или иной мере серицитизированные зерна деформированы и местами раздроблены. Раздробление вызвано проникновением кремнесодержащих растворов, которые при затухании процесса залечивают трещины. Нередко часть плагиоклаза полностью замещается кварцем, в результате чего возникают псевдоморфозы мелкозернистого кварца по части крупного кристалла плагиоклаза, причем ясно наблюдается граница между замещающим плагиоклазом кварцем и кварцем основной ткани, что обусловлено различной оптической ориентировкой кварцевых зерен псевдоморфоз и основной ткани, а также тем, что кварц, замещающий плагиоклаз, более крупозернистый, нежели кварц основной ткани. В некоторых индивидах плагиоклаза видны жилкообразные или пятнистые образования калишпата, а в отдельных зернах — обломки мирмекитового, иногда сдвойникового плагиоклаза.

Наряду с крупнозернистым плагиоклазом наблюдаются крупные зерна несдвойникового калишпата с зазубренными краями. Нередко отдельные его индивиды расколоты и разобщены мелкозернистым кварцем, в результате чего калишпат приобретает обломочный характер.

Содержащиеся в породе пластинки мусковита изогнуты, в трещинах их спайности наблюдаются выделения гидроокислов железа. Основная масса состоит из мелких зерен привнесенного кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз совершенно свежий, полисинтетически сдвойнированный. Он образован преимущественно в результате раздробления крупных индивидов во время продвижения богатых кремнием растворов. Привнос кремния происходил после калишпатизации, о чем свидетельствуют жилки кварца и калишпата. В породе содержатся пирит и апатит. Иногда наблюдаются хлорит-карбонатные прожилки и участки, часто разъеденные кварцем.

Порфириты и диабаз-порфириты

Первые встречены на северо-восточном отроге горы Аманчат. Они представляют собой светло-зелено-серые плотные слабо рассланцованные породы. Структура их бластопорфировая. Вкрапленники темноцветных минералов нацело хлоритизированы, плагиоклаз же серицитизирован. Основная масса сланцеватая. Несланцеватые участки несколько перетерты; состоят из хлоритовой сетки, в петлях которой расположены другие составные части породы. Кварц двух типов: один — равномерно рассеянный, имеющий угловатую форму, а другой — образующий скопления с зазубренными краями. Кварц обоих типов привнесен в разное время. В породе содержатся также скопления мусковита и жилки кальцита.

Диабаз-порфириты залегают среди слюдяных сланцев на водоразделе Баксан-Герхожан и представляют собой темные зеленовато-серые плотные породы. Структура их порфировая с офитовой основной массой, состоящей из мелких лейсточек олигоклаза и лучистой роговой

обманки ($cNg=15^\circ$), местами переходящей в зеленоватый, а затем зеленый биотит. Встречаются также зерна рудного минерала, бурого шпата и прожилки гидроокислов железа. Мелкочешуйчатая зеленая слюда образует гнезда.

Порфиновые вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом, в которых местами наблюдаются включения лучистой роговой обманки и биотита.

Габброиды, амфиболиты и серпентиниты

Габброиды встречены в ущелье р. Кестанта. Это сильно раздробленные породы. Содержащийся в них кварц двоякового типа— крупный, образующий скопления, и мелкий, пропитывающий породу и разъедающий плагиоклаз. Крупный кварц обнаруживает слабое волнистое погасание. Хлорит большей частью образует сетку, в петлях которой сидят кварц и плагиоклаз. Местами наблюдаются скопления чернобурых землистых продуктов сосюрита и эпидот-цоизита с примесью мелкозернистого рудного минерала. В породе содержится крупнокристаллический апатит.

Амфиболиты обнажаются на участке вершин гор Аманчат и Аманбаш. Они представляют собой серые плотные слабо рассланцованные породы, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки и кварца. Последний равномерно рассеян и, кроме того, образует жилки, к которым приурочена интенсивная биотитизация роговой обманки хлоритизация части биотита. Плагиоклаз крупный, измененный. В породе содержатся клиноцоизит, апатит, рудный минерал и неправильные зерна сфена.

Серпентиниты, залегающие по р. Мукулан и в других местах среди пород аманчатской свиты, образуют обычно маломощные (2—5 м) тела, и лишь по р. Кестанта обнажается крупное серпентинитовое тело, мощностью около 120 метров. Серпентиниты представляют собой зеленовато-черные плотные породы. Среди них преобладают разности с петельчатой структурой. В петлях обычно располагаются перистые серпентины с очень низким двупреломлением. К петельчатой разности приурочен в небольшом количестве волокнистый серпентин; обособленно расположен зернистый серпентин. Наблюдаются многочисленные скопления магнетита и хромита. Встречаются зерна биотита, иногда ромбического пироксена и оливина. В отдельных случаях в серпентине наблюдаются пятна талька. Некоторые разновидности серпентинитов имеют пламевидную структуру, реже спутанноволокнистую. Породы эти нередко содержат скопления и жилки карбонатов.

Кварц-биотитовые роговики

Роговики наблюдаются в контакте с посленижнеюрскими эльджуртинскими порфиroidными гранитами. Они темные, мелкозернистые, богатые биотитом породы. Структура основной ткани гранобластическая. Порфиробласты представлены плагиоклазом, окруженным мелкочешуйчатым биотитом и мелкозернистым кварцем. Плагиоклаз содержит включения биотита и серицита, и имеет зазубренные изъеденные кварцем контуры. Имеются жилки кварца, секущие порфиробласты и обнаруживающие ровное погасание, связанные, по-видимому, с кварцем эльджуртинских порфиroidных гранитов. Встречается циркон без плеохроичных ореолов и апатит.

Ближе к выходу эльджуртинских и порфиroidных гранитов в роговиках увеличивается количество лейкократового материала. Плагиоклаз еще больше резорбирован, его двойниковые пластинки разломаны и пересечены жилками кварца, содержащими чешуйки биотита. Буровато-зеленый биотит образован за счет роговой обманки. В большом количестве наблюдается калишпат, врезанный в кварц.

Мигматиты

Породы развиты близ выходов гранитоидов в ущельях рек Чегем, Кестанта и Мукулан, а также на водоразделе рек Баксан и Герхожан. Они представляют собой слюдяные сланцы, инъецированные лейкократовым материалом. Мигматиты полосчатые породы. Сланцевый материал представлен биотитом, хлоритом и мусковитом, а лейкократовый — плагиоклазом и кварцем, реже микроклином. Структура гетеробластическая, иногда порфиробластическая.

Состав: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит, серицит, хлорит, эпидотовые минералы, кальцит и аксессуары — апатит, циркон, гранат, рудный минерал.

Кварц раздроблен, но имеется и поздняя некатаклазированная его разновидность. Инъекции кварца обуславливают полосчатую текстуру породы. Встречаются разорванные и изогнутые полосы. Погасание сильно волнистое. Плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз) порфиробластический; наблюдаются включения кварца, граната, эпидотового и рудного минералов. Включения указанных минералов, особенно кварца, расположены субпараллельно с образованием гелицитовой структуры. Нередки случаи поворота порфиробластов под углом к направлению сланцеватости, фиксирующиеся ориентировкой минералов включений. При движении порфиробластов происходит принаравливание к ним прослоев слюды, которые обтекают плагиоклазы. Порфиробласты нередко раздроблены и залечены хлоритом. Плагиоклаз основной ткани изменен. Иногда вся порода настолько сильно раздроблена и подвергнута наложенным процессам, что установить исходную породу не удастся. Размер порфиробластов $0,5 \times 0,2$ мм.

Хлорит образован частично по биотиту. Кальцит встречается в основном в виде жилок, иногда вместе с лимонитом. Некоторые гранаты нацело замещены хлоритом, а иногда кальцитом и рудным минералом.

Гнейсы

Гнейсы, по сравнению с мигматитами, продукты более далеко зашедшего процесса метасоматической гранитизации.

Текстура пород сланцеватая (гнейсовидная), часто очковая, структура гранолепидобластово-порфиробластическая. В состав гнейсов входят сланцевые прослои, играющие здесь заметно подчиненную по сравнению с лейкократовой составной частью, которая еще больше, чем это наблюдалось в мигматитах, вытесняет сланцевый материал. Последний представлен прерывистыми и порой изогнутыми вокруг порфиробластов полосами, сложенными биотитом, мусковитом и хлоритом. Слюда и хлорит обычно сильно резорбированы кварцем и полевыми шпатами, причем кварц помимо слюды разъедает также плагиоклаз, подвергающийся альбитизации, указывающей на привнос и кремния. Гнейсы иногда содержат гранат, замещенный мелкочешуйчатой слю-

дой и пересеченный кварцем. Наблюдаются зерна апатита, часто включенные в альбитизированные плагиоклазы.

При замещении плагиоклаза кварцем, иногда возникают пегматондные прорастания, а также зерна свежего новообразованного плагиоклаза альбитового ряда. Микроклин обычно образует порфиробласты, но встречаются и мелкие его зерна. Он ясно образуется по плагиоклазу. Микроклин всюду решетчатый, почти всегда содержит останцы плагиоклаза, а также прослой слюды и хлорита. Кварц с волнистым погасанием; его образование предшествует процессу микроклиннизации. Однако в долине р. Баксан наблюдается также поздний кварц, секущий микроклин.

Гранитоиды

Гранитоиды рек Кестанта и Баксан, а также водораздела Баксан-Герхожан постепенно сменяются породами аманчатской свиты посредством мигматитов и гнейсов. Гранитоиды Главного хребта данного района, видимо, образовалась по породам аманчатской свиты. С приближением к участкам, где господствующее положение принадлежит гранитоидам, среди пород аманчатской свиты наблюдаются в той или иной мере гранитизированные песчаники, окварцованные и частично гранитизированные габброиды, порфириты, биотитизированные амфиболиты и мигматиты. Как в поле, так и при изучении пород под микроскопом, хорошо улавливается образование гранитоидов путем нарастания процесса метасоматической гранитизации. Рассматриваемые гранитоиды обладают реликтовой сланцеватостью, обусловленной параллельным расположением мусковита, биотита и хлорита. Среди гранитоидов встречаются биотитовые кварцевые диориты и биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, хлорит-мусковитовые и лейкократовые разности. Цвет их светло-сероватый, часто розовый. Структура большей частью порфиробластическая. Порфиробласты образуют плагиоклаз и микроклин, вытянутый вдоль сланцеватости. Наблюдается процесс замещения плагиоклаза микроклином. Плагиоклаз подвергнут процессу серицитизации, порой приводящей к возникновению мусковита. Микроклин большей частью решетчатый и часто пертитового строения. Края крупных индивидов плагиоклазов обнаруживают слабую зазубренность, которая в контакте с калишпатом усиливается. С увеличением количества микроклина заметно уменьшается содержание плагиоклаза, имеющего иногда мирмекитовое строение. Наблюдается повторная калишпатизация, что фиксируется тем, что в порфиробласте микроклина располагается иначе ориентированный разъединный кристалл того же минерала. Кварц с волнистым погасанием; он замещает плагиоклаз. По-видимому, процесс окварцевания предшествует микроклиннизации. Аксессуары представлены цирконом, апатитом и рудным минералом.

В лейкократовых гранитах преобразованные останцы исходных пород почти не встречаются, они полностью уничтожены, гнейсовидность незаметна, размеры зерен выровнены, структура становится гранитовой.

Пегматоиды. Гранитоиды и гнейсы иногда секутся пегматоидными жилами малой мощности, представляющие собой сильно микроклинизированные породы. Вероятно, здесь мы имеем сравнительно мощное проникновение гранитизирующего лейкократового материала вдоль трещин. Уже в обнажении видно, что мусковит пегматоидов унаследован из гнейсов, который впоследствии перекристаллизовался и укрупнился. Гранитизированные породы секутся кварцевыми жилами мощностью до 20 см.

Выводы

1. Аманчатская свита подвергнута интенсивной метасоматической гранитизации. В результате этого процесса, породы свиты — песчаники, сланцы, основные магматические породы и их туфы — сильно преобразованы. Интенсивность процесса гранитизации неодинакова, в одних случаях можно уловить реликты материнской породы, в других же это затруднительно или невозможно. Интенсивность процессов увеличивается в целом к югу с приближением к гранитоидам.

2. Проникновение лейкократового материала происходило в определенной последовательности, что хорошо фиксируется на примере гранитизированных полимиктовых песчаников. Здесь же на фоне частично привнесенной мелкозернистой кварцполевошпатовой массы с примесью слюды видны крупные выделения серицитизированного и деформированного плагиоклаза. Многочисленные жилки кварца вклиниваются со всех сторон в зерна новообразованного плагиоклаза, раздробляя, а затем залечивая его. Наблюдается полное вытеснение плагиоклаза кварцем.

Микроклинизация происходит также после образования крупных зерен плагиоклаза, но перед повторным окварцеванием, на что указывают жилки калишпата, секущие и замещающие плагиоклаз. Крупные зерна микроклина, наподобие плагиоклаза, расколоты мелкозернистым кварцем, в результате чего калишпат принимает обломочный характер.

Таким образом, последовательность минералообразования можно представить следующим образом: кварц, плагиоклаз, микроклин, кварц.

Наблюдающиеся вместе с кварцем, жилки хлорита, карбоната и эпидота являются продуктом разрушения железо-магнезиальных минералов основных магматических пород.

3. Образование пертитовых структур, несомненно, связано с процессом микроклинизации (Заридзе, Гатришвили, 1959). В шлифах наблюдается, как из зазубренных зерен плагиоклаза, замещенных калишпатом, отходят ответвления (останцы) с образованием пертитов замещения. В контактовых частях этих минералов возникают мирмециты. В изученных породах встречаются пертиты двух типов, один образует расплывчатые пятна, второй — параллельные полосы вдоль трещин спайности, приобретая иногда ступенчатый облик, в результате пересечения пертитов первого типа.

4. В инъецированных сланцах аманчатской свиты хлорит-слюдяные прослои преобразованы останцами материнских сланцев.

Порфиробласты альбита, микроклина и кварца образованы путем последовательного привноса материала извне. В результате проникновения кварца в плагиоклаз образуются микропегматоидные структуры. Расположение граната между прослоями слюды и хлорита указывает на его позднее происхождение; еще более поздними являются хлорит и серицит, замещающие и пересекающие гранат. Последний минерал вместе с хлоритом сечется крупными призматическими зернами турмалина, а также кварцем. Апатит включен в альбит. Последовательность дальнейшего минералообразования: гранат, рудный минерал, кварц с хлоритом и серицитом, альбит, апатит, микроклин, кварц и турмалин.

5. Парагенетические ассоциации для пород аманчатской свиты: кварц-хлорит-плагиоклаз — (Ап₃₅₋₄₀) эпидот-амфиболитовая фация; амфиболиты—плагиоклаз-зеленая роговая обманка-эпидот(-клиноцоизит)—эпидот-амфиболитовая фация; мигматиты и гнейсы — альбит(-микроклин)-биотит (-мусковит)-хлорит—зеленосланцевая фация; слю-

дяные сланцы — биотит-мусковит-хлорит, мусковит-хлорит-гранат, альбит-хлорит-мусковит, альбит-биотит-мусковит (-серицит) — зеленосланцевая фация; слюдяные сланцы — андалузит-силлиманит-биотит (-мусковит) — амфиболитовая фация.

6. По составу слагающих пород аманчатская свита в какой-то мере похожа на безенгийскую, но в отличие от нее содержит гранитизированные полимиктовые песчаники, диабаз-порфириды, габброиды и серпентиниты.

ЗОНА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

В ядре антиклинальной структуры Передового хребта отмечается насыщенность интрузиями и усиление метаморфического процесса. Гранатовые амфиболиты и сланцы выступают в ядре этой структуры (хребет Большие Балканы). В рассматриваемой зоне они, видимо, представляют собой диафоризованные древнейшие образования. В между-речье Большой и Малой Лабы метаморфиты имеют сравнительно подчиненное развитие; мощность их достигает 5 км. Как уже отмечалось, различают две свиты — нижнюю, амфиболитовую и верхнюю, слюдяных сланцев и гнейсов. Первая развита в основном по р. Малая Лаба, в районе хребта Большие Балканы. Здесь она составляет кровлю гнейсовидных тоналитов. Свита сложена из амфиболитов и амфиболовых гнейсов с порфиробластами граната, переслаивающихся с плаггиогнейсами (общая мощность 2 км). По долине р. Большая Лаба, южнее устья р. Малая Блыб встречаются гранатовые амфиболиты, образованные, как нам кажется, по эклогитам. Распространение верхней свиты более обширное. Снизу вверх в ней зафиксирована следующая смена пород: кварц-мусковитовые сланцы с обильными порфиробластами граната, пачка чередующихся кварц-мусковитовых и кварц-мусковит-амфиболовых сланцев и альбит-хлорит-эпидотовые сланцы с прослоями амфиболитов (общая мощность 3 км). Возраст свиты спорный. На хребте Дженту и по р. Малая Лаба кристаллические сланцы Передового хребта перекрываются палеозойской (вероятно девонской) зеленокаменной свитой. Однако характер контакта неясен. Одни (В. Н. Робинсон, А. Г. Кобилев, В. А. Мельников) полагают, что здесь имеет место скрытое стратиграфическое несогласие, другие (Г. М. Ефремов, Г. Д. Афанасьев) считают этот контакт интрузивным, нарушенным последующей тектоникой. Сторонники последнего допущения отмечают, что кристаллические сланцы, образующие антиклинальную структуру по северной периферии постепенно переходят в ордовикские или доордовикские зеленокаменные породы (сланцы).

Развитие по долине р. Большая Лаба, на всем ее протяжении от контакта на юге с конгломератами и песчаниками среднего карбона до контакта на севере с красноцветными отложениями перми сланцы и гнейсы В. Н. Робинсон (1932) отнес к докембрию, на том основании, что в районе горы Дженту в мраморах, подчиненных толще зеленых сланцев и лежащих, по его представлению, на более глубокометаморфических породах без видимого несогласия, он обнаружил фауну среднего кембрия. Г. М. Ефремов в 1941 г. комплекс этих пород, представленных серпентинизированными ультрабазитами, гнейсами, гранат-слюдяными, гранат-амфиболовыми и амфибол-слюдяными сланцами, назвал блыбской гранитогнейсовой формацией. Среди них наиболее ранними являются серпентинизированные ультрабазиты. На западном склоне

р. Магишо, по мнению указанного геолога, наблюдается интрузивный контакт габбро с серпентинитами. За габбро следует внедрение гранитоидов — от диоритов до лейкократовых мусковитовых гранитов. В контакте гранито-гнейсов и серпентинитов Г. М. Ефремов (1958) отмечает оторочки, состоящие из последовательно сменяющихся полос крупнопластинчатого черного биотита, биотита с актинолитом, актинолита, последнего минерала с тальком и талька. Он наблюдал многочисленные различные по величине ксенолиты серпентинитов в гранито-гнейсах. На левом и правом берегах р. Большая Лаба, южнее устья р. Малая Блыб им описан довольно крупный массив габбро-амфиболитов, значительная часть которого представлена гранатовыми амфиболитами. Появление граната, по его мнению, вызвано, возможно, контактовым воздействием массива гранито-гнейсов, расположенного севернее.

Химический состав породы указывает на отсутствие привноса вещества в процессе контактового воздействия гранита. В контакте габбро-амфиболитов с жилами лейкократовых гранитов, последние окаймляются контактово-измененными породами, представленными крупнозернистыми гранат-сланцевыми, гранат-сланцево-амфиболовыми, слюдяными и амфиболовыми сланцами. Подобные образования часто развиваются и в контакте этих пород с пегматоидными жилами незначительной мощности. В непосредственном контакте возникли гранат-мусковитовые сланцы. Далее от контакта они сменяются гранат-амфибол-сланцевыми, а затем амфиболовыми сланцами. Ширина каймы контактовых образований нередко значительно превышает ширину (мощность) лейкократовой жилы. Относительно небольшие полосы лейкократовых инъекций вызывают возникновение гранат-сланцевых и полевошпатово-сланцевых сланцев, в связи с чем вся широкая полоса около южного контакта гранитового массива р. Блыб оказывается преобразованной в сланцы, типичные для кристаллической толщи, в составе которых местами видны остатки исходных пород. Г. М. Ефремов (1958) правильно констатирует, что метаморфические преобразования, связанные с инъекциями лейкократовых гранитов и пегматитов, сопровождались значительными не только минеральными, но и химическими изменениями исходных пород. В работе этого геолога приводятся анализы сланцев, возникших путем преобразования габбро-амфиболитов в контакте с пегматоидом мощностью 10 см. Убедительно заключение этого исследователя о том, что значительная часть сланцев произошла за счет изменения габбро-амфиболитов. Однако в правых притоках р. Блыб им были встречены полосчатые хлорит-альбит-эпидотовые породы, которые он отнес к метаморфизованным туфам диабазового состава. По его мнению, кристаллические сланцы района р. Блыб представлены в основном метаморфизованными габбро-амфиболитами и более поздними подводными эффузивами, их туфами и осадочными образованиями. К продуктам наибольшего изменения этих пород относятся гранат-биотитовые, гранат-биотит-актинолитовые и гранат-мусковитовые сланцы, а к продуктам наименьшего изменения — актинолит-биотитовые, актинолит-биотит-мусковитовые, актинолитовые и хлорит-эпидотовые сланцы (Ефремов, 1958, стр. 236). Основная мысль, как нам кажется, здесь правильная, хотя и требует некоторых коррективов.

По рассматриваемым породам имеется ряд петрографических исследований. Из более поздних следует упомянуть Г. М. Ефремова (1958 и ранние работы), Г. Д. Афанасьева (1950), В. В. Плошко (1965), Г. Д. Афанасьева и др. (1968).

Особенно надо отметить многолетние детальные исследования древних формаций Северного Кавказа, проведенные Г. Д. Афанасьевым. Поэтому наши материалы, касающиеся комплекса пород, названного Г. М. Ефремовым в 1941 г. блыбской гранито-гнейсовой формацией, которую Г. Д. Афанасьев переименовал в уруштенский комплекс, не претендуют быть еще более детальными, так как они являются результатом исследований в данном районе в течение одного полевого сезона. В нашей краткой петрографической характеристике сознательно опущены описания некоторых групп пород, которые рассмотрены в работах Г. Д. Афанасьева, В. В. Плошко и др.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКЛОГИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ГОРНЫХ ПОРОД

Эклогиты

В результате систематических исследований Северного Кавказа (Татришвили, 1969, 1970) в 1966 году удалось обнаружить среди древних метаморфитов (амфиболитов) небольшой выход эклогитов, постепенно переходящих в амфиболиты.

Метаморфиты, развитые в структурной зоне Передового хребта в бассейне р. Б. Лаба, в области ее притоков М. и Б. Блыб, соприкасаются с севера с пермскими красноцветными отложениями, а с юга — с карбоновыми конгломератами и песчаниками.

Среди этих метаморфитов, как отмечалось, различают кристаллическую и метаморфическую толщи. Первая из них отнесена А. П. Герасимовым (1929) и В. Н. Робинсоном (1932) к докембрию, так как она подстилает метаморфическую толщу, в пачках из зеленых сланцев которых содержатся мраморы с фауной среднего кембрия.

Новые данные И. И. Грекова — С. П. Момота (1966) и Ю. Я. Потапенко — С. П. Момота (1965) позволяют датировать известняки хребта Дженту и левобережья р. Б. Лаба верхами девона — низами карбона.

Проблема генезиса эклогитов до сих пор остается дискуссионной. Одни исследователи, в частности П. Эсколла (Eskola, 1913) считают, что эти породы захвачены магмой из верхней мантии Земли, либо кристаллизовались из генерированной в верхней мантии магмы в условиях высоких температур и давлений. Другая группа геологов рассматривает эклогиты как метаморфические (метасоматические) образования, возникшие как по магматическим (Абдулкаримова, 1946; Судовиков, 1964; Удовкина, 1959; Davidson, 1943), так и по осадочным породам (Смуликовский, 1964; Трусова, 1956; Hernes, 1954).

О наличии множества точек зрения на происхождение эклогитов можно судить по работе Хатена и Йодера (Hatten, Yoder, 1950), обобщивших все литературные данные по этим породам, начиная с 1822 г. Существование различных точек зрения о генезисе эклогитов К. Смуликовский (1964, стр. 82) объясняет наличием эклогитов различного генезиса.

Дискуссия о происхождении эклогитов касается также вопроса о роли давления при их образовании. Не вдаваясь в подробности, следует все же констатировать, что современное состояние синтеза минералов (Slagk, 1957; Yoder, 1962) дает достаточные основания не сомневаться в решающей роли высоких давлений при становлении эклогитов. Однако причины, обусловившие возникновение этого давления не всег-

да ясны, ибо некоторые геологические данные указывают на их происхождение на небольших (средних) глубинах.

Некоторые ученые, в частности В. С. Соболев (1960), допускает возникновение высоких давлений в зонах глубинного разлома, что подтверждается работами многих петрологов. Об этом говорят и исследования Н. Г. Удовкиной (1959), которая отмечает развитие эклогитов, жадеититов и глаукофановых сланцев вдоль всей зоны Главного Уральского надвига, от Полярного Урала до Южного.

В проблеме эклогитов обсуждаются также особенности их минерального состава. В петрографическом словаре Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Э. А. Струве (1968) написано: «Эклогит — порода, состоящая главным образом из омфацита, смарагдита и граната», без указания на состав граната. К. Смуликовский (1964) пишет, что «настоящие эклогиты содержат гранат достаточно богатый пироповым и проссуляровым компонентами, и настоящий омфацит с содержанием жадеитового компонента более 20%». По Н. Г. Судовикову (1964), гранаты эклогитов характеризуются высоким содержанием пиропового компонента (до 65—75%), но в породах эклогитовой фации встречаются также гранаты с низкой пироповой составляющей: последние характерны уже для пород гранулитовой и даже амфибелитовой фаций.

Одним из хороших примеров наличия в эклогитах гранатов с преобладанием то пироповой, то альмандиновой составляющей могут служить эклогиты хр. Марун-Кеу на Полярном Урале, где Н. Г. Удовкина (1959) по составу гранатов выделила эклогиты альмандин-пироповые (последний преобладает) и пироп-альмандиновые. А. Я. Архипенкова (1966) на Южном Урале, у дер. Шубино констатирует эклогиты, содержащие гранат гроссуляр-альмандинового состава.

Таким образом, к эклогитам следует относить бесполовошпатовые породы, состоящие главным образом из моноклинного пироксена и граната, причем, чем богаче гранат пироповым компонентом, тем эклогит типичнее.

Эклогиты ущелья р. Большая Лаба на Северном Кавказе — плотные темно-серые с зеленоватым оттенком породы, богатые красновато-фиолетовым гранатом (рис. 36).

Структура их порфиробластическая, симплектитовая. Главные минералы — моноклинный пироксен типа омфацита, гранат, амфибол; второстепенные — эпидотовый минерал, мусковит, кальцит, кварц; акцессорные — рутил, пирит.

Моноклинный пироксен почти бесцветный с ясно выраженной призматической спайностью; его зерна, лишенные кристаллографических очертаний, окаймлены симплектически проросшим в пироксен амфиболом, который часто целиком прорастает в материнский минерал. Иногда оторочка пироксена келифитовая, $2V_{Ng} = 76^\circ$, $cNg = 47^\circ$, $Ng = 1,710 \pm 0,002$, $Np = 1,690 \pm 0,002$.

Приведенные данные, т. е. отсутствие кристаллических форм и величины углов $2V$ и cNg указывают на принадлежность моноклинного пироксена к омфациту.

Гранат наблюдается в виде идиоморфных порфиробластов, достигающих 0,4 см в диаметре; он рассеян по всей породе более или менее равномерно; испещрен мелкими зернами кварца и рутила.

Химический состав граната в весовых процентах, перечисленный на компонентный его состав, будет иметь следующий вид:



Рис. 35. Эглогит ущелья р. Большая Лаба на Северном Кавказе (зарисовка).

SiO ₂	42,86	FeO	20,20	альмандин	51,2
TiO ₂	0,64	MnO	1,45	андрадит	53,5
Al ₂ O ₃	16,14	MgO	4,26	пироп	19,1
Fe ₂ O ₃	6,80	CaO	7,93	спессартин	3,9
				гроссуляр	2,3
				Сумма	100,0%

Параметр элементарной ячейки: $a = 11,612$.

Амфибол образует короткопризматические взаимно параллельно расположенные кристаллы. Ng голубовато-зеленый, Np светло-желтовато-зеленый; $2V_{np} = 85^\circ$, $cNg = 18^\circ$. Он является преобладающим цветным минералом и иногда, замещая пироксен, вытесняет его целиком. Ниже приводится химический состав амфибола в весовых процентах

SiO ₂	46,44	MnO	0,09	3,13	
TiO ₂	1,60	P ₂ O ₅	0,33	0,74	
Al ₂ O ₃	12,85	MgO	10,38	Влага	0,17
Fe ₂ O ₃	9,72	CaO	8,80	ппп	1,80
FeO	3,99	SO ₃	0,87	Сумма	100,21%

По оптическим данным и химическому составу амфибол отвечает обыкновенной роговой обманке, богатой Na₂O.

Эпидотовый минерал представлен главным образом цоизитом с синими аномальными цветами интерференции. Образует короткие призмы или несколько округлые зерна, рассеянные по всей породе; $-2V = 52^\circ$.

Мусковит содержится в виде удлиненных призматических чешуек, иногда же лишенных кристаллических форм. Вокруг него местами развита симплектическая каемка из биотита и мусковита.

Кальцит встречается в виде небольших пятен. Кварц образует скопления мелких зерен и жилкоподобные тельца; он почти всегда включен в гранат. Из аксессуарных минералов рутил преобладает над пиритом.

Для сопоставления приводится химический состав эклогитов (табл. 30) — р. Блыб на Северном Кавказе (1), р. Чаглинки в Центральном Казахстане (2) и Лох-Дьюич, графство Росс-Энд-Кромарти, Шотландия (3), Гленелг, Шотландия (4) по данным Г. С. Йодера мл. и К. Э. Тилли (Yoder, Tilley, 1962).

Таблица 30

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	47,72	46,93	42,60	50,21
TiO ₂	1,99	2,52	3,84	1,69
Al ₂ O ₃	12,90	12,66	12,41	13,78
Fe ₂ O ₃	5,59	4,53	3,50	1,49
FeO	9,11	10,83	16,94	11,32
MnO	0,19	0,21	0,36	0,18
MgO	7,58	6,45	7,23	6,69
CaO	9,59	10,60	11,18	11,09
Na ₂ O	2,40	2,68	1,09	2,12
K ₂ O	0,87	0,39	0,15	0,44
Cr ₂ O ₃	0,05		сл.	сл.
P ₂ O ₅	0,43		0,18	
CO ₂				0,05
S			0,47	0,13
H ₂ O ⁻	0,06	0,06	необн.	0,13
H ₂ O ⁺	1,11	2,51	0,48	0,24
Сумма	99,59	100,37	100,43	99,56

Сравнение химических составов приведенных эклогитов указывает на достаточную их близость. Значительные колебания обнаруживаются в содержании кремнекислоты во всех сравниваемых эклогитах, в частности, это видно в шотландских породах, где разница в содержании SiO₂ определяется пределами 8%, что объясняется вообще ретроградными метаморфическими процессами различной интенсивности и возникновением диафорических минералов — амфибола, слюды, эпидотовых минералов, граната менее богатого широким составляющим, и даже кварца. Колебание в содержании и некоторых других оксидов обусловлено опять-таки диафорезом.

Гранатовые амфиболиты

Породы темно-серые, местами почти черные, массивные, порой незначительно сланцеватые.

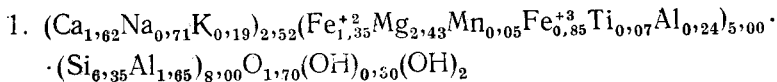
Структура гранонематобластическая, порфиробластическая, реже гранонематолепидобластическая. Последняя встречается лишь в случае содержания листоватых минералов. Состав: амфибол, плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит, эпидотовый минерал, кальцит, гранат, рутил, рудный минерал (титанмагнетит, пирит, халькопирит), сфен, апатит. Амфибол постоянно присутствующий и преобладающий минерал пород. Плагиоклаз, кварц, кальцит, эпидотовый минерал, хлорит также содержатся постоянно, но в переменном количестве. Мусковит и биотит, особенно последний, наблюдаются редко.

Амфибол синезеленый, голубовато-зеленый. Форма и величина этого минерала зависят от развѣдающей способности кварца и плагиоклаза. В амфиболах изредка видны реликты симплектитовых прорастаний. Результаты измерения амфиболов приводятся в таблице 31, а химический их состав в таблице 32.

Таблица 31
Результаты измерения амфиболов
из гранатовых амфиболитов

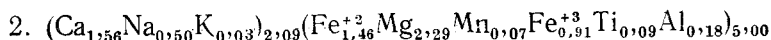
№ образца	cNg	2Vпр	Цвет
794	16	62	синезеленый
795	20	66	"
797	15	66	"
800	11	80	"
810	20	64	"

Кристаллохимические формулы



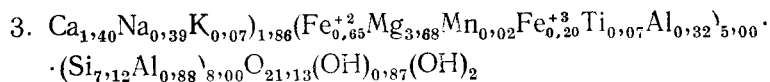
Недостаток H₂O составляет около 1,1%

Общая железистость F = 47,5 ат. проц.



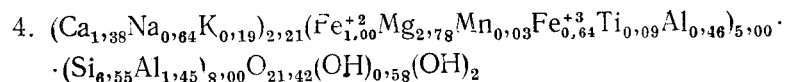
Недостаток H₂O около 2,4%

F = 51 ат. проц.



Недостаток H₂O около 1,0%

F = 19,8 ат. проц.



Недостаток H₂O около 0,1%

F = 37,1 ат. проц.

Таблица 32

Химический состав амфиболов из амфиболитов

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	лпп	Сумма
802 ₆	43,14	0,73	10,93	7,70	10,97	11,06	0,39	10,27	2,48	1,01	нет	0,12	0,16	1,19	100,15
803 ₆	41,61	0,89	11,99	8,27	11,86	10,47	0,51	9,99	1,78	0,22	0,22	0,21	1,20	1,64	99,86
815 ₆	51,84	0,57	7,53	2,53	5,68	18,05	0,18	9,54	1,54	0,45	нет	0,13	0,18	2,06	100,28
839 ₆	45,22	0,88	11,23	5,87	8,32	12,94	0,22	8,91	2,34	1,01	0,29	0,15	0,16	2,58	100,12

Аналитик Б. И. Кобищвили

Плагноклаз (альбит; $n=1,535\pm 0,002$) прозрачный, форма и величина зерен весьма изменчива, лишен кристаллографических очертаний, местами встречается вместе с кварцем; плагноклаз корродирует амфибол, и прощигывая породу, образует как бы основную ткань с многочисленными пойкилитическими включениями разьедаемого им амфибола. Альбит и кварц закономерно прорастают в амфибол. Наблюдаются своеобразные зональные кристаллы, ядра которых сложены кварцем, окаймленным альбитом. Видны также сростания альбита и амфибола с образованием диабластической структуры. В некоторых образцах встречается кальцит, расположенный между кристаллами альбита в виде тонких мутных каемок. Подобным веществом покрыт и плагноклаз. Более крупные зерна рассматриваемого минерала и скопления его зерен образуют раздувы, включающие небольшие остатки замещаемого ими граната. В результате вытеснения исходных минералов альбит становится преобладающим минералом.

Кварц, который, как отмечалось, сопряжен с альбитом, также является привнесенным минералом. Он вместе с альбитом образует скопления и жилки.

Хлорит (клинохлор, пеннин), замещающий в основном гранат, присутствует в малом количестве. В первом случае он представлен в виде радиально-лучистых агрегатов зеленого цвета ($N_g-N_p\approx 0,010$), иногда он почти изотропный. В сильно окварцованных и альбитизированных амфиболитах был встречен хлорит с прямым погасанием и светло-желтым либо желтым цветом; $N_g-N_p=0,012$, $n=1,585\pm 0,002$, отвечающий шериданиту.

Биотит содержится еще в меньшем, чем хлорит количестве. Он чаще связан с амфиболом, частично замещая его. Биотит вместе с хлоритом, кальцитом и эпидотом иногда частично замещает гранат.

Мусковит встречается не всегда. Количество его относительно возрастает в более окварцованных и альбитизированных амфиболитах. Изредка в количественном отношении играет вторую после амфибола роль. В таких случаях он образует сплошные и прерывистые полосы, порой содержащие минералы группы эпидота (обр. 811₆). К мусковитовым полосам приурочен турмалин. Наблюдаются пойкилитические включения крупных кристаллов амфибола, по-видимому, сосуществующий с мусковитом. В сильно окварцованных и альбитизированных амфиболитах амфибол пока еще представляет собой устойчивый реликт. В них парагенетические ассоциации составляют альбит и мусковит.

Кальцит встречается иногда в значительном количестве, он развивается по амфиболу и гранату. Кальцит местами прощигывает породу целиком, выполняет трещины и образует налеты. Эпидотовый минерал представлен главным образом цоизитом ($2V_{Ng}=46^\circ$, $N_g-N_p=0,006$) и клиноцоизитом ($2V_{Ng}=60^\circ$, $N_g-N_p=0,008$). Он наблюдается в участках нахождения граната и вместе с другими минералами замещает его либо включен в мусковитовые полосы. Изредка в богатых мусковитом образцах наблюдаются коричневые зернышки ортита, окруженные эпидотовым минералом.

Гранат, по нашему мнению, унаследован из эклогитов; он представляет собой характерный минерал для данных пород и встречается в виде крупных (величина 1×1 см) порфиробластических либо уцелевших от превращения зерен. Ниже приводится химический состав граната в весовых процентах, перечисленный на компонентный его состав.

SiO ₂	39,25	FeO	21,11	альмандин	58,8
TiO ₂	0,18	MnO	2,01	пироп	15,1
Al ₂ O ₃	19,63	MgO	3,24	спессартин	5,3
Fe ₂ O ₃	6,80	CaO	6,11	гроссуляр	20,8
				Сумма	100,0

Отсутствие андрадитовой составляющей объясняется избыточным содержанием Al₂O₃. Соответственно, весь кальций входит в состав гроссуляра. Избыток Fe₂O₃, перечисленный на FeO идеально укладывается в общий химический состав проанализированного граната.

На диаграмме $\frac{CaO + MnO}{FeO + MgO}$ (Рутланд, «Природа метаморфизма», 1967) фигуративные точки граната из эклогита (см. выше) и гранатового амфиболита садятся в поле эпидотовых амфиболитов по П. Эскола.

Рутил самый распространенный акцессорный минерал для данных пород. Он также является унаследованным. Наблюдается в виде хорошо развитых короткопризматических золотисто-желтых кристаллов с



Рис. 37. Инъекционные амфиболиты. Левый берег р. Большой Лябы между притоками Малая и Большая Блыб, несколько севернее выхода эклогитов.

пирамидальными ограничениями, реже коленчатых и сердцевидных двойников и зерен без определенной формы.

Парагенетическая ассоциация: сине-зеленая роговая обманка — гранат (пиральспитовый) — рутил.

Эпидотовые амфиболиты

Данные породы образовались в результате диафтореза по гранатовым амфиболитам. Цвет разных оттенков зеленовато-серый. По тек-

стуре они массивные, либо сланцеватые, редко в результате послойных инъекций лейкократового материала полосчатые (рис. 37). В некоторых из них процессы изменения настолько интенсивные, что характерные для них минералы амфибол и эпидот встречаются в виде реликтов; породы обогащаются плагиоклазом, кварцем и листоватыми минералами, что приводит к переходу эпидот-амфиболитовой фации в зеленосланцевую.

Структура пород пранонематобластическая, нематогранобластическая, нематогранолепидобластическая, порфиробластическая. Состав: амфибол, эпидот, кварц, плагиоклаз, биотит, хлорит, мусковит, карбонат, эпидотовый минерал, сфен, апатит, циркон, ортит, жилки калишпата.

Амфибол в слабо измененных амфиболитах зеленый, реже сине-зеленый, $cNg=17^\circ$, $2V_{np}=66^\circ$, богат железом (табл. 32, № 1). В измененных амфиболитах (окварцованных, альбитизированных, биотитизированных) амфибол светло-зеленый, почти бесцветный, лучистый, представлен актинолитом; его $cNg=11^\circ$, $2V_{np}=80^\circ$. Он значительно беден железом и обогащен магнием (табл. 32, № 3). Местами видно замещение амфибола биотитом, хлоритом и эпидотовым минералом.

Плагиоклаз обычно прозрачный альбит; наряду с альбитом редко встречается несколько более основной плагиоклаз с относительным показателем преломления больше, чем альбита. Преобразование этого плагиоклаза, по-видимому, протекало в результате привноса натрия, о чем свидетельствует пропитывание породы альбитом. Количество плагиоклаза непостоянно — то он содержится в незначительном количестве, то преобладает. Его распределение неравномерное, либо равномерное между субпараллельно расположенными кристаллами амфибола. В альбит пойкилитически включены кристаллы актинолита, разъедение и уничтожение которого альбитом иногда настолько интенсивное, что наблюдаются лишь незначительные остатки последнего минерала. Кварц обычно присутствует в малом количестве и связан с альбитом.

Эпидотовый минерал в данных амфиболитах представлен также цоизитом и клиноцоизитом; наиболее широко он распространен в породах, богатых амфиболом и сфеном. Следует отметить, что эпидотовый минерал хотя пространственно и связан с амфиболом, но скорее всего за его счет не образуется. Сфен лишен кристаллографических очертаний и образует либо отдельные зерна, либо цепочки и полосы между субпараллельно расположенными кристаллами амфибола.

Биотит зеленовато-бурый темно-коричневый, включает мельчайшие зерна циркона. Он явно частично замещает амфибол; контакты его с амфиболом гладкие. Биотит встречается не во всех образцах данных пород.

Хлорит представлен пеннином. Мусковит образует не крупные чешуи; он наблюдается также в некоторых образцах рассматриваемых амфиболитов, порой его количество ощутимое. Его появление связано с породами, сильно обогащенными кварцем и плагиоклазом.

Рутил встречается в разных количествах; особенно много его в богатых амфиболом разновидностях пород. Ортит и циркон выделяются в случае проявления калиметасоматоза — биотитизации амфибола и появления калишпата, образующего в данных породах жилки и скопления. Парагенетическая ассоциация: плагиоклаз (альбит, олигоклаз)-сине-зеленая роговая обманка (-актинолит)-эпидотовый минерал.

Метаморфизованные габброиды

Породы серые разных оттенков, массивные, часто раздробленные, иногда сетью лейкократовых жил, которые расплываясь по всей породе, обогащают ее светлыми минералами.

Структура гломеробластическая, гетеробластическая, диабластическая. Состав: плагиоклаз, амфибол, кварц, биотит, хлорит, эпидотовый минерал, пренит, тальк, карбонат, апатит, рудный минерал, рутил. Порода интенсивно испещрена жилками кварца и пренита с преобладанием первого, в результате чего иногда возникает гетерогенная порода такситового облика.

Плагиоклаз сильно изменен — сосюртитизирован, пренитизирован и серицитизирован. Нередко плагиоклаз в амфибол прорастает диабластически. Судя по продуктам изменения, следует допустить, что плагиоклаз был более основным. Встречаются также плагиоклазы, очищенные от продуктов их распада с $n=1,536 \pm 0,002$, разъеденные кварцем. Они всегда лишены кристаллографических очертаний и часто довольно крупные. Размер $0,8 \times 3,5$; 2×2 ; 2×3 мм.

В породе наблюдаются короткопризматические (в среднем $0,4 \times 0,7$ мм) кристаллы талька, нацело замещенные мелкочешуйчатым высокодвуупреломляющим, несколько мутным минеральным агрегатом с $Ng-Np=0,045$, содержащие небольшое количество рудного минерала, очевидно представляющего собой псевдоморфозы талька по фемическому минералу.

Амфибол сине-зеленый, иногда светло-зеленый; местами с плагиоклазом образует диабластические структуры замещения, либо в него пойкилитически включен плагиоклаз, приобретая ситовидное строение. Порой наблюдается укрупнение амфибола путем собирательной перекристаллизации мелких его индивидов, причем во время этого процесса происходит разъедание и захват составляющих породу минералов, в частности плагиоклаза, биотита, хлорита и др.

Биотит и хлорит, встречающиеся вместе, являются распространенными для данных пород минералами, образованы по амфиболу. Первый из упомянутых минералов грязновато-коричневый, со слабым плеохроизмом; изредка он принимает участие в заполнении жилок. Хлорит (пеннин) светло-зеленый с $Ng-Np=0,003$, слабо плеохрозирующий с выделением рудного минерала. Он с плагиоклазом образует аналогичные амфиболу прорастания.

Эпидотовый минерал ($Ng-Np=0,034$, $-2V=75^\circ$) встречается в переменном количестве в местах развития амфибола либо плагиоклаза с образованием скоплений зерен или отдельных индивидов. Он, видимо, возникает за счет продуктов деанортитизации исходного плагиоклаза. Пренит и карбонат образуют жилки. Кварц расположен неравномерно, участково. Он разъедает почти все составляющие породу минералы со включением их остатков, в том числе, встречающийся в заметном количестве рудный минерал.

Метасоматиты

Среди пород рассматриваемого комплекса встречается ряд жильных и жилообразных пород, секущих как кристаллические сланцы, так и гранитоиды, и представляющие собой зоны интенсивного обогащения привнесенными лейкократовыми минералами. В этих зонах преобладает то кварц, то альбит; переработанный цветной минерал присутствует в виде незначительной примеси.

Минеральный состав пород указанных зон не отвечает составу каких-либо нормальных магматических пород, хотя в какой-то мере они напоминают аплиты, пегматоиды и др. Среди них имеются и типичные метасоматиты-альбититы, кварцевые и бескварцевые, кварц-мусковитовые, кварц-мусковит-апатитовые, грейзеноподобные породы и др. Они описываются Г. Д. Афанасьевым и др. (1968) в качестве пневматолито-гидротермальных и метасоматических образований.

Лейкократовые породы светло-серые, розоватые и белые, неоднородные; они то массивные, то слегка сланцеватые, средне- или крупнозернистые. Их минеральный состав простой и почти идентичный, хотя количественные соотношения этих минералов существенно различны. Различна также форма и величина их зерен.

Аплиты и пегматоиды. Первые из них розоватые мелкозернистые со следами сланцеватости. Структура явно метаморфической породы — лепидогранобластическая, вызванная субпараллельно располагающимися пластинками мусковита, гранобластическая. Порода состоит в основном из более или менее изометрических зерен кварца и плагиоклаза с преобладанием то кварца, то плагиоклаза. Подчиненную роль играют мусковит, биотит и эпидот, унаследованные от исходных метаморфитов. Аксессуары представлены апатитом, рутилом и рудным минералом. Плагиоклаз (альбит, $n=1,535\pm 0,002$) совершенно свежий, иногда сдвойникованный, количество его варьирует, контуры гладкие. Кварц ровного погасания.

Пегматоиды относительно более крупнозернистые (размер 0,2, 2,4×2,1 мм).

Альбититы породы неоднородные; видны участки богатые в основном альбитом с примесью кварца и относительно крупными чешуйками мусковита, образовавшимися путем собирательной перекристаллизации близко расположенных мелких его чешуек, наблюдающихся довольно обильно в мелкозернистой части породы. Кроме упомянутых минералов содержатся в малых количествах эпидотовый минерал, биотит и гранат, являющиеся унаследованными от исходных метаморфитов и сильно разбавленные инъекционным лейкократовым материалом.

Альбититы макроскопически оставляют впечатление пегматоидов, но взаимоотношения альбита и кварца пойкилобластовые, а не пегматитовые.

Кварцевый сиенит (кварц-альбит-калишпатовая порода). Белая, довольно крупнозернистая порода с миаролитовыми пустотами и скоплениями цветных минералов. По составу порода отвечает кварцевому сиениту, но явно она образована не путем внедрения магмы, а метасоматическим путем. Структура гранобластическая. Состав: плагиоклаз, калишпат, кварц и реликтовые минералы — хлорит, эпидот, биотит и актинолит в незначительном количестве. В виде аксессуаров содержатся — ортит, сфен, апатит, гранат, также унаследованные от исходных метаморфитов.

Плагиоклаз (альбит, $n=1,536\pm 0,002$) крупный с зазубренными краями, несдвойникованный, пойкилитически проросший в кварц. Контуры между альбитом и калишпатом сильно зазубрены — они вдаются друг в друга. Калишпат нерешетчатый, он также пойкилитически прорастает с кварцем. В калишпат, как и в альбит включены единичные мелкие (0,02×0,015 мм) зерна реликтовых минералов эпидота, реже хлорита и актинолита, а также аксессуарные минералы.

Хлорит встречается вместе с эпидотовым минералом в виде скоплений. К ним приурочены также биотит, ортит, сфен и актинолит. Хлорит (клинохлор) бледно-зеленый, но с хорошо выраженным плеохроизмом, $N_g-N_r=0,010$. Эпидот светло-оливково-зеленый с $2V_{Pr}=65^\circ$, $N_g-N_r=0,008$. Ортит включен в эпидот в виде темно-коричневых мелких зерен.

Мусковит-кварцевый альбитит. Белая сахаровидная порода с небольшим количеством мусковита и скоплений темноцветного минерала. Структура пойкилобластическая. Состав: плагиоклаз, кварц, мусковит с незначительной примесью реликтовых минералов — скопленный эпидотового минерала, хлорита и аксессуаров — апатита и сфена.

Плагиоклаз (альбит, $n=1,533\pm 0,002$) сильно преобладает над всеми другими минералами, имеет разную величину зерен — от $0,20\times 0,35$ мм до 2×3 мм, преимущественно идиоморфный и сдвойникованный, переполнен пойкилитическими включениями кварца. Мусковита около 7—9% значительно меньше хлорита и эпидота — 1—3%. Хлорит (пеннин) ассоциирует с мусковитом и образует скопления.

Плагиогранитоиды

Породы серые, розовато-серые, зернистые, содержащие цветные минералы в значительном количестве, расположенные более или менее равномерно, либо кучно. Почти всегда обнаруживают сланцеватость.

Структура лепидогранобластическая, гетеробластическая. Состав: плагиоклаз, кварц, хлорит, мусковит, гранат, эпидотовый минерал (клиноцоизит, цоизит), редко актинолит и биотит. Аксессуары представлены апатитом, сфеном, ортитом, рутилом, цирконом, рудным минералом (магнетит, пирит).

Плагиоклаз (альбит — Ap_8 — олигоклаз — Ap_{22}) лишен кристаллографических очертаний, сдвойникован. Величина ($0,09\times 0,5$; $2,0\times 2,5$ до $1,0\times 6,0$ мм) и форма кристаллов зависит от разъедающей способности привнесенного кварца. Наблюдающиеся в плагиоклазе мутные участки указывают на наличие местами реликтовых продуктов деанортитизации исходных плагиоклазов. Кварц располагается вдоль плоскостей сланцеватости, погасание волнистое; зерна пойкилитически включены в плагиоклаз. Хлорит (пеннин) по N_g темно-зеленый, по N_r зеленовато-желтый, $N_g-N_r=0,003$. Он замещает гранат и, в свою очередь, подвергается мусковитизации. Мусковит почти целиком образован за счет хлорита, незначительная же его часть развивается по биотиту. Гранат полностью, либо частично переходит в хлорит, а также в эпидот; нередко замещается также землистым сосюритоподобным минералом. Ввиду интенсивного преобразования крупные кристаллы ($0,7\times 2,0$ мм) граната встречаются редко. Остатки граната почти всегда содержатся в хлорит-эпидотовой массе. Наблюдаются также скелетообразные его зерна.

Мигматиты

Породы разнородные, характеризуются то хорошо выраженными субпараллельными, то прерывистыми лейкократовыми инъекциями. Некоторые инъекции сопровождаются выделением большого количества взаимно параллельных, либо беспорядочно расположенных порфиروبластов. Текстура сланцевато-зернистая полосчатая и порфиробластическая. Состав: плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, хлорит, калишпат,

амфибол, кальцит, эпидотовый минерал, гранат, апатит, рудный минерал, сфен, ортит. Из перечисленных минералов плагиоклаз, кварц и хлорит присутствуют постоянно с неизменным преобладанием плагиоклаза.

Плагиоклаз (альбит, $n=1,545 \pm 0,002$, редко олигоклаз) главным образом порфиروبластический, расположен между прослоями слюды, которые он раздвигает. Плагиоклаз изредка испещрен жилками калишпата, включая в себя кварц, слюду и рудный минерал, ориентированные субпараллельно. В порфиробластах видны реликты исходных минералов, ориентированных по сланцеватости. Порфиробласты смяты и частично раздроблены; они располагаются в преобразованных реликтовых минералах — слюде, хлорите, эпидоте и др., образующих в настоящее время основную ткань. Перечисленные минералы наблюдаются также в виде включений в порфиробластах. Плагиоклаз более основной чем альбит. Встречается редко среди основной ткани, мутный, сосюритизированный и, по-видимому, является не до конца альбитизированным плагиоклазом исходных пород.

Кварц представлен прерывистыми полосами и скоплениями, распределенными в породе более или менее равномерно. Обнаруживает сильное волнистое погасание, порой раздроблен.

Хлорит (пеннин, $Ng-Np=0,004$) один из распространенных минералов, но его количественная роль весьма изменчива. Он светло-зеленый со слабым плеохроизмом, часто загрязнен рудным веществом, в нем иногда встречается уцелевший от хлоритизации гранат.

Биотит зеленовато-бурый, содержится не всегда и в малом количестве. Он ассоциирует то с хлоритом и мусковитом, то с амфиболом, который замещает. Мусковит, хотя и наблюдается не всегда, но иногда его очень много и образует субпараллельные полосы, местами раздвинутые порфиробластическим альбитом. Амфибол (тремолит) встречается редко, он светло-зеленый, почти бесцветный, лучистый, $cNg=10^\circ$, $2V_{Pr}=82^\circ$. Эпидотовый минерал в мигматитах либо вовсе отсутствует, либо содержится обильно, особенно при наличии амфибола. Представлен он собственно эпидотом оливково-зеленого цвета, $2V_{Pr}=67^\circ$, изредка цоизитом. Кальцит пространственно связан с эпидотовым минералом. Калишпат, встреченный в 2—3 случаях, образует жилки. Гранат постоянно присутствующий минерал, он иногда образует порфиробласты, часто замещен хлоритом, кварцем, альбитом и мусковитом. Рудный минерал в качестве акцессория иногда присутствует в ощутимом количестве. Апатит, сфен и ортит, особенно два последних минерала, наблюдаются спорадически.

Химические особенности

Для пород зоны Передового хребта были сделаны 10 химических анализов (табл. 33)—три анализа почти неизмененных гранатовых амфиболитов (табл. 33, № 1, 2, 3), два — окварцованных амфиболитов (табл. 33, № 4, 5), четыре — для амфиболитов, подвергшихся различным изменениям (табл. 33, № 6, 7, 8, 9), и один анализ порфиробластического альбит-хлорит-эпидот-мусковитового сланца (табл. 33, № 10). Почти неизмененные гранатовые амфиболиты, для которых подсчитан средний химический состав и вычислена формула Т. Барта, приняты в качестве исходных для изученной группы пород. По отношению к этой формуле вычислялись количества привнесенных и вынесенных ионов для различной степени измененных пород.

Химический состав амфиболитов Уруштенского комплекса в весовых процентах
на атомные количества и

№ пп	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₃ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃
1	793 ₆	41,44	0,84	7,21	10,11	6,80	0,16	9,02	12,94	3,24	0,90	0,20
2	794 ₆	43,82	0,89	13,11	6,82	7,14	0,19	8,18	10,22	4,32	1,03	0,07
3	809 ₆	47,71	1,99	14,17	14,17	5,72	7,83	0,16	7,62	4,13	0,75	0,34
Среднее		44,32 738	1,24 15	11,49 226	7,55 95	7,26 102	0,17 3	7,74 191	10,26 184	3,90 126	0,89 20	0,20
4	811 ₆	51,32 854	0,86 11	18,80 368	3,57 45	5,95 82	0,28 4	5,91 146	4,87 87	1,94 62	2,61 56	нет
5	837 ₆	64,65 1076	0,75 9	11,36 223	5,43 68	4,73 65	0,08 1	2,34 57	2,86 51	5,07 163	1,09 24	0,16
6	797 ₆	48,25	1,91	13,15	5,39	9,05	0,23	7,17	7,13	4,59	0,81	0,03
7	802 ₆	45,98	1,98	11,04	8,37	7,48	0,24	8,74	9,50	3,91	1,09	0,20
8	803 ₆	48,01	1,96	9,92	11,23	7,19	0,20	5,84	9,10	4,40	0,81	0,20
9	839 ₆	49,01	1,17	13,26	6,36	6,27	0,18	9,95	7,77	2,72	0,81	0,17
Среднее		47,81 796	1,75 22	11,84 233	7,84 98	7,50 104	0,21 3	7,92 196	8,37 149	3,90 126	0,88 19	0,15
10	816 ₆	52,92 883	0,74 9	9,47 186	3,29 42	4,61 64	0,14 2	14,32 352	8,65 154	2,36 77	1,29 28	0,13

Аналитик Б. И. Кобишвили

В связи с неравномерностью диафтореза полученные цифры в отдельных случаях не выявляют соответствующим образом направленного движения ионов (привноса и выноса), однако общая закономерность их миграции все же улавливается (табл. 34). В окварцованных амфиболитах вынос кальция, магния, железа и титана и привнос кремния и калия проявляется совершенно определенно. В формуле анализа № 5 происходит привнос также натрия. Что касается формулы анализа № 4, то там, наоборот, фиксируется вынос этого иона, что объясняется низким процентным содержанием в нем плагиоклаза.

В среднем составе инъецированных амфиболитов ощутимой миграции элементов не видно, за исключением выноса кальция (17 ионов) и привноса кремния (42 иона). В формуле анализа порфиробластического альбит-хлорит-эпидот-мусковитового сланца (табл. 33, № 10) фиксируется вынос натрия, кальция, железа, алюминия и титана. Вынос натрия объясняется незначительным содержанием в породе плагиоклаза (альбита), привнос магния вызван значительным количеством хлорита.

Таблица 33

с вычислением средних значений для однотипных пород, пересчитанных коэффициенты по Т. Барту

P_2O_5	H_2O	ппп	Сумма	Название породы	Формулы Т. Барта по средним составам
0,34	0,15	6,77	100,12	Гранатовый амфиболит	
0,14	0,10	4,19	100,22	"	
0,12	0,01	3,61	100,19	"	
0,20 2	0,09	4,86 340	100,17	"	$K_{11}Na_{72}Ca_{104}Mg_{108}Fe^{+2}_{58}Fe^{+3}_{64} \cdot Al_{12}Ti_8Si_{419}P_1[O_{1447}(OH)_{153}]$
0,36 5	0,10	3,11 344	99,68	Окварцованный гранатовый амфиболит	$K_{31}Na_{34}Ca_{48}Mg_{81}Fe^{+2}_{45}Fe^{+3}_{25} \cdot Al_{203}Ti_6Si_{472}P_3[O_{1506}(OH)_{95}]$
0,25 3	0,04	1,27 140	100,08	"	$K_{19}Na_{99}Ca_{28}Mg_{31}Fe^{+2}_{36}Fe^{+3}_{37} \cdot Al_{123}Ti_5Si_{595}P_2[O_{1561}(OH)_{39}]$
0,56	0,10	1,79	100,16	Инъецированный амфиболит	
0,31	0,09	1,18	100,11	Амфиболит с биотитом инъецированный кварцем	
0,30	0,01	1,03	100,20	"	
0,32	0,05	1,99	100,03	Эпидотовый амфиболит	
0,37 5	0,06	1,50 166	100,10		$K_{11}Na_{73}Ca_{87}Mg_{114}Fe^{+2}_{60}Fe^{+3}_{57} \cdot Al_{135}Ti_{13}Si_{462}P_3[O_{1552}(OH)_{48}]$
0,25 3	0,08	1,93 212	100,18	Порфиробластический альбит-хлорит-эпидот-мусковитовый сланец	$K_{16}Na_{45}Ca_{86}Mg_{197}Fe^{+2}_{36}Fe^{+3}_{23} \cdot Al_{104}Ti_5Si_{493}P_2[O_{1541}(OH)_{59}]$

Таблица 34

Количество привнесенных и вынесенных ионов по Т. Барту для окварцованных гранатовых амфиболитов (№ 4 и 5), среднего состава диафоризованных амфиболитов (№ 6—9) и порфиробластического альбит-хлорит-эпидот-мусковитового сланца (№ 10), сравниваемых с исходными амфиболитами (№ 1—3)

Коэффициенты	K	Na	Ca	Mg	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Al	Ti	Si	P	O	OH	Порядковые номера диафоризованных пород
Привнос Вынос	20	38	56	27	13	29	75	2	53	2	58	58	4
Привнос Вынос	2	18	76	77	22	17	5	3	176	1	114	114	5
Привнос Вынос	0 0	1 17	6 17	2 6	3 2	7 3	5 7	5 5	42 42	2 2	105 105	105	6—9
Привнос Вынос	5	29	18	89	22	31	24	3	74	1	94	94	10

В ы в о д ы

Породы, развитые в области тектонической зоны Передового хребта, относятся в основном к семейству базитов и ультрабазитов. Согласно с мнением, высказанным Г. М. Ефремовым, следует совершенно определенно отметить, что в окончательном становлении главной части этих пород, включая и гранитоиды, существенную роль играли регрессивные метаморфические процессы, протекавшие обычно метасоматическим путем.

В рассматриваемой зоне наиболее древними прогрессивно регионально метаморфизованными породами являются эклогиты. Они так же, как и многие эклогиты мира, подвергнуты регрессивному метаморфизму, выразившемуся в процессах амфиболитизации, мусковитизации, эпидотизации и окварцевании. Первый из наложенных процессов наиболее распространенный. Амфиболитизация начинается с периферической части зерен моноклинного пироксена (омфацита) с образованием симплектитовых прорастаний. Симплектитовый агрегат постепенно целиком захватывает материнский минерал, который впоследствии полностью замещается амфиболом, и эклогиты преобразуются в широко распространенные в районе диафторитовые гранатовые амфиболиты, постепенно переходящие в эклогиты.

Последнее обстоятельство указывает на то, что ранее на Северном Кавказе эклогиты были развиты достаточно широко, так как возраст диафторического процесса определяется верхним палеозоем.

Сравнение химических составов гранатов из эклогита и гранатового амфиболита, перечисленных на компонентные составы, показывает возрастание алмандинового (на 7,6%) и спессартинового (на 1,4%) компонентов и уменьшение пироповой составляющей на 4,0%. Резкое возрастание гроссулярового компонента (на 18,5%) по сравнению с эклогитом вызвано отсутствием расчета андрадитового компонента в гранатовых амфиболитах.

Таким образом, унаследованный характер граната, а также рутила в гранатовых амфиболитах сомнений не вызывает. Гранат в процессе регрессивного метаморфизма все более сбрасывает с себя пироповую составляющую, одновременно уменьшается количественная его роль. Следует также отметить, что гранат, входящий в состав изученных нами эклогитов, более или менее уже диафторизован. Четко проявлено образование эклогитового амфибола по моноклинному пироксену, который постепенно уменьшается, а затем исчезает.

Вместо пироксена в амфиболитах развивается амфибол в виде обыкновенной роговой обманки и выделяется плагиоклаз. По амфиболу кое-где проявляется биотит. Сравнение химических составов амфиболов эклогитов и гранатовых амфиболитов показывает на их в целом близкий состав. Видна лишь некоторая тенденция к увеличению в отдельных анализах процентного содержания кремнекислоты, окислов кальция и калия. На новообразование кварца и плагиоклаза в амфиболитах позднее амфибола указывает повсеместное разъедание и вытеснение этого минерала кварцем и плагиоклазом. Эти минералы встречаются также в виде жилков, раздувов, скопленных зерен, включающих останцы амфибола, граната и др. Гранат корродируется, постепенно вытесняется и целиком замещается хлоритом. Кальцит, эпидотовый и рудный минералы возникают в результате распада главным образом амфибола и граната. Ортит и циркон выделяются в связи с проявлением калиметасоматоза — биотитизации роговой обманки и микроклинизации альбита.

Исходными породами второй ветви регрессивного метаморфизма следует считать ультраосновные породы, подробно описанные Г. Д. Афанасьевым и др. исследователями Северного Кавказа. Третью группу пород постепенного проявления низкотемпературного метаморфизма и соответствующие минерало- и породообразования дают исходные габброиды и основные порфириды, в значительной степени уже метаморфизованные, о чем говорят их структуры и составы.

Картина широкого проявления метасоматического породообразования в зоне Передового хребта хорошо видна из описанных выше пород, объединяемых под общим заглавием «метасоматиты». О существенной роли метасоматических процессов в окончательном становлении изученных нами плагиогранитов говорят следующие микроскопические наблюдения: структурные особенности, процесса альбитизации исходного более основного плагиоклаза и его собирательная перекристаллизация с образованием крупных выделений (порфиробластов), включающих останцы исходных минералов, захваченных при формировании порфиробластов, наличие начальной стадии выделения микроклина, жилки которого испещряют альбит, привнесенный характер кварца, образующего полосы, жилки, скопления и более или менее равномерно распределенные зерна в результате распыления жилок и, наконец, наличие небольшого количества остатков граната исходных пород, почти полностью замещенного хлоритом.

БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА

ЧЕГЕМСКАЯ СВИТА

Севернее Передового хребта развиты кристаллические сланцы, выступающие из-под перекрывающих их юрских отложений по глубоким долинам рек Кубань, Малка, Баксан и Чегем. С. П. Соловьев (1938) дал стратиграфическую схему развитых здесь различных свит, которую в дальнейшем уточнил. По этой схеме наиболее древними являются кристаллические сланцы, включающие и чегемскую свиту. Основание свиты не вскрыто. Д. С. Кизевальтер (1948, 1956) разделил кристаллические сланцы рассматриваемой зоны на две свиты — нижнюю, чегемскую, и верхнюю, хасаутскую. Первую из названных свит в настоящее время относят к докембрию — нижнему палеозою. Д. С. Кизевальтер относил ее к нижнему палеозою. В. Н. Робинсон (1964) сопоставил породы хасаутской свиты с породами хребта Дженту и пришел к выводу о нижнепалеозойском ее возрасте, так как породы хребта Дженту он относил к кембрию, определявшиеся теперь как среднепалеозойские. В настоящее время Д. С. Кизевальтер хасаутскую свиту относит к нижнему палеозою, исходя из степени метаморфизма пород с хорошей сохранностью реликтовой обломочной структуры и небольшого углового несогласия с силурийскими образованиями.

На основании петрографического анализа пород свиты, Д. С. Кизевальтер (1956, стр. 130) пришел к правильному выводу; он отметил, что изометрические очертания зерен альбита, ситовидные структуры, сохранение ориентировки включенных в альбит чешуй слюды свидетельствует о более позднем разрастании последнего минерала. Однако не совсем точен названный исследователь, когда он допускает возникновение альбита в результате метасоматического воздействия натриевых возгонов гранитоидной магмы на уже полностью регионально метаморфизованные сланцы баксанской и чегемской свит, в частности на со-

держась в них калиевую слюду, альбит и хлорит. По его мнению, чем больше было калиевой слюды в первичной породе, тем полнее происходила альбитизация. Этому процессу способствовало присутствие кварца.

Как будет видно из приводимой ниже петрографической характеристики пород, вместе с натрием привносились также калий и кремний, но в подчиненном количестве, поэтому образовались различные альбитизированные сланцы. Кроме того, привнос названных элементов, видимо, связан не с возгонами гранитной магмы, а с восходящими растворами. Временем альбитизации он считает докембрий, так как в палеозойских породах в непосредственном соседстве не известны какие-либо явления альбитизации или турмалинизации.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕГЕМСКОЙ СВИТЫ И СВЯЗАННЫХ С НЕЙ ГАББРОИДОВ И АМФИБОЛИТОВ

Бассейн р. Баксан

В бассейне р. Баксан свита сложена из кристаллических сланцев и кварц-альбитовых, кварц-альбит-роговообманковых, кварцевых и кварц-гранат карбонатных пород.

Характерной особенностью чегемской свиты является наложенный процесс натриевого метасоматоза, вызвавший интенсивную альбитизацию пород свиты. Альбитизации предшествовало окварцевание. До метаморфизма свита слагала вулканогенно-терригенную геосинклиналь (Заридзе, Казахашвили, 1962). Характеристика пород свиты выхода р. Баксан приводится по данным этих авторов (1962).

Кристаллические сланцы

Кварц-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы. На изученной территории эти сланцы пользуются наибольшим распространением. Они развиты по обоим берегам р. Баксан, у г. Тырнауз и в ущельях рек Герхожансу и Камыксу (правый и левый притоки р. Баксан). Макроскопически порода темно-зеленая, зеленовато-серая или зеленовато-серебристая. Обычно она обнаруживает ясную сланцеватость, вдоль которой наблюдаются инъекции альбита и кварца.

Структура породы гранолепидобластическая, текстура сланцеватая и очковая. Минеральный состав: хлорит, мусковит, серицит, кварц, альбит и аксессуары — апатит, циркон, гранат, присутствующий иногда в существенном количестве.

Хлорит (пеннин) вместе с мусковитом образует прослой, вдоль которых инъецирован мелкозернистый мозаичный кварц с волнистым погасанием; последний раздвигает и постепенно поглощает эти прослой, нарушая их субпараллельность. В местах с преобладающим развитием инъецированного материала хлорит и мусковит наблюдаются в виде отдельных ленточек и чешуек. В хлорите изредка видны остатки биотита.

Значительное количество прослоев слюды и хлорита, видимо, было уничтожено сперва кварцем, а затем — альбитом. Наблюдается как альбит раздвигает, уничтожает и как бы срезает не только сланцевый материал, но вместе с ним и кварц. Раздвинутые прослой сланца, обволакивающие зерна альбита, образуют очковые текстуры. Порфиробласты альбита часто сильно вытянуты без нарушения цельности. Новообразованных альбита и кварца порой так много, что порода при-

обретает интрузивный облик. Местами альбит образует прожилки и, обволакивая зерна кварца, постепенно замещает их. Наблюдения показывают, что с увеличением количества порфиробластического альбита, уменьшается количество кварца, который при почти полном вытеснении обнаруживается в виде уцелевших мелких остатков, включенных в альбит. В альбите и мелкоагрегатном кварце наблюдаются включения крупных неправильных зерен апатита.

Наряду с наличием раннего (по сравнению с альбитом) кварца, встречаются и более поздние кварцевые прожилки и гнезда. Он обычно более крупный и загрязнен (запылен) включениями. Наблюдается случай пересечения альбита кварцевой жилкой, содержащей карбонат и рудный минерал.

Рудный минерал нередко представлен пластинками и прожилками гематита, по которому образуются гидроокислы железа с возникновением тончайших прорастаний. Рудные минералы иногда содержатся в большом количестве; они секут и замещают хлорит, мусковит, кварц и альбит и часто сопровождаются карбонатом. Наблюдаются также раздувы рудных прожилков. Местами среди гидроокислов железа замечены реликты замещенного халькопирита. Таким образом, привнос рудных минералов более поздний, чем альбитизация. Одновременно с рудным минералом возникают прожилки хлорита и кварца с ровным погасанием. Однако имеются и такие рудные жилки, которые образованы до процесса альбитизации. В данном случае прожилки гидроокислов железа содержатся в прослойке хлорита, захваченной альбитом. Альбит нередко как бы срезает хлорит-мусковитовые прожилки и вместе с ними содержащиеся в них ранние рудные жилки.

Хлорит-цоизит-роговообманковые сланцы обнажаются на левом берегу р. Баксан, у первой левой балки ниже р. Камыксу. Макроскопически они представляют собой тонкосланцеватые зеленовато-серые сланцы.

Структура гранонематолепидобластическая. Минеральный состав: амфибол, эпидотовый минерал, хлорит и кварц. Амфибол представлен сине-зеленой роговой обманкой; между прослоями роговой обманки и хлорита располагается агрегат мелких зерен кварца роговиковой структуры.

В большом количестве содержатся бесцветные отдельные кристаллы и скопления цоизита и клиноцоизита. Они приурочены как к амфиболовым прослоям, так и к кварцу, вытягиваясь в виде полос. Хлорит не только замещает роговую обманку, но нередко сечет поперек сланцеватости все другие минералы. Среди секущих породу жилок, порой в ассоциации с хлоритом наблюдаются жилки кальцита. В большом количестве встречаются неправильные зерна рудного минерала и вместе с ними сфен. Среди кварцевых зерен наблюдается апатит. Последовательность образования различных жилок следующая: кальцит, хлорит с пиритом, сфен.

Кварц-альбит(-турмалин)-мусковитовые сланцы развиты на левом берегу р. Камыксу (левый приток р. Баксан) и р. Чекбалсу (правый приток р. Герхожансу). Макроскопически порода светло-серая, серебристая; местами наблюдаются инъекции порфиробластов альбита. На плоскостях сланцеватости видны иголки черного турмалина. Мусковит имеет субпараллельную ориентацию. Вдоль его прослоев располагаются вытянутые зерна альбита и кварца. Крупные порфиробласты альбита не сдвойникованы. С увеличением количества альбита уменьшается количество кварца. Местами альбит сечет

агрегат кварцевых зерен, которые вместе секутся рудными жилами. Иногда наблюдается обратная последовательность, когда альбит сечет рудные жилки. Таким образом, рудные жилки возникали до и после образования альбита. Состав рудных жил обеих генераций идентичный — гидроокись железа, гематит и халькопирит.

Турмалин, содержащийся в рассматриваемых сланцах образует крупные призмы буровато-синего или буровато-зеленого цвета. Он аналогично альбиту при своем становлении раздвигает слюдяные прослои. Одновременно он раздвигает и изгибает рудные жилки. Турмалин, очевидно, более поздний, вернее один из последних образований породы; он сечет рудные жилки второй генерации. Апатит, обычно содержащийся в большом количестве, сопутствует турмалину. Время его образования совпадает или близко стоит ко времени образования турмалина. В небольшом количестве наблюдаются хлорит и порфиробластический гранат, частично замещенный хлоритом.

Кварц-хлоритовые сланцы с эпидотом и гранатом встречены на левом берегу р. Баксан, ниже устья р. Камыксу. Они представляют собой светло-зеленые сланцы с мелкими включениями граната.

Структура их гранолепидобластическая. Минеральный состав: линейно расположенные чешуйки хлорита, цоизит в подчиненном количестве и клиноцоизит. К ним приурочен мелкозернистый агрегат кварца роговиковой структуры, постепенно разъедающий и уничтожающий чешуйки хлорита. Наблюдается также крупнозернистый поздний кварц, образующий жилки и линзы. Он включает в себя эпидотовые минералы и хлорит. Крупные зерна граната частично замещены хлоритом. В значительном количестве содержится приуроченный к цоизиту сфен. В виде аксессуаров присутствуют циркон и рудный минерал.

Кварц-хлорит-серицитовые сланцы развиты на левом берегу р. Баксан. Макроскопически породы светло-серые, рассланцованные; структура гранолепидобластическая. Минеральный состав: плагиоклаз, амфибол, хлорит, кварц и аксессуары — апатит, рудный минерал. Амфибол нацело замещен рудным минералом, хлоритом и кальцитом; он познается лишь по характерным шестиугольным разрезам.

Кварц двух поколений — крупнозернистый, разъедающий серицитизированный плагиоклаз и мелкозернистый. Вместе с мелкозернистым кварцем развиты хлорит и серицит. Последний минерал образует также неправильной формы скопления, возможно, представляющие собой остатки вытесненного кварцем измененного плагиоклаза. В рассеянном виде встречаются рудный минерал и апатит.

Возможно, порода некогда была порфиритом. Об этом говорит полностью диссоциированная апацитизированная роговая обманка, продукты распада которой превратились в гидроокислы железа, хлорит и карбонат. Стекловатый базис заместился хлоритом, а кристаллы плагиоклаза — серицитом и кварцем. Вкрапленники плагиоклаза также полностью серицитизировались. Поздний крупнозернистый кварц заместил и уничтожил вкрапленники нацело серицитизированного плагиоклаза, а также хлорит. Почти одновременно образовались жилки карбоната, замещающие хлорит и ранее разрушенную роговую обманку.

Кварц-эпидот-актинолитовые (тремолитовые) сланцы. Макроскопически они зеленовато-серые, с прослоями эпидотового минерала фисташкового цвета.

Порода состоит из редких прослоек актинолита, часто замещенного хлоритом. К ним нередко приурочены эпидотовые минералы, ко-

торые встречаются и в виде скоплений. Прослои образуют также ранний крупнозернистый кварц, пересекающийся поздним кварцем, слагающим гнезда, раздувы и скопления и расположенными как вдоль сланцеватости, так и поперек нее, замещающая и уничтожая минералы породы. В результате раздвигания кварцем слоев сланца возникает очковая текстура. Фиксируются также жилки кальцита и рудного минерала с хлоритом. Кальцит сечет все породообразующие минералы, включая и поздний кварц. Рудный минерал, представленный гематитом и гидроокислами железа, сопровождается хлоритом. Он образует жилки и скопления, секущие кальцит и поздний кварц.

Кварц-хлорит-мусковитовые сланцы с цоизитом и карбонатом встречаются на левом берегу р. Баксан. Они светло-серые сланцеватые с зеленым оттенком; видны послойные инъекции белого карбоната и зеленоватого крупнопризматического цоизита.

Породы состоят из хлорит-мусковитовых прослоев, инъецированных мелкозернистым кварцем. Аналогичные сланцы с порфириобластами альбита уже охарактеризованы, поэтому описание прослоев хлорита, мусковита и кварца здесь не приводится. Особенностью рассматриваемых сланцев является наличие между прослоями хлорита и мусковита крупных зерен позднего кварца и крупных призматических зерен цоизита и клиноцоизита, причем одновременно с цоизитом образовался крупнозернистый кальцит. Цоизит и кальцит местами содержат включения мусковита, хлорита и мелкозернистого кварца.

Кварц-альбитовые породы

Эти породы наблюдались на левом берегу р. Баксан, у г. Тырныауз, и по речке Чекбалсу (приток р. Герхожансу). Макроскопически они светло-серые и желтовато-серые; имеют интрузивный облик со следами сланцеватости; видны вкрапления пирита.

Минеральный состав: альбит, кварц, актинолит, эпидотовые минералы, апатит и рудный. Главная масса породы аплитовидная мелкозернистая кварц-альбитовая, среди которой видны остатки эпидотового минерала.

Альбит заполняет промежутки между кварцевыми зернами, что говорит о более позднем его происхождении. Актинолит присутствует в виде небольших остатков актинолитового сланца, уцелевших от уничтожения привнесенным лейкократовым материалом. Он полностью замещен кварцем, а в оставшихся полосах наблюдаются небольшие пятна кальцита, хлорита и зерна рудного минерала. Последний минерал рассеян по всей породе и нередко приурочен к эпидотовым минералам, образуя гидроокислы железа. Содержатся также крупные вкрапления сульфидов. По р. Камыксу фиксируется приуроченность крупных зерен рудного минерала к прожилкам и гнездам крупнозернистого кварца. Апатит приурочен к сланцеватым участкам, но встречается и в кварц-альбитовой массе. Следует отметить, что порфириобласты альбита полностью замещены пиритом, который, в свою очередь, в значительной мере замещается гидроокислами железа, сохраняя форму полевого шпата.

По правому берегу р. Баксан и в ущелье р. Чекбалсу встречаются совершенно аналогичные по составу породы, но образованные не в результате замещения кварц-эпидот-актинолитовых сланцев, а за счет кварц-хлоритовых сланцев, причем прослои хлорита почти полностью уничтожены.

Близ устья р. Камыксу (приток р. Баксан), обнажается аналогичная порода, образовавшаяся по мусковитовому сланцу, состоящая из кварц-альбитовой массы с небольшими уцелевшими остатками прослоев мусковита. Рудные минералы здесь также представлены вкраплениями пирита, замещенными по периферии гидроокислами железа. Кроме того, порода пронизана крупнозернистым кварцем, сплошь испещренным тонкорассеянными гидроокислами железа.

Кварц-альбит-роговообманковые породы

Эти породы обнажаются по правому берегу р. Баксан, ниже р. Герхожансу. Они также имеют интрузивный облик; цвет их темно-зеленый. На мелкозернистом кварц-полевошпатово-цоизитовом фоне выделяются крупные призмы темной роговой обманки и вкрапления пирита. Структура порфиробластическая. Порода состоит главным образом из мелкозернистой кварц-альбитовой массы, в которую вкраплены крупные порфиробласты граната и роговой обманки, содержащие включения мелкозернистого кварца, а также эпидот-цоизита. Гранат нередко по трещинам спайности замещается хлоритом. Роговая обманка ($cNg = 12-15^\circ$, $-2V = 70^\circ$) образует отдельные кристаллы, включающие хлорит и альбит, а также жилки вместе с более крупнозернистым кварцем и крупночешуйчатым хлоритом.

Встречаются гнезда кварца с рудным минералом, представленные пиритом и арсенопиритом. Некоторые гнезда сложены более крупнозернистым кварцем с хлоритом, с включениями эпидот-цоизита; они секут рудные жилки и гнезда, к которым приурочен и сфен.

В кварц-хлорит-роговообманковых жилках кварц имеет ровное погасание; он расположен вдоль плоскостей сланцеватости, реже под углом к ней.

Кварцевые и кварц-гранат-карбонатные породы

В чегемской свите выхода р. Баксан преимущественно кварцевые породы встречаются в виде дайковых тел и довольно широко развиты; мощность их различная — от нескольких сантиметров до нескольких метров. Мощные дайки, например, обнажаются вдоль дороги по правому берегу р. Герхожансу, по правому и левому берегам р. Баксан, по р. Камыксу. Дайки, залегающие в кварц-хлорит-мусковитовых сланцах состоят целиком из кварца, имеющего волнистое погасание: контуры кварцевых зерен зазубрены и сильно извилисты. Наряду с кварцем наблюдаются чешуйки субпараллельно ориентированного мусковита, представляющего собой остатки сланцевого материала, уцелевшего от процесса кремниевого метасоматоза. К остаткам сланцевого материала приурочен мелкозернистый кварц и гидроокислы железа.

Кварц-гранат-карбонатные породы встречены по правому берегу р. Баксан, ниже р. Чекбалсу, на участках широкого развития кварцевых даек; они массивные, серо-розового цвета. Главные составные части этих пород — гранат, придающий породе розовую окраску, кварц с ровным погасанием, кальцит, скопления волокнистого карбоната (кальцит-арагонит), эпидот-цоизит и большое количество рудного минерала.

Выводы

1. В чегемской свите выхода р. Баксан наблюдается быстрая смена состава и структуры пород как по падению, так и по простиранию. Переход одних пород в другие в одних случаях постепенный, в других — резкий, что указывает на локализацию интенсивности процесса метасоматоза в определенных границах. Это, по-видимому, вызвано неравномерным проникновением восходящих растворов во всех частях чегемской свиты, вследствие различной ее проницаемости.

2. В отличие от существующего мнения, заключающегося в том, что процесс метасоматоза в чегемской свите осуществлялся привносом лишь натрийсодержащих растворов, выяснилось, что он совершался в результате привноса наряду с натрием, также кремния и калия. На определенных этапах развития процесса происходил привнос почти только кремния. Наряду с указанными элементами привносились также фосфор, хлор, бор, кальций, железо, магний и другие элементы. Среди названных элементов, вероятно, фосфор хлор и бор привносились извне, что касается остальных элементов, то они скорее продукты разрушения минералов, содержащих эти элементы.

3. Исходя из наличия большого количества роговой обманки, карбоната и эпидот-цоизита в составе материнских пород чегемской свиты существенную роль, видимо, играли основные магматические породы типа габбро-диабаз-порфириров, характерные для геосинклинальных образований, хотя реликтовые структуры этих пород не сохранились.

По данным спектрального анализа в породах чегемской свиты содержатся следующие микроэлементы: ванадий, цирконий, галлий, селен, медь, свинец, цинк, хром, никель, кобальт и в одном случае селен (в порфиробласте альбита); кроме того, весьма редко встречающиеся в горных породах иттербий и иттрий. Содержание хрома, никеля, кобальта и титана указывает на то, что в состав пород чегемской свиты выхода р. Баксан входили основные породы.

4. Вопреки существующему мнению о раннем регионально-метаморфическом происхождении мелких зерен альбита, из которых был **заимствован натрий** для порфиробластов, альбит обоих поколений образовался в результате альбитизации в стадии преимущественного привноса натрия. Мелкозернистый альбит привносился после кварца, так как он поглощает все минералы сланцев. Порода имеет гипабиссальный интрузивный облик.

5. Процесс альбитизации всюду сопровождается выпадением большого количества крупных зерен апатита, что является результатом взаимодействия высвобождающегося при процессах альбитизации кальция с привнесенными элементами.

В альбитизированных породах почти нигде не наблюдается присутствие карбонатов. В одних случаях хлорит-мусковитовые сланцы инъецируются альбитом, в других же — кальцитом. В последнем случае порода обычно не содержит апатита.

6. Минеральные ассоциации метаморфитов чегемской свиты выхода р. Баксан: актинолит-цоизит (-кварц), актинолит-эпидот-кварц, тремолит-цоизит-кальцит (-кварц), актинолит-альбит-кварц-гранат, кварц-эпидот-хлорит-альмандин, кварц-альбит (-хлорит)-мусковит-альмандин (-турмалин). Последняя ассоциация относится к зеленосланцевой фации осадочных пород, все остальные к той же фации для основных пород (минеральные зоны — хлоритовая и биотитовая). Тип метамор-

физма андалузит-силлиманитовый (серия А). По легенде карты регионального метаморфизма СССР, породы чегемской свиты выхода р. Баксан относятся к биотит-серпичитовой и серпичит-хлоритовой субфациям фации зеленых сланцев.

Бассейн р. Кубань

Чегемская свита в бассейне р. Кубань представлена кристаллическими сланцами (р. Даут — левый приток р. Кубань), габброидами, амфиболитами и продуктами их преобразования (ущелье р. Кубань).

Кристаллические сланцы

Эти породы характеризуются четко выраженной сланцеватостью и идентичным минеральным составом, за исключением редко присутствующих реликтовых граната и силлиманита. Количественные соотношения минералов в различных сланцах сильно варьируют. Текстура пород меняется от тонкосланцеватой до сланцевато-зернистой. Цвет сланцев от серебристого до красновато-розового, редко породы темно-зеленого цвета. Структура пород варьирует от порфиробластической до гранолепидобластической и гранобластической.

Ниже перечислены встреченные нами четыре типа сланцев с указанием их текстурно-структурных признаков и минерального состава, после чего приводится объединенная характеристика породообразующих минералов.

Гранат-силлиманит-альбит-хлорит-мусковит-кварцевые сланцы. Текстура тонкосланцеватая с прослойками и раздувами кварца. Структура порфиробластическая с гранолепидобластической основной тканью. Минеральный состав (минералы расположены в порядке их убывания): кварц, мусковит, хлорит, альбит, силлиманит, гранат, кальцит, эпидотовый и рудный минералы, апатит, турмалин.

Силлиманит-гранат-апатит-кварц-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы. Текстура зернисто-сланцеватая. Структура порфиробластическая с гранолепидобластической основной тканью. Минеральный состав: мусковит, хлорит, альбит, кварц, апатит, гранат, силлиманит, рудный минерал, рутил. Порфиробласты обычно образуют альбит, редко апатит; величина зерен которого достигает 1×2 мм.

Мусковит-хлорит-кварц-альбитовые сланцы. Текстура зернисто-сланцеватая, переходящая в сланцевато-зернистую, структура лепидогранобластическая. Минеральный состав: плагиоклаз, хлорит, мусковит, кварц, карбонат, эпидотовый и рудный минералы, апатит. За исключением кварца, количество которого изменчиво в различных образцах, порядок расположения других минералов такой же.

Кварц-мусковит-альбитовые сланцы постепенно переходят в кварц-альбитовые породы, имеющие метасоматическое происхождение. В них доминирующую роль играет альбит. Текстура сланцевато-зернистая, а при отсутствии слюды зернистая, структура лепидогранопойкилобластическая и гранобластическая. Минеральный состав: альбит, кварц, мусковит, карбонат, хлорит, эпидотовый и рудный минералы, рутил, апатит; в одном случае встречен антипертит.

Плагиоклаз (альбит) обычно встречается в виде порфиробластов, сложенных из нескольких его кристаллов. Обычно в него пойкилитически включены зерна кварца. Рассматриваемый минерал содержится и

в кварцевом агрегате, особенно в раздувах, иногда вместе с другими минералами. С ростом количественной роли альбита наблюдается его укрупнение, который содержит включения заметно в меньшем количестве; обычно последние представлены только кварцем. Но бывают случаи, когда альбитовые порфиробласты все же богаты субпараллельно расположенными включениями различных минералов. Местами наблюдалось разедание плагиоклазом в разной степени хлоритизированного граната, который исчезает в связи с ростом альбита. Наряду с порфиробластами альбит образует вытянутые вдоль сланцеватости полосы.

При интенсивном натриевом метасоматозе возникают мусковит-хлорит-альбитовые сланцы или даже альбитовые сланцы (сланцеватые альбититы). На основании отсутствия реликтовых основных плагиоклазов, выделения карбоната, эпидотового и рудного минералов, мы допускаем образование альбита по гранату. Результаты измерения плагиоклазов приводятся в таблице 35.

Кварц первой генерации образует самостоятельные полосы и раздувы, а также смесь хлорита и слюды. В первом случае вместе с кварцем содержатся зерна плагиоклаза и кальцита размером не более 0,2 мм. Кварц второй генерации мелкозернистый, секущий почти все породообразующие минералы.

Мусковит наблюдается в переменном количестве; он то преобладает над другими минералами, то сильно уступает им. В мусковите содержатся уцелевшие остатки силлиманита.

Таблица 35

Результаты измерения плагиоклазов кристаллических сланцев р. Даут

№ образца	Ng°	Nm°	Np°	Содержание анортита	Закон сдвойничивания	Степень упорядочения
505	74	18	75	3	[001]	1,00
512	16	74	90	5	Pcp ⊥ (010)	1,00
515	17	73	90	7	Pcp ⊥ (010)	0,75—0,80
516	71	19	90	0—1	[001]	1,00
519	19,5	70,5	90	0—1	Pcp ⊥ (010)	1,00
522	17	73	90	3	Pcp ⊥ (010)	0,90—1,00
526	74	17	85	2—3	[001]	0,90—1,00
528	76	14	90	4—5	[001]	1,00
530	76	17	82	5—6	[001]	0,75—0,80

Хлорит приурочен к мусковиту и по сравнению с ним имеет подчиненное развитие. Местами он образует округлые зерна в совокупности с реликтовым гранатом, имеющим скелетообразные формы. В данном случае к хлориту примешаны серицит, кальцит, рудный минерал, замещающие гранат. Результаты измерения хлоритов приводятся в таблице 36.

Эпидотовый минерал обычно содержится в малом количестве и представлен чаще цоизитом ($2V_{Ng}=50^\circ$), реже клиноцоизитом и еще эпидотом ($2V_{Np}=70^\circ$).

Результаты измерения хлоритов кристаллических сланцев р. Даут

№ образца	Ng	Np	Ng—Np	Цвет	Вид хлорита
503	1,590	1,583	0,007	бесцветный	клинохлор
508	1,630	1,624	0,006	зеленый	прохлорит
510	1,593	1,588	0,005	бесцветный	клинохлор
518	1,614	1,607	0,007	зеленый	прохлорит
519	1,612	1,605	0,007	зеленый	прохлорит
525	1,610	1,604	0,006	зеленый	прохлорит

Силлиманит волосовидный; он наблюдается в виде незначительных остатков, приуроченных к нацело его замещающему мусковиту.

Гранат содержится в виде крупных ($2 \times 1,8$ мм) скелетообразных зерен, частично замещенных хлоритом, а также в виде остатков, включенных в хлорит или плагиоклаз. При замещении граната плагиоклазом выделяются кальцит, рудный и эпидотовый минералы, иногда апатит. Параметр решетки граната: $a=11,628$, $A=11,604$.

Карбонат почти всегда в форме кальцита, представленного дендритовидными образованиями, прерывистыми жилками и скоплениями зерен. Он, замещая апатит, местами повторяет очертания его кристаллов или вместе со слюдой оторочивает зерна апатита.

Апатит обычно наблюдается в качестве акцессорного минерала, но иногда составляет 6%. Одновременно происходит увеличение размеров зерен до 1×2 мм. Зерна апатита часто округлые или овальные и напоминают порфиробластов альбита погружены в хлорит-мусковитовую массу (в основную ткань). Формы его кристаллов и пространственное их размещение аналогичны альбиту и подобны таковым граната, что дает основание для допущения их образования за счет граната. Процесс возникновения апатита по гранату является как бы побочным процессом, возможно, протекающим в период кратковременного прекращения привноса натрия. Господствующим процессом в рассматриваемых сланцах является альбитизация.

Рудный минерал, как правило разложен (лимонитизирован) и представляет собой продукты распада граната. Циркон встречается очень редко, образует мелкие призматические и овальные зерна. Он не является характерным акцессором для рассматриваемых кристаллических сланцев. Сфен наблюдался только в двух образцах (№ 509 и 529) в совокупности с рудным минералом. Рутил распространенный акцессорный минерал для данных пород. Он образует тонкие призмы и коленчатые двойники в плагиоклазе и хлорите. Его выделение, видимо, также связано с распадом граната.

Габброиды

Эти породы всегда в разной степени изменены. Они серые разных оттенков, зернистые и плотные, иногда со следами сланцеватости.

Структура реликтовая габбровая, в большинстве случаев нарушенная; субпараллельное расположение амфибола иногда обуславливает нематогранобластическую структуру породы.

Состав: плагиоклаз, амфибол, пироксен, хлорит, карбонат, кварц, апатит (преобладает), сфен, рудный минерал, причем пироксен, карбонат и кварц присутствуют не во всех образцах.

Плагиоклаз образует сплошные массы, переполненные игольчатым актинолитом и соссюритом. Местами он мутный — нацело соссюритизированный со спорадическими выделениями цоизита, реже плагиоклаз подвергнут преницитизации и серицитизации. Изредка он прорастает в кварц. Показатель преломления реликтового плагиоклаза больше такового канадского бальзама. Наблюдаются также совершенно прозрачные сдвойникованные плагиоклазы (альбиты), лишенные кристаллографических очертаний.

Амфибол двух видов — один из них образует относительно крупные зерна ($0,5 \times 0,8$ мм). Цвет грязновато-зеленый, почти не плеохроирует, испещрен мелкими зернами карбоната и соссюритоподобного минерала. Иногда он чистый, светло-зеленый, $cNg=15, 16, 17^\circ$. Второй вид амфибола (актинолит-тремолит) лучистый, светло-зеленый либо бесцветный с $cNg=13, 14, 15^\circ$. Этот вид амфибола иногда почти нацело замещен хлоритом и карбонатом, который порой повторяет строение лучистого амфибола. Карбонат образует также жилки.

Моноклинный пироксен в данных породах содержится изредка в виде почти совершенно бесцветных остатков; $cNg=45^\circ, 2Vng=50^\circ$.

Кварц присутствует в изменчивом количестве, в некоторых образцах он не содержится. Образует жилки различного направления, скопления зерен либо пропитывает породу целиком. Размер зерен от 0,015 до 2 мм в поперечнике.

Хлорит (пеннин) зеленый, почти неплеохроирующий и изотропный, образован по амфиболу. $Ng=1,571, Np=1,569; Ng-Np=0,002$.

Среди габброндов были встречены такие разности, в которых из цветных минералов содержится исключительно хлорит; в этих породах присутствуют кварц (в большом количестве) и основной плагиоклаз; появляется также гранат. Структура реликтовая, нарушенная; кое-где наблюдаются участки с ксеноморфным хлоритом, напоминающим офиловую структуру. Местами линейное расположение хлорита обуславливает образование метаморфической структуры. Состав: плагиоклаз, хлорит, кварц, гранат, апатит, рудный минерал.

Плагиоклаз совершенно лишен кристаллографических очертаний, форма и размер зерен зависят от интенсивности процесса коррозии кварцем. Он нацело соссюритизирован, в меньшей степени серицитизирован ($n > k. б. < \text{кварца}$). Местами кристаллы плагиоклаза окаймлены тонкой прерывистой полосой альбита.

Хлорит зеленый, желтовато-зеленый; он переполнен вторичным магнетитом и сагенитом. В хлорите иногда видны пятна коричневого минерала, представляющего собой, видимо, биотит. Кроме того, в рассматриваемый минерал включены мелкие ($1,5 \times 2, 2 \times 2, 2 \times 3$ мм) зерна новообразованного граната. При содержании граната магнетит и сагенит отсутствуют.

Кварц образует жилки и пропитывает породу целиком, а также корродирует минералы, главным образом плагиоклаз.

Амфиболиты

Внешне породы зеленовато-серые, плотные, со следами слабой сланцеватости и полосчатости.

Структура порфиробластическая, гранобластическая. Состав: амфибол, плагиоклаз, эпидотовый минерал, хлорит, биотит, карбонат,

кварц, апатит, сфен, рудный минерал. Количество главных составных минералов изменчиво.

Биотит содержится не во всех шлифах.

Плагиоклаз сильно сосюритизирован; лишь местами видны его призматические контуры, представляющие псевдоморфозы сосюрита.

Амфибол зеленый, местами бесцветный, плеохроизм нерезкий; чаще представлен лучистой разностью в виде тончайших призм, иголок, снопов и радиально-лучистых агрегатов. Местами, вследствие собирательной кристаллизации, амфибол укрупняется с образованием порфиробластов. При перекристаллизации и росте зерен амфибола цепочкообразно расположенный рудный минерал попадает в амфибол в качестве включения. При этом происходит нарушение в расположении цепочек. Результаты измерения амфиболов приводятся в таблице 37.

Т а б л и ц а 37
Результаты измерения амфиболов р. Кубань

№ образца	cNg	2V _{np}	Цвет	Разновидность
547	13	80	светло-зеленый	актинолит
547	12	80	светло-зеленый	актинолит
567	11	82	почти бесцветный	актинолит
567	8	82	почти бесцветный	актинолит
568	15	76	зеленый	роговая обманка

Хлорит (пеннин) присутствует в малом количестве во всех рассматриваемых породах. Он приурочен к амфиболу и, видимо, возник за счет него. Цвет его светло-зеленый, не плеохроирует, почти изотропный. Встречаются и радиально-лучистые хлориты, связанные с кварцем.

Кварц часто равномерно пропитывает породу или пересекает ее по различным направлениям. В жилках кварца иногда содержится плагиоклаз, показатель преломления которого меньше такового кварца. Кое-где наблюдаются равномерные полосы рассматриваемого минерала.

Эпидотовый минерал обычно представлен совершенно бесцветными кристаллами цоизита с $2V_{ng}=32^\circ$, $Ng-Np=0,007$. Цвета интерференции аномальные синие. В породах содержится и собственно эпидот, который несколько мутный и имеет высокие аномальные цвета интерференции. Он образует скопления зерен и раздувы.

Карбонат встречается в виде жилок и замещает актинолит.

Рудный минерал содержится в ощутимом количестве. Его расположение, как отмечалось, цепочкообразное, совпадающее с направлением сланцеватости породы; редко зерна рудного минерала в породе разбросаны равномерно. Рассматриваемый минерал часто замещен лейкоксеном и иногда оторочен сфеном. Последний минерал и апатит содержатся в малом количестве.

Преобразованные габброиды и амфиболиты

В охарактеризованных выше габброидах и амфиболитах проявлены процессы слюдообразования и хлоритизация амфибола, в результате чего их массивная текстура постепенно приобретает сланцеватую тексту-

ру. Подобные преобразования иногда обнаруживаются даже в одном и том же штufe. В частности, в одном из образцов (№ 540) нами описаны: эпидот-амфиболовая порода с жилками кварца и плагиоклаза, плагиоклаз-карбонат-биотит-мусковит-хлоритовая порода (сланец), в которой карбонат нацело замещен актинолит- и кварц-плагиоклазовой породой, состоящей главным образом из кварца и плагиоклаза, в промежутках между которыми располагаются в небольшом количестве актинолит, хлорит, мусковит и карбонат. Постепенное и неравномерное превращение пород происходило в последовательности их перечисления.

Амфибол-эпидот-кварц-хлорит-плагиоклазовые сланцы. Породы серовато-зеленые. Текстура сланцевато-зернистая; структура порфириобластическая. Состав: плагиоклаз, хлорит, кварц, эпидотовый минерал, кальцит, апатит, сфен, рудный минерал.

Преобладает плагиоклаз, который на фоне инфильтрующего и корродирующего его кварца выделяется крупными размерами. В мелкозернистой кварцевой массе местами видны отхваченные кварцем мелкие зерна плагиоклаза, принимающие участие в создании основной ткани породы. Плагиоклаз всегда мутный вследствие сильной соскритизации; относится к основному ряду, но на стыке с кварцем образована совершенно прозрачная альбитовая каемка.

Хлорит (пеннин) содержится также в основной ткани. Он всегда светло-зеленый с очень слабым плеохроизмом и двупреломлением $N_g=1,57$; $N_p=1,55$. К хлориту часто приурочены оливково-зеленые мелкие зерна эпидотового минерала, которые, видимо, образовались по амфиболу, наблюдавшемуся кое-где в хлоритовой массе.

Амфибол встречается в виде мелких остатков, имеет нормальный плеохроизм. N_g светло-зеленый, N_p светло-зеленовато-желтый, $cN_g=16^\circ$.

Кварц инфильтрованный мелкозернистый. Величина его зерен не превышает 0,01 мм. Его расположение в основной ткани более или менее равномерное.

Кальцит расположен в породе беспорядочно в виде неправильной формы зерен; образован в результате разрушения кальцийсодержащих минералов.

Лейкоксен в существенном количестве; он приурочен к хлориту и образован по рудному минералу, выделившемуся в процессе хлоритизации амфибола. Лейкоксен местами замещен сфеном.

Кварц-плагиоклаз-актинолит-мусковитовые сланцы. Макроскопически породы зеленовато-серые со сланцеватой текстурой и гранолепидобластической структурой, содержат мусковит в преобладающем количестве, чем и отличаются от предыдущих сланцев.

Состав: мусковит, актинолит, кальцит, плагиоклаз, кварц, хлорит, эпидотовый и рудный минералы, ортит, апатит, циркон.

Мусковит образует сплошные, местами слюдястые полосы и плойки.

Амфибол представлен зеленым различной интенсивности актинолитом. Формы кристаллов у светло-зеленых разновидностей тонкие, призмы и иголки без концевых граней, а у более темно-зеленых — толстые призмы опять-таки без концевых граней. $cN_g=12, 13, 14^\circ$.

Плагиоклаз (основной олигоклаз), содержащийся в малом количестве, зазубрен, в результате корродирования кварцем. Форма и величина его кристаллов, зависят от интенсивности разъедания.

Кальцит приурочен главным образом к кварц-плагиоклазовым полосам и, очевидно, является продуктом распада основного плагиоклаза исходных базитов.

Эпидотовый минерал, наблюдающийся также в небольшом количестве, редко образует хорошо индивидуализированные зерна. Местами к нему приурочены мелкие (0,02 мм в диаметре) темно-коричневые пятнистые зерна ортита. Содержащийся в небольшом количестве хлорит представлен пеннинном. Из аксессуарных минералов ведущую роль играет лейкоксен, часто замещенный сфеном. Часть рудного минерала лимонитизирована. Следует отметить, что замечается появление циркона и ортита в связи с интенсивным привнесением калия, выразившимся в мусковитизации ($K_2O=4,24\%$).

Гранат-хлорит-кварц-плагиоклазовые сланцы — зеленоватые либо рыжевато-серые, сланцевато-зернистые, изредка поросчатые породы.

Структура лепидогранобластическая, грано- и гетеробластическая. Состав: плагиоклаз, кварц, хлорит, гранат, эпидотовый и рудный минерал, кальцит, мусковит, биотит, апатит. Эпидотовый минерал, кальцит, мусковит и биотит наблюдаются не во всех образцах.

Плагиоклаз (олигоклаз и несколько более основной) представляет собой преобладающую составную часть породы. Он разрушен — чаще соссюритизирован, изредка пренитизирован и серицитизирован. В результате интенсивного изменения плагиоклаз становится очень мутным, трудно распознаваемым. Наряду с этим в породе содержится совершенно прозрачный двойникованный плагиоклаз, по-видимому, принадлежащий к ряду альбита. Одновременно встречаются промежуточные по степени разрушенности плагиоклазы. По плагиоклазу местами возникают актинолит совместно с соссюритом и эпидотом. Последний минерал иногда представлен в виде друзоподобных образований. Плагиоклаз почти всегда в различной степени корродирован привнесенным кварцем, от которого зависит его форма и величина. Размер зерен колеблется от $0,30 \times 0,25$ до $1,0 \times 2,0$ мм.

Кварц присутствует в переменном количестве; образует полосы, реже скопления или распределен равномерно и, пропитывая породу в разной степени, включает в себя различные минералы.

Хлорит (пеннин) в данных породах содержится постоянно и в большом количестве. Он светло-зеленый, изредка грязно-зеленый с включениями рудного минерала. Плеохроизм почти не проявляется, двупреломление слабое. В нем местами видны остатки биотита. Наблюдается мусковитизация хлорита. Для рассматриваемого минерала $Ng=1,567$; $Np=1,570$; $Ng-Np=0,003$.

Гранат, являясь также постоянной составной частью данных пород, представлен обычно идиоморфными зернами. Он мелкозернистый ($0,03 \times 0,03$ мм в поперечнике), но в основном свежий; местами оторочен хлоритом.

Эпидотовый минерал представлен главным образом цоизитом ($Ng=1,708$, $Np=1,700$, $Ng-Np=0,008$), но встречается и собственно эпидот в виде грязно-зеленых зерен, без кристаллографических очертаний. Из аксессуаров лишь рудный минерал встречается в ощутимых количествах, расположен он полосами. Кое-где фиксируется скаполит — бесцветный, рябой, всегда приуроченный к плагиоклазу, одноосный, отрицательный.

Данные породы характеризуются постоянным содержанием плагиоклаза, кварца, хлорита и граната, среди которых преобладает плагиоклаз, состав которого обычно не кислее андезина, реже отвечающего олигоклазу. Плагиоклаз чаще сильно соссюритизирован и пренитизирован. Бедные хлоритом разновидности массивной текстуры. Кварц в

этих породах всегда инъецированный. Гранат относится к одному из наиболее поздних новообразований.

Наличие исходного основного плагиоклаза, хлорита, образованного по железо-магнезиальным минералам (амфибола) через прохождение стадии биотитизации, привнесенный характер кварца, указывают на то, что исходными породами являлись базиты.

Силлиманит-мусковит-хлорит-кварцевые сланцы. Данные сланцы зеленовато-серые, серебристо-серые, зернисто-сланцеватые, переходящие в грубо-сланцевато-зернистые, местами полосчатые разности, обусловленные чередованием кварцевых полос с слюдисто-хлоритовыми полосами.

Структура гранолепидобластическая. Состав: кварц, хлорит, мусковит, силлиманит, биотит; эпидотовый (цоизит) и рудный минералы, плагиоклаз, рутил. Плагиоклаз, биотит и эпидотовый минерал содержатся не всегда и в незначительном количестве. Плагиоклаз (альбит) присутствует в виде остатков и жилочек. Кварц господствующий минерал, иногда его количество достигает 90%. В таких случаях порода определяется как вторичный (метасоматический) кварцит. Зерна кварца изометричные (0,15×0,15 мм в поперечнике), порой слагающие полосы толщиной до 2,5 мм, к которым кое-где приурочены мелкие спорадические зерна кислого плагиоклаза.

Хлорит и мусковит тесно взаимосвязаны; к ним изредка приурочен биотит. Хлорит зеленый с резким плеохроизмом.

Силлиманит (фибrolит) содержится в незначительном количестве. Судя по парагенезису кварц-хлорит-мусковит, он, видимо, является реликтовым минералом прогрессивно-регионально-метаморфизованных сланцев.

Мусковит-кварц-плагиоклазовые сланцы массивные, со следами сланцеватости или ясно сланцеватые породы. Цвет пород сильно изменчив от светло-серовато-белого до темно-серого. Темные тона обусловлены большим содержанием гематита.

Структура гетеробластическая, лепидограногетеробластическая. Состав: плагиоклаз, кварц, мусковит, кальцит, гематит, апатит, силлиманит, циркон.

Плагиоклаз двух типов, один из них реликтовый, сильно измененный — сосюртитизированный, кальцитизированный и серицитизированный с зазубренными контурами; другой новообразованный, совершенно свежий, прозрачный, мелкозернистый (размер зерен 0,05×0,05 мм), встречающийся в совокупности с кварцем и относящийся к альбиту. Наблюдающиеся иногда более крупные сдвойникованные кристаллы плагиоклаза с гладкими контурами, видимо, образованы путем собирательной кристаллизации мелких зерен альбита.

Кварц двух поколений. Первый вместе с альбитом образует мелкозернистый агрегат, второй, более поздний, сечет ранний кварц и альбит.

Мусковит играет подчиненную роль. Он слагает прерывистые полосы, либо распределен в породе беспорядочно. К нему приурочен рудный минерал.

Кальцит образует участки кварц-плагиоклазовой массы или жилки. Он очевидно является продуктом деанортитизации реликтового плагиоклаза основного состава.

Силлиманит встречается в очень малом количестве. Наблюдаются характерные для него снопы и щеточки. Его наличие со столь низкотемпературными минералами, какими являются альбит и мусковит, ви-

Химический состав пород чегемской свиты бассейна р. Кубань в весовых процентах с вычис

№ пп	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅
1	501	73,14	0,14	11,59	2,28	1,80	0,09	1,87	1,05	1,04	2,95	0,27	0,44
2	521	61,56	0,77	14,15	5,02	2,31	0,18	3,48	1,93	2,07	4,30	—	1,01
3	503	74,72	0,36	11,48	2,77	0,50	0,07	0,43	0,75	2,55	2,11	0,27	0,44
Среднее		69,80 1162	0,42 5	12,40 244	3,05 38	1,53 21	0,11 1	1,92 47	1,24 22	1,88 62	3,12 66	0,18	0,63 8
4	509	55,22	0,70	20,78	2,27	5,23	0,11	4,50	0,36	4,26	2,35	0,26	0,37
5	512	51,29	0,16	18,65	1,02	2,33	0,15	7,20	5,99	1,60	2,50	0,07	0,02
6	516	55,54	0,77	19,30	6,07	3,50	0,11	4,32	0,49	3,52	1,91	0,15	0,17
7	505	63,97	0,58	16,58	1,64	3,34	0,07	2,04	0,16	4,13	2,00	0,07	0,12
8	517	61,27	0,69	13,91	7,62	2,81	0,13	3,71	0,78	1,04	3,55	0,03	0,19
Среднее		57,45 956	0,58 8	17,84 350	3,72 46	3,44 48	0,11 1	4,35 108	1,55 28	2,91 94	2,46 52	0,11	0,17 2
9	545	47,32	2,07	14,27	2,15	10,03	0,27	6,21	8,79	3,10	0,78	0,11	0,26
10	553	49,31	0,88	16,20	2,25	7,57	0,10	8,83	8,31	2,43	1,77	0,07	0,11
11	537	49,03	1,04	12,42	3,75	8,43	0,26	9,08	8,54	2,21	1,92	0,11	0,22
12	551	56,47	0,99	14,96	2,29	7,95	0,16	5,43	5,33	1,45	1,98	0,07	0,23
Среднее		50,53 841	1,24 15	14,46 283	2,61 32	8,49 118	0,19 3	7,38 183	7,74 138	2,29 74	1,61 34	0,09	0,20 2
13	555	58,37	0,83	18,78	1,01	4,21	0,30	3,52	2,25	3,05	4,24	0,30	0,30
14	554	56,34	0,92	18,03	1,70	4,19	0,24	4,37	4,65	4,05	2,19	0,08	0,22
15	557	58,94	0,83	16,67	1,58	3,65	0,10	3,45	4,67	3,68	3,01	0,12	0,26
16	564	62,02	0,81	17,38	2,09	4,25	0,17	4,02	0,48	4,40	1,32	0,11	0,30
17	548	68,20	0,50	13,15	1,65	3,85	0,22	3,37	1,29	3,88	1,20	0,09	0,25

Таблица 38

лением средних значений для однотипных пород, пересчитанных на атомные количества

H ₂ O	ПП	Сумма	Название породы	Формулы Т. Барта по средним составам
0,32	2,80	99,78	Гранат-силлиманит-плагноклаз (мало) -хлорит-мусковит-кварцевый сланец	
0,42	2,94	100,14	Силлиманит-гранат-кварц-альбит (мало) -хлорит-мусковитовый сланец	
0,32	2,80	99,57	Силлиманит-мусковит-кварц-альбитовый (мало) сланец	
0,35 40	2,84	99,47		$K_{17}Na_{10}Ca_{12}Mg_{26}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{42} \cdot Al_{244}Ti_5Si_{1213}P_{10}(O_{1579}OH_{21})$
0,21	3,26	99,88	Гранат-хлорит-мусковит-альбитовый (много) сланец	
0,17	8,72	99,87	Альбит (мало) -эпидот-кварц-хлорит-мусковитовый сланец	
0,21	3,89	99,95	Кварц-хлорит-мусковит-альбитовый (много) сланец	
0,24	5,22	100,16	Кварц-мусковит-альбитовый (много) сланец	
0,25	3,80	99,78	Кварц-хлорит-мусковитовый сланец	
0,21 23	4,97	99,87		
0,17	4,43	99,96	Измененный габброид	$K_{15}Na_{27}Ca_{16}Mg_{61}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{67} \cdot Al_{299}Ti_9Si_{1089}P_3(O_{1687}OH_{13})$
0,25	2,01	100,09	Измененный габброид	
0,42	2,77	100,20	Измененный габброид	
0,21	2,49	100,01	Измененный амфиболит	
0,26 29	2,92	100,01		$K_{10}Na_{22}Ca_{91}Mg_{108}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{100} \cdot Al_{250}Ti_{18}Si_{991}P_3(O_{1683}OH_{71})$
0,07	2,95	100,38	Амфибол-кварц-плагноклаз-мусковитовый сланец	
0,27	2,88	100,13	Амфибол-эпидот-кварц-хлорит-плагноклазовый сланец	
0,16	3,11	100,23	Эпидот-хлорит-амфибол-мусковит-плагноклаз-кварцевый сланец	
0,40	2,35	100,10	Гранат-эпидот-хлорит-кварц-плагноклазовый сланец	
0,36	1,85	99,86	Гранат-хлорит-кварц-плагноклазовый сланец	

№ пп	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅
Среднее		60,81 1012	77 10	16,80 330	1,60 20	4,03 56	0,20 3	3,74 92	2,66 46	3,81 122	2,39 50	0,14	0,26 3
18	536	78,38	1,03	8,96	0,61	0,17	0,02	2,24	0,64	6,31	0,54	0,08	0,10
19	561	79,42	0,58	10,32	0,65	0,44	0,03	1,43	0,17	5,80	0,42	0,08	0,14
Среднее		78,90 1317	0,80 10	9,64 189	0,63 20	0,30 4	0,02 0	1,83 45	0,40 7	6,05 194	0,48 10	0,08	0,12 2

Аналитик — Б. И. Кобишвили

димо, связано с высвободившимся алюминием при процессе натриевого метасоматоза исходного плагиоклаза, либо он представляет собой уцелевший реликт метаморфитов высокой ступени. Акцессорные минералы встречаются в виде единичных зерен, за исключением играющего иногда ведущую роль и образующего полосы гематита, к которому примешаны мусковит, плагиоклаз и кварц. Гематит, возможно, является продуктом распада железо-магнезиальных минералов с последующей мобилизацией железа.

Кварц-альбитовые и альбит-кварцевые породы отличаются друг от друга, в первом случае, преобладанием альбита, а во втором — кварца. Вследствие отсутствия в этих породах темноцветных минералов, они лейкократовые — грязно-розовые, розовато-белые и желтовато-розовые. Текстура массивная, изредка сланцевато-зернистая.

Структура микрогранобластическая и лепидогранобластическая. Состав: плагиоклаз, кварц, мусковит, хлорит, серицит, эпидотовый минерал, карбонат, апатит, рудный минерал. Из названных минералов главными являются только первые два, остальные содержатся в виде незначительной примеси и не во всех образцах.

Плагиоклаз (альбит) обычно совершенно свежий; изредка более крупные, очевидно реликтовые кристаллы его мутные, серицитизированные и сильно корродированные.

Кварц вместе с альбитом составляют мелкозернистую массу, сложенную из изометрических зерен. Наблюдаются также жилки и скопления кварца, который несколько более крупный. Количество кварца варьирует в больших пределах — то он является ведущим минералом, то почти совсем отсутствует.

Аналогичные породы были встречены и в ущелье р. Даут, но в отличие от них в породах р. Кубань плагиоклаз более основной, чем альбит.

Химические особенности

Для выяснения химических особенностей чегемской свиты бассейна р. Кубань были проанализированы 19 образцов различных пород. Условно их можно объединить в пять групп (табл. 38). Первая группа анализированных пород отвечает слабо диафоризованным прогрессивно-метаморфизованным исходным седиментогенным образованиям (гранат-силлиманит-кварц-плагиоклаз-мусковитовые сланцы), вторая груп-

H ₂ O	штп	Сумма	Название породы	Формулы Т. Барта по средним составам
0,25 28	2,62	100,08		$K_{17}Na_{34}Ca_{25}Mg_{51}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{49} \cdot Al_{275}Ti_{11}Si_{112}P_4(O_{1585}OH_{15})$
0,07	1,21	100,36	Кварц-альбитовая порода	
0,11	0,64	100,23	Альбитовый кварцит	
0,09 12	0,92	100,26		$K_9Na_{49}Ca_4Mg_{23}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{17} \cdot Al_{144}Ti_{10}Si_{133}P_3(O_{1584}OH_6)$

па (кварц-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы), по-видимому, образована в результате регрессивного метаморфизма пород первой группы. В третью группу (габброиды, амфиболиты) входят в той или иной степени прогрессивно-метаморфизованные базиты, преобразованные в различные диафоритовые амфибол-эпидот-кварц-хлорит-плагноклазовые сланцы (четвертая группа). Пятая группа (кварц-альбитовые породы) возникла путем интенсивного диафоритического процесса.

Для ориентировочного установления привноса и выноса элементов при регрессивном метаморфизме, протекавшем метасоматическим путем, средние составы отмеченных пяти групп анализированных пород были пересчитаны на коэффициенты по методу Т. Барта. Сравнение этих коэффициентов показало, что в прогрессивно-метаморфизованные седиментогенные породы, в результате ретроградного метаморфизма, вызванного воздействием восходящих относительно низкотемпературных растворов, происходил привнос не только ювенильных, но и вынесенных из смежных пород основных элементов и глинозема, т. е. имел место процесс перераспределения элементов (табл. 39).

Таблица 39

Количество привнесенных и вынесенных ионов по Т. Барту для средних составов анализированных метаморфических седиментогенных (пор. № 4—8) и основных магматических (пор. № 13—17) пород, сравниваемых с относительно слабо диафоритованными породами, соответственно, средними составами анализов № 1—3 и 9—12

Коэффициенты												Примечание
	K	Na	Ca	Mg	Fe ⁺² +Fe ⁺³	Al	Ti	Si	P	O	OH	
Привнос		11	4	36	25	55	4			8		Для пород № 4—8, сравниваемых с породами № 1—3
Вынос	2							149	7		8	
Привнос	4	12				25		130	1	2		Для пород № 13—17, сравниваемых с породами № 9—12
Вынос			56	57	51		7				2	
Привнос		27						348	0	11		Для интенсивно диафоритованных пород (№ 18 и 19), сравниваемых с № 9—12
Вынос	7		77	85	83	106	8				9	

Следует отметить, что четкость картины привноса и выноса элементов замаскирована тем, что лишённые диафорических процессов прогрессивно-метаморфизованные породы в рассматриваемой свите не сохранились. Относительно более четкая картина привноса и выноса видна при сравнении четвертой группы пород с третьей, т. е. с исходными метаморфизованными базитами. Здесь хорошо фиксируется натриево-кремниевый исходный состав восходящих растворов и привнос в диафоритах натрия и кремния, а также вынос основных элементов. Картина миграции элементов лучше проявлена в кварц-альбитовых породах, обнаруживающих интенсивное окварцевание и альбитизацию.

Выводы

1. Прогрессивно метаморфизованные породы чегемской свиты выхода р. Даут обильно содержали гранат, на что указывают коричнево-оранжевые округлые бугорки (размер $2 \times 2 - 2,5 \times 2,5$ мм), хорошо наблюдаемые на фоне хлорит-мусковитовой массы и макроскопически оставляющие впечатление неизмененных гранатов. Их микроскопическое изучение показало, что они обычно нацело изменены — хлоритизированы, а затем альбитизированы с выделением лимонита, обусловившим цвет бугорков. Характерной особенностью пород является общее окварцевание и альбитизация (кремниевый и натриевый метасоматоз). При сильном охвате пород этими процессами возникают кварц-альбитовые породы, в которых преобладает кварц либо альбит. В состав восходящих растворов, по-видимому, входил и калий в подчиненном количестве, обусловивший возникновение мусковита. Определенное количество этого элемента, видимо, содержалось в исходных седиментогенных породах.

Из соотношений породообразующих минералов устанавливается опережающий все другие процессы окварцевание, на которое накладывается альбитизация, связанная с преобладающим привносом натрия. Фиксируется позднее относительно слабое окварцевание. Последний кварц пересекает все другие главные породообразующие минералы.

Наблюдение показывает, что первоначально восходящие растворы были почти только кремниевыми; в дальнейшем к ним примешивается натрий, количество которого постепенно растет до появления почти только натриевых растворов. Об одновременном выпадении кварца и альбита на определенной стадии развития процесса говорит содержание мелкозернистого альбита в жилах, полосах и раздувах кварца. На стадии почти чистого натриевого метасоматоза ранее хлоритизированный гранат замещался альбитом с возникновением агрегата зерен, местами с примесью карбоната; затем образовались порфиробластические псевдоморфозы альбита по гранату, включающие уцелевшие остатки неразложенного либо хлоритизированного граната, кальцита, эпидотового и рудного минералов, рутила, раннего кварца вместе или в отдельности. Количественная роль включений уменьшилась с возрастом альбита. Высвободившиеся при данном процессе продукты выносились, частью же шли на образование карбоната, эпидотового и рудного (магнетита) минералов и рутила.

Разъедание хлоритизированного граната альбитом и включение его остатков в альбитовые кристаллы убеждает нас в том, что замещение граната альбитом протекало в основном после хлоритизации.

Реликтовый силлиманит, развитый в виде небольших остатков полностью замещен мусковитом.

Процесс постепенного регрессивного метаморфизма по прогрессивно-метаморфическим гранат-силлиманитовым породам схематически можно представить в следующем виде: гранат-силлиманит-кварц-плагиоклаз-мусковитовые сланцы → кварц-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы → мусковит-кварц-альбитовые сланцы.

2. Породы рассматриваемой свиты, развитые на правом берегу р. Кубань между ее левыми притоками Ташлы-кол и Индыш, представлены габброидами и амфиболитами. Количество содержащегося в этих породах амфибола в результате регрессивного метаморфизма постепенно уменьшается и возрастает количество замещающего его хлорита, в свою очередь, преобразующегося в мусковит.

Возникновение хлорита и мусковита обуславливает сланцеватую текстуру породы и гранолепидобластическую структуру ее основной ткани. Некоторые породы обнаруживают порфиробластическую структуру. Неравномерное развитие метаморфизма вызывает гетерогенность этих пород, что порой проявляется в одном и том же штуде.

В сланцах чегемской свиты р. Кубань также наблюдается интенсивное окварцевание, в результате чего породы обогащаются кварцем за счет уменьшения количества цветных минералов. Что касается исходного плагиоклаза, то его распад (альбитизация) начинается в основном после полного превращения цветных минералов. В этих породах, в отличие от седиментогенных метаморфитов, силлиманит, возможно, возникает в результате высвобождения избыточного алюминия при альбитизации исходного плагиоклаза.

Преобразование габброидов и амфиболитов, по-видимому, происходило в следующей упрощенной последовательности: кварц-амфибол-эпидот-хлорит-плагиоклазовые сланцы → кварц-актинолит-мусковит-плагиоклазовые сланцы → кварц-гранат-хлорит-плагиоклазовые сланцы → силлиманит-хлорит-мусковит-кварцевые сланцы → кварц-мусковит-плагиоклазовые сланцы → кварц-альбитовые породы.

ХАСАУТСКАЯ СВИТА

В Бечасынской зоне по рекам Хасаурт и Малка развиты нижнепалеозойские метаморфические образования, названные Д. С. Кизевальтером хасаутской свитой. Метаморфиты бассейна среднего течения р. Малка И. С. Красивская (1961) расчленила на две свиты, разделенные несогласием. Нижняя отвечает большей нижней части хасаутской свиты, для которой сохранено это название. Верхняя свита, наиболее полно представленная по р. Малка, ниже устья р. Хасаурт названа малкинской. Хасаутская свита расположена в ядре известной здесь антиклинали. Южное ее крыло проравно т. н. «северными» гранитами; в северном крыле в составе свиты снизу выделяются следующие три пачки: 1 — мигматитизированные и ороговикованные кварц-биотитовые и кварц-биотит-хлоритовые сланцы, нередко с гранатом (мощность 700 м); 2 — мелкозернистые темно-зеленые амфиболовые сланцы и роговики (мощность 900 м), 3 — мелкозернистые зеленые и зеленовато-серые кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы с blastoalevritовой и blastopsammitовой структурой (мощность 400 м), сланцеватость обусловлена первичной слоистостью исходных пород — алевролитов, песчаников и глинисто-мергелистых и изредка туфогенных пород. В свите наблюдаются согласные кварцевые и кварц-полевошпатовые инъекции и жилы, а также многочисленные дайки и пластовые

тела диабазов, диабазовых порфиритов и кварцевых порфиритов, проникающие и в малкинскую свиту. В хасаутской свите наблюдаются небольшие (300×200 м и менее) массивы и дайки мелкозернистых графитовых плагиогранит-порфиритов.

Малкинская свита залегает на хасаутской с конгломератами в основании, но близость состава этих свит затрудняет выявление несогласия между ними и создает видимость постепенного перехода. В участках, где конгломераты налегают на прорывающую хасаутскую свиту неровную поверхность массивов плагиогранитов с галькой последних и других пород, несогласие наблюдается отчетливо. Выше конгломератов имеется постепенная смена следующих пород: 1 — зеленые тонкозернистые кварц-альбит-хлоритовые и кварц-альбит-серицитовые сланцы, чередующиеся с пачками зеленых тонкополосчатых яшмовидных кварцитов, иногда содержащих мелкие линзы конгломератов, аналогичных подстилающим конгломератам (мощность 500—600 м), 2 — пачки желтоватых зеленовато-серых мелкозернистых кварц-альбит-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев с бластосаммитовой структурой, образованных по туфогенным песчаникам, а также прослоев тонкозернистых черных и серых сланцев (мощность 400 м), 3 — тонкозернистые зеленовато-серые тонкослоистые сланцы с прослоями известковистых алевролитов (до 50—80 см), фиолетово-красные железисто-кварцевые сланцы и редкие маломощные прослои туфогенных песчаников (мощность 200—300 м). Малкинская свита несогласно перекрыта отложениями фаунистически охарактеризованного верхнего силура с конгломератами в основании, определяющего верхний возрастной предел рассмотренных двух свит. Нижний возрастной предел устанавливается на основании определения в глыбе известняка среднекембрийских трилобитов, найденного А. П. Герасимовым в делювии на участке развития этих свит.

По р. Хасаут, выше ее слияния с р. Малка, до долины Нарзанов, в хасаутской свите нами описаны: метаморфизованные габброиды и порфировые породы, метаморфические сланцы (альбит-хлорит-мусковит-кварцевый, углисто-хлорит-мусковит-кварцевый, кордиерит-карбонат-талк-лимонит-кварцевый), кварцит и конгломерат.

Метаморфические сланцы

Альбит-хлорит-мусковит-кварцевые сланцы светло-серые и серебристо-серые, полосчатые, иногда плейчатые. Полосчатость вызвана чередованием кварц-серицитовых полос с серицит-мусковитовыми. Структура бластоалевритовая и лепидогранобластическая. Состав: кварц, светлая слюда (мусковит, серицит), хлорит, плагиоклаз, силлиманит, карбонат, рудный минерал, апатит, циркон.

Кварц является главной составной частью породы. Он разнозернистый, в основном мелкозернистый (размер зерен от 0,05 до 0,15 мм и мельче) за исключением инъектированного по сланцеватости кварца. К относительно более широким жилкам примешан желтовато-зеленый хлорит (диабантит), а к мелкозернистому кварцу — серицит. Инъектированный кварц иногда пропитывает породу участками, с образованием гнезд и полос.

Плагиоклаз, хотя в данных породах содержится постоянно, но количественная его роль бывает незначительной, если не принимать во внимание недиагностируемых криптокластических его зерен. Контуры плагиоклаза зазубрены; они слегка серицитизированы и пелитизированы; расположены в плоскости сланцеватости. Судя по показателю пре-

ломления, часть плагиоклаза находится в пределах альбита и олигоклаза.

Светлой слюды в породе много; она расположена субпараллельно, местами слюда сероватая, непрозрачная и тогда в ней просматриваются тончайшие игольчатые и волосовидные кристаллы силлиманита. Иногда она образует самостоятельные монокристаллические полосы, порой сильно окрашенные лимонитом. В некоторых случаях кварц-хлорит-слюдяная масса крипнокристаллическая, среди которой местами наблюдаются новообразования мелкочешуйчатого биотита.

Хлорит присутствует в переменном количестве до незначительного. Он светло-зеленый, местами грязно-зеленый, почти неплеохроирующий до изотропного ($N_g - N_p = 0,003$). Хлорит сопряжен со слюдой с образованием отдельных призматических пластинок без ориентировки в плоскостях сланцеватости.

Силлиманит тонковолокнистый, волосовидный, содержится не всегда и приурочен к мусковит-серицитовым полосам. Из аксессуарев ведущую роль играет рудный минерал, а апатит и циркон — ничтожную. Рудный минерал слагает жилки и полосы, либо рассеян по площади шлифа неравномерно. Рудный минерал часто лимонитизирован. Приуроченный к таким участкам карбонат содержит лимонит с проявлением соответствующей окраски.

Углисто-хлорит-мусковит-кварцевый сланец в целом очень мелкозернистая порода. Редко наблюдаются сложенные более крупными зернами гнезда и жилки.

Структура сланцеватая. Состав: кварц, серицит, углистый материал, плагиоклаз, рудный минерал. Кварц двойкий — зернистый и жилковый. Последний очень мелкозернистый, порой адиагностический, перемешан с серицитом. Плагиоклаз определяется в относительно крупных зернах; они округлые, контуры расплывчатые. Размер $0,01 \times 0,01$ мм. Углистый материал образует изогнутые тонкие полосы. Рудного минерала много — он преобладает, слагая полосы и жилки в совокупности с карбонатом и кварцем, поперек пересекающие сланцеватость и отдельные зерна.

Кордиерит-карбонат-талек-лимонит-кварцевый сланец розовато-желтый, полосчатый, несколько уплотненный, богат карбонатом и лимонитом. Полосчатость обусловлена чередованием мелкозернистых кварцевых и кварц-карбонатных полос с лимонит-слюдяными или лимонит-талекowymi полосами. На мелкозернистом кварцевом фоне выделяются более крупные с расплывчатыми контурами зерна плагиоклаза, реже кварца.

Состав: кварц, лимонит, карбонат, плагиоклаз, хлорит-серпентин, талек-серицит, апатит, рудный минерал, кордиерит.

Кварц образует полосы, микропигматитовые образования и линзы. Он в основном мелкозернистый, иногда адиагностический. Возможно, с кварцем перемешан также адиагностический плагиоклаз. Местами встречаются менее мелкие зерна (размер $0,015 \times 0,02$) с расплывчатыми, реже зазубренными контурами. Полосы и линзы порой мутные, обусловленные примесью карбоната и, возможно, продуктов изменения плагиоклаза, захваченных в процессе инъекции.

Лимонит слагает полосы то чисто лимонитовые, то с примесью чешуйчатого высокодвупреломляющего минерала, видимо, представляющего собой талек и карбонат в незначительном количестве. Лимонит имеет перистое и лучистое строение, что следует считать формами исходного минерала. В полосах некоторые чешуйки относительно тре-

щиноватости повернуты на разные углы. В чешуйках просматривается слабо двупреломляющий бесцветный минерал — хлороспентин.

Карбонат встречается в виде примеси в полосах как лимонитовых, так и кварцевых, и, кроме того, образует самостоятельные более тонкие прерывистые полосы. В основном он относится к кальциту.

Плагиоклаз представлен мелкими, порой сдвойникованными зернами (размер 0,015—0,015 мм), имеющими расплывчатые контуры. Он слегка серицитизирован и пелитизирован. Кордиерит с характерными тройниками встречен только в одном случае, но похожие на плагиоклазы некоторые зерна по цвету, продуктам изменения и показателю преломления, идентичны зернам с тройниками, поэтому, возможно, они также относятся к кордиериту. Рудный минерал и апатит в породе содержатся в виде единичных зерен и не всегда.

Кварциты и конгломераты

Кварциты. Светло-рыжевато-серые плотные массивные метаморфические, очень мелкозернистые породы. Состав: кварц, чешуйчатый лимонит, плагиоклаз, пирит, кальцит.

Главная составная часть породы — кварц; он мелкозернистый, почти адиагностический. Кварц образует также жилки с примесью плагиоклаза и карбоната. Плагиоклаз (альбит) здесь лишен кристаллографических очертаний и представлен зернами причудливой формы. Чешуйчатый минерал также очень мелкий, имеет слабое двойное лучепреломление. Показатель его преломления больше такового кварца. Кальцит присутствует преимущественно в виде жилок. Лимонит образует скопления мелких зерен и жилки. Жилки образуют и пирит.

Конгломераты. Гальки базального конгломерата (малкинская свита, по И. С. Красивской) в основном представлены гранофировыми плагиогранитами, кварцитоподобными породами. Цементом для последних пород служат графит-плагиоклаз-хлорит-мусковит-кварцевые сланцы. Местами создается впечатление, что кварцитоподобные образования внутри сланца представляют собой окварцованные участки.

Обломки гранофировых плагиогранитов состоят из слегка мутных, обычно идиоморфных с зазубренными контурами сдвойникованных кристаллов плагиоклаза (альбит-олигоклаз) и кварца. Последний минерал встречается главным образом в виде секущих жилок; он пропитывает породу и с плагиоклазом образует метасоматические гранофировые формы. В породе в незначительном количестве встречается карбонат, хлорит и аксессуары — апатиты, сфен, рудный минерал.

Метаморфизованные габброиды и порфиновые породы

Метаморфизованные габброиды по окраске темно-серые, зеленовато-серые, редко сланцеватые. Структура обычно нарушенная, местами псевдопорфировая и гетеробластическая. Состав: амфибол, плагиоклаз, кварц, биотит, хлорит, карбонат, эпидотовый минерал, сфен, апатит, рудный минерал. За исключением амфибола и плагиоклаза все остальные минералы присутствуют не во всех образцах.

Амфибол представлен лучистой разностью — актинолитом. Он бледно-зеленый или синевато-зеленый. Местами виден переход амфибола в биотит или хлорит, реже в карбонат. Иногда амфибол нацело

замещен мелкочешуйчатым зеленым биотитом. Аксессуарные минералы приурочены к амфиболу. Результаты измерения амфиболов приводятся в таблице 40.

Таблица 40

Результаты измерения амфиболов в метаморфизованных габброидах хасаутской свиты

№ образца	cNg	2Vnp	П л е о х р о и з м			Тип амфибола
			Ng	Nm	Np	
723	18	66	сине-зеленый	желтовато-зеленый	светло-желто-зеленый	роговая обманка
724	16	76	сине-зеленый	желтовато-зеленый	светло-желто-зеленый	актинолит
724	22	64	темно-зеленый	светло-зеленый	светло-желтый	роговая обманка
726	15	78	сине-зеленый	желто-зеленый	светло-желто-зеленый	актинолит
730	11	85	светло-сине-зеленый	светло-желтый	светло-желто-зеленый	актинолит

Плагиоклаз (альбит) в той или иной степени катаклазирован и впоследствии перекристаллизован. Образует крупные псевдопорфиновые изометричные кристаллы с зубренными, либо гладкими контурами, а также раздробленные зерна, залеченные мелкозернистым материалом, состоящим из всех входящих в породу минералов, в том числе и мутным плагиоклазом. Местами в мелкозернистом плагиоклазе наблюдаются пятна сосюрита. С ним иногда перемешан кварц, который как бы прорастает в него. В кварц-плагиоклазовой массе видны пойкилитические включения мельчайших призмочек амфибола, зерен рудного минерала и преобладающего эпидота. Вкрапленные в эту массу крупные идиоморфные кристаллы плагиоклаза включений почти не содержат и, очевидно, возникли путем собирательной кристаллизации мелкозернистого плагиоклаза.

Кварц либо содержится в переменном количестве и представлен гнездами или жилками, пропитывающими раздробленную мелкозернистую массу породы, и как бы прорастает плагиоклаз, либо полностью отсутствует. Видимо, они образовались в разные стадии привноса кремния.

Биотит и хлорит присутствуют в малом количестве. Биотит мелкочешуйчатый, всегда коричневатозеленый; местами к нему приурочен хлорит, с которым вместе они замещают амфибол. Мелкочешуйчатый биотит нередко перемешан с таким же плагиоклазом и кварцем. Взаимоотношение биотита с амфиболом неясное. Хлорит (пеннин) менее распространенный минерал. Цвет его зеленый, двойное лучепреломление очень низкое ($N_g - N_p = 0,002$). Карбонат образует жилки либс-зерна; редко развивает по амфиболу.

Эпидотовый минерал представлен мелкими зернами, включенными в плагиоклаз, редко встречаются более крупные его зерна. Сфен встречается в разностях данных пород, не содержащих кварц. Апатит и рудный минерал относятся к постоянным аксессуарам данных пород; они связа-

ны с амфиболом. Сильно зазубренные края образуют кристаллы апатита, включенные в амфибол. Порой амфиболы изрешечены кристаллами апатита, с небольшой примесью кварца и карбоната.

Метаморфизованные порфиновые породы серые, коричневатые-серые, рассланцованные, местами плейчатые, реже уплотненные со следами сланцеватости.

Структура бластопорфировая. Состав: плагиоклаз, кварц, хлорит, карбонат, бесцветная слюда (мусковит, серицит), биотит, рудный минерал, апатит и жилки, линзы, скопления зерен, полосы кварца, карбоната, хлорита, лимонита вместе и порознь.

Плагиоклаз (альбит) в виде бластопорфиров. Плагиоклаз иногда менее кислый, чем альбит, и тогда он мутный. Местами кристаллы рассматриваемого минерала слегка раздавлены—сплющены и изогнуты. Расположены вдоль плоскостей сланцеватости, либо разбросаны беспорядочно и повернуты относительно сланцеватости на разные углы. Форма и величина вкрапленников находятся в зависимости от степени катаклаза и окварцевания основной ткани породы. Кварц содержится главным образом в основной ткани, изредка встречаются его бластопорфиры.

Мусковит и серицит более или менее равномерно распределены на площади шлифа. Видна их субпараллельная ориентировка. Хлорит, который часто приурочен к светлой слюде, иногда является преобладающим цветным минералом. Он светло-зеленый, почти лишенный плеохроизма и имеет очень низкое двойное лучепреломление. Ориентирован также субпараллельно. Биотит содержится редко и в незначительном количестве. Карбонат и лимонит входят в состав жилок. Аксессуары играют весьма подчиненную роль.

Среди рассмотренных бластопорфировых пород встречаются разновидности, которые обнаруживают реликтовые структуры исходных пород, похожие на туфы.

Породы, вмещающие Даховский гранитоидный массив

В Бечасынской зоне, предположительно в нижнепалеозойских метаморфитах, среди которых имеются амфиболиты, залегают массивы, т. н. северных или красных гранитов, относимых к верхнему палеозою. Выходы рассматриваемых гранитов известны в западной и восточной частях Бечасынской зоны в долинах рек Тызыл, Малка, Мушта, Белая (в 6 км к югу от станицы Даховской) и ее притоку р. Сахрай.

В 1957 г. были изучены граниты ущелья р. Тызыл, залегающие в хасаутской свите, образующей антиклинальную складку (Заридзе, Казахашвили, 1960). В южном крыле этой складки в сланцах появляются многочисленные инъекции кварц-полевошпатового материала, мощность которых постепенно увеличивается, образуя светлые полосы, переслаивающиеся с темными сланцевыми полосами толщиной до 20—30 см. К югу постепенно начинают преобладать гранитоиды и исчезают сланцы, хотя еще наблюдаются отдельные вытянутые сланцевые прослои в гранитоидах. Еще южнее господствуют уже красные мусковитовые граниты. Породы метаморфической свиты, расположенные вблизи гранитового массива, представлены в основном филлитовыми сланцами. Гранитоид представляет собой розовую среднезернистую, богатую мусковитом, слегка гнейсовидную породу с плохо выраженной гипидиоморфнозернистой структурой. Состав: кварц, микроклин, плагиоклаз и мусковит, образующий различной величины не всегда идио-

морфные чешуйки резорбированные привнесенным кварц-альбитовым материалом. Расположение чешуек, параллельное сланцеватости вмещающих сланцев, указывает на их реликтовый характер. Местами ориентировка мусковита нарушается благодаря инъекциям кварц-альбитового материала, который, завоевывая себе пространство, раздвигает и постепенно поглощает прослой слюды. Альбит, корродирующий мусковит, в свою очередь, разъедается микроклином и кварцем второй генерации. Микроклин решетчатый, в нем содержатся уцелевшие от уничтожения включения альбита, мусковита и кварцита первой генерации, имеющего волнистое погасание. В значительном количестве содержится апатит, включенный в альбит, реже мусковит и микроклин.



Рис. 38. Эрозионный купол кристаллических пород.
Даховский массив.

Даховские гранитоиды прорывают и гранитизируют метаморфиты и залегающие в них серпентиниты (рис. 38). В северной части выхода Даховского массива вдоль шоссе развиты серпентиниты мощностью до 100 м. Вблизи контакта с массивом толща кристаллических сланцев представлена амфиболитами и амфиболовыми сланцами, инъецированными вдоль сланцеватости лейкократовым материалом с образованием гнейсов. Северный контакт массива сложен меланократовыми амфибол-биотитовыми гранитоидами и плагиогранитами, переходящими постепенно в розовые и красные разности, развитые в центральной части и содержащие обильно уцелевшие от преобразования останцы амфиболи-

тов, ориентированных по сланцеватости кристаллических сланцев. Породы гранодиоритового состава инъецируются жилами лейкократовых гранитов различной мощности, содержащие ксенолиты вмещающих их пород. В массиве фиксируются рудосодержащие гидротермальные карбонат-баритовые жилы с редкими вкраплениями сульфидов свинца и меди. Наблюдаются также и лимонитизированные зоны, связанные с разломом, проходящим по южной периферии массива, отмечаемым рядом геологов.

В северной контактовой полосе Даховского массива в 5 метрах к северу от непосредственного его контакта нами встречено тело плагиогранита, залегающее в хлорит-слюдяном амфиболовом сланце. В 20 м севернее контакта массива фиксируются микроклинизированные амфиболиты, а еще в 10 м — амфиболит, секущийся кварц-альбитовой породой различной мощности — от 10 см до 1 м. Ниже приводится описание этих пород.

Плагиогранит — серая с мясокрасным полевым шпагом мелко- и среднезернистая порода. Структура близка гранитовой. Состав: плагиоклаз, кварц, биотит, хлорит, мусковит, карбонат, апатит, циркон.

Плагиоклаз (олигоклаз-альбит) в целом идиоморфный; в разной степени измененный — серицитизированный, кальцитизированный, хлоритизированный и цеолитизированный. Хлорит, замещающий плагиоклаз, почти бесцветный и ассоциирует с кальцитом. Кварц по количеству уступает плагиоклазу; он ксеноморфный, погасание волнистое, порой весьма сильное, слегка разъедает плагиоклаз, и в таком случае контуры последнего зазубрены. Биотит темно-коричневый, почти черный. Он иногда ксеноморфный, зажатый между кристаллами плагиоклаза, обычно свежий, изредка слегка хлоритизированный и мусковитизированный.

Хлорит-слюдяной амфиболовый сланец. Порода темно-серая, почти черная; видны белые тонкие прерывистые полосы. В микроскопе наблюдается чередование следующих прерывистых полос, плагиоклаз-амфиболовых, хлорит-амфиболовых, биотит-серицит-талк-мусковитовых и кальцит-соссюритовых (рис. 39). Состав: плагиоклаз, амфибол, хлорит, биотит, мусковит, соссюрит, эпидотовый минерал, карбонат, жилки пренита, апатит, рудный минерал.

Плагиоклаз всегда мутный, только формы указывают на его наличие. В нем обильно наблюдаются высокодвупреломляющие зерна, относящиеся к прениту и карбонату. Наряду с этим содержатся также прозрачные альбиты. Амфибол свежий, как отмечено, образует полосы с плагиоклазом, редко он встречается в хлорит-плагиоклазовых полосах. Плеохроизм по Ng зеленый, по Np желтый. Местами видно возникновение хлорита по амфиболу. Хлорит (клинохлор) зеленый, имеет ясный плеохроизм, $N_g - N_p = 0,007$, $n = 1,580$; в нем видны выделения рудного минерала. Биотит, мусковит, серицит и тальк встречаются вместе. Полосы, сложенные этими минералами, четко разграничены, однако в отдельности, за исключением биотита, образованного по мусковиту, трудно распознаваемы. Полосы, в которых ведущую роль играют серицит и тальк, мутные, мелкоагрегатные, напоминающие осадочные образования. Эпидот встречается в ничтожном количестве, несколько больше содержится соссюрит. Карбонат и пренит наблюдаются в виде жилок. Рудный минерал содержится в ощутимом количестве; он в основном приурочен к хлориту. Апатита очень мало; он мелкий, округлый. Четкое разграничение полос различного состава говорит о принадлежности исходных пород к седиментогенным — мергелистым с возможным участием вулканогенного материала основного состава.



Рис. 39. Инъекцированные амфиболовые сланцы.
Даховский массив р. Дах.

Микроклинизированный амфиболит. Серая нечетко-полосчатая порода с инъекциями розового полевого шпата. Структура порфиробластическая. Состав: плагиоклаз, микроклин, амфибол, биотит, пироксен, эпидотовый минерал, сфен, апатит, циркон, рудный минерал, ортит. Начальным интенсивным диафорическим процессом является полная альбитизация плагиоклаза, за ним последовала биотитизация амфибола, а затем микроклинизация альбита (рис. 40).

Плагиоклаз (альбит) преобладающий минерал, он изометричный, иногда сдвойникованный, несколько мутный. Размер зерен $0,17 \times 0,20$ мм. Микроклин с неясно выраженной двойниковой решеткой. Замечает по соседству расположенные зерна альбита с образованием порфиробластов. В участках развития биотита видны остатки амфибола, почти полностью вытесненного биотитом. Пироксен (эгирин-авгит) зеленый, слабо или почти не плеохромующий; $cNg=45^\circ$. Эпидотовый

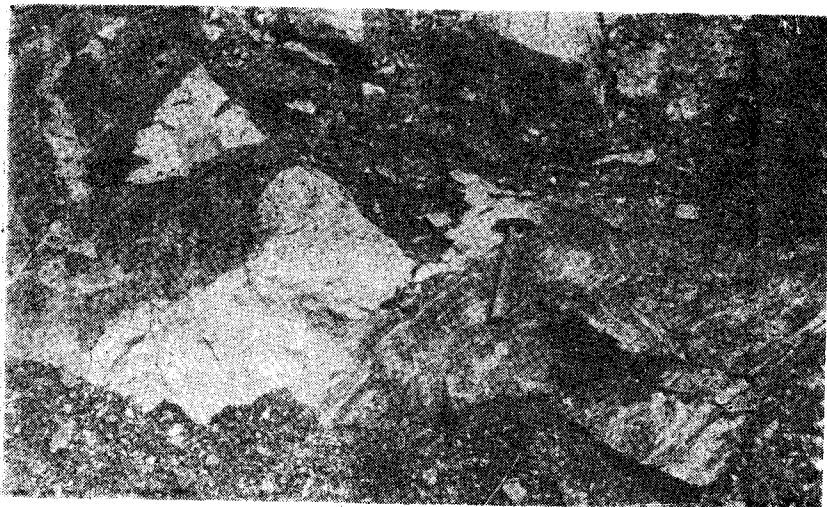


Рис. 40. Инъекцированные амфиболиты в контакте с плагиигранитами.
Северная периферия Даховского массива.

минерал представлен оливково-зеленым собственно эпидотом (размер зерен $0,2 \times 0,2$ мм), который образует также каемку вокруг темно-коричневого ортита, выделение которого связано с микроклинизацией основных пород. Апатит образует кристаллы различной формы и размера, его призматические кристаллы достигают $0,5 \times 1,7$ мм, минимальная же величина округлых зерен выражается в $0,01 \times 0,01$ мм. Иногда видны цепочки или скопления мелких зерен апатита либо равномерное распределение по всей породе. Он относится к новообразованным аксессуарным минералам. Сфен грязновато-серый, формы кристаллов причудливые, расположен кучно, приурочен к амфиболу и пироксену, замещающая их.

Амфиболит — почти черная массивная основная метаморфическая порода. Структура гранонематобластическая. Состав: плагиоклаз, амфибол, эпидотовый минерал, апатит, рудный минерал. Плагиоклаз полностью изменен — серицитизирован, сосюритизирован и пренитизирован. Он образует тонкие полосы. Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой с синим оттенком. Его количество значительно, достигает 75—80%.

Кварц-альбитовая порода. Она белая, мелкозернистая, массивная, состоящая в основном из плагиоклаза и кварца. Подчиненную роль играют хлорит, мусковит, пренит, эпидотовый минерал. Плагиоклаз (альбит, $p <$ канад. бальзама) слегка мутный, местами слабо серицитизированный, разнозернистый (от $0,01 \times 0,007$ до $0,5, 0,7$ мм), часто сдвойникованный, почти всегда слагает мономинеральные прерывистые полосы; контуры его то зазубренные, то гладкие. Кварц образует также прерывистые полосы и вытянутые скопления. В местах распространения кварца видны причудливой формы остатки корродированного им плагиоклаза. Кварц местами целиком вытесняет плагиоклаз. Мусковит и хлорит содержатся в малом количестве; они всегда приурочены к альбитовой части породы, располагаясь вдоль полосчато-

сти. Хлорит (пеннин) светло-зеленый, неплеохрозирующий и почти изотропный. К нему приурочены выделения рудного минерала. Эпидот и пренит встречаются в виде жилок, целиком пересекающих породу. Помимо того, эпидот образует мутные участки (пятна).

В ы в о д ы

Из приведенной петрографической характеристики хасаутской свиты с использованием данных И. С. Красивской видно, что в конгломератах разделяющих эту свиту на две части, нижнюю — собственно хасаутскую и верхнюю — малкинскую, обильно содержатся гальки гранофировых плагиогранитов, массивы которых прорывают хасаутскую свиту. Кроме отмеченного И. С. Красивской несогласного налегания малкинской свиты на хасаутскую с базальным конгломератом в основании, в том числе и на неровную поверхность плагиогранитовых массивов, отчетливо проявляется различный петрографический состав этих свит. Материнскими породами разделенной базальным конгломератом нижней части рассматриваемой свиты (собственно хасаутская свита) являлись преимущественно основные вулканиты, т. е. свита имела вулканогенно-осадочный эвгеосинклинальный характер, что касается верхней (малкинской) свиты, то она в основном терригенного состава. Следовательно, представляется возможным разделение хасаутской свиты на две свиты — на нижнюю, хасаутскую, и верхнюю, малкинскую.

Амфиболиты, содержащиеся в хасаутской свите, по-видимому, образовались за счет габброидов, которые характерны для эвгеосинклиналей. Исходные породы подверглись следующим последовательным изменениям: динамометаморфизму, выразившемуся в раздроблении пород, а затем метаморфическому процессу. Последний проявился в деанортитизации плагиоклаза с образованием альбита и продуктов распада. Затем произошла амфиболизация (актинолитизация) исходного фемического минерала, который был богат железом, а, возможно, и кальцием, так как с этим процессом сопряжено обильное выделение рудного минерала и апатита. Далее осуществилось перераспределение (метаморфическая дифференциация) метаморфических минералов, проявляющееся в чередовании участков богатых альбитом и актинолитом. Из изложенного очевидно, что преобразовательный процесс имел регрессивный характер.

Амфиболиты и хлорит-слюдяные амфиболовые сланцы, видимо, образованы по исходным основным магматическим, вулканогенно-осадочным и терригенным породам. Амфиболиты в данном случае возникли, по-видимому, по габброидам, залегающим и в вулканогенно-осадочной свите, а хлорит-слюдяные амфиболовые сланцы — по последней.

За прогрессивным региональным метаморфизмом, обусловившим возникновение амфиболитов амфиболитовой фации по основным магматическим породам, последовал метаморфизм опять-таки регионального характера, но имеющих уже регрессивный характер. В результате этого процесса осуществились следующие низкотемпературные преобразования минералов: амфиболизация моноклинного пироксена, альбитизация основного плагиоклаза, затем биотитизация роговой обманки и микроклинизация альбита. Путем замещения нескольких рядом расположенных кристаллов альбита, принимающих участие в строении среднезернистой породы, выросли крупные порфиробласты микроклина. С диафторезом и в данном случае сопряжено выделение различных

минералов — эпидота, сфена, апатита, циркона, рудного минерала и др.

В хлорит-сланцевом амфиболовом сланце видны четко разграниченные и чередующиеся между собой полосы различного состава: плагиоклаз-амфиболовые, хлорит-амфиболовые, слюдяные с тальком и кальцит-соссюритовые, что указывает на вулканогенно-осадочный состав исходной породы, претерпевшей метаморфическую дифференциацию.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

ФАЦИИ И ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

На составленной впервые для пород субстрата Кавказа фациальной карте типов метаморфизма различных давлений по Ак. Миаширо (Miyaşiro, 1961) с использованием условных обозначений, рекомендованных петрологами Института геологии и геохронологии АН СССР, нами выделены следующие фациальные типы пород (см. рис. 1); 1 — гранулитовая фация, 2 — высокотемпературная часть фации кумминктонитовых амфиболитов, 3 — фация зеленых сланцев, 4 — ставролит-альмандиновая субфация (низкотемпературная часть фации альмандиновых амфиболитов), 5 — эклогиты, 6 — плагиогранитоиды, 7 — гранитоиды нагрево-калиевого ряда, сформированные в связи с регрессивным региональным метаморфизмом.

Гранулитовая фация была обнаружена Д. М. Шенгелиа (1968) и Д. М. Шенгелиа, Д. Н. Кецховели (1969) в зоне Главного хребта в области Тебердино-Дигорского поднятия. К породам этой фации относятся гранат-силлиманитовые гнейсы (кинцититы) и гранатовые гранулиты. Первые из них в результате регрессивного метаморфизма преобразуются в инъецированные кристаллические сланцы и мигматиты. В них устанавливается интенсивное окварцевание, микроклинизация и мусковитизация. Помимо этого наблюдается альбитизация плагиоклаза, изредка хлоритизация биотита и изменение состава укрупненного граната. В результате диафореза гранатовых гранулитов образуются следующие метаморфиты: гранат-силлиманитовые и гранат-силлиманит-мусковитовые аляскиты, гранат-биотит-силлиманитовые и гранат-двуслюдяные лейкократовые граниты, гранат-силлиманитовые, биотитовые и двуслюдяные граниты, плагиограниты, гранат-силлиманитовые, кварц-микроклиновые, кварц-плагиоклаз-микроклиновые пегматоиды.

Минеральные ассоциации гранулитовой фации следующие: гранат-биотит-силлиманит, плагиоклаз-гранат-биотит (для пород р. Гондрай) и плагиоклаз-бурая роговая обманка, плагиоклаз-салит (для пород р. Махар).

По типу метаморфизма кавказские гранулиты относятся к высокотемпературной части фациальной серии А по классификации А. Миаширо.

Минеральные парагенезисы диафоритов следующие: кварц-гранат-плагиоклаз (Al_{10-24}) -биотит(-силлиманит-микроклин), кварц-гранат-альбит-мусковит-микроклин-пертит, кварц-гранат-альбит-хлорит. Они отвечают амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зелено-сланцевой фациям (серия А).

Постепенный диафторический процесс будет иметь следующий вид: плагиоклаз→альбит (альбит-олигоклаз), плагиоклаз→мусковит, плагиоклаз→высокоупорядоченный низкотемпературный микроклин-пертит, неупорядоченный калишпат (промежуточные микроклин и триклинный ортоклаз)→высокоупорядоченный низкотемпературный микроклин, силлиманит→биотит, силлиманит→мусковит, силлиманит→андалузит, андалузит→серицит (мусковит), гранат→светло-коричневый биотит, темно-коричневый биотит → мусковит и биотит → хлорит.

Высокотемпературная часть фации куммингтонитовых амфиболитов. Породы, относящиеся к данной фации, распространены довольно широко. На Большом Кавказе — в зонах Главного и Передового хребтов. Следует отметить, что рассматриваемая фация наблюдается также в обнаженной части Грузинской глыбы (Срединного массива) — в Дзирульском выступе, в пределах Артвинско-Болнисской глыбы — в Локском и Храмском выступах, а также на территории Армении (Армянско-Араксинский выступ).

Фация зеленых сланцев. Метаморфиты данной фации, образованные в результате регионального прогрессивного метаморфизма и диафтореза развиты в зонах Главного хребта и Бечасынской. На Кавказе они встречаются также в обнаженных частях Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб и, кроме того, в Армянско-Араксинском выступе. Породы фации зеленых сланцев в пределах зоны Главного хребта слагают макерскую, безенгийскую, кырткскую, буронскую и касарскую свиты.

В Бечасынской зоне данная фация развита в чегемской, хасаутской и малкинской свитах. Метаморфиты зеленосланцевой фации, возникшие в результате однократного прогрессивного метаморфизма осадков, встречаются в двух последних свитах. В других описанных нами свитах зеленосланцевая фация образуется в результате ретроградного метаморфизма по ранее возникшим высокотемпературным фациям.

Наблюдаемый в хасаутской и малкинской свитах прогрессивный метаморфизм является следствием диафтореза, в результате чего прогрессивно регионально-метаморфизованные породы Северного Кавказа подверглись низкотемпературным преобразованиям. Породы хасаутской и малкинской свит реагировали на обширный для Северного Кавказа регрессивный метаморфизм образованием по глинистым осадкам различных зеленых сланцев. Что касается габброидов и других базитов, входящих в эти свиты, то они подверглись низкотемпературному преобразованию с возникновением минеральных ассоциаций, отвечающих эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям.

Ставролит-альмандиновая субфация (низкотемпературная часть фации альмандиновых амфиболитов). Породы субфации фиксируются в лаштракской свите, образующей две полосы, разобщенные амфиболитами дамхурцевской свиты (Чхотуа, 1970). Одна из них охватывает правый берег в верхнем течении р. Лашипсе и истоки р. Дамхурц. Вторая полоса в основном отмечается на южном склоне Главного хребта Большого Кавказа, в истоках рек Агура, Бегдази и Белая, частично переходящая и на северный склон в истоках р. Лаштрак.

Для лаштракской свиты (исходные пелитовые породы) выделяются следующие минеральные ассоциации: кварц-ставролит-альмандин-мусковит-биотит-олигоклаз (ставролитовая минеральная зона) — амфиболитовая фация, кварц-кианит-мусковит-альмандин-плагиоклаз (Ап₃₃₋₃₆) (кианитовая зона) — амфиболитовая фация, кварц-альбит-

хлорит-мусковит (хлоритовая зона)-зеленосланцевая фация, кварц-альбит-биотит-мусковит (биотитовая зона) — зеленосланцевая фация, кварц-биотит-мусковит-альмандин-альбит (альмандиновая зона) зеленосланцевая фация.

Тип метаморфизма кианит-силлиманитовый; серия В. По легенде составителей карты регионального метаморфизма СССР породы лаштракской свиты, в соответствии с приведенными пятью минеральными парагенезисами в порядке их перечисления, отвечают ставролит-альмандиновой и дистен-альмандиновой субфациям альмандиновых амфиболитов, хлорит-серицитовой, биотит серицитовой и опять-таки биотит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации.

Эклогиты и плагиогранитоиды описаны в соответствующем разделе монографии.

Гранитоиды натриево-калиевого ряда, сформированные в связи с регрессивным метаморфизмом. К ним относятся порфиробластические микроклиновые граниты. На Главном хребте Большого Кавказа в пределах Верхней Сванетии они обнажаются на перевалах Твибери и Местиа. На северном склоне эти граниты развиты в верховьях рек Малая Лаба, Большая Лаба, Большой Зеленчук, Малый Зеленчук, Кубань, Баксан, Ардон и Терек (Дарьяльское ущелье).

В Верхней Сванетии мелкие выходы микроклиновых гранитов фиксируются по обоим склонам среднего течения р. Ненскра и по ее правому притоку — р. Цхвандыр. Они залегают среди мигматитов и гнейсовидных гранитоидов, представляя собой интенсивно микроклинизированные разности последних, в которые они переходят постепенно.

Рассматриваемые граниты не имеют какой-либо определенной формы залегания; они слагают различной величины участки, обычно без четких ограничений.

Гранитоиды бассейна р. Ардон (унальские, архонские, нузальские, садонские) залегают в кристаллических сланцах и трансгрессивно перекрываются нижним лейасом (Заридзе, Татришвили, 1967). Абсолютный возраст этих гранитоидов по слюдам колеблется в пределах 390—360 млн. лет, что отвечает низам карбона.

В Дарьяльских гранитоидах разности со значительным содержанием микроклина встречаются на участках распространения пегматоидных жил.

Один из интересных итогов фациального изучения метаморфитов Кавказа в целом является наличие здесь в основном одного типа метаморфизма, а именно андалузит-силлиманитового (серия А) по Ак. Миаширо, кианит-силлиманитовый тип (серия В) пользуется весьма ограниченным распространением. Это наблюдение особенно наглядно проявляется в зоне Главного хребта Большого Кавказа, имеющего блоковое строение, где выступает главная часть кристаллического субстрата. Это мнение согласуется с выводом Д. А. Великославинского о развитии кианитового типа метаморфизма с ранним андалузитом в синклинальных структурах, а андалузитового типа с поздним андалузитом — в антиклинальных структурах, что объясняется общей разгрузкой давления в ходе крупных вертикальных движений, сопровождающихся, по нашему наблюдению, активностью восходящих растворов определенного состава.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ СЕВЕРО-КАВКАЗСКИХ МИГМАТИТОВ, ГНЕЙСОВ И ГРАНИТОИДОВ

С рассмотренными нами метаморфитами тесно связаны плагио-гранитоиды, мигматиты, гнейсы и гранитоиды. В окончательном их формировании во всех случаях важную роль играли метасоматические процессы. Не останавливаясь на генезисе этих пород, коснемся вопроса о геолого-структурной их принадлежности. Одним из нас (Saridze, 1969) разработана классификация геолого-структурных типов гранитоидов, которая в уточненном виде выглядит так (Заридзе, 1970): 1 — раннеорогенные (раннескладчатые или интрагеоантиклинальные), 2 — позднеорогенные, включая гранитоиды глыбовых горных областей, 3 — телераннеорогенные, 4 — телепозднеорогенные и 5 — кратогенные.

Плагиогнейсы и плагиогранитоиды, по-видимому, образовались в стадии ранней складчатости вулканогенной геосинклинали, т. е. во время формирования частной геоантиклинальной структуры внутри геосинклинали системы (тип 1). По нашим представлениям в это время происходит высокотемпературный региональный метаморфизм, вмещающих гранитоиды свит (Saridze, 1969; Заридзе, 1970). Что касается формирования микроклиновых гранитоидов, то оно, по-видимому, происходит в позднеорогенную стадию или вслед за становлением упомянутых пород. Последовательность процессов вулканизма, плутонизма, метаморфизма и метасоматизма в вулканогенных геосинклиналиях в связи с развитием геологических структур, обусловленных тектоническими процессами, показана в работах Г. М. Заридзе (1969, 1970).

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ РЕАКЦИИ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ

Петрологи, занимающиеся изучением гранитоидов и считающие, что в их формировании роль метасоматоза либо незначительна, либо вообще не наблюдается, не пытаются дать объяснение повсеместно встречающимся фактам.

Выше проводилась характеристика разреза р. Хазныдон. На левом ее берегу нами наблюдался постепенный переход мелкопослойных мигматитов в более крупнозернистые послойные мигматиты, в свою очередь плавно переходящие в биотитовые кварцевые диориты со слабо проявленной унаследованной сланцеватостью, содержащие уцелевшие останцы мигматитов. Последние и кварцевые диориты вдоль сланцеватости инъецированы аляскитовыми гранатами и пегматоидами. Виден также постепенный переход послойных мигматитов в теньевые мигматиты под воздействием обильных лейкократовых инъекций, вызывающих дезориентацию биотита. Теньевые мигматиты совершенно постепенно переходят в граниты; они образуются и по послойным мигматитам, что можно видеть на каждом шагу. Трансформация одних пород в другие происходит не под воздействием гранита (гранитной магмы), а кварц-полевошпатовых инъекций, вызывающих обменные реакции с породами субстрата и образование гранита.

Почти аналогичная картина преобразования пород наблюдается в силлиманит-биотитовых сланцах, имеющих, по-видимому, седиментогенное происхождение. Порфиробластические микроклиновые граниты и гранодиориты формируются в результате микроклинизации главным образом по кварцевым диоритам. То же самое видно и в других местах распространения гранитоидов.

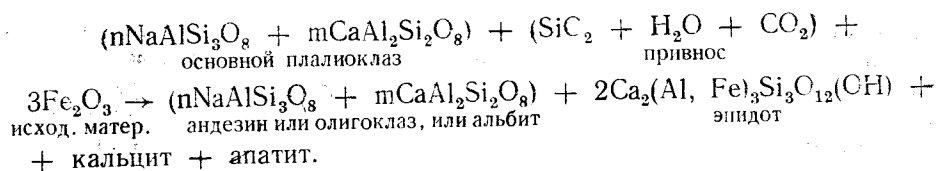
При изучении древних гранитоидов и их вмещающих метаморфитов в шлифах видна метасоматическая природа большинства гранитоидов.

В качестве первого примера возьмем безенгийскую свиту ущелья р. Хазныдон. Слагающие ее исходные породы, как отмечено, седиментогенные и основные магматические. Первые из них в результате регионального прогрессивного метаморфизма преобразовались в силлиманит-биотитовые сланцы с кордиеритом, вторые были представлены порфиритами, габбро и др., что подтверждается наличием относительно слабо преобразованных пород — окварцованных диорит-порфирита и габбро. Постепенное диафторическое изменение этих пород приводит к возникновению биотитового кварцевого диорита. Начальным процессом их изменения является окварцевание, затем проявляется ранняя стадия калиевого метасоматоза — биотитизация, после чего осуществляется ранняя стадия альбитизации, что подтверждается жилками альбита в биотите. Этим путем возникают послойные мигматиты, переходящие постепенно в окварцованные габброиды и содержащие уцелевшие остатки последних пород, а также реликты роговой омбанки и более основного плагиоклаза наряду с альбитом. В гранитоидах, постепенно переходящих в мигматиты, устанавливается та же последовательность преобразования минералов. Порфиробласты микроклина в гранитах образуются по альбитовым порфиробластам, укрупненным в процессе альбитизации, либо по рядом расположенным нескольким альбитовым кристаллам. В лейкократовых гранитах содержатся незначительные остатки минералов исходных метаморфитов — биотит и хлорит. В пегматоидах происходит собирательная кристаллизация кислого плагиоклаза с образованием крупных его кристаллов, впоследствии разъединяющихся кварцем с развитием остаточных скелетных плагиоклазов и пегматоидных структур замещения.

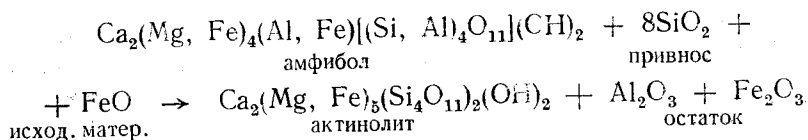
Количественно-минеральный и химический составы пород показывают привнесение вещества извне. Если преобразовательный процесс начинать с окварцованного габбро (кварца 5—8%), так как менее измененные габбро в природе не сохранились, то в породах, которые возникли в результате его преобразования кварц сильно возрастает. В последних появляется и микроклин и т. д. Постепенное возрастание (привнос) силиция, калия и натрия и убывание (вынос) кальция, магния и железа наблюдается в породах в следующей последовательности: биотитовый кварцевый диорит, послойный мигматит, теневой мигматит, гранодиорит. Эта последовательность отвечает постепенной трансформации пород от окварцованного габброида до гранитоида.

Как отмечено, в состав древних формаций Северного Кавказа входят амфиболиты, наряду с метаморфизованными седиментогенными породами. Они подвергнуты различным диафторическим преобразованиям, носящим метасоматический характер. Исходный основной плагиоклаз подвергается альбитизации, обуславливающей возникновение плагиоклазов с различным содержанием аортитовой молекулы от наиболее основного, приближающегося к исходному, до чистого альбита, наблюдающихся порой даже в одном и том же шлифе. Распад плагиоклаза сопровождается выделением кальцийсодержащих минералов — эпидотовых, карбоната, апатита и др.

Химическая реакция процесса альбитизации основного плагиоклаза амфиболитов в общей форме будет иметь следующий вид:



Фемический минерал, представленный обычно амфиболом, преобразуется в актинолит.



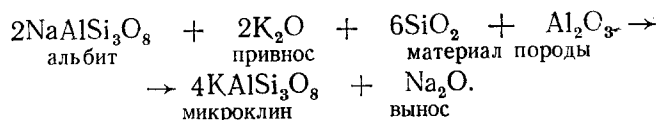
Исходный амфибол или актинолит переходят в биотит в результате привноса калия.

Выделение биотита обуславливает кристаллизационную сланцеватость амфиболитов. Содержащийся в этих породах кварц является привнесенным. Привнос кремния происходит в несколько стадий. Нами зафиксирован кварц двух и трех поколений. В результате кварцевых инъекций вдоль плоскостей сланцеватости возникают инъекционные кварцем биотитовые амфиболиты и инъекционные кварцем слюдяные сланцы. Нередко преобразование застывает на этой стадии.

Процесс диафорических изменений амфиболитов протекает по упомянутым инъекционным породам, либо минуя эту стадию преобразований.

По относительно мелким зернам плагиоклаза в стадию их полной альбитизации формируются крупные его кристаллы (порфиробласты) путем распространенного процесса собирательной кристаллизации. Порфиробласты включают в себя различные минералы — биотит, эпидот, кварц и др., захваченные при их росте.

Следующая стадия преобразования отмечается привносом в основании калия, вызывающим микроклинизацию альбита — порфиробластического и основной ткани.



В седиментогенных породах реакции высокотемпературного прогрессивного регионального метаморфизма приводит к возникновению описанных в тексте метаморфитов. Далее происходит изменение в знаке метаморфических реакций — прогрессивный региональный метаморфизм, характеризующийся непрерывно повышающейся температурой, сменяется регрессивным региональным метаморфизмом, протекающим метасоматическим путем. Из приведенной в тексте петрографической характеристики видно, что данные породы могут постепенно преобразоваться в гранитоиды при осуществлении всех последовательных стадий метасоматоза, обусловленных привносом вещества. Роль давления при процессах прогрессивного и регрессивного метаморфизма заключается в его участии в выработке кристаллической решетки соответствующей упаковки.

Многочисленные замеры ориентировки плоскостей сланцеватости с помощью горного компаса некоторых участков безенгийской свиты (ущелий рек Черекв Балкарского и Безенгийского, а также Баксан),

сложенной из метаморфитов (в подчиненном количестве), мигматитов, гнейсов и гранитоидов, выявили унаследованные от материнских вулканогенно-осадочных свит складчатые и разрывные структуры (Заридзе, Казахашвили и др., 1962, 1962₁), указывающие на постепенное формирование мигматитов, гнейсов и гранитоидов по исходным метаморфитам путем метасоматической гранитизации *in situ*.

Таким образом, в метаморфитах Северного Кавказа, как это имеет место и в других областях, определенные минералы связаны между собой переходами — метастабильные в стабильные, за исключением минералов чистого привноса, каким, в частности, является кварц. Они образуют как бы линейные ряды. Наблюдаются следующие ряды: полевошпатовый (плагноклаз-микроклиновый), амфибол-слюдяной, пироксен (омфацит)-амфибол-слюдяной для эклогитов и др. Эти ряды выражают диафорические преобразования. Подобные линейные минеральные ряды в прогрессивно-метаморфических породах Северного Кавказа, как правило, не сохранились. Поэтому обычно нет возможности с уверенностью фиксировать те минеральные виды, по которым развились конечные продукты наиболее высокотемпературных метаморфических реакций. Например, не поддается однозначному решению образование содержащегося местами в амфиболитах моноклинного пироксена по амфиболу, ибо в амфиболитах амфибол обычно является наиболее высокотемпературным распространенным минералом, подвергшимся интенсивным низкотемпературным преобразованиям, маскирующим взаимоотношение минералов предыдущего метаморфизма.

В каждой из реакционных линейных рядов, развивающихся параллельно, на отдельных стадиях метаморфического процесса, видимо, существует большое количество точек, отвечающих определенным соответствующим минералам (на различной стадии преобразования). Каждая из таких стадий соответствует понятию дробной метаморфической (минеральной) фации, хотя практически они не всегда могут быть учтены и использованы.

ОБЛАСТЬ (МЕСТО) МЕТАМОРФИЗМА, СВЯЗЬ ВУЛКАНИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА, РОЛЬ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДКОВ В ПРОГРЕССИВНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ, ДИАФТОРЕЗ И МЕТАСОМАТОЗ

Интенсивность метаморфических реакций зависит от проницаемости толщ для восходящих растворов, транспортирующих тепло и глубинное вещество, а также растворенный в породах материал (Заридзе, 1963, 1967, 1968). Местом особенного и типичного проявления метаморфизма, как известно, являются геосинклинали, но главным образом те из них, которые хорошо проницаемы глубинным веществом. Это вулканогенные геосинклинали или эвгеосинклинали. Внешние прогибы (миогеосинклинали), в которых вулканизм отсутствует или проявлен весьма слабо, метаморфизму не подвергаются, либо подвергаются слабо. Примерами могут служить: Дибрарская терригенная геосинклиналь на Юго-Восточном Кавказе (аален-датский ярус), общей мощностью до 8000 м, верхнемеловые флишевые отложения на Западном Кавказе, девон-нижнекарбовая терригенная свита на территории Армении, терригенные толщи Воронежской синеклизы, палеозойская флишевая формация внешнего прогиба Зилаирского синклинория на западном склоне Южного Урала, толща трога Амадеус в Центральной Австралии и др. Осадки перечисленных геосинклиналей не метаморфизованы, либо метаморфизованы слабо. В невулканогенных геосинклиналях ме-

таморфизм и гранитообразование наблюдаются в случае их заложения на шовных зонах.

Е. Венк (E. Wenk, 1962) отмечает отсутствие четкой связи между степенью метаморфизма и глубиной залегания горных пород. Например, мощность пород высокой степени метаморфизма (район Тессин, Южная Швейцария) меньше, чем мощность пород более низкой степени метаморфизма (район Граубюнден). То же наблюдается в делердских породах, протягивающихся через всю Шотландию и представленных одними и теми же стратиграфическими горизонтами. В Бучано в северо-восточной части Шотландских нагорий развиты силлиманит-кордиеритовые, а в Дисайде — силлиманит-кианитовые гнейсы, в юго-западной части Шотландских нагорий наиболее высоко метаморфизованные породы представлены альбит-гранатовыми сланцами.

Дж. Саттон («Природа метаморфизма», 1967, стр. 26) в качестве примеров, подтверждающих, что одно глубокое погружение не может обусловить метаморфические процессы, приводит ряд фактов, в частности, льюисские породы массивов Северной Шотландии, вовлеченные в каледонские движения, в которых сохранились неизменные ассоциации минералов докембрийского, лажсфордского и скурийского возрастов. В провинции Черчилль на Канадском щите сохранились минералы, возраст которых достигает 2000 млн. лет. Они избежали переработки в гудзонскую орогеническую фазу, проявившуюся 1700 млн. лет назад.

Начало прогрессивного регионального метаморфизма связано с интенсивным восхождением ювенильных растворов, сменяющих вулканическую деятельность. Активность вулканизма, проявляющегося до складкообразовательных процессов, и растворов, совпадающих с началом складчатости, представляют собой различные формы проявления эндогенных процессов. Прогрессивный региональный метаморфизм достигает своего максимума, т. е. наиболее высокой степени; он скачком сменяется регрессивным, опять-таки региональным метаморфизмом, обусловленным более низкотемпературными по составу восходящими растворами, стадийно меняющими свой состав. Они то преимущественно кремниевые, то натриевые, то калиевые и т. д.

Регрессивный метаморфизм так же, как и прогрессивный, не всегда проявляется равномерно, что зависит от степени локальной проницаемости пород. Диафорические реакции убывают, а затем полностью останавливаются в связи со снятием причины, вызывающей диафорез — с прекращением циркуляции растворов, что, по нашему мнению, совпадает с окончанием складкообразовательных движений в геологической структуре (геоантиклинали), в которой происходит диафорез.

В плотных породах растворы передвигаются по межзерновым и молекулярным пространствам, выравнивая химические потенциалы растворов и минералов. В случае, если полного метасоматического преобразования породы субстрата не произошло и возникли лишь в различной степени преобразованные зоны (метасоматическая зональность) или участки, обусловленные последовательными стадиями развития процесса, переход между ними будет постепенным.

В динамических условиях восходящего потока растворов, в пределах определенного положения фронта метасоматоза и определенной стадии, равновесие между исходным минералом и раствором достигается при полном преобразовании (замещении) минерала. В таком случае устанавливается элементарное равновесие между данным минералом (минералами) и раствором. Последующие потоки растворов той же стадии и того же состава просачиваются через преобразованные поро-

ды уже «свободно»; для растворов данного состава они представляют нейтральную среду. Таким образом, в результате перемещения волны метаморфических процессов происходит не только растворение, но и преобразование минералов (возникновение новых минералов). Эти преобразования протекают участково, локально, либо регионально до тех пор, пока не произойдет выравнивание химических потенциалов минералов и растворов, при условии непрерывного омывания раствором метасоматических минералов (Заридзе, 1968).

Северо-Кавказские древние толщи представляли собой в целом вулканогенно-осадочные геосинклинали, т. е. являлись хорошо проницаемыми для восходящих растворов. Они испытали интенсивный региональный прогрессивный метаморфизм. Последний метаморфизм, проявленный в верхнем палеозое, имел ретроградный характер. С ним связано, как отмечалось, образование мигматитов, гнейсов, гранитоидов (биотит-микроклиновых, порфиробластических, лейкократовых) и пегматоидов путем постепенно развивающейся метасоматической гранитизации. Это не предположение, а факт, непосредственно наблюдаемый в поле и в шлифе, хотя на завершающей стадии метасоматического процесса мы всегда допускали разжижение преобразованного остаточного материала пород субстрата и его ползучесть вместе с привнесенным лейкократовым материалом, а также образование гранитной магмы, приобретающей способность к перемещению.

Перемещенные (интродуцированные) и находящиеся на грани передвижения гранитные плутоны совершенно утрачивают унаследованную сланцеватую текстуру и порой могут приобрести гипидиоморфнозернистую структуру. Этот процесс мы называем метасоматическим анатексисом. Он не согласуется с некоторыми экспериментальными данными, доказывающими, что «концепция образования мигматитов в результате анатексиса гнейсов имеет не гипотетический характер, а основана на твердых физико-химических данных. В настоящее время не возникает никаких сомнений, что мигматиты образуются анатектическим путем» (Г. Фон-Платен. «Природа метаморфизма», стр. 225). Эксперимент Фон Платена более совершенный, чем его предшественников. Он сам отмечает, что Боуэн и Таттл использовали для своих экспериментов чистые вещества, т. е. они изучали системы, которые в природе не встречаются, в то время как гнейсы высокой степени метаморфизма, мигматиты и граниты имеют более сложный химический состав. При использовании диаграмм плавления простых систем, не учитывались входящие в породу минералы кроме кварца, альбита и калишпата. Фон-Платен на обсидиане Роше-Розе, Липари экспериментально изучил влияние анортитового компонента, цветных минералов и состава флюидной фазы на кристаллизацию гранитного расплава. С целью подтверждения анатектического происхождения мигматитов были взяты три образца различных гнейсов из Рогнстранда (Норвегия) и т. д. Вывод, сделанный на основании этого эксперимента уже приводился выше. Несмотря на природный материал, взятый для моделирования геологических процессов, нам кажется, что этот и подобные эксперименты не оправдывают затрачиваемых на них труда и времени, так как они не отвечают петрологическим наблюдениям. Опыты Фон-Платена для Большого Кавказа и, по-видимому, для других областей, в которых развиты кристаллические сланцы (гнейсы), мигматиты и гранитоиды, явно непригодны. Описанный нами метасоматический процесс наблюдается совершенно четко. Его следует сделать объектом опыта. Экспериментаторы должны ставить перед собой также задачу показать физико-химическую сущность выявленных петрологическими методами явлений, а не

опровергать их. Бывают случаи, когда экспериментаторы и петрологи чисто физико-химического профиля какое-либо ясно наблюдаемое в природе (фотографируемое) явление оспаривают, примерно, таким образом: «Это с физико-химической точки зрения невероятно». Подобные высказывания оказывают вредное влияние на неискушенных исследователей и направляют их по неправильному пути. К счастью «большинство ученых знает, насколько ограничены возможности применения результатов эксперимента к природным объектам» («Природа метаморфизма», 1967, стр. 279). К этому следует добавить, что «к сожалению, вопросы метасоматического образования гранитов до сих пор хуже всего изучены экспериментально» (Менерт, 1963, стр. 129).

Б. К. Кинг («Природа метаморфизма», 1967) возражает против безоговорочных утверждений Фон-Платена и других экспериментаторов, что мигматиты образовались за счет гнейсов путем их плавления. По его мнению, полевые наблюдения, а также петрологические и химические данные говорят о том, что эти выводы слишком упрощены.

Последующие высказывания Б. К. Кинга совершенно аналогичны тем, которые мы приводили ранее в различных своих работах. Этот исследователь отмечает, что региональный процесс мигматизации, накладывающийся на предшествующий метаморфизм, приводит к образованию мигматитов, в конечном же счете — гранитов.

В заключение Б. К. Кинг отмечает, что эксперимент может принести пользу тогда, когда он ставит своей задачей оценить петрографические явления. Что касается мигматитов, то вывод (сделанный на основании эксперимента) будто они образованы путем селективного плавления, не подтверждается. Если плавление происходит, оно начинается тогда, когда постепенное преобразование пород приводит, по Фон Платену, к гранитному составу, а гранитоиды образуются в результате плавления. То есть, наоборот. Какая польза от таких экспериментов.

Б. К. Кинг считает выводы Р. Вилли и О. Таттла (Willie P. S. Tuttle, 1961) относительно образования мигматитов анатектическим путем за счет глинистых сланцев необоснованными. Фон-Платен, на основании своих экспериментов также приходит к заключению, что мигматиты возникают по глинам и глинистым сланцам при температуре 700°C и давлении воды 2000 бар. Б. К. Кинг отмечает, что при допущении образования гранитоидов путем плавления не всегда учитывается количество выплавленного гранита. Максимальное количество гранитоида, которое может получиться при частичном плавлении, определяется компонентом, содержащимся в исходной породе в наименьшем количестве. Изученные Р. Вилли и О. Таттлом глинистые сланцы содержат окиси натрия от 0,12 до 0,24%, составляя около 5% содержания окиси натрия в гранитоиде, что указывает на образование гранитоидного расплава в пределах 5%; это не согласуется с выводом упомянутых экспериментаторов — якобы жидкость, полученная в результате расплавления 50% глинистых сланцев все еще имеет гранодиоритовый состав.

Метаморфиты Большого Кавказа представляют большой интерес в отношении широкого развития в них регрессивного метаморфизма, протекающего в основном метасоматическим путем и приводящего, как указывалось, к формированию гранитоидов. Дж. Саттен (там же, стр. 44) отмечает, что ретроградный метаморфизм наблюдается редко, поэтому многие породы обнаруживают постоянную, либо возрастающую степень метаморфизма. По его мнению, это может быть вызвано постоянством высокой температуры на протяжении всего времени эпизодического метаморфического процесса, либо весьма быстрым падением температуры, неблагоприятствующим диафорическим реакциям.

Упомянутый автор отдает предпочтение первому предположению, что более правдоподобно, однако, если судить по материалам Большого Кавказа, оно требует уточнения, ибо в рассматриваемой нами области приток тепла и соответствующего материала производят восходящие растворы, стадийно (скачками) меняющие свой состав и последовательно осуществляющие различные диафорические реакции.

О ВРЕМЕНИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПРОГРЕССИВНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В учении о метаморфизме одним из важных является вопрос о времени его проявления в течение тектоно-магматического цикла. В геологии с давних пор распространено мнение, что прогрессивный региональный метаморфизм совершается в доскладчатую стадию развития геосинклиналей, т. е. во время их погружения, осадконакопления и синхронного вулканизма в вулканогенных геосинклиналях, в глубоко погруженных частях которой происходит образование гранитной магмы.

Г. Штилле (Stille, 1940, 1952, 1955) на примере Карпат высказал мнение об образовании синорогенной магмы в результате погружения сиалической коры, вызывающего ультраметаморфизм (расплавление—палингенезис опускания). В дальнейшем эту гипотезу он распространил на тихоокеанскую магматическую область. Эта магма поднимается (интрузирует) во время складчатости, а затем проявляется в виде поздних или посторогенных интрузий типа диапир-плутонов. В дальнейшем подобные высказывания развивались многими исследователями. В частности, Ф. Б. Кинг (1961) отмечает, что магматические массы, проникшие из глубин в верхние уровни земной коры в период заключительных фаз орогении и давшие гранитные серии в Западных Кордильерах, возникли на больших глубинах в тропе эвгеосинклинали в ранние фазы орогении. Здесь не принимается во внимание то, что породы, слагающие эвгеосинклинали, не отвечают гранитному составу и что в стадии нисходящих движений эвгеосинклинали происходит подводный вулканизм толеитбазальтов, который прекращается лишь после начала восходящих движений. Поэтому нам представляется невероятным допущение образования таким путем кислого расплава, т. е. в результате ультраметаморфизма, особенно это относится к первичным геосинклиналям, развивающимся на океанической коре. Кроме того, «как известно, при «нормальном» температурном градиенте, даже у основания коры, можно ожидать температуры, которые далеко недостаточны для плавления даже кварц-полевошпатовой эвтектики. На глубине, откуда приходят к нам батолиты и кислые лавы, т. е. на 15—20 км. в обычной обстановке подобные температуры и вовсе невероятны без особых воздействий снизу»... «для наблюдаемых в основании геосинклинальных зон метаморфизма и плавления кислой магмы нужно было бы увеличить термический «нормальный» градиент в 3—5 раз против наблюдавшегося. Это указывает на очень увеличивающееся поступление в этих зонах глубинного тепла» (Шейнманн, 1968, стр. 109). Ю. М. Шейнманн эти процессы так же, как и многие другие исследователи, относит «к поздним этапам развития геосинклинали, в частности к периоду складчатости...» (стр. 109). К сожалению, упомянутый геолог не учитывает метасоматическое гранитообразование, происходящее на более низких температурах под воздействием восходящих растворов, приносящих тепло и вещество.

Исследования древних метаморфических образований Кавказа дали нам возможность еще в 1953 г. сделать вывод, что «сколько-нибудь

существенной роли метаморфизма в период погружения геосинклинального бассейна и седиментации пород... не наблюдается». «Преобразование пород зависит не от степени их погружения, глубины залегания, а от температуры внедрившегося гранитоидного материала». Это преобразование осуществляется «в стадию образования и воздымания складчатой системы» (Заридзе, Татришвили, 1953, стр. 130).

Хотя здесь не совсем точно мнение о причине прогрессивного регионального метаморфизма, зависящего от температуры внедрившегося (инъектированного) гранитного (лейкократового) материала (такая зависимость допустима при диафорезе), однако совершенно определенно отмечено, что метаморфизм совершается в основном в стадию складчатости и что во время погружения геосинклинали роль процессов метаморфизма незначительна. Это мнение развивалось Г. М. Заридзе в последующих его работах (1963, 1967, 1968, 1968₁). Позднее Дж. Саттон («Природа метаморфизма», 1967, стр. 33) высказал мнение о том, что в эволюционной фазе происходит формирование геосинклинали и ее выполнение осадками, а следующей за ней в горообразовательной фазе — региональный метаморфизм и гранитообразование. Цикл заканчивается отложением посторогенных образований, как это имеет место в Альпах Европы. Здесь речь идет о позднеорогенных гранитоидах. Видимо, упомянутый геолог исключает наличие раннеорогенных (интрагеоантиклинальных) гранитоидов. В другом месте (стр. 32) он констатирует наблюдавшуюся в некоторых регионах последовательность эпизодов в метаморфическом событии: крупные горизонтальные перемещения с образованием надвигов, покровов, лежащих складок. метаморфизм. Такая картина в метаморфическом событии видна, по цитированному геологу, в Швейцарских Альпах, где оно началось формированием пеннинского покрова и продолжалось 30 млн. лет. В нем усматриваются три эпизода продолжительностью от 2 до 10 млн. лет. В целом схема Дж. Саттона о времени метаморфизма и гранитообразования аналогична сформулированной нами в 1953 г. схеме.

Фактические материалы по Большому Кавказу позволяют думать, что прогрессивный региональный метаморфизм приурочен к геоантиклинальным структурам геосинклиналей, в которых изменение степени метаморфизма происходит обычно не вкрест простиранию метаморфических толщ, а вдоль крутопадающих плоскостей сланцеватости, отвечающих обычно первичной слоистости осадков с образованием срезающих сланцеватость поверхностей. Это указывает на то, что к началу прогрессивного регионального метаморфизма исходные геосинклинальные образования были уже собраны в складки. Прогрессивный региональный метаморфизм и более поздние гранитоиды связаны с общим глубинным источником, метасоматические гранитоиды образуются в стадию ретроградного регионального метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкаримова М. А. Эколиты из Кокчетавского района. Вестник Казахского филиала АН СССР, Алма-Ата, № 2—3, 1946.
- Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1968.
- Архипенкова Н. Я. Эколиты дер. Шубино (Южный Урал) и возможность их практического использования. Сб.: «Минеральное сырье», вып. 14, Изд-во «Недра», М., 1966.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 69, М., 1950.
- Афанасьев Г. Д. и др. Северный Кавказ. В сб.: «Закономерности развития магматизма складчатых областей». Изд-во «Наука», М., 1968.
- Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. Геолкома, т. 48, № 7, Л., 1929.
- Греков И. И., Момот С. П. О возрасте доверхнепалеозойских карбонатно-терригенных отложений Передового хребта к западу от р. Большой Зеленчук (Северный Кавказ). ДАН СССР, т. 169, № 4, М., 1966.
- Демин А. И. Геологические соотношения интрузивных пород бассейна р. Хазныдон. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 8, М., 1957.
- Ефремов Г. М. О взаимоотношении кембрия и докембрия в районе горы Дженту на Северном Кавказе. Тр. Новочеркасск. политехнич. инст. им. С. Орджоникидзе, т. 36—50. Изд-во Ростовкнига, Ростов, 1958.
- Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г., Манвелидзе Р. М. Микроструктурный анализ древних кристаллических пород среднего течения р. Баксан на Северном Кавказе, Сб. трудов Геол. инст. АН ГССР, Тбилиси, 1959.
- Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г., Кикнадзе И. И. Об одном примере метасоматической гранитизации. Изв. вузов. «Геология и разведка», № 11, М., 1960.
- Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г., Кикнадзе И. И., Манвелидзе Р. М. Структурно-петрологические особенности древних кристаллических пород на Северном Кавказе. «Советская геология», № 2, 1962.
- Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г., Кикнадзе И. И., Манвелидзе Р. М. Петро-тектонические особенности древних кристаллических пород верховьев р. Черек-Безенгийский (Северный Кавказ). Изв. вузов. «Геология и разведка», № 4, М., 1962.
- Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г., Кикнадзе И. И. Петрографические особенности Кыртыкской метаморфической свиты на Северном Кавказе. Вопросы геологии Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О второстепенных минералах гранитоидов. Зап. ВЮО, сер. 2, ч. 80, Л., 1952.

- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. К петрографии верхней части бассейна рек Большой и Малый Зеленчук. Тр. Геол. инст. АН ГССР, сер. минер.-петрографич., т. 3, Тбилиси, 1953.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмского массива (Грузинская ССР). Изв. АН СССР, «Советская геология», № 3, М., 1953₁.
- Заридзе Г. М. О генетической связи метаморфитов, гранитоидов и зон минерализации с вулканогенно-осадочными формациями. Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 3, 1963.
- Заридзе Г. М. К проблеме связи магматизма, метаморфизма и тектоники. «Геотектоника», № 4, М., 1967.
- Заридзе Г. М. Метасоматизм и рудообразование. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, М., 1968.
- Заридзе Г. М. О времени регионального метаморфизма в развитии геологического цикла. *Geologische práce Zprávy* 44—45. Bhatislava, 1968.
- Заридзе Г. М. Систематика эндогенных формаций орогенных областей. В сб.: «Магматизм, метаморфизм, метасоматизм». Изд-во ЦК КП Грузии, Тбилиси, 1969.
- Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. Изд-во «Недра», М., 1970.
- Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г. О мигматитах, гнейсах и гранитах бассейна р. Баксан. Тр. Груз. Политехн. инст., № 1 (67), Тбилиси, 1960.
- Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г. О генезисе гранитоидов ущелья р. Тызыл на Северном Кавказе. Сообщ. АН ГССР, т. 24, № 5, Тбилиси, 1960.
- Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г. Состав и формирование нижнепалеозойской аманчатской свиты на Северном Кавказе. Вестн. МГУ, № 6, М., 1961.
- Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г. Вещественный состав и генезис сланцев чегемской свиты долины р. Баксан. Геология Центр. и Западн. Кавказа. Тр. Кавк. Эксп. ВТГФ и МГУ, т. 3, М., 1962.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива. В сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. I, М., 1953₂.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О стадиях метасоматоза. МГК, сесс. 21, доклады сов. геологов. Киев, 1960.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа (Северная Осетия и Дигория) Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
- Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, М., 1948.
- Кизевальтер Д. С. О явлениях альбитизации в кристаллических сланцах докембрия Северного Кавказа. Тр. МГРИ, т. 29, М., 1956.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во ИЛ, М., 1961.
- Красивская И. С. Новые данные по стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения Малки. ДАН СССР, т. 138, № 4, 1961.
- Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 131, № 52, М., 1951.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. Госгеолтехиздат. М., 1968.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд-во ИЛ, М., 1963.

- Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Особенности кристаллохимического строения железомagneзиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. В сб. «Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита». Тр. Якутск. ФАН СССР, 1964.
- Никитина Л. П. О содержании кремния в железомagneзиальных слюдах метаморфических пород. В сб. «Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР». Лаб. геол. докембрия, АН СССР, 1965.
- Плошко В. В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. Изд-во «Наука», М., 1965.
- Потапенко Ю. Я., Момот С. П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. ДАН СССР, т. 165, № 3, М., 1965.
- Природа метаморфизма. Изд-во «Мир», М., 1967.
- Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лаба и Белая на Северном Кавказе. Тр. ВГРО, вып. 226, Л., 1932.
- Робинсон В. Н. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. В кн. «Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа», М.—Л., 1946.
- Смуликовский Казимир. Проблема образования эклогитов. В кн.: «Физико-химические условия магматизма и метаморфизма». Изд-во «Наука», М., 1964.
- Снежко Е. А. Стратиграфия; докембрий; зона Главного хребта. «Геология СССР», т. 9. Северный Кавказ, ч. I, Геологич. описание. Изд-во «Недра», М., 1968.
- Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме. МГК. Докл. сов. геол. Прobl. «Гранитоиды». Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестанты и Сакашиль (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, вып. 103, Л., 1938.
- Соловьев С. П. О зональности кристаллических сланцев Центрального Кавказа и ее генезис. Зап. МВО, сер. 2, ч. 87, вып. 6, Л., 1958.
- Сомин М. Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. Изд-во «Наука», М., 1971.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Татришвили Н. Ф. Обнаружение пород эклогитовой фации на Северном Кавказе. Сообщ. АН СССР, т. 56, № 3, Тбилиси, 1969.
- Татришвили Н. Ф. Об открытии эклогитов на Большом Кавказе. ДАН СССР, т. 190, № 4, 1970.
- Трусова Н. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев. «Советская геология», сб. 51, М., 1956.
- Удовкина Н. Г. К вопросу об эклогитизации ультраосновных пород. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 32, М., 1959.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. Изд-во «Недра», М., 1968.
- Шенгелиа Д. М. Гранулитовая фация Большого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, М., 1968.
- Шенгелиа Д. М., Кецховели Д. П. Породы гранулитовой фации ущелья р. Махар на Северном Кавказе. Сообщ. АН СССР, т. 56, № 1, Тбилиси, 1969.
- Clark S. P., Jr. Robertson E. C., Birch F. Experimental determination of kyanite-sillimanite equilibrium of high temperatures and pressures. American Journal of Science vol. 255, N 9, 1957.
- Davidson C. F. The archean rocks of Rodil district, South Harris Outher Hobrdes Roy, Soc. Vol. 61, № 2, Edinburg, 1943.
- Eskola R. On the eclogites of Norway-Vidensk. Skr, 1, 1913.
- Hatten S., Yoder Jr. The Jadeit problem. American Journal of Science. Vol. 248, № 4, 1950.

- Hernes. Eklogite-Amphibolite on the Molde Peninsula. Norsk. Geol. Tidsskrift. B. 33, 1954.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, Journ. Geol., 67, 1959.
- Miyashiro Akiho. Evolution of metamorphic belts. Journal of Petrology. Vol. 2, № 3, Oxford, 1961.
- Saridse (Zaridze) G. M. Regionalmetamorphose und tektonik. Acta Geologica Acad. Scient. Hungaricae, tom 13, pp. 337--345, 1969.
- Saridse (Zaridze) G. M. Granitoidenbildung und tektonik. Acta Geologica Acad. Scient. Hungaricae, tom 13, pp. 347--352, 1969.
- Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
- Stille H. Unterschiebungs-Paläogenese. Internat. Geol. Congr. Alger., 1952.
- Stille H. Recent Deformations of the Earth's Crust. In. Poldervaart: The Crust of the Earth., 1952.
- Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalt Magmas. Journ. of Petrology. Vol. 3, № 3, London, 1962.
- Wenk E. Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 42, 139, 1962.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F. Hydrothermal melting of Shales. Geol. Mag., 98, 56, 1961.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Петрографическая характеристика некоторых свит, объединенных в макерскую и лабинскую серии, и залегающих в этих свитах интрузивных и в различ- ной степени переработанных образований	8
Зона Главного хребта	8
Макерская серия	8
Аркасарская и домбайская свиты	8
Кристаллические сланцы	8
Метаморфизованные габброиды	13
Амфиболиты	14
Химические особенности	16
Выводы	16
Безенгийская свита	16
Бассейн р. Хазндыон	16
Характеристика разреза	19
Кристаллические сланцы	27
Послойные мигматиты	29
Теневые мигматиты	32
Сланцеватые диорит-порфиры	33
Метаморфизованные габброиды	34
Биотитовые кварцевые диориты	36
Гранитоиды	38
Лейкократовые граниты (аляскиты) и аплиты	41
Пегматоиды	42
Минералогия	44
Химические особенности	52
Выводы	55
Бассейн рек Черекв Балкарский и Безенгийский	57
Характеристика разреза	58
Кристаллические сланцы	60
Мраморы	63
Амфиболиты	63
Послойные мигматиты	64
Теневые мигматиты	66
Гранитоиды	67
Химические особенности	75
Выводы	78
Бассейн р. Чегем	80
Кристаллические сланцы	80
Кыртыкская свита	83
Бассейн р. Кыртык	83
Кристаллические сланцы	84
Биотитовые и двуслюдяные гнейсы	87

Амфиболиты	88
Химические особенности	89
Выводы	91
Бассейн р. Баксан	92
Мигматиты	92
Гнейсы	95
Гранитоиды	97
Химические особенности	101
Выводы	103
Лабинская серия	105
Буульгенская (клычская) свита	105
Метаморфизованные габброиды	105
Амфиболиты	107
Двусланцевые и хлорит-плагиоклаз-кварцевые и другие сланцы	112
Альбитовые кварциты	113
Химические особенности	113
Выводы	115
Лабарданская свита	116
Амфиболиты и различные метаморфиты	116
Выводы	122
Аманчатская свита	123
Характеристика разрезов	124
Кристаллические сланцы	125
Метаморфизованные полимиктовые песчаники	128
Порфириты и диабаз-порфириты	128
Габброиды, амфиболиты и серпентиниты	129
Кварц-биотитовые роговики	129
Мигматиты	130
Гнейсы	130
Гранитоиды	131
Выводы	132
Зона Передового хребта	133
Петрографическая характеристика эклогитов и связанных с ними горных пород	135
Эклогиты	135
Гранатовые амфиболиты	138
Эпидотовые амфиболиты	142
Метаморфизованные габброиды	144
Метасоматиты	144
Плагиогранитоиды	146
Мигматиты	146
Химические особенности	147
Выводы	150
Бечасынская зона	151
Чегемская свита	151
Петрографическая характеристика чегемской свиты и связанных с ней габброидов и амфиболитов	152
Бассейн р. Баксан	152
Кристаллические сланцы	152
Кварц-альбитовые породы	155
Кварц-альбит-роговообманковые породы	156
Кварцевые и кварц-гранат-карбонатные породы	156
Выводы	157
Бассейн р. Кубань	158
Кристаллические сланцы	158

Габброиды	160
Амфиболиты	161
Преобразованные габброиды и амфиболиты	162
Химические особенности	168
Выводы	170
Хасаутская свита	171
Метаморфические сланцы	172
Кварциты и конгломераты	174
Метаморфизованные габброиды и порфиоровые породы	174
Породы, вмещающие Даховский гранитоидный массив	176
Выводы	181
Общие выводы	182
Фации и типы метаморфизма	182
Геолого-структурные типы северо-кавказских мигматитов, гнейсов и гранитоидов	185
Последовательность метаморфических реакций и гранитообразование	185
Область (место) метаморфизма, связь вулканизма и метаморфизма, роль глубины залегания осадков в прогрессивном метаморфизме, диафторез и метасоматоз	188
О времени проявления прогрессивного регионального метаморфизма	192
Литература	194

Георгий Михайлович Заридзе

Нина Фоминична Татришвили

**ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОГО
СКЛОНА БОЛЬШОГО КAVKAZA**

(Балкария, Карачай, Адыгей)

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского совета Академии наук
Грузинской ССР

Редактор издательства Т. П. Бокучава

Техредактор Э. Б. Бокерия

Художник В. С. Хмаладзе

Корректор М. Д. Рамишвили

Сдано в набор 20.12.1973; Подписано к печати 10.6.1974; Формат
бумаги 70×108¹/₁₆; Бумага № 1; Печатных л. 17.50; Уч.-издат. л. 16.24;

УЭ 00941;

Тираж 800;

Заказ 3165;

Цена 1 руб. 72 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19

Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ. № 19

Тип. АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

