

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Д. М. ШЕНГЕЛИА

ПЕТРОЛОГИЯ ДАРЬЯЛЬСКОГО МАССИВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»

ТБИЛИСИ — 1965

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
გეოლოგიური ინსტიტუტი

წიგნები, ახალი სერია, ნაკვ. IV

დ. შენგელია

დაკიადის მასივის კავკასოლოგია

ბაზოციკლიკა „მეცნიერება“

თბილისი—1965

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. IV

Д. М. ШЕНГЕЛИА

ПЕТРОЛОГИЯ ДАРЬЯЛЬСКОГО МАССИВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»

ТБИЛИСИ — 1965

ВВЕДЕНИЕ

Дарьяльские гранитоиды, образующие два сравнительно крупных массива — Дарьяльский и Гвелетский, представляют собой крайний восточный выход гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа и находятся на северном его склоне. Значительная часть этих массивов расположена в Казбегском районе Грузинской ССР.

В различное время вопросами стратиграфии, магматизма и тектоники района занимались: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, П. П. Пятницкий, В. В. Дубянский, Д. С. Белянкин, В. П. Ренгартен, Л. А. Варданянц, Г. Н. Лоладзе, Д. К. Андреев, И. Р. Кахадзе, Г. С. Дзоценидзе, А. П. Лебедев, Н. И. Схиртладзе, П. И. Авалишвили, Г. Д. Афанасьев, П. А. Полквой и В. А. Мельников. Однако, несмотря на значительное число работ, ряд важных вопросов геологии и петрографии района требовал дальнейшего уточнения, в том числе — генезис и возраст гранитоидов и характер их взаимоотношений с вмещающими осадочными породами, последовательность возникновения и генезис различных жильных пород и т. п.

Л. А. Варданянц (1935) и В. П. Ренгартен (1932) рассматривают палеозойские Дарьяльский и Гвелетский гранитоидные массивы, как раздробленные горстообразные поднятия в ядре Центрально-Кавказского веерообразного антиклинория, разобщенные на поверхности нижнеюрскими песчаниково-сланцевыми отложениями. По данным Д. С. Белянкина (1914), В. П. Ренгартена (1932), Л. А. Варданянца (1935, 1940), Г. Н. Лоладзе, И. Р. Кахадзе (1947), Д. К. Андреева (1945) и П. И. Авалишвили песчаниково-сланцевая свита трансгрессивно залегает на кристаллическом массиве. Большинство исследователей (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг 1898, 1904; Д. С. Белянкин 1914 и 1918; Г. Н. Лоладзе, П. И. Авалишвили и др.) считают, что дарьяльские гранитоиды сформировались в результате процесса кристаллизационной дифференциации. По иному рассматривает генезис и взаимоотношения гранитоидов с вмещающими породами Г. Д. Афанасьев (1956, 1958). Согласно его данным основной фон Дарьяльского массива слагают плагиогнейсы, до разгнейсования представлявшие собой плагиограниты. Первые из них в дальнейшем были интродированы жилами меланократовых и лейкократовых гранитоидных пород. Многочисленные дайки диабазов, вопреки мнению всех предыдущих исследователей, автор рассматривает как жильные спессартиты, внедрившиеся в интрузии плагиогранитов и во вмещающие их метаморфизованные сланцы до образования жил лейкократовых гранитоидов силурийского (нижнедевонского) возраста. Позднее вся эта серия пород была подвергнута микроклинизации с преобразованием пород субстрата в порфиробластовые гранито-гнейсы. Наличие интрузивного контакта дарьяльских гранитоидов с осадочной свитой отмечается также в работах В. А. Мельникова и П. А. Полквого.

В геологическом строении района принимают участие палеозойские кристаллические породы Дарьяльского и Гвелетского массивов, лейасовые (триасовые?) кварциты и глинистопесчанистые и песчанистые отложения кистинской, циклаурской, казбегской и джерахской свит, мощностью примерно в 3500 метров, меланократовые и лейкократовые жильные образования, молодые лавовые покровы.

Осадочные толщи смяты в дарьяльскую антиклинальную складку, являющуюся наиболее крупной в исследованном районе. Ось ее имеет широтное направление. В центральной части антиклинали располагаются гранитоидные массивы. Дарьяльская антиклиналь осложнена многочисленными разрывами и второстепенными складками.

ГРАНИТИЗИРОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Эти породы образуют основной фон гранитоидного массива; среди них выделяются следующие разновидности: кристаллические сланцы, порфиробластовые кристаллические сланцы, гнейсовидные породы, кристаллические породы с массивной текстурой и гранитоиды.

1. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Кристаллические сланцы пользуются небольшим распространением: они имеют широтное простираие и почти вертикальное падение.

Среди кристаллических сланцев встречаются следующие разновидности:

1. Кварц-соссюрит-серицитовые сланцы (кварц—серицитовые, кварц—серицит-соссюритовые, кварц — серицит-хлоритовые, кварц—соссюрит-хлоритовые).

2. Кварц-хлоритовые сланцы, содержащие амфибол и минералы группы эпидота.

3. Кварц-амфибол-эпидот-цоизитовые и

4. Кварц-биотитовые сланцы.

1. Кварц-соссюрит-серицитовые сланцы

Эти сланцы являются наиболее распространенными. Они обычно наблюдаются в Гвелетском, изредка в Дарьяльском (окрестности мыса Орцхали) массивах. В первом из названных массивов эти сланцы с небольшими перерывами, общей мощностью более 20 м, обнажаются ниже Гвелетского моста, на правом берегу р. Терек, выше по склону от Военно-Грузинской дороги на 180—200 м. Сравнительно маломощные их пачки встречаются также на правом борту р. Терек.

Цвет этих сланцев сероватый, светло-серый, зеленовато-серый с ясно выраженной сланцеватостью или полосчатостью. Структура — лепидогранобластовая или гранолепидобластовая, частью мозаиковая или зубчатая. Наблюдается перемежаемость грано-и лепидобластовых полос, выражающаяся чередованием полос богатых кварцем, слюдой или соссюритом. Появление в некоторых случаях плагиоклаза придает породе порфиробластовую структуру. В состав сланцев входят: кварц, серицит (мусковит) и соссюрит, а также хлорит и цоизит. Последние играют роль второстепенных, либо главных минералов. Сланцы без примесей хлорита и цоизита не встречаются.

Кварц мелкозернистый — гранобластовый. Незначительная часть кварца, которая пропитывает породу и образует скопления, является вторичной.

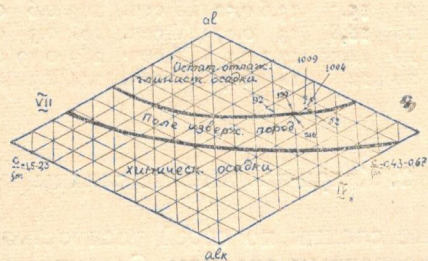
В сланцах сосюритовой разновидности наблюдается индивидуализация цоизита. Эпидот встречается редко. Нередко жилки эпидотовых минералов расположены перпендикулярно сланцеватости.

Хлорит характеризуется низкой аномальной интерференционной окраской, иногда он изометричный. Обычно образует небольшие ксеноморфные скопления, изредка же — удлиненные пластинки.

Среди второстепенных минералов редко встречаются биотит и плагиоклаз, оставляющий впечатление новообразованного порфиробласта. Такое же впечатление местами оставляют скопления серицитовой и сосюритовой масс. С увеличением количества новообразованного плагиоклаза порода приобретает облик порфиробластовых кристаллических сланцев.

В большинстве случаев ясно замечается образование, играющего роль второстепенного минерала, биотита, за счет амфибола и хлорита. Новообразованный биотит свежий, коричневатый, плеохроичный. В стадии зарождения, появляясь в центральной, либо в периферической части, он имеет вид коричневатых пятен с еле заметным плеохроизмом. Нередко в одном ксеноморфном зернышке амфибола замечается несколько изолированных коричневатых пленок биотита. При сравнительно далеко зашедшем процессе, биотитом целиком замещены отдельные индивиды амфибола или хлорита.

Из аксессуаров — много рудных минералов, часто связанных со сфеном; в некоторых случаях встречаются апатит, циркон и довольно крупный турмалин.



Фиг. 1. Поля изверженных и осадочных пород в VII (слева) и IV (справа) развернутом сечении тетраэдра (по Ниггли)

Эти сланцы по химическому составу (табл. 1) и взаимоотношению с вмещающими породами обнаруживают признаки осадочных пород. С этой целью данные химических анализов мы пересчитали на числа Ниггли. Результаты пересчетов (см. табл. 2), с построением фигуративной точки, нанесены на равностороннем тетраэдре (фиг. 1). Фигуративные точки первых трех анализов разместились в поле осадочных пород — в четвертом сечении тетраэдра. Здесь же следует отметить, что в этих анализах молекулярное количество глинозема меньше количества щелочей+кальция, тогда как в изверженных породах с тем же содержанием кремнекислоты и щелочей, наблюдается обратное соотношение.

Числа последнего анализа несколько отличаются от предыдущих; в связи с увеличением соотношения $s : im$ фигуративная точка попала в V сечение тетраэдра Ниггли.

Своеобразие химизма этого образца, видимо, указывает на его вулканогенно-осадочный характер.

Химический состав кварц-соссиорит-серицитовых сланцев

Таблица 1

№№ шп	№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ₁	п. п. и	сумма
1	1009	65,76	0,50	15,98	1,01	4,87	0,10	1,17	3,25	1,24	2,90	0,24	0,13	0,41	2,20	99,7
2	1004	64,63	0,51	16,84	1,00	4,31	0,10	1,73	4,30	2,35	1,52	0,27	0,16	0,36	2,00	100,0
3	52	65,73	0,60	15,08	0,68	5,04	0,13	1,21	3,08	2,48	2,40	0,28	0,16	0,34	2,14	100,1
4	50	64,00	0,53	15,38	3,02	3,34	0,11	1,72	5,39	2,65	1,72	0,22	0,15	0,47	1,40	100,1

Аналитик Н. А. Чхетиани.

1. Кварц-серицитовый сланец с незначительным содержанием других минералов.
2. Кварц-серицит (мусковит) — соссиоритовый сланец.
3. Кварц-серицит-хлоритовый сланец.
4. Кварц-серицит-хлорит-соссиоритовый сланец.

Пересчет анализированных пород по методу П. Ниггли

Таблица 2

№№ шп	№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа						
		al	fm	c	alk	c:fm	Si	k	mg	ti	o	p
1	1009	41,7	29	15,5	13,6	0,52 (IV сеч.)	293	0,6	0,26	1,07	0,11	0,27
2	1004	40	28	18,8	13	0,67 (IV сеч.)	261	0,3	0,38	1,45	0,01	0,24
3	52	39	29	14,55	17,2	0,5 (IV сеч.)	289	0,39	0,27	2,13	0,07	0,3
4	50	34,6	29	22	14	0,76 (V сеч.)	244	0,3	0,34	1,6	0,3	0,23

2. Кварц-хлоритовые сланцы

Кварц-хлоритовые сланцы по своей распространенности почти не уступают вышерассмотренным сланцам. Сравнительно мощные их пачки (до 8 м) имеются в Гвелетском массиве, на участке развития кварц-соссиорит-серицитовых сланцев.

Переход между кварц-хлоритовыми и кварц-серицит-соссиоритовыми сланцами постепенный. Они чередуются между собой, либо различные по величине и форме ксенолиты вторых разновидностей встречаются в первых.

Кварц-хлоритовые сланцы тонкосланцеватые, изредка полосчатые, темно-сероватые с зеленоватым оттенком, серовато-зеленоватые, светло-голубовато-серые, большей частью мелкозернистые.

Структура — преимущественно гранолепидобластовая.

В их состав, кроме кварца и хлорита входят: роговая обманка, соссиорит и минералы группы эпидота, изредка в незначительном количестве новообразованный биотит. Количество составных частей довольно сильно варьирует. Заметно растет количество роговой обманки, в результате чего возникают кварц-роговообманково-хлоритовые сланцы. Изменчиво также количество минералов группы эпидота и соссиорита.

Ниже приводится описание типичного (обр. 1 см. хим. анализ в табл. 3) кварц-хлоритового сланца, содержащего также минералы группы эпидота, соссиорит и амфиболы.

Таблица 3

Химический состав кварц-хлоритовых сланцев

№№ пп	№% обр.	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
1	1014	51,70	0,82	15,64	2,66	13,50	0,19	4,02	6,20	0,74	—	0,36	0,16	0,23	3,39	99,61
2	1011	54,46	1,26	15,56	1,95	8,10	0,14	5,64	9,24	1,43	0,15	0,24	0,14	0,26	1,60	100,17

Аналитик Н. А. Чхетiani.

1. Кварц-хлоритовый сланец, содержащий также эпидот, соссюрит и амфибол.
2. Кварц-хлорит-амфиболовый сланец.

Таблица 4

Пересчет анализированных пород по методу П. Ниггли

№№ пп	№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа						
		al	fm	c	alk	c:fm	Si	k	mg	ti	o	p
1	1014	26	54	19	2	0,35 (III сеч.)	287	0	0,3	1,67	0,1	0,167
2	1011	21	45	27	7	0,6 (IV сеч.)	147	0,06	0,5	2,6	0,09	0,16

Кварц — образует гнезда и линзы. Иногда он расположен в виде инъекционных жил. Кварцевые участки обуславливают зубчато-гранобластовые структуры.

Хлорит — зеленоватый, с низкой аномальной интерференционной окраской. Он мелко листовато-пластинчатый, к нему пространственно приурочена свежая зеленая плехроичная обыкновенная роговая обманка. Хлорит — один из господствующих фемических минералов.

Довольно много индивидуализированных зерен эпидота, цоизита и небольших размеров удлиненных призмочек актинолит-тремолита, преимущественно приуроченных и соссюритовым образованиям.

Из аксессуарных минералов встречается много рудного минерала, расположенного вдоль сланцеватости и кое-где циркон.

Здесь же следует отметить значительное возрастание количества актинолит-тремолита, который преобладает над обыкновенной роговой обманкой в образцах, где амфибол (обр. 2, анализ в табл. 3) количественно не уступает хлориту. Одновременно замечаются лейкоксен и сфен.

Вызывают интерес встречающиеся в некоторых шлифах довольно крупные, уплотненные соссюритовые скопления, напоминающие контуры порфиробластового плагиоклаза. К таким участкам приурочены также минералы группы эпидота, кварц и серицит.

В кварц-хлоритовых сланцах новообразованного плагиоклаза значительно меньше, чем в кварц-соссюрит-серицитовых сланцах.

Микроскопическое изучение показывает уменьшение количества серицита и соссюрита при увеличении содержания амфиболов, хлорита и эпидота. Ясно наблюдается индивидуализация и развитие из соссюритового вещества сравнительно крупных минералов группы эпидота и мелкого, преимущественно пластинчатого актинолит-тремолита. Серицит (мусковит) становится неустойчивым, разрушается и за счет него образуются фемические минералы.

Итак, минералы — кварц, серицит (мусковит), соссюрит, а также аксессуары — циркон, апатит, изредка турмалин являются реликтовыми минералами кварц-серицит (мусковит) - соссюритового сланца. Хлорит, амфиболы, минералы группы эпидота являются вторичными ми-

нералами, возникающими в результате замещения исходных минералов.

Процесс образования ассоциации новых минералов на основании микроскопического и химического изучения пород, схематически будет иметь следующий вид:
 сосюрит+MgO+FeO+Fe₂O₃ → актинолит—тремолит+эпидот+Na₂O.
 серицит (мусковит)+MgO+FeO+CaO→обыкновенная роговая обманка, хлорит+K₂O.

Ассоциации этих минералов указывают на незавершенность метаморфического процесса.

Можно заключить, что рассмотренные сланцы возникли за счет кварц-серицит-сосюритовых сланцев, путем их метасоматического изменения.

С целью выявления характерных черт химизма при этом процессе¹, ниже приведены результаты сравнения химических составов рассмотренного в предыдущей главе кварц-серицит-сосюритового сланца (обр. 1009, см. хим. анализ в табл. 1) и кварц-хлоритовых (с амфиболом и эпидотом) сланцев (обр. 1014, 1011), пересчитанных по методу Барта. Так как кристаллические сланцы при метасоматозе в целом сохранили свой первоначальный объем, то метод Барта является вполне приемлемым.

Анализ обр. 1009: K_{3,3} Na_{2,2} Mg_{1,5} Fe_{1,3}²⁻³ Al_{16,9} Ti_{0,2} Si_{59,2} P_{0,1} (O_{157,6} OH_{2,4})
 " " 1011: K_{0,1} Na_{2,3} Ca_{9,4} Mg_{7,9} Fe_{7,3}²⁻³ Al_{17,2} Ti_{0,9} Si_{51,4} P_{0,1} (O_{158,4} OH_{1,8})
 " " 1014: K₀ Na_{1,2} Ca_{5,8} Mg_{5,2} Fe_{11,8}²⁻³ Al_{15,9} Ti_{4,5} Si_{44,9} P_{0,1} (O_{158,6} OH_{1,4})

Сравнение пересчетов показывает (см. табл. 5) привнос и вынос следующих элементов:

Таблица 5

№№ пп	№ обр.		Si	Ti	Al	Fe ²⁺³	Mg	Ca	Na	K
1	1014	Привнос (%)		0,3		7,3	3,7	2,7		
		Вынос (%)	14,3		1				1	3,3
2	1011	Привнос (%)		0,7	0,3	3,5	6,4	6,3	0,1	
		Вынос (%)	7,8							3,3

Эти результаты показывают преимущественно железо-магнезиально-кальциевый характер метасоматоза. Одновременно происходит де-силикация и вынос щелочей. Глинозем ведет себя вполне инертно. Из второстепенных компонентов привлекает внимание возрастание содержания TiO₂, обусловленное появлением в породе сфена.

К более поздним процессам относятся окварцевание, возникновение полевых шпатов, а также замещение амфиболов и хлоритов биотитом.

¹ В подавляющем большинстве случаев охарактеризованные сланцы гранитизированы в той или иной степени, что описывается в следующих главах. Но нами избраны для анализов те образцы, которые сохранили свой первоначальный облик.

3. Кварц-амфибол-эпидот-цоизитовые и кварц-биотитовые сланцы

Эти сланцы имеют незначительное распространение. В Гвелетском массиве нами были найдены лишь единичные маломощные ксенолито-подобные, не выдержанные по простиранию выходы.

Ниже приводится микроскопическое описание названных пород. Кварц-амфибол-эпидот-цоизитовые сланцы. Эти породы макроскопически зеленовато-серые, полосчатые, чередуются тонкозернистые зеленые и серые полосы.

Структура пород гранонематогломеробластовая, с хорошо выраженной сланцевато-полосчатой текстурой.

Полосы состоят преимущественно из кварца и амфибола; довольно много здесь и минералов группы эпидота.

Амфибол-актинолит — тремолитового ряда. Он слабо зеленоватый с еле заметным плеохроизмом, либо бесцветный. Кроме полос он образует гнезда и линзообразные скопления. Изредка амфибол замещается свежим коричневатым биотитом.

Кварц преимущественно мелкозернистый.

Привлекают внимание жилки цоизита расположенные перпендикулярно сланцеватости, содержащие мельчайшие зерна свежего калишпата и сфена. В других случаях наблюдаются мусковит, соссюритовые скопления и апатит.

Возможно, что описанный сланец представляет собой своеобразную разновидность кварц-хлорит—роговообманковых сланцев.

Кварц-биотитовые сланцы. Они макроскопически серовато-коричневатые, сланцеватые породы.

Структура — гранолепидобластовая, текстура — сланцевато-полосчатая. Количество биотита и кварца примерно одинаково.

Биотит коричневато-желтый, со слабым незаметным плеохроизмом; образует он полосы и скопления мелких чешуек, оставляя впечатление новообразованного минерала. Пространственно к биотиту приурочены серицит (мусковит), цепочки и включения рудного минерала, изредка ксеноморфного сфена; апатита и циркона.

Кварц — гранобластовый — зубчатый; наблюдаются соссюрит-цоизитовые образования.

2. ПОРФИРОБЛАСТОВЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Кристаллические сланцы с возрастанием количества порфиробластов плагиоклаза переходят в более распространенные порфиробластовые кристаллические сланцы. Они распространены как в Дарьяльском, так и в Гвелетском массивах.

Порфиробластовые кристаллические сланцы являются сероватыми, темно-сероватыми породами, нередко имеющими коричневатый оттенок, с ясно выраженной сланцеватостью; макроскопически составные минералы трудноразличимые. Местами наблюдаются отдельные глазки кварца и полевого шпата. Количество составных минералов сильно варьирует.

Структура — порфиробластовая или пойкилобластовая с гранолепидобластовой, либо лепидобластовой, реже гранобластовой основной тканью, текстура — сланцевато-очковая.

Порфиробласты представлены плагиоклазом и микроклином, второй количественно значительно уступает плагиоклазу.

Порфиروبласты плагиоклаза обычно включают в себе реликтовые минералы исходной породы — биотит, серицит и рудный минерал. Пойкилобласты плагиоклаза переполнены мельчайшими включениями, придающими им ситовидный облик. Плагиоклазы иногда представлены слегка удлинёнными кристаллами плагиоклаза (размер 0,8—1,2 мм), удлинение которых обычно совпадает со сланцеватостью. Нередко слюдяные массы обтекают порфиروبласты плагиоклаза и видно, что они при своем образовании раздвигали их. Наблюдаются характерные треугольные дворики растяжения около порфиробластов, ориентированные по сланцеватости породы, заполненные кварцем. Кое-где внутри порфиробластовых новообразованных плагиоклазов сохранились реликты сланцевого материала — биотита или серицита, расположенные вдоль сланцеватости.

Микроклин свежий, большей частью решетчатый, ксеноморфный. Он замещает преимущественно плагиоклаз, в меньшей степени — кварц, характеризующийся зазубренными контурами, каймой и включениями плагиоклаза и кварца.

Кварц является одним из главных составляющих основной ткани. Его скопления обуславливают микрогранобластово-мозаичную структуру. В некоторых случаях он образует скопления, напоминающие «глазки». Встречаются и инъекции кварца, расположенные вдоль сланцеватости.

Биотит и серицит (мусковит) расположены по сланцеватости и обуславливают лепидогранобластовую структуру. Биотит — мелкопластинчатый, коричневый, с резким плеохроизмом. К слюдяным участкам приурочены много мелких кристалликов рудного минерала и, кроме того, апатит и циркон.

Привлекает внимание зарождение в серицито-мусковитовых участках основной ткани тусклой, коричневатой, со слабым еле заметным плеохроизмом тончайшей пленки биотита. При интенсивном развитии данного процесса возникает биотит. Он свежий с ясным плеохроизмом, в более светлых коричневатых тонах, нежели биотит, образованный за счет амфиболов. Обычно с новообразованным биотитом ассоциирует турмалин. Микроскопические вкрапления рудного минерала в новообразованном биотите встречаются реже, чем в серицит-мусковитовых образованиях. Нередко вкраплений рудного минерала в новообразованных биотитах не замечается, в то время как ими переполнены соседние участки.

В породе обычно содержатся в незначительном количестве эпидотовые минералы.

Химический состав порфиробластовых кристаллических сланцев Таблица 6

№№ пп	№ обр.	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	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п.	п. п.	сумма
1	92	66,92	0,53	17,04	0,70	1,75	0,05	1,57	1,90	2,60	4,16	0,07	0,19	0,57	1,22		99,67
2	130	65,24	0,40	16,37	1,11	3,68	0,11	1,51	3,32	3,11	3,42	0,40	0,17	0,59	0,68		100,31
3	216	66,66	0,42	15,03	1,31	3,55	5,12	1,58	3,00	2,71	3,70	0,42	0,16	0,63	0,65		99,96

Аналитики: Г. А. Тархнишвили (анал. 1) и Ц. А. Лабарткава (анал. 2 и 3).

1. Кварц-биотитово-серицитовый сланец с порфиробластами плагиоклаза.
2. Кварц-биотитовый сланец с плагиоклазово-микроклиновыми порфиробластами.
3. Кварц-биотито-серицитовый сланец с порфиробластами плагиоклаза.

Почти во всех шлифах встречается турмалин. Он коричневатый, призматический и пространственно связанный с биотитом. В турмалинах включены микроскопические зерна рудного минерала.

Таблица 7

Пересчет анализированных пород по методу П. Ниггли

№№ пп	гг обр.	Главные числа				Дополнительные числа						
		al	fm	c	alk	c:fm	si	k	mg	ti	o	p
1	92	46,7	20,3	9,4	23,6	0,46 (IV сеч.)	309	0,5	0,52	0,9	0,01	0,3
2	130	40	25,4	14,4	21	0,57 (IV сеч.)	265	0,42	0,36	1,2	0,17	0,25
3	216	37,8	26,6	13,8	21,2	0,5 (IV сеч.)	284	0,47	0,37	1,3	0,15	0,25

Приуроченность порфиробластовых кристаллических сланцев к другим ранее рассмотренным кристаллическим сланцам, их химический состав и числа Ниггли указывают на осадочную их природу.

Главные и дополнительные числа Ниггли первого анализа не соответствуют ни одной из групп и ни одному из типов магматических пород. Фигуративная точка, нанесенная в равностороннем тетраэдре (фиг. 1), попадает в поле распространения осадочных пород в четвертом сечении тетраэдра и соответствует координатам фигуративных точек кристаллических сланцев осадочного происхождения. Здесь же следует отметить, что молекулярное количество глинозема значительно больше количества щелочей+кальция: $168 > 85 + 34$. Следует отметить также, что рассмотренные сланцы проявляют признаки осадочных пород более четко, нежели другие изученные нами сланцы. Кроме того, наблюдается высокое содержание глинозема и весьма незначительное — железа (скисного и закисного) и кальция.

Фигуративные точки главных чисел Ниггли для анализов 2 и 3 нанесены в четвертом сечении тетраэдра, на линии разделяющей поля осадочных и изверженных пород, недалеко от подобных точек кристаллических сланцев осадочного происхождения, и анал. I, нанесенной в поле распространения осадочных пород. В этих двух анализах молекулярное количество глинозема несколько преобладает над молекулярным количеством щелочей и кальция вместе взятых. Числа Ниггли подтверждают отсутствие подобных горных пород изверженного происхождения. Особенно чувствуется аномальное соотношение главных чисел.

3. ГНЕЙСОВИДНЫЕ ПОРОДЫ

Порфиробластовые кристаллические сланцы постепенно сменяются гнейсовидными породами. В гнейсовидных породах господствующее место занимают крупные порфиробласты полевых шпатов; им подчинены мелкозернистые, мелкопластинчатые и чешуйчатые минералы — реликты основной ткани кристаллических сланцев.

Эти породы довольно широко распространены. Простираются плоскостями образующих гнейсовидность широтное, почти всегда с вертикальным углом падения.

Макроскопически они представляют собой сероватые, большей частью крупнозернистые породы, с хорошо выраженной гнейсовидностью, иногда очковидные, невооруженным глазом замечаются крупные зерна кварца, полевого шпата и скопления чешуйчатого биотита.

Более распространенными являются биотит-плагиоклазовые, а подчиненную роль играют биотит-плагиоклаз-микроклиновые разности.

Ниже приводится описание некоторых из них.

Гнейсовидная биотит-кварц-плагиоклазовая порода (обр. 101). Структура породы лепидогранобластовая, с пойкилобластовой структурой полевых шпатов. Заметна тенденция к гломеробластовой структуре; текстура — гнейсовидная.

Пойкилобласты, образующие зерна в несколько миллиметров, представлены микроклином и количественно значительно преобладающим плагиоклазом.

Внутри плагиоклазов беспорядочно расположены мелкие чешуйки биотита и округленные зернышки кварца. Наличие этих включений обуславливает пойкилобластовую структуру породы.

Количество незакономерных включений биотита местами настолько велико, что пойкилобластовая структура переходит в ситовидную.

Плагиоклаз с разной интенсивностью сосюритизирован и окварцован, иногда сечется биотитом жилкообразной формы, кое-где очищен и микроклинизирован.

Микроклиновые порфиробласты встречаются в незначительном количестве. В них расположены малые зерна плагиоклаза, с мельчайшими включениями биотита и кварца. Микроклин развивается в результате замещения плагиоклаза.

Кварц мелко- или среднезернистый, с хорошо выраженным волнистым погасанием. Его скопления обуславливают зубчато-гранобластовую структуру. Редко встречаются жилки кварца.

Биотит расположен среди порфиробластов полевого шпата; он мелкочешуйчатый, коричневатый, плеохроичный. К скоплениям биотита приурочены мелкие зерна рудного минерала, апатит, циркон и довольно крупные, коричневатые плеохроичные призмочки турмалина. Кроме скоплений, биотит встречается в виде тонких жил, иногда с мусковитом. В породе содержатся также эпидотовые минералы.

Гнейсовидная кварц-биотит-плагиоклаз-микроклиновая порода (обр. 109). Она в общем сходна с предыдущей породой. Здесь значительно преобладают порфиробласты полевых шпатов над минералами основной ткани.

Крупные порфиробласты микроклина количественно не уступают плагиоклазу. Калишпат совершенно свежий, с зазубренными краями. В микроклине часто замечаются округлые включения сплошного кварца. Иногда жилкоподобные образования кварца, включенные в микроклин, выклиниваются в нем, за пределами же микроклина связываются со скоплениями кварца.

Мелкоагрегатный кварц, образующий жилки, является более поздним образованием, нежели порфиробласты полевых шпатов. Другой же тип кварца, образующий реликты в микроклине, представляет собой раннее относительно порфиробластов образование. Наличие двух стадий образования кварца видно и в других образцах.

Другой образец (№ 324) гнейсовидной породы отличается большим количеством полевых шпатов и незначительным — основной ткани. Кварц встречается в виде небольших скоплений в пространстве между полевошпатовыми порфиробластами и включений в них. Им сложены также секущие жилки.

Подавляющая масса мелкочешуйчатого биотита включена в основном, в порфиробласты плагиоклаза. В незначительном количестве он наблюдается также в промежутках между полевошпатовыми порфиробластами.

В совершенно свежем, ксеноморфном калишпате нередко встречаются включения минералов группы эпидота и кальцита.

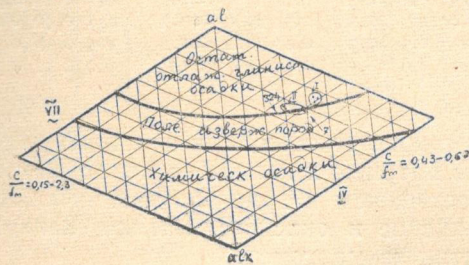
В некоторых других образцах можно наблюдать замещение минералов основной ткани пойкилобластом плагиоклаза, а также замещение плагиоклаза и минералов основной ткани ксенобластом калишпата.

В данных породах возникновение биотита за счет серицит-мусковитовой массы наблюдается сравнительно редко, так как процесс биотитизации находится в стадии завершения.

Наряду с описанными разновидностями гнейсовидных пород имеются и такие разновидности, которые в значительном количестве содержат турмалин. Одну из подобных пород можно определить как турмалиновую гнейсовидную породу биотит-кварц-диоритового состава (обр. 361). Размер турмалиновых призмочек колеблется в пределах 0,1—1,2 мм. В отдельных случаях он образует лучисто расположенные призмочки. Турмалин коричнево-грязно-синий, с резко выраженным плеохроизмом. Пространственно всегда связан с биотитом. В большинстве случаев в биотите и в турмалине замечаются вкрапленники рудного минерала.

В гнейсовидных породах плагиоклазы соответствуют средним нормам олигоклаза.

Ряд признаков химических свойств гнейсовидных пород указывает на генетическую связь с кристаллическими сланцами осадочного происхождения. В трех последних анализах молекулярное количество глинозема больше количества щелочей+кальция; в двух случаях (табл. 9 анализы 2 и 4) фигуративные точки главных чисел Ниггли нанесены в четвертом сечении тетраэдра поблизости точек кристаллических сланцев осадочного происхождения (фиг. 2); главные и дополнительные



Фиг. 2. Поля изверженных и осадочных пород в VII (слева) и IV (справа) развернутом сечении тетраэдра (по Ниггли). Точки в первом круге соответствуют кристаллическим сланцам, а во втором — порфиробластовым кристаллическим сланцам

числа Ниггли двух анализов показывают аномальное соотношение, не отвечающее ни одной группе и типу магматических пород. Числа анализа 4 несколько приближаются к гранитовой и лейкократовой группам. Первой соответствуют Si, K и mg; al больше, а с и fm значительно меньше, чем в теоретической гранитной группе. Лейкогранитовой группе отвечают Si, al и K, частично с и m; fm и alk сильно отличаются от чисел лейкогранитовой группы. Естественно, данные анализа не соответствуют ни одному типу пород. Числа анализа 3 (табл. 9) больше всего соответствуют адамеллитовому типу (гранитовая группа), но с

заметно уменьшен, k — сильно увеличен. Числа анализов 1 и 2 (табл. 9) соответственно приближаются к нормально гранодиоритовому (гранодиоритовая группа) и нормально гранитовому (гранитовая группа) типам. В целом химический состав гнейсовидных пород явно приближается к гранитоидам.

Таблица 8

Химический состав гнейсовидных пород

№№ пп	№ обр.	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	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п.		сумма
															п.	п.	
1	101	63,75	0,34	15,81	0,15	3,24	0,07	1,65	3,95	3,60	4,30	—	0,14	0,68	2,20		99,88
2	7	64,33	0,42	15,81	0,87	3,78	0,07	2,34	3,08	3,45	3,80	0,14	0,16	0,54	0,68		99,47
3	109	66,88	0,39	15,46	1,07	2,66	0,05	0,96	1,25	3,22	5,20	—	0,15	0,72	1,21		99,72
4	324	70,42	0,24	14,36	1,49	1,44	0,07	0,77	1,61	3,40	3,60	0,06	0,09	0,58	0,54		99,27

Аналитик Р. Ш. Арешидзе.

1. Гнейсовидная биотит-кварц-плаггиоклазовая порода.
2. Кварц-биотит-плаггиоклазовый гнейс.
3. Гнейсовидная кварц-биотит-плаггиоклаз-микроклиновая порода.
4. Гнейсовидная кварц-плаггиоклаз-микроклиновая порода.

Таблица 9

Пересчет анализированных гнейсов по методу П. Ниггли

№№ пп	№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа							
		al	fm	c	alk	c:fm		si	k	mg	ti	o	p
1	101	36,1	23,3	16,6	24,5	0,71 (V сеч.)		247	0,44	0,41	0,9	0,02	0,2
2	7	36,3	28,2	14	22,5	0,5 (IV сеч.)		251	0,40	0,48	1,2	0,08	0,2
3	109	41,6	20,5	8,5	29,3	0,41 (III сеч.)		305	0,51	0,32	1,38	0,17	0,28
4	324	45	17,5	8,9	28,5	0,51 (IV сеч.)		360	0,41	0,32	0,9	0,31	0,2

По сравнению с кристаллическими сланцами гнейсовидные породы заметно обогащены натрием и калием, в некоторых случаях кремнием. В меньшем количестве, чем в кристаллических сланцах, в них содержится железо (закисное и окисное), магний, кальций и второстепенные элементы—титан и марганец.

С точки зрения минерального состава, по сравнению с кристаллическими сланцами, большой интерес вызывает количественное минералогическое изменение, нежели качественное. В связи с привнесением щелочей заметно увеличилось количество полевых шпатов плаггиоклаза и микроклина. Кварц и биотит, играющие роль главных минералов, являются преимущественно реликтовыми минералами. Однако замечается некоторое упорядочение их расположения. Больше не содержится роговой обманки (все феррические элементы, видимо, расходуются на образование биотитов). Из аксессуарных минералов, привлекает внимание сравнительно часто встречающийся турмалин.

4. БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПОРОДЫ С МАССИВНОЙ ТЕКСТУРОЙ

Бесполевошпатовые породы с массивной текстурой в Дарьяльском и Гвелетском массивах играют подчиненную роль по сравнению с кристаллическими сланцами и гнейсовидными породами.

Среди рассматриваемых пород выделяются кварц-серицитовые и кварц-биотитовые разности.

Кварц-серицитовые породы пользуются незначительным распространением. Они плотные, беловато-серые с сиреневым оттенком. Структура порфириобластовая, с микрогранолепидобластовой основной тканью (обр. 290).

Порфириобласты представлены ксенобластами кварца (размер 0,6—1 мм), характеризующимися волнистым погасанием и зазубренными контурами.

Основная ткань породы состоит преимущественно из чешуек серицита и мелких зерен кварца. В серицитовой массе кое-где встречаются мелкие чешуйки мусковита и новообразованного свежего коричневатого биотита (по всей вероятности образованного за счет серицит-мусковита), сосюритовые пятна и акцессорные минералы — апатит и циркон.

Кварц-биотитовые породы, встречающиеся в Дарьяльском массиве, в частности, вблизи Военно-Грузинской дороги, в 220—250 м выше Чертова моста, представлены маломощными выходами темно-серых, серо-сиреневатых, крупно- или среднезернистых пород. Они обычно массивные, редко — слегка гнейсовидные.

Структура порфириобластовая, с микрогранобластовой или лепидобластовой основной тканью.

Порфириобласты представлены ксенобластовым кварцем (размер 1 мм), с ясно выраженным бластезом и волнистым погасанием. Редко встречаются ксенобласты полевых шпатов.

Основная ткань состоит преимущественно из биотита и серицита, местами им количественно не уступает кварц. Биотит, образующий скопления, либо жилкообразные тела, мелкочешуйчатый, светло-коричневатый, плеохроичный. Он образуется за счет серицит-мусковита; замечаются различные стадии развития биотита от тонких пленочных образований до мелких плеохроичных чешуек. К нему приурочены мусковит, апатит, циркон и рудный минерал. Жилки биотита секут порфириобласты кварца. Серицит встречается в виде незакономерно расположенных образований. Мелкоагрегатный кварц либо равномерно пропитывает породу, либо образует жилкообразные тела, секущие ксенобласты кварца. Роль второстепенных минералов играют: сосюрит, минералы группы эпидота и калишпат, встречающийся в виде жилок.

В редких случаях наблюдаются сферолиты, сложенные калишпатом и кварцем. Они встречаются либо поодиночке, либо скоплениями. Местами в сферолитах полевой шпат окаймлен кварцем.

Кое-где в основной ткани замечается зарождение ксенобластов, алагиноклаза и калишпата. Внутри пойкилобластового новообразованного плагиноклаза, имеющего неправильные контуры, расположены обильные мелкие чешуйки серицита и биотита.

Калишпат, встречающийся в виде ксенобластов и жилок, свежий, большей частью решетчатый, имеет неправильные зазубренные контуры; жилки его секут ксенобласты кварца и плагиноклаза.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, жилкообразным рудным минералом и турмалином, в подавляющем большинстве случаев приуроченными к слюдяным участкам. Нередко иголки апатита (рис. 1) располагающиеся в кварцевой жилке, ориентированы вдоль жилки. Турмалин либо длиннопризматический, либо изометричный; он зеленоватый и плеохроичный.

Химические анализы бесполовшпатовых пород дают нам возможность заключить, что их материнские породы относились к осадочным

породам. Фигуративные точки главных чисел Ниггли кварц-серицитовой и кварц-двуслюдяной, с редкими включениями плагиоклазовых порфиробластов пород, проектируются в четвертом сечении тетраэдра в поле распространения осадочных (глинистые осадки) пород (фиг. 3). Напомним, что аналогичные координаты фигуративных точек были получены для ранее рассмотренных кристаллических сланцев. Таким образом, соотношения главных и дополнительных чисел Ниггли (см. табл. 11) и в данном случае не отвечают изверженным породам. Следует отметить, что молекулярное количество глинозема заметно преобладает над количеством щелочи+кальций, что не характерно для изверженных пород.

Таблица 10

Химический состав бесполовошпатовых пород

№№ пп	№ обр.	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-	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п. п.	Сумма
1	290	70,02	0,26	16,30	1,10	1,18	0,05	0,79	2,02	0,62	5,62	0,12	0,27	0,47	1,60	100,36
2	306	66,26	0,40	16,66	0,64	2,70	0,06	1,20	2,20	1,43	5,31	0,11	0,17	0,56	1,64	99,34

Аналитики: Р. Ш. Арешидзе (анал. 2) и К. Ш. Мтиулишвили (анал. 1).

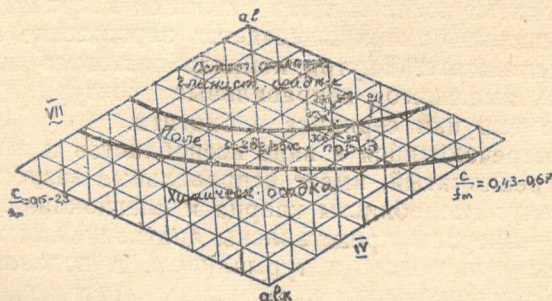
1. Кварц-серицитовая бесполовошпатовая порода.
2. Кварц-биотит-серицитовая порода с редкими включениями порфиробластовых плагиоклазов.

Таблица 11

Пересчет анализированных пород по методу П. Ниггли

№№ пп	№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа						
		al	fm	c	alk	c:fm	si	k	mg	ti	o	p
1	290	50,3	16,35	11	22,1	0,67 (IV сеч.)	366	0,86	0,4	1,2	0,04	0,47
2	306	45,5	21,4	10,8	22,2	0,5 (IV сеч.)	308	0,8	0,4	1,4	0,1	0,28

По сравнению с ранее рассмотренными кристаллическими сланцами, в химическом составе бесполовошпатовых пород замечается увеличение содержания K₂O. Видимо, привнесенный калий целиком расходуется на образование слюд.



Фиг. 3. Поля изверженных и осадочных пород в VII (слева) и IV (справа) развернутом сечении тетраэдра (по Ниггли).

Не вполне понятно отсутствие унаследованной слоистости или сланцеватости в бесполошпатовых породах, тем более, что в их составе сохранились соотношения характерные для осадочных пород. Возможно, что материнские породы были массивными или грубослоистыми. К тому же, не исключена возможность, что здесь определенную роль играли последующие преобразовательные процессы, приведшие к разжижению исходных пород.

5. ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПОРОДЫ С МАССИВНОЙ ТЕКСТУРОЙ

Данные породы отличаются от бесполошпатовых присутствием полевошпатовых порфиробластов.

В полевошпатовых разностях различаются плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые разновидности.

Ниже приводится описание некоторых из них.

Кварц-биотит — серицитовая порода, с порфиробластами кварца и плагиоклаза (обр. 211). Порода макроскопически сероватая, крупнозернистая, слегка гнейсовидная.

Структура порфиробластовая с гранолепидобластовой основной тканью.

Порфиробласты представлены преимущественно крупными ксенобластами плагиоклаза величиной более 1 мм, и кварцем.

Порфиробласты плагиоклаза переполнены серицитовыми и биотитовыми чешуйками. Им подчинены кварцевые включения. Плагиоклаз иногда полисинтетически сдвойникован, характеризуется неправильными, часто неясными контурами. В крупном индивиде плагиоклаза, с расплывчатыми контурами, наблюдаются останцы минералов основной ткани. Кварцевые ксенобласты характеризуются сильно зазубренными контурами и волнистым погасанием.

В состав основной ткани входят биотит, серицит и средне- и мелкозернистый новообразованный плагиоклаз и кварц.

Серицит и коричневатый плеохроичный биотит образуют связанные друг с другом скопления мелких чешуек. К биотитовым скоплениям приурочены землистые минералы группы эпидота и акцессоры—апатит, рудный минерал, циркон.

Кварц второй генерации пропитывает всю породу. Хорошо наблюдается замещение плагиоклаза кварцем. Часто видны удлиненные сиенито-коричневатые плеохроичные зерна турмалина, приуроченные к биотиту.

В отдельных образцах можно наблюдать различные стадии становления порфиробластов плагиоклаза. В одном случае в биотит-серицит—сосюритовой массе, с включениями рудного минерала, можно наблюдать жилку, сложенную из тонкозернистого альбита, питающую зачатки плагиоклазовых порфиробластов с неправильными контурами. В порфиробластах плагиоклаза в большом количестве включены фрагменты минералов основной ткани, образующих с ними пойкилитовую структуру.

Кварц-биотит-серицитовая порода с порфиробластами и плагиоклаза и микроклина (обр. 362). Здесь четко наблюдается замещение порфиробластов плагиоклаза и кварца микроклином, который большей частью замещает плагиоклаз, реже кварц. Так как, плагиоклаз обычно включает минералы основной ткани, то при его замещении микроклином эти включения с остатками плагиоклаза порой остаются и в нем. В случае же замещения микроклином кварца, он является водяно-

прозрачным. Порода обнаруживает также катаклаз, затрудняющий вместе с наложенными процессами ее диагностику.

Биотит — серицитовая порода с порфиробластами микроклина (обр. 315). Структура породы порфиробластовая с гранолепидобластовой основной тканью; текстура массивная.

Порфиробласты представлены ксенобластами калишпата (размер 1—3 мм). В калишпате включены пегматитообразно срастающиеся с ним ксеноморфные зерна кварца, рудный минерал, минерал группы эпидота и кальцит. Кое-где в микроклине видны остатки плагиоклаза.

В биотит — серицитовой массе сохранились едва различимые, частично микроклинизированные плагиоклазы причудливой формы.

Основная ткань представлена тонкочешуйчатými скоплениями биотита и серицита, а также зернами кварца. Образование биотита за счет серицита не вызывает сомнений. Со слюдяными участками пространственно связан турмалин.

Из аксессуаров, кроме турмалина, встречаются циркон, апатит и рудный минерал.

Химический состав порфиробластовых пород

Таблица 12

№№ пп	№ обр.	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-	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п. п.	Сумма
1	211	67,01	0,44	16,18	0,55	2,83	0,07	2,43	4,00	2,90	1,65	—	0,18	0,53	0,80	99,62
2	212	65,35	0,42	17,76	0,88	2,15	0,05	0,05	2,50	3,50	3,95	0,02	0,15	0,62	1,38	99,25
3	362	65,36	0,43	19,30	1,10	2,25	0,07	1,00	1,96	2,51	4,22	0,52	0,40	0,13	1,42	99,68
4	315	67,14	0,30	15,71	1,46	2,24	0,08	0,90	1,76	1,55	6,91	0,64	0,37	0,34	0,65	100,05

Аналитики: Р. Ш. Арешидзе (анал. 1 и 2) и К. Ш. Мтиулишвили (анал. 3 и 4)

1. Кварц-биотит-серицитовая порода с порфиробластами кварца и плагиоклаза.
2. Кварц-биотит-серицитовая порода с порфиробластами плагиоклаза и микроклина.
3. Кварц-биотит-серицитовая порода с порфиробластами плагиоклаза и микроклина.
4. Кварц-биотит-серицитовая порода с порфиробластами микроклина.

Пересчет анализированных пород по методу П. Ниггли

Таблица 13

№№ пп	№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа						
		al	fm	c	alk	c:fm	si	k	mg	ti	o	p
1	211	39,5	26,8	17,6	16	0,65 (IV сеч.)	277	0,28	1,56	1,2	0,6	0,2
2	212	45,3	17,4	11,66	25,4	0,67 (IV сеч.)	282	0,43	0,36	1,3	0,17	0,28
3	362	50	19	9	22	0,5 (IV сеч.)	286	0,53	0,35	1,3	0,2	0,27
4	315	43	20	9	28	0,45 (IV сеч.)	315	0,73	0,3	1,1	0,2	0,7

Химический состав (см. табл. 12) этих пород указывает на сходство их с бесполовошпатовыми массивными породами, с одной стороны, и с кристаллическими сланцами осадочного происхождения — с другой.

Несмотря на сильное изменение породы эти выявляют первичную осадочную природу. Молекулярное количество глинозема во всех четырех анализах сильно превышает молекулярное количество кальция + щелочи (анализ 1, 159 > 136; анализ 2, 175 > 143; анализ 3, 189 > 120;

анализ 4, 154>129). Кроме того, главные и дополнительные числа Ниггли (см. табл. 13) показывают соотношения, не соответствующие магматическим породам. Наконец, фигуративные точки, нанесенные в равностороннем тетраэдре расположились в поле распространения осадочных (глинистых) пород (обр. 211 и 362) и на кривую, разделяющую магматические и осадочные породы (обр. 212 и 315, см. фиг. 2).

Ясно виден количественный рост K_2O в связи с переходом от плагиоклазовых разностей к микроклиновым. С привнесом натрия, достигающего максимума в плагиоклазовых разностях, связано образование порфиробластов плагиоклаза.

Прогрессивное изменение полевошпатовых порфиробластовых пород, по сравнению с бесполевошпатовыми массивными породами, гораздо больше связано с привнесом натрия, чем калия. Чувствуется уменьшение феррических составных частей по сравнению с бесполевошпатовыми породами.

Нам не вполне понятно, чем вызвано относительно высокое содержание оснований в агал. 211 (табл. 12). Возможно, в данных породах базификация и десиликация предшествовали кремнево-натриевому метасоматозу.

6. ГРАНИТОИДНЫЕ ПОРОДЫ С РЕЛИКТАМИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Полевошпатовые массивные метаморфические и гнейсовидные породы постепенно переходят в гранитоиды. Они еще не полностью освободились от преобразованных реликтов и метаструктур. По своему минеральному и химическому составу они образуют непрерывный ряд от плагиогранитов до биотитовых гранитов. Эти породы слагают основной фон гранитоидного массива. Они в основном сероватые, но встречаются разности с сиреневатым и розоватым оттенками; преимущественно крупнозернистые, порфириовидные.

Ввиду неоднородности этих пород, приводим описание отдельных их типов.

Главные минералы: кварц, плагиоклаз, биотит и микроклин. Содержание последнего довольно сильно варьирует, обуславливая ряд переходов от биотитовых кварцевых диоритов до биотитовых гранитов. В большинстве случаев в том или ином количестве содержатся минералы основной ткани. В образцах, где нет основной ткани, реликтовые минералы расположены в порфиробластах (пойкилобластах).

Структура гломеробластовая, либо порфиробластовая, изредка пойкилобластовая и гломерокристаллическая, с некоторым идиоморфизмом полевых шпатов по сравнению с кварцем.

Биотитовый плагиогранит (обр. 257). По химическому составу (см. табл. 14) отвечает фарсундиту. В породе основная ткань не наблюдается. Крупные плагиоклазы с зазубренными контурами связываются друг с другом, образуя гломеробласты. Внутри плагиоклазов беспорядочно расположены чешуйки и скопления биотита. В плагиоклазе к биотитовым скоплениям приурочены вкрапленники рудного минерала и циркон. Плагиоклазы либо сильно сосюритизированы, либо очищены от сосюрита и микроклинизированы. В целом, количество калишпата незначительно. В плагиоклаз кое-где включены округлые зерна кварца. Среди гломеробластов плагиоклаза расположен средне- и крупнозернистый кварц, характеризующийся зазубренными контурами и волнистым погасанием. Замечается биотит поздней генерации, расположен-

ный в плагиоклазе и новообразованном микроклине жилкообразно. В некоторых случаях вместе с жилкообразным биотитом встречаются минералы группы эпидота.

В другом образце (№ 282) господствующими являются гломеробласты плагиоклаза, который иногда содержит включения биотита. Между гломеробластами расположены кварц и биотит в небольшом количестве. В отдельных случаях плагиоклаз образует ситовидные порфириобласты, либо пойкилобласты с включениями биотита, реже — мусковита.

Микроскопическое изучение показывает, что при прохождении различных стадий становления, включения кварца внутри плагиоклаза принимают пегматитоподобную структуру.

В серицитизированном и соссюритизированном плагиоклазе с включениями чешуек биотита иногда замечаются пластинки турмалина — по Nm зеленовато-синеватого, по Np — бесцветного. Интерференционная окраска желтоватая и малиновая.

Порфириобласты плагиоклаза, наряду с включениями биотита, кварца и вкрапленников рудного минерала, содержат также соссюрит и серицит. В сильно серицитизированном плагиоклазе замечается жилкообразное тело серицита и мусковита. В ряде случаев видны включения минералов группы эпидота, пластинок мусковита и хлорита. Несмотря на столь значительное изменение плагиоклаза, почти во всех случаях замечается очищение плагиоклазов от вторичных продуктов. Вслед за этим происходит альбитизация плагиоклаза и появление полисинтетического двойника, либо калишпатизация, сопровождающаяся зарождением решетчатого микроклина. В отдельных случаях замечается катаклаз плагиоклаза, часто в той или иной степени замаскированный последующими наложенными процессами.

В микроклиновых разностях пород наблюдается ясная картина постепенного замещения плагиоклаза калишпатом. Калишпатизация начинается в периферической, либо в центральной части порфириовидного плагиоклаза. Наблюдается совпадение направления одновременно угасающих двойников останцев плагиоклаза, разобщенных микроклином (рис. 2).

Новообразованный калишпат водяно-прозрачный, свежий, ксеноморфный с зазубренными краями. Нередко в крупном зерне плагиоклаза наблюдается процесс его очищения от вторичных продуктов — соссюрита и серицита, которые все еще остались в периферической части. В местах где плагиоклаз сбрасывает вторичные продукты, возникают полисинтетические двойники и пятна решетчатого микроклина, одно из направлений которого обычно совпадает с направлением двойкования плагиоклаза.

Результаты измерения плагиоклазов гранитоидов на федоровском столике показывают, что они по составу отвечают ряду альбита, либо олигоклаза (№№ 8—18).

В крупном зерне ксенобластового микроклина наблюдаются скопления биотита, кварца, плагиоклаза и жилка кварца. При большом увеличении в включениях плагиоклаза можно различить неравномерное его очищение от все еще содержащихся в нем вторичных продуктов — соссюрита, карбоната и хлорита. Биотитовые скопления, содержащиеся в микролине, переполнены чешуйками серицита и мусковита и мельчайшими зернами рудного минерала. Местами видны жилкообразные тела микроклина, секущие катаклазированный плагиоклаз и скопления кварца (рис. 3). Жилки калишпата являются одновременно подводящим каналом новообразованных кристаллов микроклина (рис. 4).

При интенсивном процессе микроклинизации часть порфирированных зерен плагиоклаза полностью замещена калишпатом. При этом, высвободившиеся вторичные продукты — сосюрит, реже эпидотовые минералы либо включаются в новообразованный калишпат, либо — кальцит, иногда цоизит и кварц окаймляют его.

В месте соприкосновения микроклина и плагиоклаза развиваются мирмециты, перерастающие в микропегматитовые образования. Местами калишпат и мирмецит содержат небольшие чешуйки биотита.

Во всех случаях замещения плагиоклаза микроклином возникают различные морфологические типы пертитов, обусловленные последовательными стадиями развития метасоматического процесса замещения плагиоклаза микроклином.

Наряду с пятнистым типом пертитов встречаются и тонкополосчатый его тип и кроме того — пятнисто-полосчатые, рябовидные и др. морфологические разновидности пертитов.

Помимо того, калишпат замещает также кварц. Эта разность калишпата является водяно-прозрачной, характеризуется зазубренными контурами и решетчатой структурой. Включения реликтовых минералов в ней обычно не встречаются, за исключением кварца, пегматитоподобно сросшегося с калишпатом. Калишпат порой одновременно замещает несколько минералов породы. Нередко в калишпате наблюдаются мелкие чешуйчатые останцы и жилки биотита, связанные со скоплениями биотита, расположенного между порфиробластами полевых шпатов.

Изредка калишпат количественно почти не уступает плагиоклазу (обр. 281). Он обычно решетчатый, нередко содержит включения различной формы и размера кварца, биотита, минералов группы эпидота, хлорита и сосюритизированного плагиоклаза, включающего в свою очередь биотит и кварц.

Включения плагиоклаза в микроклине более или менее изометрично-округлые, либо удлинённо-полосчатые и пятнистые. Включения кварца, биотита, хлорита, минералов группы эпидота имеют преимущественно форму удлинённых полос, выклинивающихся по обоим концам, нередко образующих раздувы.

Кварц обычно представлен двумя генерациями. Первый, количественно преобладающий, видимо, первичный, второй же — привнесённый. Первая генерация кварца встречается в виде крупнозернистых или мелкозернистых скоплений, с зазубренными контурами и волнистым погасанием, обуславливающими микрогранобластовую, мозаичную или гранобластово-зубчатую структуры. Первичный кварц сечется жилками минералов группы эпидота, альбита, карбоната, хлорита и калишпата. Кварц второй генерации образует преимущественно мельчайшие жилкообразные тела в порфиробластовом плагиоклазе, микроклине и кварце первой генерации, реже — гнезда.

Количество биотита довольно сильно варьирует. Он один из главных минералов «основной ткани». Образует скопления; местами чешуйки его укрупняются, но характер основной ткани как бы сохраняется, так как биотитовые чешуйки не теряют связи с мелкими скоплениями. Биотит темно-коричневатый, плеохроичный. К биотиту, образующему скопления, приурочены минералы группы эпидота, сосюрит, рудный минерал, реже хлорит и большинство акцессорных минералов — апатит, рудный минерал, циркон.

В отдельных случаях встречаются жилки ясно коричневато—до бесцветного биотита, секущего порфиробласты плагиоклаза, микроклина и кварца. Вместе с биотитом в жилке содержатся эпидотовые минералы

лы, мелкие чешуйки мусковита, линейно расположенный рудный минерал и кое-где циркон и апатит.

Апатит, циркон и рудный минерал и здесь в основном приурочены к скоплениям биотита. Апатит наблюдается также в кварце второй генерации, альбитовых жилках и плагиоклазе. Циркон содержится в жилкообразном биотите, калишпате и плагиоклазе. Турмалин, встречающийся сравнительно редко, приурочен к слюдяным участкам, редко к плагиоклазам. В отдельных случаях цепочкообразно расположенный апатит и рудные минералы встречаются вместе.

Сопоставление химических анализов гранитоидных пород с генетически близко стоящими к ним гнейсовидными и полевошпатовыми породами, показывает более нормальные соотношения главных породообразующих элементов в гранитоидных породах.

Главные и дополнительные числа Ниггли плагиогранитов (анализы 1 и 2) и гранитоидной породы (анализ 3) вполне соответствуют гранодиоритовой и лейкогранитовой группам. Соотношение чисел первого анализа довольно хорошо отвечает фарсундитовому типу пород (только величина *si* больше и *fm*—меньше, чем теоретические числа фарсундитовых пород); несоответствие второго анализа какому-нибудь из типов пород вызвано высоким значением величины *fm* и сравнительно низким *alk*. Числа третьего анализа отвечают иоземит-гранитовому типу. В данных анализах молекулярное количество глинозема чуть больше, чем молекулярное количество кальция и щелочей вместе взятых (анализ 1, $145 > 137$; анализ 2, $127 > 118$). Следует отметить, что фигуративная точка главных чисел Ниггли (анал. 2), хотя и попала в поле распространения изверженных пород IV сечения равностороннего тетраэдра, своими координатами очень близка к фигуративным точкам ранее рассмотренных кристаллических пород.

Таблица 14

Химический состав гранитоидных пород

№№ пп	№ обр.	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 ⁻	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п. п.	Сумма
1	257	70,08	0,30	14,79	0,12	2,70	0,03	0,77	2,94	3,90	2,00	—	0,18	0,65	1,48	99,94
2	273	73,90	0,15	13,00	0,31	1,71	0,08	0,85	1,7	3,00	3,75	—	0,09	0,55	0,84	99,94
3	281	71,26	0,26	14,16	1,43	1,36	0,07	0,43	2,05	3,40	3,55	0,62	0,37	сл.	0,78	99,7

Аналитики: Р. Ш. Арешидзе (анал. 1 и 2) и К. Ш. Мтиулишвили (анал. 3).

1. Биотитовый плагиогранит (фарсундит).
2. Биотитовый плагиогранит.
3. Гранитоидная порода.

Таблица 15

Пересчет анализированных пород по методу П. Ниггли

№№ пп	№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа							
		al	fm	c	alk	c:fm		si	k	mg	o	tf	p
1	257	42,6	17,1	15,6	24,7	0,91 (V сеч.)		343	0,25	0,33	0,02	1,12	0,26
2	273	43	17	10,2	30	0,6 (IV сеч.)		417	0,45	0,4	0,08	0,7	0,3
3	281	43,7	15,4	11,6	29	0,76 (V сеч.)		374	0,4	0,2	0,37	1,25	0,75

Эти же анализы пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого. Числовые характеристики всех трех анализов больше всего соответствуют числовым характеристикам средних составов послекембрийского гранита по Дэли, приведенных для сопоставления в табл. 16. Числовые характеристики третьего и последнего анализов почти не отличаются друг от друга. В первом анализе резко выделяется по величине n , высокое значение которого хорошо соответствует плагиограниту. Уместно отметить, что во втором анализе понижение величины n вызвано не присутствием калишпата, а высоким содержанием биотита. В целом, числовые характеристики второго и третьего анализов отличаются от числовых характеристик приведенного послекембрийского гранита. Все горные породы пересыщены алюминием.

Таблица 16
Пересчет анализированных пород по методу
А. Н. Заварицкого

№№ пп	№№ пород	S	a	c	b	n	a'	m'	t'	Q	a/c
1	257	79,3	11,5	3,6	5,1	75	21,6	25,7	52,7	+32,5	3,0
2	273	81,8	11,6	1,9	4,6	55	27,5	30	42	+39,6	6,0
3	281	80,4	12,57	2,57	4,53	58,9	26,8	17,4	56,7	+32,9	4,9
Послекембрийский гранит (по Дэли)		78,2	12,2	2,6	6,5	55,8	26,8	27,8	45,4	+28,4	4,9

Вышеизложенные соотношения указывают на выравнивание минерального и химического составов рассмотренных пород, приводящее к образованию гранитоидных пород. При этом главную роль играет возрастание калишпата, так как данные химических анализов пород, рассмотренных в предыдущих главах, хотя показывают высокое процентное содержание калия (см. табл. 14), однако он больше расходуется на образование слюд, нежели калишпата.

7. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДАРЬЯЛЬСКОГО И ГВЕЛЕТСКОГО МАССИВОВ ПРИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ГРАНИТИЗАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Вышеизложенный фактический материал дает возможность наметить следующую последовательность метасоматического преобразования кристаллических сланцев осадочного происхождения: кристаллические сланцы → кристаллические сланцы с полевошпатовыми порфирами и → гнейсовидные породы → гранитоиды. Наряду с этим прослеживается следующий ряд преобразования массивных бесполевошпатовых пород: массивные бесполевошпатовые породы → массивные полевошпатовые породы → гранитоиды. Ввиду тождества пород этого ряда с рядом кристаллических сланцев, химико-минералогическая характеристика приводится только для пород первого ряда.

а. Химическая характеристика

Для наглядной иллюстрации изменения химического состава кристаллических сланцев осадочного происхождения в процессе метасоматической гранитизации приводится среднее молекулярное (%) количество семи главных элементов анализировавшихся пород (табл. 17), а также средние величины главных чисел Ниггли (табл. 18).

При гранитизации кристаллических сланцев происходит равномерное увеличение молекулярного процента SiO_2 и Na_2O ; K_2O — заметно увеличивается во втором и третьем членах ряда, а в гранитоидах — вновь уменьшается. Такое поведение K_2O объясняется тем, что химическому анализу подверглись преимущественно плагиограниты. В данном случае следует принимать во внимание сумму щелочей. Одновременно уменьшается средний молекулярный процент железа (окисного и закисного), магния, кальция и алюминия.

Таблица 17
Среднее молекулярное количество семи главных элементов гранитизированных осадочных пород

Средн. молекул. процент ($\times 100$)	Группы пород			
	I	II	III	IV
	Кристаллические сланцы без порфиробластов	Кристаллические сланцы с полевошпатовыми порфиробластами	Гнейсовидные породы	Гранитоиды
CaO	7,15	5,7	4,65	4,0
FeO и Fe_2O_3	7,1	5,8	5,55	3,05
MgO	3,8	3,8	3,7	1,7
Al_2O_3	15,6	15,4	15,2	13,7
Na_2O	4,1	4,7	5,5	5,6
K_2O	3,2	3,75	4,5	3,3
SiO_2	108,6	109,8	110,5	119,4

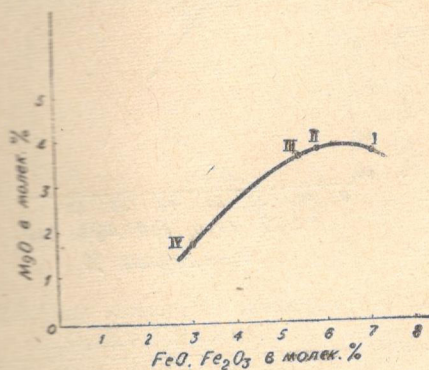
Таблица 18
Средние величины главных чисел П. Ниггли гранитизированных осадочных пород

Средн. величины главных чисел Ниггли	Группы пород			
	I	II	III	IV
	Кристаллические сланцы без порфиробластов	Порфир. кристаллические сланцы	Гнейсовидные породы	Гранитоиды
al	39	39	40	43
fm	29	26	22	16
c	18	14	12	13
alk	14	21	26	28

Примечание: В таблицах даны результаты 12 химических анализов; в них не включен лишь своеобразный анализ обр. № 92.

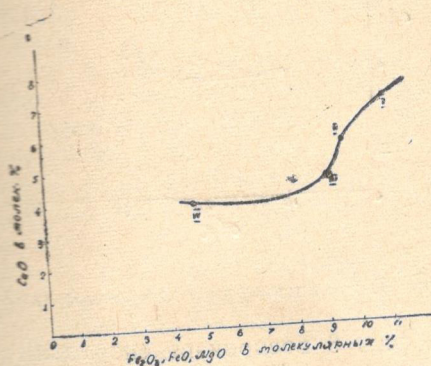
На основании данных табл. 17 построены диаграммы взаимоотношения средних молекулярных процентов для различных элементов.

На диаграммах фиг. 4 и 5 графически представлены взаимоотношения вынесенных элементов в различных стадиях изменения кристаллических сланцев. В первой из них (фиг. 4) на оси абсцисс нанесено молекулярное содержание $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; на оси ординат — содержание MgO . Кривая соотношения $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ показывает заметное уменьшение среднего молекулярного процента железа, начиная от кристаллических сланцев, включая гранитоиды; уменьшение магния в интервале



Фиг. 4. Средняя кривая для отношения:

$$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$$



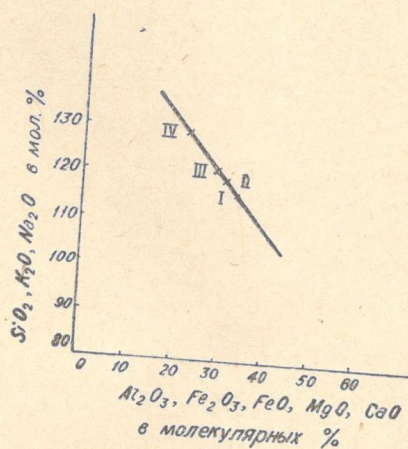
Фиг. 5. Средняя кривая для отношения:

$$\frac{\text{CaO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$$

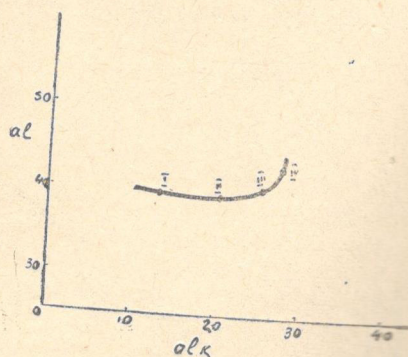
I—III на кривой почти не происходит, а в интервале III—IV его уменьшение становится заметным. Таким образом, в целом уменьшение молекулярного процента железа больше, чем магния, что, видимо, объясняется, главным образом, незначительным содержанием последнего в первичных осадочных породах.

На второй диаграмме (фиг. 5) по оси абсцисс отлагается общая сумма среднего молекулярного процента Fe_2O_3 , FeO и MgO ; по оси ординат — CaO . Последний без отклонения уменьшается от кристалли-

ческих сланцев до гранитоидов; в гнейсовидных породах его количество промежуточное. Суммарно уменьшение молекулярного процента феррических элементов больше, чем уменьшение одного CaO. Особенно сильное уменьшение феррических элементов наблюдается на кривой в интервале III—IV.



Фиг. 6. Диаграмма, полученная для отношения: $\frac{\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}}$



Фиг. 7. Средняя кривая для отношения: $\frac{\text{al}}{\text{alk}}$

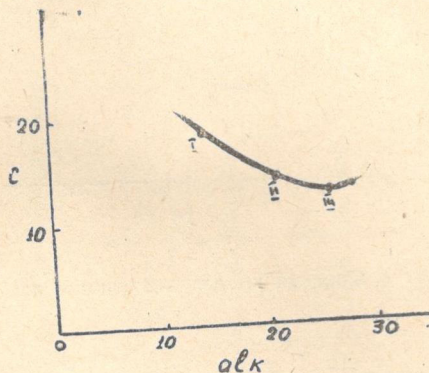
На диаграмме фиг. 6 воспроизведено **взаимосоотношение** среднего молекулярного процента вынесенных и привнесенных элементов. На оси абсцисс откладывается общая сумма среднего молекулярного % — $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{CaO}$, и MgO , на оси ординат — $\text{SiO}_2, \text{Na}_2\text{O}$ и K_2O . Все четыре точки I, II, III и IV — средние координаты, отвечающие кристаллическим сланцам, порфиروبластовым кристаллическим сланцам, гнейсовидным породам и гранитоидам — расположены на одной линии (координаты точек соответствуют уравнению прямой $\frac{x}{a} + \frac{y}{b} = 1$,

в данных параметрах имеющей вид $\frac{x}{133} + \frac{y}{154} = 1$). Эта прямая образует чуть более острый угол у оси ординат, чем у оси абсцисс, ука-

зывая на то, что по сравнению с вынесенными элементами — магнием, железом, кальцием и алюминием, в сравнительно большем количестве привносились кремний и щелочи.

Из табл. 18 видно увеличение al и alk и убывание fm и c в интервале I—IV (кристаллические сланцы — гранитоиды).

На диаграмме фиг. 7 по оси абсцисс нанесены средние величины alk отдельных групп всех анализированных пород, а по оси ординат — al . Видно увеличение alk и al в интервале кристаллические сланцы — гранитоиды, причем щелочи (alk) увеличиваются больше, чем глинозем (al). Особенно заметно их увеличение в интервале — I—III (кристаллические сланцы — гнейсовидные породы). Увеличение al замечается в интервале гнейсовидные породы — гранитоиды.



Фиг. 8. Средняя кривая для отношения: $\frac{c}{fm}$

Уменьшение среднего молекулярного процента Al_2O_3 в интервале кристаллические сланцы — гранитоиды, особенно в интервале III—IV можно наблюдать в табл. 17.

Несмотря на это, как видно из диаграммы фиг. 7, роль глинозема в минералообразовании в гранитоидах не снижается, так как порода опять пересыщена глиноземом. Увеличение al вызвано в большей степени резким уменьшением fm и c , чем al и alk .

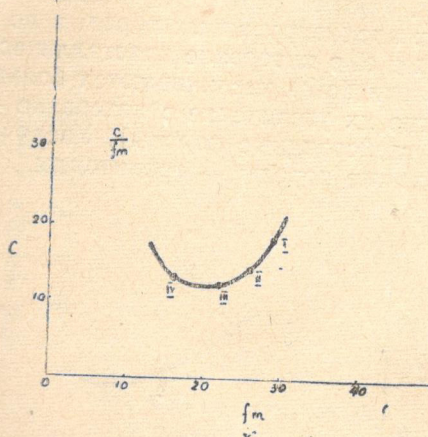
Заслуживает внимания диаграмма фиг. 8, на оси абсцисс которой нанесены средние величины alk всех анализов, пересчитанных по методу Ниггли, на оси ординат — c .

Не останавливаясь на характере изменений alk , замечается изменчивое поведение c по сравнению со средномолекулярным процентом CaO на диаграмме, фиг. 6, где его количество уменьшается равномерно от кристаллических сланцев до гранитоидов. На фиг. 8 кривая в интервале I—III показывает уменьшение величины c и увеличение ее от гнейсовидных пород до гранитоидов (интервал III—IV). Увеличение средней величины c в гранитоидах вполне закономерное явление и хорошо соответствует количественному увеличению в них плагиоклазов по сравнению с гнейсами. Кальций здесь целиком играет роль полевошпатовой извести (анортитовой составляющей). Заметим, что во всех химических анализах гранитоидов $Al > K + Na + 2Ca$.

На диаграмме фиг. 9 на оси абсцисс нанесено среднее значение fm , а на оси ординат — c , показано достаточно равномерное убывание величины fm от I до IV по сравнению с c (уравнение кривой отвечает

одной ветви гиперболы, приближаясь по типу $\frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2} = 1$).

Наконец, в последней диаграмме (фиг. 10) на оси абсцисс нанесены возрастающие от I до IV суммы величин (см. табл. 18) al и alk , а на оси ординат — убывающие от I до IV суммы значений c и fm . В результате построений, как и следовало ожидать, получили прямую линию



Фиг. 9. Средняя кривая для отношения; $\frac{c}{fm}$

(отвечающую уравнению $\frac{x}{a} + \frac{y}{b} = 1$; $a=b=100$, $x+y=100$), которая образует одинаковые углы (45°) у абсцисс и ординат (это понятно, так как сумма $[c+fm] + [al+alk] = 100$). Диаграмма показывает, что возрастание $al+alk$ и убывание $c:fm$ происходит по всей линии почти равномерно. Прогрессивному возрастанию $al+alk$ соответствует прогрессивное уменьшение $c+fm$.

Ниже приводятся результаты спектрального анализа гранитизированных осадочных пород¹ (см. табл. 19).

В данных образцах содержание некоторых микроэлементов, характерных для основных пород, видимо, объясняется явлениями базификации, либо, в отдельных случаях, их вулканогенно-осадочным происхождением.

б. Последовательность минералообразования при процессах гранитизации

Из многочисленных минералов кристаллических сланцев в состав гранитоидов входят лишь кварц и биотит; другие составные минералы гранитоидов — плагиоклаз и микроклин — являются новообразованными. Биотит и часть кварца, содержащиеся и в кристаллических сланцах, также представляют собой новообразованные минералы, возникшие в результате различных метасоматических процессов.

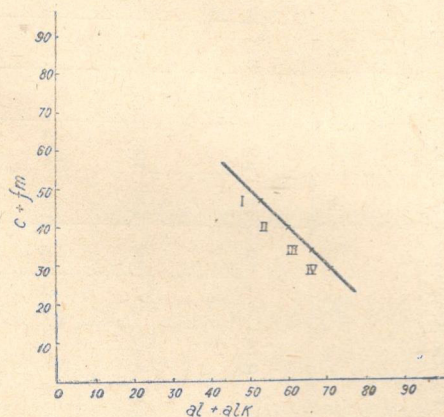
¹ Приведенные в работе анализы выполнены в спектральной лаборатории Геологического института АН Грузинской ССР. Всюду в данной работе приводятся результаты спектрального анализа обнаруженных элементов; подвергшиеся определению, но не обнаруженные нижеперечисленные элементы — Mo, W, Nb, Ta, Ag, Sb, Bi, As, Cd, Sn **In** в таблицах не оставлены.

Таблица 19

Результаты спектрального анализа гранитизированных осадочных пород

№ пп	№ опр.	Название породы	Li	Мп	Ср	Zr	Со	Ni	Ga	V	Li	Pb	Zn	Ba	Сг	St	Примечание
1	92	Кварц-биотит-серпентиновый сланец с порфиридами плагиоклаза	мн.	мн.	сл.	им.	мал.	сл.	им.	мн.	им.	сл.	нет	мн.	сл.	им.	Следы - 0,000п - 0,00п %; Мало - 0,00п - 0,0п %; Имеется - 0,0п - 0п %; Много - 0,п - п %.
2	315	Кварц-биотит-серпентиновая порода (с массивной текстурой), с порфиридами плагиоклаза	мн.	мн.	им.	им.	им.	сл.	им.	мн.	им.	мал.	нет	им.	сл.	мн.	
3	362	Кварц-биотит-серпентиновая порода с порфиридами плагиоклаза	мн.	мн.	им.	мал.	мал.	сл.	им.	мн.	мал.	сл.	нет	им.	сл.	им.	
4	281	Гранит	мн.	мн.	им.	мал.	мал.	сл.	им.	мн.	им.	сл.	мал.	им.	сл.	мн.	

В связи с увеличением интенсивности преобразовательного процесса содержание амфибола постепенно уменьшается. В порфиробластовых разностях пород он почти не встречается. За счет него образуются преимущественно биотит и, изредка, хлорит. Наблюдается также постепенное уменьшение минералов группы эпидота и хлорита. Серицит и мусковит во всех породах, за исключением кристаллических сланцев, играют второстепенную роль. Подавляющая часть этих минералов идет на образование биотита. Кроме того, за счет их алюмосиликатного вещества и привнесенного натрия возникает порфиробластовый плагиоклаз. Содержащееся в некоторых разностях кристаллических сланцев сосюритовое вещество в большом количестве, исчезает уже в начальной стадии преобразовательного процесса. Оно расходуется на возникновение минерала группы эпидота и частично порфиробластового плагиоклаза.



Фиг. 10 Диаграмма, полученная для отношения; $\frac{al + alk}{c + fm}$

Порфиробласты плагиоклаза наблюдаются уже в кристаллических сланцах, далее их роль постепенно увеличивается. В гнейсовидных породах и гранитоидах порфиробласты плагиоклаза являются главными минералами.

Процесс микроклинизации проявляется в порфиробластовых кристаллических сланцах; его интенсивность прогрессивно увеличивается в породах последующих стадий. Микроклин в большинстве случаев замещает плагиоклаз, изредка кварц, а также основную ткань породы, сложенную, главным образом, кварцево-слюдяной массой. Постепенное становление микроклина протекает через прохождение стадий образования различных пертитов, мирмекитов и микропегматитов. Высвободившийся в результате этого процесса кальций расходуется на образование карбоната и эпидотовых минералов, часть которых включена в калишпате, большая часть кальция, видимо, уносилась циркулирующими растворами. Натрий расходуется на образование пертитов, а также на становление самого калишпата, содержащего некоторое количество альбитовых молекул в виде изоморфной примеси. По данным химических анализов натрий при микроклинизации не выносится из породы.

Перед микроклинизацией, как отмечено в тексте, плагиоклаз подвергается альбитизации, однако этот процесс никогда не доведен до

конца. Поэтому описанные нами выше разнообразные включения кварца в новообразованных порфиробластах микроклина не могут быть рассмотрены как результат кристаллизации избыточного кремнезема, так как его содержание в микроклине не меньше, чем в плагиоклазе по составу в среднем отвечающем олигоклазу. Видимо, эти включения кварца являются унаследованными из пойкилобластовых плагиоклазов или основной ткани породы.

Морфология кварца, а также состав соответствующих пород указывают на то, что при микроклинизации плагиоклаза, одновременно с калием происходил привнос также кремния. Избыточный кремнезем расходовался на образование мирмецитов и микронегматов.

От кристаллических сланцев до гранитоидов количество биотита постепенно растет. Биотит образуется, главным образом, за счет серицита и мусковита и в меньшем количестве за счет амфибола и хлорита, так как последние два минерала в кристаллических сланцах играют подчиненную роль. На стадии становления гранитоидов происходит очищение новообразованных полевых шпатов от включений слюдяного и сосюритового вещества и их перекристаллизация с образованием сравнительно крупных кристаллов биотита, реже — мусковита и минерала группы эпидота.

Несмотря на упорядоченность и обособленность минералов, входящих в гранитоиды, местами их метаморфическая природа улавливается довольно легко.

Акцессорные минералы. Во всех рассмотренных породах, в том или ином количестве встречаются: апатит, циркон, турмалин и рудный минерал, а в кристаллических сланцах дополнительно — сфен. Этим объясняется сравнительно повышенное содержание TiO_2 в химических анализах кристаллических сланцев.

Как было отмечено сфен образуется, главным образом, за счет титаносодержащих рудных минералов и привнесенного кремния. Отсутствие сфена в других породах объясняется отсутствием в них титаносодержащих минералов, что видно также из незначительного содержания TiO_2 в соответствующих породах, в которых, видимо, окись титана целиком входит в амфиболы и биотиты в виде изоморфной примеси.

Из химических анализов всех рассмотренных пород видно одинаковое содержание пятиоксида фосфора (0,15—0,20%). Это дает нам возможность заключить, что при метасоматической гранитизации кристаллических сланцев фосфор на всех ее стадиях не привносится и остается в неизменном количестве. Несмотря на это, при прогрессивном развитии метасоматической гранитизации, наблюдается увеличение содержания апатита.

В кристаллических сланцах, порфиробластовых кристаллических сланцах и бесполевошпатовых породах содержание апатита спорадическое. Приуроченность его к определенным минералам не наблюдается. Связь образования апатита с какой-нибудь определенной стадией метасоматического процесса не устанавливается.

Что касается гнейсовидных и полевошпатовых массивных пород и гранитоидов, то в них подавляющая масса апатита приурочена к биотиту; реже он встречается в жилкообразном кварце и альбите, а также порфиривидном плагиоклазе.

Выделение апатита в связи с процессом биотитизации не вызывает сомнений. Количество и размеры его кристаллов растут в зависимости от интенсивности процесса биотитизации. Апатит обычно включен в биотит, окружен чешуйками биотита и вместе с ним катаклазирован.

Нередко на небольшие скопления биотита площадью 1×1 мм приходится до 10 зерен апатита, в то время как в рядом расположенном безбиотитовом пространстве апатит отсутствует.

К амфиболам слегка биотитизированных кристаллических сланцев спорадически приурочены кристаллы изометричного апатита. С возрастанием интенсивности биотитизации амфиболов количество апатита растет. Видимо, при замещении амфибола биотитом высвободившийся кальций соединяется с фосфором, фтором или хлором и образуется апатит. Фосфор извлечен из вмещающих пород.

Приуроченные к альбитизированному плагиоклазу и жилкообразному кварцу длиннопризматический и игольчатый апатит связан с процессом альбитизации. К этому вопросу мы еще вернемся в другом разделе настоящей работы.

Циркон обычно приурочен к скоплениям биотита. В биотитовых скоплениях площадью 1×1 мм включены 6—8 зерен циркона. С увеличением площади биотитовых скоплений растет количество зерен циркона. Последние имеют идиоморфные очертания и местами обнаруживают в биотите плеохроичные дворики. Отдельные зерна циркона нередко также встречаются в серицит-мусковитовых участках и, кроме того, в сильно серицитизированном плагиоклазе.

На связь выпадения циркона в процессе биотитизации амфибола было указано Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1952). По этому поводу они пишут: «... роговая обманка основных пород под воздействием калия и кремния, вызывающих метасоматическую гранитизацию, постепенно преобразуется в биотит. Цирконий же, вследствие резкого отличия радиуса его иона от ионных радиусов сопровождаемых им элементов (Si, K) и не будучи способным замещать их, выпадает в виде самостоятельного минерала — циркона». По-видимому, в нашем случае циркон, приуроченный к биотитам замещающим амфибол, такого же генезиса. Что касается циркона связанного со светлой слюдой и серицитизированным плагиоклазом, наблюдающегося в наших породах, его возникновение связано опять-таки с калиевым метасоматозом, обуславливающим образование этих слюд. В нашем случае при микроклинизации плагиоклазов и других минералов, циркон не образуется.

Турмалин в большинстве случаев также связан со слюдяными участками, преимущественно с биотитизированными серицит-мусковитовыми массами. Изредка он встречается в пойкилобластовом плагиоклазе. Турмалин характеризуется изменчивой, несколько удлиненной формой. От кристаллических сланцев до гнейсов количество и размер турмалинов в общем увеличивается. На стадии преобразования — гнейсовидные породы → гранитоиды, улавливается уменьшение количественной роли турмалинов. В бесполовошпатовых массивных породах турмалин встречается относительно реже, чем в полевошпатовых массивных породах. Возникает вопрос о первоисточнике бора — привносился ли он гранитизирующими растворами или содержался в материнских породах? Нам правдоподобной кажется вторая точка зрения, ибо, как увидим ниже, турмалин не встречается ни в одной из разностей гранитизированных габброидных пород. Период формирования турмалина, по-видимому, совпадает с температурным интервалом образования биотита за счет светлых слюд, с которыми он обычно ассоциируется.

в. Стадии метасоматоза

Вышеотмеченная последовательность преобразования кристаллических сланцев, с прохождением различных стадий до формирования

гранитоидов, обусловлена активными высокотемпературными кремнево-щелочными растворами. Проникновение этих растворов в исходные породы происходило с различной интенсивностью (избирательно), в результате чего породы испытывают участковое преобразование.

Последовательный привнос гранитообразующих элементов, обуславливающий преобразование кристаллических сланцев в гранитоидные породы, Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959) были названы стадиями метасоматоза. В нашем случае имеется возможность констатировать три основных стадии метасоматоза:

1. преимущественно калиевый
2. преимущественно натриево-кремниевый и
3. кремнево-натриево-калиевый.

Преимущественно калиевый метасоматоз. Наиболее раннее метасоматическое преобразование исходной породы связано с калиевым метасоматозом, вызвавшего образование биотита за счет амфибола и серицит-мусковита. Одновременность процесса биотитизации амфибола и светлых слюд, по-видимому, вызвана воздействием привнесенного калия и, кроме того, для светлых слюд, — участием в химической реакции фемических элементов, высвободившихся при биотитизации амфиболов. С этим процессом связано также выделение аксессуарных минералов — апатита, циркона и турмалина. Стадия преимущественно калиевого метасоматоза наблюдается в кристаллических сланцах, порфиробластовых кристаллических сланцах, бесполовошпатовых и полевошпатовых массивных породах. В гнейсовидных породах и гранитоидах она имеет реликтовый характер.

Преимущественно кремнево-натриевый метасоматоз. Со второй стадией преобразовательного процесса связано образование порфиробластов (пойкилобластов) плагиоклаза, с пойкилитовыми включениями минералов основной ткани кристаллических сланцев и отчасти, аксессуарного апатита. Возможно, с привнесом кремния связано образование сфена за счет рудного титанистого минерала. Другие аксессуарные минералы на этой стадии, видимо, не образуются. Эта стадия хорошо наблюдается в порфиробластовых кристаллических сланцах, массивных полевошпатовых породах и изредка в гнейсовидных породах.

Кремнево-натриево-калиевый метасоматоз. Эта стадия во времени заметно отстает от предыдущей, что вытекает из наблюдающегося катаклаза ранее образовавшихся минералов. Свежесть микроклина гранитоидов сравнительно с катаклазированными плагиоклазами отмечалась также Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, Д. С. Белянкиным, Г. Н. Лоладзе и Г. Д. Афанасьевым. Г. Д. Афанасьев констатирует большой разрыв во времени между формированием плагиогранитного субстрата Дарьяльского массива и наложенной микроклиннизацией (1958).

В начальной стадии кремнево-натриево-калиевого метасоматоза происходит частичная альбитизация и вслед за этим микроклиннизация плагиоклаза. На этой стадии кремнево-натриевый метасоматоз несколько опережает во времени калиевый. Изредка калишпат замещает кварц в слюдяные участки породы. Привнос кремния выявляется общим окварцеванием породы и замещением плагиоклаза кварцем и микроклинном. В последнем случае принимается во внимание то обстоятельство, что для процесса микроклиннизации, наряду с привнесом калия необходимо также привнос кремния. На этой стадии происходит собирательная перекристаллизация биотитов и плагиоклазов. Укрупнение, образование и некоторое упорядочение чешуек биотита продолжается и

после формирования порфиробластов микроклина. Наблюдающиеся в породе жилкообразные тела биотита в кристаллах плагиоклаза и микроклина, и, кроме того, пойкилитовые включения биотита в полевых шпатах, в более поздних стадиях преобразования в гранитоидах встречаются все реже и реже. На этой стадии местами выделяется апатит. Третья стадия характерна для гнейсовидных пород и гранитоидов и изредка проявляется в других разновидностях горных пород.

За счет кристаллических сланцев, претерпевших все три последовательных стадии образуется гранит. Однако из изученного нами фактического материала видно, что этот процесс не всегда доходит до образования гранита, что вызвано тем, что названные выше три стадии не были развиты с одинаковой интенсивностью, или какие-либо из них отсутствовала.

Породы, не испытавшие натриево-кремниевый метасоматоз, являются бесплагиоклазовыми; если эти породы подвергаются последней стадии метасоматоза, они не микроклинизируются. В данном случае калий целиком расходуется на образование слюд, преимущественно биотита. Породы, испытавшие две стадии метасоматоза, а затем не подвергшиеся завершающей третьей стадии метасоматоза, остаются на ступени гнейсов, либо порфиробластовых (плагиоклазовых) кристаллических сланцев. Если же исходные кристаллические сланцы претерпели все три стадии метасоматоза, но их интенсивность была слабой, образуются не гранитоиды, а промежуточные породы.

ГРАНИТИЗИРОВАННЫЕ ДРЕВНИЕ ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

В этом разделе нами рассматривается вторая большая группа палеозойских кристаллических пород — гранитизированные древние основные породы. Они довольно широко распространены в древних кристаллических массивах Дарьяльского ущелья и среди них выделяются разнообразные магматические и метаморфические (метасоматические) образования: габброиды, амфиболиты, диориты, кварцевые диориты и гранитоидные породы.

ДРЕВНИЕ ОСНОВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Встречаются они в виде линзообразно-дайкообразных тел в различных кристаллических сланцах и гнейсовидных породах, либо, исключительно редко, в гранитоидах в виде ксенолитоподобных останцев. В целом распространение древних основных пород является ограниченным. Среди них выделяются следующие типы:

1. Измененные габброиды (габбро-диабазы).
2. Амфиболиты (амфиболовые кристаллические сланцы) и
3. Окварцованные габброиды (габбро-диабазы).

1. Измененные габброиды (габбро-диабазы)

Эти породы обычно окварцованы и гранитизированы или преобразованы в амфиболовые породы. Единичные выходы древних габброидов мощностью 1—3 м встречаются в Гвелетском массиве на участке распространения кристаллических сланцев. Они темно-серые с зеленоватым оттенком, обычно массивные, среднезернистые, реже, сланцеватые породы.

Структура их в большинстве случаев порфировидная, изредка напоминающая диабазовую или габбро-диабазовую структуры. Основная

мелкозернистая масса нематогранобластовая, либо гранонематолепидобластовая.

В состав породы входят амфиболы, плагиоклаз, хлорит, эпидотовые минералы, пренит, реликты пироксена и акцессоры — сфен, лейкоксен и ильменит.

Амфибол главный породообразующий минерал породы, обычно представлен актинолит-тремолитом и в сравнительно меньшем количестве бурой обыкновенной роговой обманкой. Первый из них всегда ксеноморфен; встречается в виде лучистых, волокнистых и небольших неправильных призмовидных образований. В подавляющем большинстве случаев все они бесцветные.

Обыкновенная роговая обманка слабоокрашенная, зеленовато-буроватая, плеохроичная, часто хлоритизирована. В некоторых образцах количество бурой обыкновенной роговой обманки не уступает актинолит-тремолиту.

Плагиоклаз придает породе порфиroidный облик; обычно он образует еле заметные зазубренные контуры — реликты нацело замещенные пренитом, соссюритом и хлоритом. Изредка наблюдается образованная по плагиоклазу лучистая роговая обманка. Кое-где сохранились небольшие зерна таблитчатого и лейстовидного плагиоклаза, замещенные пренитом и серицитом.

Хлорит содержится в большом количестве; он бесцветный или зеленоватый, со слабым плеохроизмом и низкой аномальной интерференционной окраской. Изредка встречаются сравнительно крупные, вытянутые в одном направлении пластинки с включениями сфена и лейкоксена.

Цоизит-клиноцоизит представлен зернами неправильной формы. Интерференционная окраска преимущественно индигово-синяя, изредка желтоватая.

Привлекают внимание ксеноморфные, изредка призмовидные, землистые образования, которые при большом увеличении оказались смесью лейкоксена, хлорита и цоизита. Они, по-видимому, представляют собой реликты пироксена.

Все эти породы характеризуются однообразием акцессорных минералов: много в них сфена и лейкоксена, которые в сланцеватых разновидностях всегда вытянуты по сланцеватости и обычно скелетообразного рудного минерала (ильменита). Сфен нередко образует полные псевдоморфозы по рудному минералу, повторяя его скелетообразные формы.

Анализируемые породы пересчитаны по методам П. Ниггли и А. П. Заварицкого (см. табл. 20, 21 и 22).

Пересчет анализов по методу чисел П. Ниггли показывает принадлежность этих пород к нормальной габброидной группе (VIII группа), причем первый из них соответствует нормальному габбро, второй — эвкриту (см. табл. 21). Следует отметить незначительное отличие между теоретическими числами нормально-габброидных и эвкритовых типов. Незначительно отличаются друг от друга и полученные числа анализов. Сравнительно повышенное содержание калия во втором анализе обусловлено появлением в породе серицита.

Числовые характеристики А. Н. Заварицкого (табл. 22) химических анализов наших пород близки к числовым характеристикам эвкрита (по Харкеру). Резкое отличие наблюдается лишь в величине a и p , обусловленное незначительным повышением содержания в породе калия.

Химический состав древних габброидов

№№ пп	№ обр.	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
1	999	46,83	1,54	14,35	1,70	8,86	0,21	10,35	9,37	1,56	1,21	0,40	0,10	0,39	2,74	99,66
2	997	47,43	1,31	15,02	4,25	7,56	0,20	9,80	8,41	1,70	0,69	0,13	0,14	0,02	2,48	99,96

Аналитик Н. А. Чхетвани.

1. Хлорит-роговообманковая порода с реликтовым плагиоклазом.
2. Хлорит-роговообманковая порода с серицитизированным плагиоклазом.

Таблица 21

Пересчет анализированных пород по методу П. Ниггли

№№ пп	№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа						
		al	fm	c	alk	si	k	c:fm	mg	o	ti	p
1	999	18,8	54	22,2	5	104	0,34	0,44 (IV сеч.)	0,83	0,06	2,5	0,14
2	997	20	54,8	20,3	4,6	107	0,2	0,37 (III сеч.)	0,6	0,4	2,3	0,15

Таблица 22

Пересчет химических анализов по методу А. Н. Заварицкого

№№ пп	№ обр.	a	b	c	s	n	Q	e'	f'	m'	a/c
1	999	5,2	32,5	7,1	55,3	66	-7	13,3	31,5	54,7	0,7
2	997	5,2	31,3	7,2	56,1	71	-5	10,2	35,7	54	0,7
3	Эвкрит (по Харкеру)	2,9	34,4	8,6	54,1	90,9	-5,9	13,2	25,9	60,9	0,33

2. Амфиболиты и ультраосновные породы

Древние метаморфические габброиды в результате преобразовательных процессов становятся, с одной стороны, заметно кислыми и гранитизируются, а с другой стороны, постепенно переходят в более основные расланцованные амфиболовые породы, в дальнейшем упоминаемые под общим названием амфиболитов, либо в хлорит-амфибол-серпентиновые ультраосновные породы.

Амфиболиты встречаются редко. Они наблюдаются в Гвелетском массиве, в Дарьяльском же массиве обнаружены их ксенолиты незначительного размера.

В амфиболитах наблюдаются сравнительно тонкие линзы и разнообразные удлиненные ксенолиты габбро-диабазовых пород, выклинивающиеся по простираанию. Мощность амфиболитов незначительная. Ультраосновные породы имеют небольшую мощность; лишь в Гвелетском массиве на правобережной части р. Терек в 80 м выше уровня Военно-Грузинской дороги их мощность достигает 10 м. Ультраосновные породы пространственно связаны с габброидами и обычно содержат в той или иной степени измененные габброиды в виде небольших линзо-

образных тел. Последние пронизаны и разъедены поздними инъекциями, образующими жилы. В случае сонахождения амфиболитов и ультраосновных пород, наблюдается их постепенный переход друг в друга.

Амфиболиты — расланцованные породы, простирание их сланцеватости совпадает с гнейсовидностью гранитоидов. Своей темной окраской они отчетливо выделяются среди гранитоидов и других разновидностей кристаллических сланцев. Цвет их темно-серый, зеленоватый, темно-зеленый, иногда характеризуются жирной и чешуйчатой поверхностью; большей частью они мелкозернистые.

В кварцевых разновидностях кварц имеет явно привнесенный, инъекционный характер. Он расположен вдоль сланцеватости, иногда обособлен и придает породе полосчатый вид, изредка обуславливает очковую текстуру. В ряде случаев кварц количественно не уступает амфиболу и другим минералам, взятым вместе.

В кварцевых амфиболитах замечается зарождение плагиоклаза, изредка принимающего порфиробластовый глазковый вид. Он, видимо, обособляется из сосюрито-глиноземистой массы. Содержание таких новообразованных плагиоклазов незначительное.

Изредка встречаются роговообманковые породы, уцелевшие от кварцевых инъекций. Для химических анализов нами подобраны образцы амфиболитов почти не содержащие кварца.

Хлоритовый амфиболит с реликтовым плагиоклазом. Структура этой породы немато-фибробластовая, отчасти порфиробластовая; текстура сланцеватая. Главные минералы амфибол и хлорит.

Таблица 23

Химический состав амфиболитовых и ультраосновных пород

№ обр.	№ обр.	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
1	1002	45,34	1,89	14,70	3,80	8,64	0,17	10,27	8,43	2,00	0,40	0,03	0,10	0,42	3,18	99,61
2	40	45,00	1,65	13,90	2,69	12,64	0,19	10,88	7,07	1,29	0,23	0,20	0,12	0,31	3,69	99,76
3	41	38,95	2,01	14,83	4,36	16,92	0,24	12,02	5,53	0,40	—	0,28	0,11	0,65	3,77	100,07

Аналитик Н. А. Чхетиани.

1. Хлоритовый амфибол, с реликтовым плагиоклазом.
2. Хлорит-доизитовый амфиболит.
3. Хлорит-амфиболовая порода с серпентином.

Амфибол представлен актинолит-тремолитом и бурой обыкновенной роговой обманкой. Первые из них обычно бесцветны, образуют мелкоагрегатные скопления, имеющие причудливые формы, иногда замещающие порфировидный плагиоклаз, повторяющие его очертания. Изредка порфировидный плагиоклаз частями замещены хлоритом и актинолит-тремолитом.

Обыкновенная роговая обманка плеохроирует в буровато-зеленых тонах. Пространственно с нею связан, по-видимому, ее замещающий хлорит. Размеры ее зерен больше, чем у зерен актинолит-тремолита. Местами обыкновенная роговая обманка ксенобластовая.

Уцелевшие от замещения порфировидные плагиоклазы представляют собой реликты ранее описанных габброидов.

Количественно подчиненными являются цоизит-клиноцоизитовые минералы. Обращает внимание смесь тремолита, лейкоксена и хлорита, по всей вероятности представляющая собой реликты пироксена.

Акцессорные минералы представлены сфеном и лейкоксеном.

Хлорит эпидот-цоизитовый амфиболит. Структура породы нематц-фибробластовая, участками гломеробластовая; текстура сланцеватая. Эпидотовые минералы количественно явно уступают роговой обманке и хлориту. Порода в целом идентична предыдущей. Она характеризуется следующими особенностями: 1) наблюдаются тонкие инъекции кварца; 2) ясно видна индивидуализация цоизита из сосюритовой массы, имеющего аномальную низкую интерференционную окраску и расположенного вдоль сланцеватости, вероятно представляющего собой продукт распада реликтового плагиоклаза; 3) встречаются эпидот-цоизитовые тончайшие жилки, расположенные поперек сланцеватости и чередующиеся с новообразованным, свежим калишпатом.

Хлорит-амфиболовая порода с серпентином. Структура породы порфиробластовая, с нематобластовой основной ткани; текстура ясно выраженная сланцеватая.

В состав породы входят: амфиболы и хлорит, второстепенные — клиноцоизит и серпентин; из акцессориев — рудный минерал и сфен. В этой породе по сравнению с предыдущими породами наблюдается уменьшение — исчезновение минералов группы эпидота.

Амфибол в подавляющем большинстве случаев представлен актинолит-тремолитом, имеющим удлиненно-лучистые, либо ксеноморфные и короткопризмобразные формы. Обычно актинолит-тремолит образует полные псевдоморфозы по плагиоклазу. Изредка часть порфиرويدного плагиоклаза замещена хлоритом, часть же — актинолит-тремолитом. Они бесцветные, изредка слабозеленоватые. По сравнению с актинолит-тремолитом количественно подчиненную роль играет бурая обыкновенная роговая обманка. Размеры ее относительно большие и обычно она имеет вид ксенобласта. Она, по-видимому, является более поздним образованием.

Хлорит, встречающийся в виде мелкоагрегатных скоплений и жилкообразных тел зеленоватый, с еле заметным плеохроизмом; интерференционная окраска низкая, аномальная, изредка она опускается до нуля (пеннин). Вызывает интерес существование включений малых микроскопических зерен кварца в хлорите.

В породе содержится в значительном количестве рудный минерал, образующий малые цепочкообразные ксеноморфные зерна; сфен также ксеноморфен.

Таблица 24

Пересчет анализированных пород по методу П. Ниггли

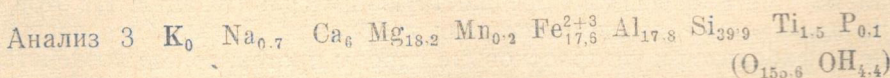
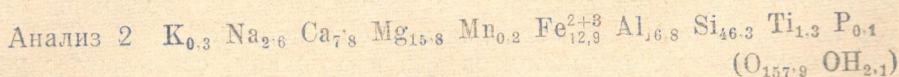
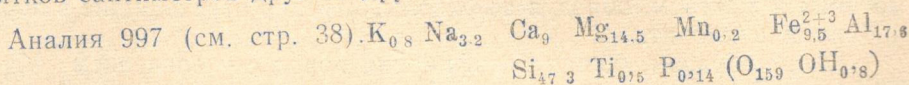
№№ пп	№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа						
		al	fm	c	alk	c:fm	si	k	mg	o	ti	p
1	1002	19	56,2	20	4,8	0,28 (III сеч.)	100	0,1	0,6	0,1	2,8	0,06
2	40	18	62,2	16,5	3,2	0,26 (III сеч.)	99,1	0,1	0,5	0,07	2,7	0,12
3	41 ⁶	17,4	70,2	11,8	0,7	0,15 (II сеч.)	77	0	0,5	0,09	3	0,12

Главные и дополнительные числа Ниггли показывают своеобразное изменение химических составов амфиболитов (см. табл. 24). Анализ

1 приближается к габброиду типа эвкрит. Сравнительно повышенное содержание натрия объясняется сохранением реликтовых плагиоклазов. Из чисел анализа № 2 эвкрит напоминают лишь si, al и fm, остальные числа резко отличаются от теоретических чисел этой породы и нормального габбро. Анализ 3 по числам не соответствует ни одной группе и типу магматических пород Ниггли. Для анализа данной породы вычислены также магматические формулы и коэффициенты по методу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, $4,2 \text{ RO}$, R_2O_3 3,9, SiO_2 ; $\beta=133$; $\alpha=1.09$, $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 52,6$. В общем, все совокупности чисел П. Ниггли и данные пересчета по методу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга дают весьма аномальную картину. Химизм породы отвечает ультраосновным породам, хотя аномальное соотношение главных породообразующих элементов не дает возможности включить ее в ту или иную группу ультраосновных пород. Кроме того, молекулярное количество глинозема (145) больше количества щелочей (6) + кальция (99). В изверженных породах нарушение этого соотношения встречается редко, что объясняется метасоматическими процессами или выветриванием.

Вопрос о принадлежности исходных пород амфиболитов к магматическому или осадочному типу решается совокупностью различных их признаков. На основании рассмотренных выше признаков — унаследованные минеральный состав и структуры, постепенный переход эвкрит-габброидных пород в амфиболиты и др. — можно утверждать, что материнскими породами гвелетских амфиболитов являлись габбро-диабазовые породы.

С целью выявления характера метасоматического процесса, два анализа пересчитаны по методу Барта. Полученные данные сравнены с замещаемой им магматической габброидной породой (обр. № 997), охарактеризованной в предыдущей главе. Следует заметить, что сравниваемые образцы взяты в одном обнажении на расстоянии нескольких десятков сантиметров друг от друга.



Сравнение пересчетов с анализом 997 указывает на привнос и вынос следующих элементов:

Таблица 25

№№ пп	№ обр.		Si	Ti	Al	Fe ²⁺³	Mg	Ca	Na	K
2	40	Привнос (%) Вынос (%)	1	0,8	0,8	3,4	1,3	1,2	0,6	0,5
3	41 ^б	Привнос (%) Вынос (%)	7,4	1	0,2	8,1	3,7	3	2,5	0,8

Сравнение показывает привнос железа и магния, обуславливающий процесс железо-магнезиального метасоматоза. Вынос кремния и

щелочей вызывает десиликацию и исчезновение полевого шпата в метасоматической породе. Выносятся также и кальций, масса которого, содержащаяся преимущественно в железо-магнезиальном растворе была меньше, чем масса, находящаяся в габброидной породе, в результате чего после растворения и разрушения материнских минералов, содержащих кальций, для приспособления состава горных пород к составу растворов, кальций будет выноситься из подвергшейся метасоматозу породы.

Заметно увеличивается количество второстепенного компонента TiO_2 . Несмотря на это, в амфиболитах количество сфена уменьшается, по-видимому, это вызвано уменьшением содержания Ca и Si. По всей вероятности часть TiO_2 расходуется на образование количественно заметно увеличивающегося ильменита, часть, в виде изоморфной примеси замещает преимущественно магнии амфиболов.

Глинозем ведет себя вполне инертно.

Встречающийся свободный SiO_2 в виде кварца, включенного в хлориты ультраосновной бесполовошпатовой метасоматической породы, представляет собой аномальное явление. При замещении амфибола хлоритом высвобождается SiO_2 , образующий мельчайшие зерна кварца.

Таким образом, минеральная ассоциация габброидной породы — амфибол (актинолит-тремолит, обыкновенная роговая обманка) + хлорит + плагиоклаз + цоизит + пренит, преобразуется в минеральную ассоциацию более основных (ультраосновных) пород — амфибол (актинолит-тремолит, обыкновенная роговая обманка) + хлорит. Относительная бедность видовым составом второй минеральной ассоциации вызвана уменьшением главных породообразующих элементов Ca, Si, Na и K обуславливающих исчезновение в породе плагиоклаза, цоизита, пренита и серицита. При разрушении этих минералов часть отмеченных элементов выносятся из породы, а часть — глинозем и кремний и нередко алюмосиликатное вещество и кальций, реагируют с привнесенным магнием и железом, образуя амфиболы, нередко переходящие в порфиробласты и хлорит.

Таким образом, общая базификация пород с увеличением Mg и Fe, выносом кремния и щелочей, обуславливает ультраосновной характер конечного продукта метасоматического процесса.

Формирование амфиболитов мы, в основном, связываем с региональным метаморфизмом, предшествующим гранитизации. На этой стадии происходила амфиболитизация габброида. Дальнейшее превращение амфиболитов в ультраосновные породы протекало под воздействием активных растворов, которые, видимо, легко достигали трещиноватых и рассланцованных габброидов и амфиболитов.

Превращение габброида в ультраосновные породы как будто должно протекать только при десиликации габброида. Однако пересчеты показывают, что процесс десиликации не является единственным фактором образования ультраосновной породы. В формировании ультраосновной породы вместе с процессами десиликации решающую роль в основном играла миграция фемических элементов, обусловленная железо-магнезиальным метасоматозом (Шенгелиа Д. М., 1963).

3. Окварцованные габброиды

Выделение этой разновидности вызвано появлением вместе с привнесенным кварцем и других минеральных видов. В этих породах процесс окварцевания представляет собой одну из стадий гранитизации.

Макроскопически эти породы сероватые с зеленым оттенком. Они средне-, изредка крупнозернистые, массивные, либо сланцевато-полосчатые. В большинстве случаев наблюдается переход сланцеватых пород в массивные, которые имеют относительно большее развитие.

В состав породы входят: кварц, плагиоклаз, амфибол, хлорит, эпидотовые минералы, серицит, соссюрит и акцессоры—сфен, рудный минерал, циркон, апатит.

Установление реликтовых габбро-диабазовых или диабаз-порфирировой структур происходит по наличию нацело соссюритизированных порфирировидных или изредка лейстовидных зерен плагиоклаза.

Вторичный, привнесенный характер кварца не вызывает сомнений. Кварц иногда преобладает над всеми остальными породообразующими минералами вместе взятыми, обуславливая микрогранобластовую структуру породы; характеризуется волнистым погасанием, с признаками бластеза. В сланцеватых породах инъекции кварца расположены вдоль сланцеватости. Он образует скопления и гнезда; разъедает и замещает плагиоклаз и роговую обманку.

Плагиоклаз (размер зерен 0,3—0,5 мм) большей частью соссюритизирован. Местами наблюдаются темные соссюритовые продукты, имеющие формы плагиоклаза с просвещивающимися участками характерными для цоизита низкими аномальными цветами. Изредка плагиоклаз замещен пренитом. Нередко встречается интенсивно серицитизированный плагиоклаз. Кроме того, содержится также разных размеров новообразованный свежий, иногда двойникованный плагиоклаз с редкими включениями иголочек роговой обманки.

Амфибол представлен зеленовато-бурой плеохроичной роговой обманкой и актинолитом. Первая образует неправильные удлиненные призмы. Амфибол играет роль главной составной части породы, либо содержится в незначительном количестве, что объясняется его хлоритизацией.

Хлорит бесцветный или слабо зеленоватый: имеет низкую аномальную интерференционную окраску, достигающую нулевого значения (0,000—0,002).

Эпидот встречается в меньшем количестве, чем цоизит. Нередко жилки цоизита расположены поперек сланцеватости.

Смесь хлорита, лейкоксена, сфена и соссюрита образует участки причудливой формы.

Рудный минерал, расположенный преимущественно жилкообразно, и зерна сфена, представляют собой реликтовые минералы габброидов. Возможно, что последний минерал частично образовался за счет ильменита в результате привноса кремния. Выделения циркона и апатита связаны с привносом кислых растворов.

Ниже приводится химический анализ порфирировидной и окварцованной породы, содержащей и новообразованные плагиоклазы (окварцованного габбро-диорита), пересчитанный по методам П. Ниггли и А. Н. Заварицкого (см. табл. 26).

Химический и минералогический состав породы указывает на более кислый ее характер по сравнению с первоначальным габброидом. Видимо, при видоизменении данной породы имели место привнос вместе с натрием и кремния и вынос фемических элементов.

Исходя из того, что ранее рассмотренные амфиболиты и ультраосновные породы подверглись аналогичным процессам, наложение на железомagneзиальный метасоматоз процесса гранитизации не вызывает сомнений.

№ обр.	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-	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п. п.	Сумма
995	59,41	0,34	17,56	1,13	7,27	0,12	2,47	5,46	2,85	0,83	0,46	0,17	0,35	1,49	99,86
Числа П. Ниг- гли	Главные числа					Дополнительные числа									
	al=34,4. fm=35,2; c=19,3; alk=11					si=197. k=0,35. mg=0,35. c:fm=0,54. IV сеч. o=0,08. ti=0,8, p=0,1.									

Примечание: Кв. диоритовая группа; между норм. кв. диоритовым типами

Характеристики А. Н. Заварицкого	a	b	c	s	n	a'	m'	f'	Q	a/c
		7,8	15,2	6,8	70	82,9	18,4	28,1	53,4	+17,8

Примечание: Числовые характеристики резко отличаются от числовых характеристик всех изверженных горных пород.

ДИОРИТОВЫЕ КСЕНОЛИТОПОДОБНЫЕ ТЕЛА

Диоритовые ксенолитоподобные породы Дарьяльского массива представляют собой остатки древнейших основных пород, претерпевших метасоматическое изменение и в подавляющем большинстве случаев утративших облик исходной породы.

Среди этих пород выделяются два генетических типа: кварц-плагиоклаз-биотитовый и плагиоклаз-роговообманковый.

Горные породы, отнесенные нами к первому типу, Д. С. Белянкин считал шлирами и относил к ранней фазе кристаллизации.

Ксенолитовые тела первого типа среди дарьяльских гранитоидов хорошо выделяются своей темной окраской и своеобразной, большей частью удлинненно-линзообразной, изредка причудливой формой (рис. 5). Размеры их обычно, колеблются в пределах нескольких десятков сантиметров. В боковом ущелье правобережной части р. Терек, южнее «Чортова моста», выше от ее устья на 1200 м встречен ксенолит, состоящий из пород обоих типов. В подавляющем большинстве случаев ксенолитоподобные тела и окружающие их гранитоиды являются массивными породами не обнаруживающими гнейсовидность. Ксенолитовые породы имеют удлинненные формы и располагаются параллельными рядами.

Во многих местах Дарьяльского массива ксенолитовые породы секутся аплит-пегматитовыми и кварц-роговообманково-плагиоклазовыми жилами.

Порода макроскопически темно-серая или сероватая. По сравнению с вмещающими гранитоидами они мелкозернистые, изредка встречаются порфиоровые разновидности с довольно крупными включениями кварца, либо полевого шпата, хорошо заметных на общем темном фоне. Невооруженным глазом можно наблюдать скопления биотитовых чешуек.

Кварц-биотит-роговообманковые ксенолитовые породы по своему минеральному составу отвечают промежуточной породе между кварц-плагиоклаз-биотитовой и плагиоклаз-роговообманковой, с одной стороны, и ранее описанной габбро-амфиболитовой, с другой.

Одно из ксенолитоподобных тел (обр. 356) находится на Военно-Грузинской дороге, в 100 м севернее замка Тамары. Мощность его незначительная, форма удлинённая. В темной массе кое-где видны крупные зерна кварца, придающие породе порфирированный облик.

В состав породы входят роговая обманка, биотит, кварц, эпидотовые минералы, калишпат, плагиоклаз и акцессоры — апатит и циркон.

Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой. Она количественно преобладает над всеми остальными минералами; образует скопления различной формы и размера. Ясно выражен процесс ее биотитизации. Биотит замещает роговую обманку целиком или пятнами. Изредка наблюдается процесс ее хлоритизации. К ксеноморфным скоплениям роговой обманки приурочены минералы группы эпидота.

Кварц образует крупные скопления, состоящие из сравнительно мелких зерен, обособленных от фемических минералов. Отдельные крупные скопления кварца придают породе порфирированный облик. Кварц характеризуется волнистым погасанием и зазубренными контурами. К нему приурочены включения свежего, обычно решетчатого микроклина, содержащегося в незначительном количестве.

Кое-где встречаются единичные зерна довольно свежего плагиоклаза, приуроченного к лейкократовым участкам.

Порода бедна акцессорными минералами; обнаружены лишь единичные крупные зерна апатита и циркона.

Минеральный состав и данные пересчета химических анализов (см. табл. 27, 28, 29, анализ I) указывают на близость данной породы к ранее рассмотренной габбро-амфиболитовой породе. Главные и дополнительные числа Ниггли — al , fm , c , alk и mg соответствуют нормальному типу пород («магм»), а — si и k сильно увеличены. Реликтовый минерал габбро-амфиболитовой породы представлен лишь роговой обманкой.

Структура кварц-плагиоклаз-биотитовой ксенолитовой породы алломорфная. Контуров минералов почти всегда зазубрены; относительный идиоморфизм минералов не обнаруживается; изредка замечается идиоморфизм плагиоклаза относительно кварца. Текстура породы — массивная. В состав ее входят биотит, плагиоклаз, кварц, роговая обманка, минералы группы эпидота и изредка калишпат.

Плагиоклаз встречается во всех образцах. Он представлен основным андезином (№ 41—60). Размеры его зерен колеблются в пределах 0,3—1,2 мм. В одном и том же шлифе часть плагиоклаза содержит продукты изменения, другая же часть чистая. В сосюритизированном и серицитизированном плагиоклазе кое-где наблюдается индивидуализация эпидотовых минералов. Процесс очищения от вторичных продуктов для второй части плагиоклазовых кристаллов выражен хорошо. Этот плагиоклаз обнаруживает полисинтетическую сдвойникованность, изредка встречаются шахматные двойники.

Нередко зерна плагиоклаза переполнены включениями биотита, серицита, роговой обманки, рудного минерала и акцессорными минералами — длиннопризматическими или игольчатыми кристаллами апатита и циркона, придавшими ему пойкилобластовый облик. Исключи-

тельно редко плагиоклаз сечется тонкой жилкой, сложенной слабоплеохроичным новообразованным биотитом.

Плагиоклаз характеризуется зазубренными контурами. Нередко замечается корродирование его кварцем.

Биотит, обычно образующий скопления, мелкочешуйчатый, изредка крупнопластинчатый. Цвет его красновато-коричневый; плеохроизм выражен ясно, выглядит всегда свежим. Биотит замещает роговую обманку. Последняя встречается в биотите в виде уцелевших остатков, либо образует призмоподобные зерна с пятнами новообразованного биотита. Небиотитизированная роговая обманка встречается изредка. К биотиту в некоторых случаях приурочены сосюритовое вещество и зерна эпидотового минерала. К нему приурочено также значительное число аксессуарных минералов: в большом количестве мелкозернистый ксеноморфный сфен, апатит, рудный минерал (часто титаноморфит) и изредка циркон.

Роговая обманка обычно ксеноморфная; в количественном отношении она играет второстепенную роль, иногда содержится в одинаковом количестве с биотитом. Полные ее псевдоморфозы по биотиту встречаются редко. Образует довольно большие ксеноморфные призмобразные зерна; плеохроизм в темно-зеленоватых — светло-желтых тонах, иногда с синеватым оттенком. Измерения на федоровском столике показали принадлежность ее к обыкновенной роговой обманке: $c Ng=12$; $Ng-Np=0,18$; $2V_2=-78$ (обр. 661); $c Ng=18$; $Ng-Np=0,020$; $2V_1=-74$ (обр. 663).

В роговой обманке нередко встречаются включения апатита, рудного минерала (титаноморфита).

Кварц привнесенный, содержание его колеблется в больших пределах. Образует скопления, изредка жилкообразные тела; характеризуется зазубренными контурами и волнистым погасанием. В кварце кое-где включен апатит.

Второстепенные минералы представлены эпидотовыми минералами и изредка решетчатым микроклином. Кроме того, в отдельных случаях наблюдается ортит размером 0,4—1 мм.

Из характеристики ксенолитовых пород первого типа видно, что их слагающие породы относятся к переходному от биотитовых диоритов к биотитовым кварцевым диоритам, и больше всего соответствуют последнему типу.

В табл. 27 приводятся четыре химических анализа кварц-плагиоклаз-биотитовых ксенолитовых пород. Эти анализы пересчитаны (см. табл. 28) по методу чисел П. Ниггли (анализы 2, 3, 4 и 5). Образцы взяты в различных местах Дарьяльского массива.

Главные и дополнительные числа Ниггли всех четырех анализов незначительно отличаются друг от друга. Несмотря на это, соотношение их все же аномальное, вследствие чего состав этих пород приближается к кварцево-диоритовой группе Ниггли и не соответствует ни одному из типов «магм» (породе).

Одинаковое содержание мелочей и кремния обуславливает однообразный минералогический состав рассмотренных ксенолитовых пород.

Эти же химические анализы пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (см. табл. 28). Они довольно сильно отклоняются от теоретических числовых характеристик соответствующих им по минеральному составу горных пород; относительно приближаются они к средним составам изверженных горных пород по Дэли — к монцонитам (2, 3, 4) и кварцевым диоритам (5), числовые характеристики которых для сопоставления приведены в табл. 28. Приближение числовых характерис-

тик к монцонитовым породам обусловлено сравнительно высоким содержанием калия в породе, выраженным высоким содержанием биотита. В целом название пород, основанное на их минеральном составе (переходные породы от биотитовых диоритов к биотитовым кварцевым диоритам), не соответствует химизму монцонита.

Таблица 27

Химический состав кварц-биотит-роговообманковой и кварц-плаггиоклаз-биотитовой ксенолитовых пород

№ пп	№ обр.	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-	P ₂ O ₅	SO ₂	п. п. г.	Сумма
1	356	55,46	10,24	12,10	2,25	10,30	0,59	5,18	8,73	0,89	2,32	0,36	0,24	0,06	0,56	100,18
2	209	57,01	1,17	16,83	2,26	6,69	0,15	2,75	5,55	3,30	2,65	0,19	0,19	0,23	0,87	99,84
3	809	58,48	1,22	18,70	0,82	5,40	0,17	2,00	5,28	3,20	3,40	—	0,26	0,80	0,16	99,89
4	304	59,55	0,76	16,92	1,85	5,85	0,17	1,90	4,41	3,35	3,25	0,06	0,23	0,76	0,93	99,89
5	661	61,12	1,07	15,47	2,58	5,40	0,14	2,26	4,72	3,70	2,25	0,48	0,18	0,30	0,29	99,96

Аналитики: К. Ш. Мтиулишвили (анал. 1), Г. А. Тархнишвили (анал. 3 и 4) и Н. А. Чхетиани (анал. 2 и 5).

Анализ 1. Кварц-биотит-роговообманковая ксенолитовая порода.

Анализы 2, 3, 4 и 5. Кварц-плаггиоклаз-биотитовые ксенолитовые породы.

Таблица 28

Пересчет анализированных ксенолитовых пород по методу А. Н. Заварицкого

№ пп	№ обр.	a	b	c	s	n	c'	f'	m'	Q	a/c
1	356	5,3	5,4	25,9	63,4	38,5	19,8	46,3	33,6	-9,7	0,2
2	209	11,5	14,5	5,9	68,	65	7,2	60	33	-1,4	2
3	809	12,6	9,8	6,7	70,8	60	0,7	63	36	6,7	1,9
4	304	12,2	11	5,5	70,9	61	0,6	69	30	6,8	2,2
5	661	11,5	12,5	4,7	71,2	72	8,8	60	31	7,0	2,4
6	Монцонит	13,8	15,6	4,7	65,9	59,6	21,4	42	36,6	-1,5	3
7	Кв. диорит	10,6	11,7	5,7	72	71,1	7,7	50,6	41,7	17,1	1,8

По сравнению с кварц-биотит-роговообманковой ксенолитовой породой (см. описание и хим. анал. I, обр. № 356), претерпевшей кремнево-калиевый метасоматоз, кварц-плаггиоклаз-биотитовые породы подверглись также натриевому метасоматозу и кремниевому в более широком масштабе, обусловившими появление плаггиоклаза. В общем кварц-плаггиоклаз-биотитовые ксенолитовые породы являются сравнительно кислыми и более бедными феррическими минералами породами, чем кварц-биотит-роговообманковые.

Ниже приводится описание еще одной ксенолитовой породы первого типа. Она отличается от вышеописанной относительным химическим равновесием и более упорядоченными кристаллографическими формами минералов. По минеральному составу и химизму эти породы отвечают кварцевым диоритам, однако составные минералы имеют метаморфическую природу, выражающуюся в кучном их расположении, бластезе и алломорфизме.

Макроскопически порода относительно крупнозернистая, порфири-
видная; имеет темно-серый цвет.

Биотит обычно мелко- или среднечешуйчатый. Образует связанные друг с другом скопления. В рассматриваемой породе заметно увеличивается количество акцессорных минералов.

Плагиоклаз более крупный; нередко с пойкилитическими включениями кварца, биотита и серицита. Плагиоклаз сечется жилками кварца и калишпата.

Кварц привнесенный, образует гнезда и скопления, иногда жилкообразные тела; нередко равномерно пропитывает породу.

Количество роговой обманки в данных породах резко уменьшается; она ассоциирует с биотитом.

Микроклин играет роль второстепенного минерала, наблюдается чаще, чем в ранее рассмотренных ксенолитовых породах. Видно замещение плагиоклаза микроклином, образующим пятна причудливой формы, либо округлые зерна.

Плагиоклаз — роговообманковые ксенолитовые породы (ksenолитовые породы второго типа) в Дарьяльском и Гвелетском массивах играют подчиненную роль по сравнению с первым типом. Макроскопически они сероватые, заметно крупнозернистые, видны плагиоклаз и роговая обманка. От кварц-плагиоклаз-биотитовых ксенолитовых пород они отличаются крупнозернистостью и лейкократовостью, а от кварцевых диоритов и гранитоидов — отсутствием или незначительным содержанием кварца.

В состав породы входят плагиоклаз и амфибол, второстепенные — кварц и изредка биотит.

Плагиоклаз (№ 42—44) слагает основной фон породы. Крупные его зерна имеют неправильные формы. Нередко сильно сосюритизирован, сравнительно подчиненную роль играет процесс серицитизации. Часто наблюдается очищение плагиоклаза от вторичных продуктов, которые выносятся из материнского минерала или располагаются в нем. В плагиоклазе зарождаются пятна решетчатого калишпата. В отдельных случаях плагиоклаз и новообразованный биотит секутся жилками калишпата. Плагиоклаз с кварцем образуют пегматитоподобное сращивание. Кое-где в серицитизированном плагиоклазе видны включения циркона.

Амфибол образует большие призмобразные зерна; он сильно плеохроирует в зеленоватых тонах; измерение на федоровском столике указывает на его принадлежность к обыкновенной зеленой роговой обманке $cNg=19$, $Ng-Np=0,022$, $2V_2=-76$ (обр. 665); $cNg=12$, $Ng-Np=0,023$; $2V_1=-79$ (обр. 668). Нередко замечается ее биотитизация. Часто с роговой обманкой пегматитообразно срастается эпидот и кварц (рис. 6). Роговая обманка также сечется жилками калишпата. В случае присутствия биотита, сфена и циркона в ней встречаются включения апатита.

Кварц обычно отсутствует и значительного количества он почти никогда не достигает; образует скопления; характеризуется признаками бластеза и волнистым погасанием.

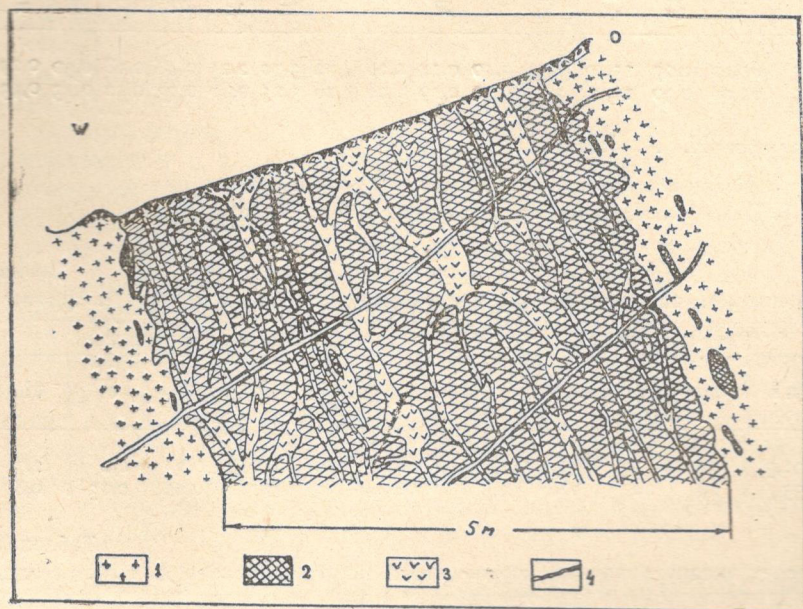
Биотит наблюдается изредка; образуется за счет роговой обманки и в свою очередь подвергнут хлоритизации. Хлорит образует скопления или жилки и включает в себе мелкие зерна сфена. К биотиту приурочены эпидотовые минералы и акцессоры — сфен, апатит, циркон.

Вкрапленники и скопления рудного минерала отсутствуют. Изредка встречаются его жилкообразные тельца (титаноморфит).

По минеральному составу ксенолитовые породы второго типа соответствуют обычно окварцованным роговообманковым диоритам.

Как видно из микроскопического описания, различие в минеральном составе между ксенолитовыми породами первого и второго типов значительное, что заключается в следующем: 1) биотит в первом типе является главным минералом, а во втором — второстепенным, 2) кварц в первом типе представляет собой главный породообразующий минерал, а во втором отсутствует, либо играет второстепенную роль, 3) роговая обманка в первом типе, в подавляющем большинстве случаев является второстепенным минералом, а во втором — одним из главных породообразующих минералов, 4) плагиоклаз во втором типе образует значительно более крупные зерна, чем в первом, 5) первый тип значительно богаче аксессуарными минералами, нежели второй.

О взаимоотношении кварц-плагиоклаз-биотитовых и плагиоклаз-роговообманковых ксенолитовых пород можно судить на основании обнажения, имеющегося в боковом ущелье на правом склоне р. Терек, южнее «Чортова моста», выше на 1200 м от его устья (фиг. 11).



Фиг. 11. Дарьяльский массив. Боковое ущелье правобережья р. Терек, южнее „Чортова моста“, выше его устья на 1200 м.

1. Биотитовый гранитоид, 2. кварц-биотитовая порода, 3. плагиоклаз-роговообманковая порода, 4. аплит-пегматитовые жилы

В крупнозернистых биотитовых гранитоидах встречается ксенолитоподобное тело мощностью 5 м, покрытое сверху делювием, а снизу крупнообломочными глыбовыми отложениями. Основной фон обнажения ксенолитоподобного тела слагает темно-серая, среднезернистая, богатая биотитом порода, которая по своему минеральному и химическому составу соответствует кварц-плагиоклаз-биотитовой породе (ксенолит первого типа). В контактной части в гранитоидах встречаются отдельные удлиненно-линзовидные кварц-плагиоклаз-биотитовые ксенолитовые породы, ориентированные параллельно главному ксенолитоподобному телу. В темно-серых кварц-плагиоклаз-биотитовых породах ясно выделяются более лейкократовые — светло-серые, крупно-

зернистые удлиненные в одном направлении жилкообразные, нередко выклинивающиеся плагиоклаз-роговообманковые породы (второй тип). Размеры этих пород изменчивы; они и вмещающие их гранитоиды секутся пегматитовыми жилками.

Ниже приводится химический анализ (см. табл. 29) пересчитанных по методу чисел Ниггли (см. табл. 30) образцов, взятых из этого обнажения.

Числовые характеристики А. Н. Заварицкого (см. табл. 31) плагиоклаз-роговообманковой породы (анал. 1) резко отличаются от характеристик изверженных горных пород.

Таблица 29
Химический состав кварц-плагиоклаз-биотитовой и плагиоклаз-роговообманковой ксенолитовых пород

№№ пп	№ обр	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	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п. и.	Сумма
1	661	61,12	1,07	15,47	2,58	5,40	0,14	2,26	4,72	3,70	2,25	0,48	0,18	0,30	0,29	99,96
2	665	61,08	0,30	17,06	1,35	5,70	0,19	1,28	6,26	5,25	0,86	0,13	0,12	0,13	0,43	100,14

Аналитик Н. А. Чхетиани.

Анализ 1. Кварц-плагиоклаз-биотитовая ксенолитовая порода.

Анализ 2. Плагиоклаз-роговообманковая ксенолитовая порода.

Таблица 30
Пересчет анализированных ксенолитовых пород по методу П. Ниггли

№№ пп	№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа						
		al	fm	c	alk	c:fm	si	k	mg	o	ti	p
1	661	31,3	34	17,3	17,3	0,5 (IV сеч.)	209	0,28	0,34	0,2	2,7	0,2
2	665	33	26	22	18,6	0,85 (V сеч.)	199	0,1	0,24	0,13	0,8	0,2

Таблица 31
Пересчет анализированных ксенолитовых пород по методу А. Н. Заварицкого

№№ пп	№ обр.	Числовые характеристики									
		a	b	c	s	n	c'	f'	m'	Q	a/c
1	661	11,5	12,5	4,7	71,2	72	8,8	60	31	+7	2,4
2	665	13,1	11,8	5,1	70	90	23	58	18,8	+87	2,57

Сравнение приведенных химических анализов в целом указывает на сходное содержание главных элементов. Содержание кремния в них одинаковое. Несмотря на это, в плагиоклаз-роговообманковых ксенолитовых породах кремний целиком расходуется на образование плагиоклаза; кварц в них не наблюдается. Количественные соотношения щелочей — калия и натрия, в рассмотренных двух типах ксенолитовых пород различное. В породах ксенолитов второго типа калий встречается в незначительном количестве; он расходуется преимущественно на образование калишпата. Наблюдается резкое уменьшение содержания TiO₂ в плагиоклаз-роговообманковых ксенолитовых породах, обус-

ловленное отсутствием сфена, вкрапленников скоплений титанистых рудных минералов. Встречающиеся тонкие жилки рудных минералов, по всей вероятности, указывают на вынос железо-титанистого вещества. В этом процессе, возможно, определенную роль играла метаморфическая (метасоматическая) дифференциация. Незначительное количество TiO_2 , выявленное путем химического анализа, вероятно входит в состав амфиболитов в виде изоморфной примеси.

В кварц-плагноклаз-биотитовых ксенолитовых породах акцессорные минералы пространственно приурочены к биотиту. В плагноклаз-роговообманковых породах их содержание незначительное в связи с второстепенной ролью биотита. Образование акцессорных минералов (циркона, ортита, частично апатита и сфена) генетически связано с метасоматическим воздействием кали-кремниевых растворов на первичные минералы породы. Вопрос генезиса акцессорных минералов детально рассмотрен ниже, в разделе «акцессорные минералы».

Таким образом, кварц-плагноклаз-биотитовые и плагноклаз-роговообманковые ксенолитовые породы образовались из габбро-амфиболитовой породы. Различие в составе указанных двух типов ксенолитовых пород вызвано изменчивой интенсивностью и видом наложенного метасоматического процесса — преимущественно кремниво-калиево-натриевого, либо кремниво-натриевого. Кроме того, определенную роль, видимо, играло различное физическое состояние породы. В более трещиноватых и в сланцеватых габбро-амфиболитах для циркуляции метасоматизирующих растворов условия были благоприятные.

На основании приведенного фактического материала преобразование ксенолитовых пород нам рисуется следующим образом: метасоматический процесс начинается с привносом кремния и калия, в результате чего возникает биотит за счет роговой обманки. Избыток кремния идет на образование кварца. Так формируются ксенолитовые породы первого типа. На следующем этапе процесса происходит преимущественный привнос натрия и кремния, обусловивший возникновение плагноклаза в ксенолитовых породах обоих типов, однако, во втором типе он образуется в большем количестве. Следующая стадия преобразовательного процесса выражена в калишпатизации плагноклаза, главным образом, в ксенолитовых породах второго типа, укрупнении чешуек биотита и образовании жилок биотита, секущих плагноклаз.

БИОТИТОВО-РОГОВООБМАНКОВЫЕ И БИОТИТОВЫЕ КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ С РЕЛИКТАМИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Из этих пород более распространены вторые.

Обе разновидности кварцевых диоритов имеют серый цвет, они крупнозернистые, легко распознаются плагноклаз, кварц, биотит или роговая обманка.

В этих породах наблюдаются признаки метаморфических пород — бластез и кучное расположение минералов и отсутствие гипидиоморфной структуры. Однако тенденцию к некоторому минеральному равновесию эти породы все же обнаруживают.

В биотит-роговообманковых кварцевых диоритах роговая обманка содержится в меньшем количестве, чем биотит.

Биотитово-роговообманковые кварцевые диориты состоят из плагноклаза, биотита, роговой обманки, кварца, эпидотового минерала, изредка калишпата и акцессориев — сфена, апатита, ортита, циркона и рудного минерала.

Плагиоклаз крупный с зазубренными контурами, нередко наблюдаются мелкие полисинтетические двойники. В одном и том же шлифе встречаются сильно сосюртитизированные и серицитизированные и очищенные от вторичных продуктов плагиоклазы. Более того, часть одного крупного индивида плагиоклаза нацело сосюртитизирована и серицитизирована, другая же часть выглядит свежей. Кое-где в очищенной части плагиоклаза замечается зарождение калишпата, обычно решетчатого.

Плагиоклаз в некоторых образцах количественно преобладает над всеми другими минералами.

Биотит, уступающий в количественном отношении лишь плагиоклазу, представлен довольно крупными свежими зеленовато-коричневыми плеохроичными чешуйками. Он образует скопления. К биотитовым скоплениям приурочены акцессорные минералы: апатит и циркон. Биотит в рассматриваемых породах целиком является вторичным, замещающим роговую обманку, минералом.

Роговая обманка представлена обыкновенной зеленой роговой обманкой. Она зеленоватая, плеохроичная, образует призмочки и таблицы, встречается то отдельно, то вместе с биотитовыми скоплениями. Нередко в роговой обманке замечаются пятна коричневатого биотита, в некоторых случаях часть роговой обманки биотитизирована, часть хлоритизирована и лишь небольшая часть ее уцелела от замещения. Изредка вместе с биотитом и роговой обманкой встречаются мелкозернистый эпидот и цоизит.

Кварц мелко- или среднезернистый, образует жилкообразные тела и скопления. Его вторичный, привнесенный характер не вызывает сомнения. Количество кварца подчиненное, хотя в химических анализах содержание SiO_2 довольно высокое.

Из акцессорных минералов особого внимания заслуживают редкие включения, часто достигающие размеров в несколько миллиметров удлиненно-призмобразного зерна ортита. Много крупных зерен сфена и апатита, кое-где встречается циркон.

Биотитовые кварцевые диориты. Структура изменчивая; наиболее распространены следующие виды структур: 1. гломеробластовая структура, 2. переходящая структура от гломерокристаллически-аллотриоморфной к гломеробластовой; 3. изредка гломерокристаллически — гипидиоморфнозернистая, обусловленная, с одной стороны, идиоморфизмом биотита по отношению к бесцветным минералам, а с другой — кучным расположением биотита и плагиоклаза; 4. крупные зерна полевых шпатов аллотриоморфные, иногда собраны вместе, между ними расположены скопления сравнительно идиоморфного биотита и кварца. Текстура массивная. Нередко диагностику пород затрудняет сильный катаклиз. В катаклазе принимают участие то оба полевых шпата, то только плагиоклаз.

В состав биотитовых кварцевых диоритов входят плагиоклаз, биотит, кварц, калишпат, хлорит, эпидотовые минералы, серицит, роговая обманка и акцессорные минералы — сфен, лейкоксен, апатит, циркон, ортит, рудный минерал.

Плагиоклаз (№ 32—42) крупный, сильно сосюртитизированный и серицитизированный, либо очищен от вторичных продуктов и выглядит сравнительно свежим; местами наблюдаются мелкие полисинтетические двойники. Сосюртитовые образования то беспорядочно расположены в плагиоклазе, то имеют жилкообразный вид, нередко образуя раздувы с развитием минералов группы эпидота. В некоторых образцах плагио-

кларц нацело замещен вторичными продуктами и видны лишь его скелеты и уцелевшие останцы.

Плаггиоклаз местами сечется жилками кварца и изредка калишпата. В подавляющем большинстве случаев жилковидный кварц активно воздействует на плаггиоклаз, то разъедая его, то срастаясь с ним пегматитообразно. Обильные включения мелких биотитовых чешуек придают плаггиоклазу пойкилобластовый облик. Нередко ясно выражен процесс микроклинизации плаггиоклаза. Изредка в сильно сосюритизированном и серицитизированном плаггиоклазе наблюдаются новорожденные микроклиновые пятна; в данном случае, видимо, калишпатизация протекает без предшествующей ей альбитизации.

Биотит представлен коричневатыми, сильно плеохроичными, нередко изогнутыми чешуйками, расположенными связанными друг с другом скоплениями. Размеры биотита изменчивы. Он то крупно-, то мелкочешуйчатый, размер зерен 0,1—0,2 мм. Количественно биотит один из главных минералов. Он свежий, замещает роговую обманку, но не во всех случаях можно установить его вторичный характер, так как реликты роговой обманки не всегда наблюдаются. К биотиту обычно приурочены хлорит, эпидотовые минералы и акцессоры — сфен, лейкоксен, апатит, циркон и рудные минералы. Местами биотитовые прожилки секут крупные зерна кварца и полевых шпатов.

Кварц содержится в изменчивом количестве в виде скоплений и прожилков. Он привнесенный, обуславливает зубчато-гранобластовую структуру породы.

Калишпат количественно заметно уступает плаггиоклазу. Изредка он образует редкие включения в плаггиоклазе. Калишпат большей частью решетчатый, пертитовый. С ним нередко связаны мирмекиты, встречающиеся на стыке плаггиоклаза с микроклином или в виде включений в центральной его части. В отдельных случаях калишпат содержит жилки и ксеноморфные образования карбоната. В свежем калишпате наблюдаются выклинивающиеся жилки и отдельные скопления биотита.

Встречающиеся в виде включений в плаггиоклазе и биотите эпидотовые минералы играют роль второстепенных минералов. Редко они имеют жилкообразный вид.

Роговая обманка наблюдается не всегда; она представлена обыкновенной зеленой разностью с синеватым оттенком, видимо, указывающим на некоторую ее щелочность. Образует она неправильные призмы, обычно сильно биотитизирована. Порода богата акцессорами — сфеном, апатитом, цирконом, рудным минералом и ортитом.

Ортит образует призмобразные зерна, нередко сдвойникован, размер зерен 0,3—2 мм; пространственно связан с биотитовыми скоплениями, изредка с кварц-полевошпатовыми участками.

Сфен (кроме биотита) связан с рудным минералом, а апатит — с плаггиоклазом.

В табл. 32 приведены химические анализы биотито-роговообманкового кварцевого-диорита (анал. 1), биотитового кварцевого диорита (анал. 2) и биотитового кварцевого диорита с включениями отдельных зерен калишпата (анализ 3). В последней горной породе соотношение главных породообразующих минералов таково: плаггиоклаз — 48%, биотит — 14%, кварц — 13% и роговая обманка — 3%. Эти же анализы пересчитаны по методам Ниггли (см. таб. 33) и А. Н. Заварицкого (см. табл. 34). Для сопоставления нами приведены числовые характеристики средних составов изверженных горных пород по Дэли: гранодиорита и кварцевого монцонита. Главные и дополнительные числа

Ниггли биотито-роговообманкового кварцевого диорита наиболее приближаются к гранодиоритовой группе; они не отвечают ни одному типу пород этой группы. Числовые характеристики А. Н. Заварицкого более всего отвечают гранодиориту. Большое значение величины p склоняет породу к плагиограниту. Это мнение основано и на минеральном составе биотито-роговообманкового кварцевого диорита, где калишпат не встречается, либо играет роль второстепенного минерала. Думается, что данная порода больше отвечает плагиограниту, чем кварцевому диориту. Числа Ниггли анализа 2 соответствуют гранодиоритовой группе; они не отвечают ни одному типу этой группы. Числовые характеристики А. Н. Заварицкого больше соответствуют гранодиоритам и кварцевым монцонитам, занимая промежуточное место среди них. Числа Ниггли анал. 3 больше соответствуют гранодиоритовой группе и нормальному гранодиоритовому типу. Числовые характеристики А. Н. За-

Таблица 32

Химический состав биотито-роговообманкового и биотитовых кварцевых диоритов

№№ пп	№ обр.	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-	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п. п.	Сумма
1	203	65,02	0,51	15,92	2,40	2,72	0,11	1,51	3,80	4,29	2,07	0,48	0,46	0,07	0,96	100,32
2	405	65,89	0,49	15,64	0,39	3,42	0,07	1,93	3,23	3,70	3,40	0,14	0,14	0,52	0,82	99,78
3	264	66,08	0,31	15,73	1,34	2,07	0,05	1,28	4,07	3,40	3,55	—	0,13	0,58	0,71	99,70

Аналитики: Р. Ш. Арешидзе (анал. 2 и 3) и К. Ш. Мтиулишвили (анал. 1).

1. Биотито-роговообманковый кварцевый диорит.
2. Биотитовый кварцевый диорит.
3. Биотитовый кварцевый диорит с включениями отдельных зерен калишпата.

Таблица 33

Пересчет анализированных кварцевых диоритов по методу П. Ниггли

№№ пп	№ обр.	al	fm	c	alk	si	k	mg	c:fm	ti	o	p	Несв. тетраэдра
1	203	37	25	16	22	258	0,23	0,45	0,57	1,4	0,3	0,8	IV
2	405	38	25	14	23	266	0,37	0,47	0,56	1,4	0,06	0,24	V
3	264	38,3	20,8	17,8	23	273	0,4	0,4	0,86	0,9	0,02	0,25	VI

варецкого почти не отличаются от таковых кварцевого монцонита, лишь величина c' сравнительно больше. Таким образом, по минеральному составу рассмотренные породы представляют собой биотитовые кварцевые диориты, химический состав же их отвечает гранодиоритам и кварцевым монцонитам, в которых калишпат представляет собой один из главных минералов. В наших породах значительное уменьшение величины p и большое значение a вызвано богатством породы биотитом, представляющим собой единственный калийсодержащий минерал, за исключением незначительного количества калишпата. Несоответствие

между минеральным и химическим составом в этих породах объясняется процессом метасоматоза различной интенсивности.

Таблица 34

Пересчет анализированных кварцевых диоритов по методу А. Н. Заварицкого

№№ пп	№ обр.	a	b	c	s	n	f'	m'	Q	a/c	c'
1	203	12,5	7,5	4,5	75,4	76,3	63,5	34	+11,4	2,8	2,3
2	405	13,2	7	3,86	75,8	62,5	52,4	47	+21,4	3,4	0,97
3	264	12,8	6,2	4,3	76	59,4	52,8	36	+22,8	3	11,2
Гранодиорит		12,4	8,3	4,5	74,8	66,7	49,6	39,7	+20,3	2,8	10,7
Кварц. монцонит		12,9	6,2	4,1	76,8	58,5	57,1	38,5	+23,7	3,15	4,4

Следует отметить, что по минеральному составу они относятся к биотитовым кварцевым диоритам, а по химическому составу — к гранодиоритам или кварцевым монцонитам. Во всех химических анализах, в отличие от гранитизированных осадочных пород молекулярное количество глинозема меньше, чем молекулярное количество кальция + щелочей.

ГРАНИТОИДНЫЕ ПОРОДЫ С РЕЛИКТАМИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Гранитоидные породы со значительным содержанием калишпата встречаются на участках распространения пегматитовых жил.

Макроскопически гранитоидная порода светло-серая, серая, крупнозернистая, нередко порфириовидная. Легко распознаются главные минералы — темные чешуйки биотита, серовато-белые, таблитчато-призматические полевые шпаты и кварц.

Ниже приводится микроскопическое описание типичной гранитной породы (обр. 270).

Структура породы гломеробластовая, обусловленная кучным расположением главных породообразующих минералов — плагиоклаза, калишпата и биотита. В состав породы входят: плагиоклаз, калишпат, кварц, серицит, минералы группы эпидота, хлорит и аксессуарные минералы — апатит, циркон, сфен, ортит.

Плагиоклаз (№ 35) крупный, размером более одного миллиметра. Ясно выражен процесс очищения от серицитовых и сосюритовых продуктов; омоложенный — деанортитизированный плагиоклаз полисинтетически сдвойникован и местами микроклинизирован. В шлифе свежие, очищенные от вторичных продуктов плагиоклазы, количественно не уступают серицитизированным и сосюритизированным плагиоклазам. Плагиоклаз сечется жилками кварца и эпидотового минерала.

Калишпат представлен решетчатым микроклином. Наблюдается его образование в результате замещения плагиоклаза. В одном случае видно как калишпат сечется несколькими жилками (рис. 7). Одна из них состоит из эпидота, биотита, кварца, апатита и ортита, другая — представлена кварцем, включающим зерна апатита, третья — линзообразная, которая сложена из биотита. Имеются также мирмекитовые образования следующего типа: остаточные включения мирмекита в калишпате, жилкообразные мирмекиты на стыке кварца с калишпатом, мир-

мекитовые образования с тончайшими мелкими полисинтетическими двойниками плагиоклаза.

Биотит содержится в большом количестве, имеет зеленовато-коричневый цвет; свежий, с сильным плеохроизмом. К нему приурочены минералы группы эпидота, изометричные зерна апатита, циркон и многочисленные мельчайшие вкрапленники сфена.

Кварц преимущественно образует скопления зерен различных размеров. Крупные его зерна характеризуются зазубренными контурами, волнистым погасанием и катаклизом. Встречаются также и жилкообразные тела кварца.

Апатит наряду с кристаллами связанными с биотитом, встречается также в регенерированном плагиоклазе. Рудный минерал присутствует спорадически.

Другие образцы пород данного типа характеризуются почти полным отсутствием гипидиоморфно-зернистой структуры, лишь в породах с крупными чешуйками биотита изредка проявляется еле заметный относительный идиоморфизм фемического минерала и плагиоклаза. В подавляющем большинстве случаев наблюдается гломеробластовая (или гломерокристаллическая) структура, с ксеноморфизмом всех главных породообразующих минералов, ясными следами бластеза и катаклаза. Удлиненные скопления биотита не теряют связи между собой. К биотитовым скоплениям приурочены акцессорные минералы. Сравнительно к малым по размерам биотитовым скоплениям нередко приурочены 8—10 кристалликов апатита и 3—4 циркона. Калишпат, как правило, замещает плагиоклаз; он свежее, чище, нежели плагиоклаз (рис. 8 и 9). В калишпате обычно встречаются включения разных форм и размеров плагиоклаза, кварца и изредка биотита, эпидота, цонзита и кальцита. В микроклине нередко наблюдается линзообразная полоса кварца, не выходящая за пределы зерна микроклина. Наряду с последним в микроклине часто замечаются округлые включения кварца. Иногда линзообразные образования кварца, включенные в микроклин, выклиниваются в нем одним концом, другим же концом связываются с зазубренными скоплениями кварца за пределами микроклина. Во всех шлифах видны пертиты и мирмекиты; изредка кварц и микроклин срощаются пегматитообразно.

Таблица 35

Химический состав гранитоидной породы

№ № пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O—	SO ₃	п. п. п.	Сумма
1	270	67,84	0,27	15,37	1,74	1,58	0,07	1,00	3,71	3,98	3,48	0,27	0,28	0,14	0,46	100,19

Аналитик К. Ш. Мтиулишвили

Плагиоклаз содержит 35—40% анортитовой молекулы. Иногда крупные и очищенные от вторичных продуктов плагиоклазы альбитизированы; видны шахматные, либо полисинтетические двойники. Часто плагиоклаз разеден кварцем и пегматитообразно срощен с ним.

Кварц встречается двух генераций. Кварц ранней генерации образует крупные скопления; характеризуется волнистым погасанием, катаклизом и зазубренными контурами. Кварц поздней генерации большей

частью образует жилкообразные тела, сечет полевой шпат, кварц ранней генерации и биотит. Нередко он равномерно пропитывает породу, местами образуя скопления.

Таблица 36

Пересчет химического анализа по методу П. Ниггли

№№ пп	№ обр.	al	fm	c	alk	si	k	mg	c:fm	o	ti	p	№ сер., тегр.
I	270	39,5	18,2	17,2	25,4	300	0,43	0,36	0,95	0,3	1	0,4	V

Таблица 37

Пересчет химических анализов по методу А. Н. Заварицкого

№№ пп	№ обр.	a	b	c	s	n	c'	f _c	m'	Q	a/c
1	270 Кварц.	13,2	5,6	3,7	77,1	58	13,7	55	31,5	+24,5	3,57
2	монцит	12,9	6,2	4,1	76,8	58,5	4,4	57,1	38,5	+23,7	3,15

Ортит встречается почти во всех образцах. Размер его колеблется от 0,3 до нескольких миллиметров. Пространственно ортит связан с биотитом и калишпатом, либо, изредка, — с кварцем.

Химический анализ вышерассмотренной породы (обр. 270) пересчитан по методу П. Ниггли (см. табл. 36) и А. Н. Заварицкого (см. табл. 37). Здесь же для сопоставления приведены числовые характеристики средних составов кварцевого монцитита по Дэли. Числа Ниггли данного анализа отвечают гранитовой группе, адамеллитовому (кварцевый монцитит) типу. Числовые характеристики А. Н. Заварицкого незначительно отличаются от числовых характеристик кварцевых монцититов.

Минеральный состав и химический анализ дают основание уточнить название пород. Калишпат количественно то уступает плагиоклазу, то содержится в одинаковом с ним количестве; изредка калишпат преобладает над плагиоклазом. По этим данным породы соответствуют гранодиоритам и гранитам. Однако плагиоклаз в них отвечает №№ 35—40. Лакруа (Lacroix A., 1933) граниты и гранодиориты, содержащие сравнительно основной плагиоклаз, соответственно относит к монцититовым гранитам, акеритовым гранитам. Уместно отметить, что в зарубежной литературе граниты, содержащие в равных количествах плагиоклаз и калишпат, называются кварцевыми монцититами или адамеллитами.

В целом, рассмотренные горные породы, хотя и проявляют следы метаморфического происхождения, все же их химический и минеральный состав в значительной мере можно считать выравненным.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ДРЕВНИХ
ОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДАРЬЯЛЬСКОГО И
ГВЕЛЕТСКОГО МАССИВОВ ПРИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ
ГРАНИТИЗАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

На основании приведенного фактического материала, последовательность преобразования основных магматических пород рисуется в следующем виде: I. габброиды → II. окварцованные габбро-диориты, роговообманковые и биотит-роговообманковые диориты → III. биотитовые диориты, биотитовые кварцевые диориты, плагиограниты → IV. граниты (монцонитовые граниты и акеритовые граниты).

а) Химическая характеристика

Последовательность изменения химизма основных магматических пород при метасоматической гранитизации видна из диаграммы, построенной по данным таблиц 38 и 39.

На первой из названных таблиц приведено среднее молекулярное количество семи главных элементов для всех химических анализов, а на второй таблице приведены средние величины главных чисел Ниггли опять-таки для всех анализов.

Таблица 38

Среднее молекулярное количество семи главных элементов
гранитизированных габброидов

Группы пород	Среди. молекулярн. процент (×100)						
	CaO	Fe ₂ O ₃ FeO	MgO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂
I. Габброиды	15,85	14,6	25,0	14,4	2,6	1,0	78,4
II. Окварцованные габбро-диориты, роговообманковые и биотит-роговообманковые диориты	13,2	11,9	7,4	15,28	4,85	1,43	97,1
III. Биотитовые диориты, биотитовые кварцевые диориты	7,9	8,1	4,76	16,1	5,49	3,11	103,0
IV. Гранитоиды	6,6	3,3	2,5	15,1	5,6	4,2	112,9

При преобразовании древних основных пород (см. табл. 38) происходит увеличение молекулярного процента SiO₂, Na₂O, K₂O и соответственно уменьшение железа (окисного и закисного), а также MgO и CaO. Молекулярный процент Al₂O₃ в гранитах относительно больше,

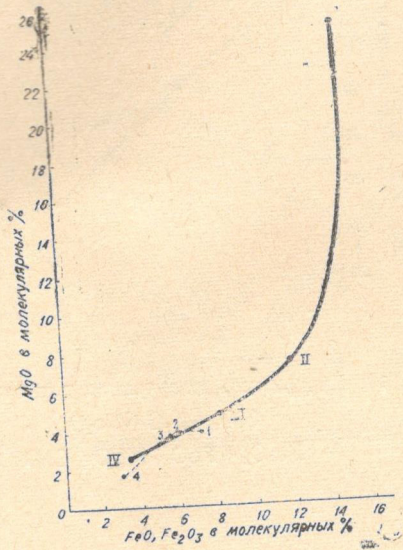
Таблица 39

Средние величины главных чисел П. Ниггли гранитизированных габброидов

Группы пород	Среди. молекулярн. процент (×100)			
	al	fm	c	alk
I. Габброиды	19,5	54,4	21,2	4,8
II. Окварцованные габбро-диориты, роговообманковые и биотит-роговообманковые диориты	28,8	37,1	28,1	11,7
III. Биотитовые диориты, биотитовые кварцевые диориты	35,1	28,4	16,9	19,5
IV. Гранитоиды	39,5	18,2	17,2	25,4

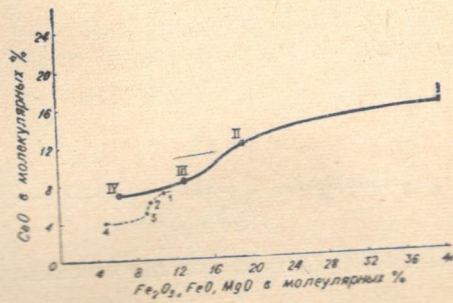
чем в габброидах, но в промежуточных породах значение его колеблется¹.

На диаграмме фиг. 12 по оси абсцисс отложено молекулярное содержание $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; по оси ординат — MgO . Магний и железо от габброидов до гранитов уменьшаются без отклонения; убывание молекулярного процента железа на протяжении всей кривой происходит равномерно, а магния особенно заметно в интервале I—II.



Фиг. 12. Средняя кривая для отношения:

$$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$$

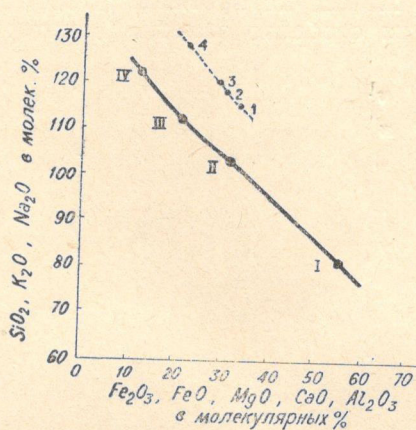


Фиг. 13. Средняя кривая для отношения:

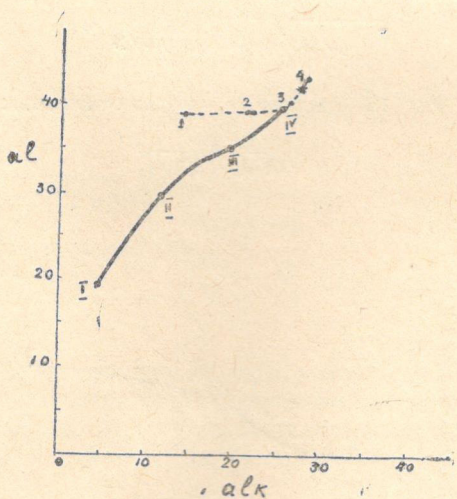
$$\frac{\text{CaO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$$

¹ Для наглядности во всех диаграммах средний молекулярный процент $\times 100$. С целью сопоставления пунктирными кривыми нанесены соответствующие соотношения для гранитизированных осадочных пород.

На диаграмме фиг. 13 на оси абсцисс нанесен средний молекулярный процент Fe_2O_3 , FeO и MgO ; на оси ординат — CaO . Кривая соотношения $\frac{\text{CaO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$ показывает равномерное уменьшение



Фиг. 14. Диаграмма, полученная для отношения: $\frac{\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}}$



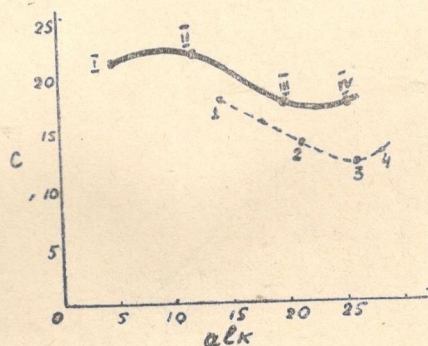
Фиг. 15. Средняя кривая для отношения: $\frac{\text{al}}{\text{alk}}$

среднего молекулярного процента кальция от I до IV, суммарное уменьшение фермических элементов намного больше, чем одного только CaO .

На диаграмме фиг. 14 выражено взаимоотношение среднего молекулярного процента вынесенных и привнесенных элементов. На оси абсцисс откладывается сумма молекулярного процента Fe_2O_3 , FeO , CaO и MgO ; на оси ординат — SiO_2 , Na_2O и K_2O . Исключение алюминия из этого соотношения вызвано незначительным колебанием его молекулярного количества. Все точки I, II, III и IV расположены почти на одной прямой. Суммарный средний молекулярный процент привнесенных

элементов — кремния, калия и натрия незначительно отличается от суммарного среднего молекулярного процента вынесенных элементов — магния, железа и кальция.

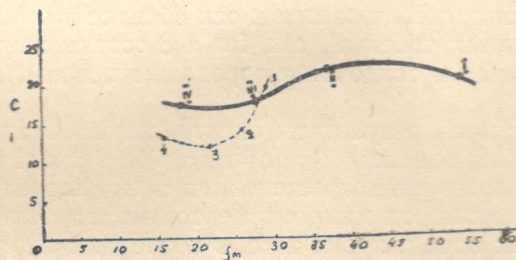
Сопоставление этих диаграмм с соответствующими диаграммами гранитизированных кристаллических сланцев показывает, что количество привнесенного и стало быть вынесенного вещества для гранитизированных габброидов значительно больше, чем для гранитизированных кристаллических сланцев осадочного происхождения. Кривые обеих диаграмм в целом имеют сходные очертания и расположение.



Фиг. 16. Средняя кривая для отношения: $\frac{c}{alk}$

На табл. 39 видно постепенное увеличение величин al и alk убывание fm от габброидов до гранитоидов; величина c в этом промежутке уменьшается.

На диаграмме фиг. 15 на оси абсцисс нанесены средние величины alk всех анализов, пересчитанных по методу Ниггли, на оси ординат — al . Обе величины почти одинаково и равномерно возрастают от габброидов до гранитоидов. Возрастание al выражено в постепенном количественном увеличении алюмосиликатов и резком убывании fm и c , в то время как молекулярное количество алюминия в интервале I—IV то увеличивается, то уменьшается.



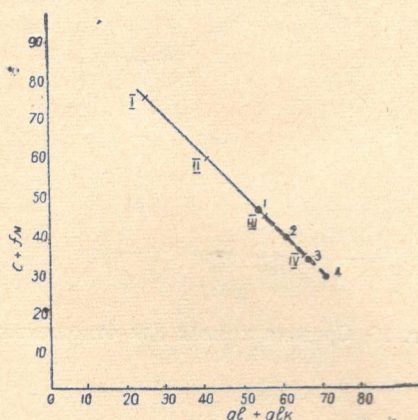
Фиг. 17. Средняя кривая для отношения: $\frac{c}{fm}$

На диаграмме фиг. 16 по оси абсцисс нанесены средние величины alk всех рассмотренных химических анализов; по оси ординат — c . Ве-

величина c в общем уменьшается в интервале габброиды — гранитоиды, а заметное изменение этой величины наблюдается лишь в интервале II — III, где возрастанию al и alk (6+8, см. табл. 39) соответствует убывание fm (9) и c (6), что обусловлено более кислым составом плагиоклаза и биотитизацией роговой обманки.

Кривая отношения $\frac{c}{fm}$, нанесенная на диаграмме фиг. 17 показывает заметное уменьшение величины fm от I до IV, чем — c .

На диаграмме фиг. 18 по оси абсцисс нанесены возрастающая от габброидов до гранитоидов сумма величин $al+alk$, а по оси ординат — убывающая c и fm .



Фиг. 18. Диаграмма, отвечающая отношению: $\frac{al+alk}{c+fm}$

В построенной прямой, точки I, II, III и IV расположены последовательно, находясь примерно на одинаковом расстоянии друг от друга.

(Координаты соответствуют уравнению прямой $\frac{x}{a} + \frac{y}{b} = 1$; $a=b$;

$x+y=100$). Пунктирная прямая, отвечающая гранитизированным кристаллическим породам, как и следовало ожидать, совпадает со сплошной прямой, но она приближается к оси абсцисс и сравнительно короче.

Кривые главных чисел al , alk , fm и c соответствующие гранитизированным основным и осадочным породам, в целом отличаются друг от друга.

Ниже приводятся результаты спектрального анализа гранитизированных и базифицированных габброидов (см. табл. 40).

Из этих анализов видна постепенная смена характерных для основных магматических пород микроэлементов микроэлементами, характерными для кислых пород; кроме того, в последних содержится часть микроэлементов, унаследованных от основных и ультраосновных пород.

б) Последовательность минералообразования при процессах гранитизации

Изменение минерального состава от габброидов до гранитоидов протекает с разной интенсивностью. Сильное изменение минерального

Результаты спектрального анализа гранитизированных и базифицированных габброидов

№ п/п	№ опр.	Название пород	Элементы										Примечание			
			Ti	Mn	Cu	Zr	Co	Ni	Ga	V	Ll	Pb		Zn	Ba	Cr
1	1002	Хлоритовый амфиболит с реликтовым плагиоклазом	мн.	мн.	мало	нет	им.	мн.	мало	им.	мало	им.	мало	им.	нет	след 0,0000 — 0,000 %;
2	1006	Кварц-гремолит-хлоритовый сланец	"	"	им.	сл.	"	"	им.	им.	им.	мало	им.	мало	мн.	мало 0,000 — 0,00 %
3	416	Хлорит-амфиболовая порода с серпентоном	"	"	сл.	нет.	нет.	им.	мн.	"	нет	"	им.	им.	нет	имеется 0,00 — 0,0 %;
4	356	Кварц - биотит - роговообманковая порода (ксенолит)	"	"	им.	нет	нет	им.	мало	"	*	"	мало	нет	"	0,0 %;
5	304	Кварц-плагиоклаз-биотитовая порода (ксенолит)	"	"	им.	сл.	сл.	мало	сл.	"	мн.	"	сл.	нет	"	много 0,0 — 0,0 %
6	809	Кварц-плагиоклаз-биотитовая порода (ксенолит)	*	"	им.	сл.	мало	мало	сл.	"	"	"	сл.	нет	мало	
7	203	Биотито-роговообманковый кварцевый диорит	"	"	мало	мало	мало	мало	сл.	"	"	"	нет	им.	нет	им.
8	341	Кварцевый диорит	"	"	"	"	"	"	сл.	"	"	"	"	нет	нет	"
9	270	Монцитовый гранит	"	"	мало	сл.	сл.	мало	сл.	мало	"	"	сл.	мн.	сл.	мн.
10	1071	Биотит (из гранитоида)	"	"	им.	сл.	им.	мало	сл.	им.	"	"	нет	им.	сл.	сл.

гранитов, а в биотитовых кварцевых диоритах и плагиогранитах он наблюдается реже.

Таблица 41

Стадийное изменение минерального состава при метасоматической гранитизации древних габброидных пород

Породы	Главные минералы		Второстепенные минералы		Акцессорные минералы	
	Типичные	Нетипичные	Типичные	Нетипичные	Типичные	Нетипичные
I. Габброиды	Амфибол (актинолит-тремолит и обыкн. бурая роговая обманка), плагиоклаз, хлорит	Соссиуритовое вещество	Цоизит-клиноцоизит, реликты пироксена (смесь лейкоксена, хлорита и цоизита)	Эпидот, пре-нит, серицит	Рудный минерал. (тита и омагнетит)	Сфен, лейкоксен.
II. Окварцованные габбродиориты, роговообманковые диориты, биотитово-роговообманковые диориты	Плагиоклаз, обыкновенная зеленая роговообманка (редко бурая) роговая обманка	Актинолит-тремолит, кварц, биотит, хлорит	Эпидотцоизит, соссиурит, серицит	Калишпат, хлорит	Сфен, апатит	Циркон, рудный минерал
III. Биотитовые диориты, биотитовые кварцевые диориты	Плагиоклаз, биотит	Кварц, обыкновенная зеленая роговая обманка.	Эпидотцоизит, соссиуритовое вещество, серицит	Обыкновенная роговая обманка, калишпат, хлорит	Апатит, циркон, сфен.	Ортит, рудный минерал
IV Гранитоиды	Кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит		Соссиурит, серицит	Эпидот, цоизит, роговая обманка	Циркон, апатит, ортит, сфен	Рудный минерал

Генезис ортита нам рисуется в следующем виде. При биотитизации роговых обманок и микроклинизации плагиоклазов, за счет высвободившихся веществ образуются эпидотовые минералы; в благоприятных условиях при этих же процессах развивается ортит. Церий привносится вместе с калиево-кремниевыми растворами, обуславливающими метасоматическое образование калишпата и собирательную перекристаллизацию биотита. Пространственная связь ортита, в подавляющем большинстве случаев с крупнозернистыми пластинками биотита, реже, с чешуйками и малыми его чешуйками, вызвана собирательной перекристаллизацией биотитов, обусловленной кремниево-калиевым метасоматозом, вызывающим микроклинизацию плагиоклаза. Возможно, на этой стадии церий замещает кальций эпидота, преобразуя его в ортит.

Отсутствие ортита в гранитизированных кристаллических сланцах, по-видимому, вызвано возникновением большего, по сравнению с эпидотом, количества цоизита и образованием метасоматическим путем

состава горных пород происходит на этапе I—II. В интервале II—III более наглядным является количественно-минеральное изменение метасоматических пород; качественное изменение незначительное. В конечном ряде (III—IV) преобразовательного процесса происходит почти только количественное изменение пород.

Для сопоставления минерального состава различных метасоматических пород на различных стадиях служит табл. 41.

Главные минералы гранитоидов являются реакционными минералами, возникшими в результате химического взаимодействия растворов на минералы пород.

Начиная от сильно метаморфизованных габброидов и кончая гранитоидами плагиоклаз постепенно приобретает более кислый состав. Количество его возрастает. На всех стадиях гранитизации плагиоклаз остается одним из главных минералов породы.

Калишпат, метасоматически замещающий плагиоклаз, появляется в диоритах. Во всех породах, вплоть до гранитоидов, он играет роль второстепенного минерала. Замещение плагиоклаза калишпатом сопровождается привнесом кремния.

Метасоматическое замещение плагиоклаза калишпатом протекает с развитием пертитов и мирмекитов.

Кварц гранитизированных габброидов является привнесенным минералом. Кварц первой генерации крупнозернистый, образует скопления, характеризуется волнистым погасанием, зубчатыми контурами. Кварц поздней генерации встречается в виде тонких жилок; он разъедает плагиоклаз, сростается пегматитообразно с полевыми шпатами; по отношению к цветным минералам обнаруживает видимую инертность.

Биотит, замещающий роговую обманку, представляет собой главный породообразующий минерал в III и IV группах пород. В гранитоидных породах он полностью вытесняет роговую обманку; последняя, вместе с хлоритом, представляет собой главный минерал габброидов. Во второй группе пород роговая обманка, хлорит и биотит встречаются в изменчивых количественных соотношениях. В III и IV группах пород их роль второстепенная. Количественная роль второстепенных минералов является изменчивой.

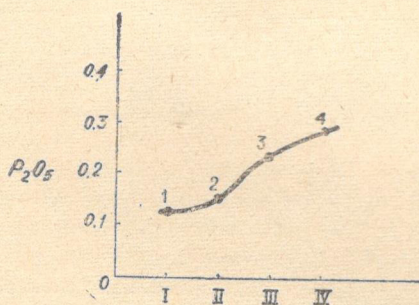
В породах III и IV групп появляется близкая к гипидиоморфной структура; с укрупнением чешуек биотита и зерен полевых шпатов «теряется» основная ткань. Заметно минеральное и химическое выравнивание; порода приближается к граниту.

Акцессорные минералы. Из всех акцессорных минералов наибольший интерес вызывает ортит, не встречающийся в гранитизированных осадочных породах. Ортит в гранитизированных основных магматических породах встречается в разностях богатых биотитом и содержащих калишпат; количество последнего колеблется в больших пределах. Пространственно ортит преимущественно связан с крупночешуйчатым биотитом, нередко с кварцем и полевым шпатом. Обычно он окружен эпидотовыми минералами, образует крупные длиннопризматические кристаллы; нередко сдвойникован. Зарождение небольших призмочек ортита наблюдается в породах, в которых замечаются уцелевшие от биотитизации роговые обманки, наряду с этим, породы в той или иной степени микроклинизированы. При интенсивном развитии процесса биотитизации роговых обманок и микроклинизации плагиоклазов ортит встречается все чаще и чаще, достигая размеров 1—2 мм. Ортит типичный акцессорный минерал монцонитовых и акеритовых

биотита, в основном за счет светлых слюд и, изредка — амфибола, встречающегося в небольшом количестве.

Циркон — типичный акцессорный минерал III и IV групп пород, встречающийся также в биотитовых разностях II группы пород. В подавляющем большинстве случаев он пространственно связан с биотитом, изредка с полевыми шпатами и кварцем. Генезис циркона мы связываем преимущественно с калиевым метасоматозом, детально рассмотренным в предыдущей главе при характеристике акцессорных минералов кристаллических сланцев осадочного происхождения.

Из химических анализов гранитизированных основных пород видно увеличение процентного содержания пятиоксида фосфора от габброидов до гранитоидов. Среднее содержание пятиоксида фосфора, выраженное в весовых процентах цифрами, расположенными в порядке от габброидов (фиг. 19) до гранитоидов, имеет следующий вид: 0,12, → 0,14 → 0,23, → 0,28. Фосфор явно привносится во вмещающие породы растворами, производящими метасоматоз. Данные химических анализов хорошо согласуются с микроскопическим изучением рассмотренных горных пород.



Фиг. 19. Диаграмма содержания P_2O_5 в гранитизированных основных породах

В метаморфизованных габброидах апатит встречается спорадически, либо вовсе отсутствует. При интенсивном развитии метасоматической гранитизации все чаще появляется апатит, связанный пространственно, главным образом, с биотитом, иногда же с деанортитизированным плагиоклазом и кварцем. Фосфор привносится во вмещающие породы вместе с калием, натрием и кремнием. Парагенетическая связь апатита с перечисленными минералами нами изложена в предыдущей главе, при рассмотрении вопроса генезиса апатита.

Сфен — типичный акцессорный минерал гранитизированных габброидов Дарьяльского и Гвелетского массивов. Он редко встречается в габброидах, далее его количество постепенно растет до кварцевых диоритов, а в гранитоидах уменьшается. Сфен пространственно связан преимущественно с рудным минералом и биотитом, изредка — с кварцем. Сфен, связанный с рудным минералом, нередко повторяет скелетообразные формы последнего и, замещая его, образует полные псевдоморфозы. Этот процесс связан с привнесением кремния; кальций заимствован из вмещающей породы.

Многочисленные мелкие вкрапления сфена в биотите являются результатом распада роговой обманки в процессе ее замещения биотитом. Высвободившиеся титан и кальций соединяются с кремнием, содержащимся в растворе, и образуют сфен. Встречающийся изредка в жилкообразном кварце сфен, по всей вероятности, замещает титаномангнетит и ильменит при кремниевом метасоматозе.

Привлекает внимание кривая (фиг. 20) содержания среднего весового процента TiO_2 , построенная на основании цифр $1,42 \rightarrow 0,94 \rightarrow 0,79 \rightarrow 0,28$, соответствующих средним весовым процентам TiO_2 в группах пород I, II, III и IV. Содержание TiO_2 при интенсивном развитии метасоматической гранитизации уменьшается. Уменьшение его обусловлено убыванием в породе ильменита и титаномагнетита. Количество сфена уменьшается лишь только на последнем преобразовательном этапе III—IV.

в) Стадии метасоматоза

Последовательность воздействия химически активных высокотемпературных растворов, производящих метасоматическую гранитизацию основных магматических пород, соответствует трем главным стадиям метасоматоза, рассмотренным в предыдущей главе при характеристике стадий метасоматоза гранитизированных пород осадочного происхождения: преимущественно кремниво-калиевый, преимущественно натриево-кремниевый и кремниво-натриево-калиевый.

Преимущественно кремниво-калиевый метасоматоз. В этой стадии метасоматоза привнос кремния и калия обуславливает биотитизацию роговых обманок и образование эпидота и цоизита, мелких, нередко микроскопических включений сфена в биотите и акцессорных минералов — циркона и апатита. Первая стадия метасоматоза ясно выявляется во II и III группах пород.

Преимущественно кремниво-натриевый метасоматоз. С привносом натрия и кремния связано образование порфириобластов плагиоклаза за счет продуктов, разрушенных плагиоклазов габброидов, либо алюмосиликатных минералов, встречающихся в виде пойкилитовых включений в крупных плагиоклазах. При этом происходит пропитывание породы кварцем и образование сфена за счет титанистых рудных минералов. Стадия кремниво-натриевого метасоматоза наблюдается в II, III и IV группах пород.

Кремниво-натриево-калиевый метасоматоз. Последняя стадия метасоматоза по характеру минералообразования почти тождественна рассмотренной в предыдущей главе стадии метасоматоза; только на этой стадии, в связи с привносом редкого элемента церия, образуется ортит. Рассматриваемая стадия метасоматоза выражена в частичной альбитизации и микроклинизации плагиоклаза и собирательной перекристаллизации минералов. Кремниво-натриево-калиевая стадия метасоматоза четко проявляется в гранитоидах.

В состав Дарьяльского и Гвелетского кристаллических массивов, кроме рассмотренных выше разновидностей пород, входят роговообманковые, милонитизированные и катаклазированные гранитоиды. Перед рассмотрением этих пород приводится характеристика основных жильных магматических пород, секущих дарьяльские гранитоиды и генетически связанные с ними кварц-плагиоклаз-роговообманковые жилы, так как порфириовидные роговые обманки гранитоидов своим происхождением обязаны кварц-плагиоклаз-роговообманковым жилам. Кроме того, милонитизированные гранитоиды под воздействием упомянутых жил резко меняют свои минеральные и химические составы.

ОСНОВНЫЕ ЖИЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, СЕКУЩИЕ ГРАНИТОИДЫ

Петрографическое описание основных жильных магматических пород Дарьяльского ущелья встречается в работах предыдущих исследо-

вателей. Поэтому мы ограничимся лишь изложением дополнительного материала.

Основные жильные магматические породы в подавляющем большинстве случаев представлены уралитовыми диабаз-порфиритами; они залегают вдоль плоскостей гнейсовидности вмещающих их гранитоидов; простираение приближается к широтному, падение — к вертикальному (рис. 10). Мощность их колеблется в пределах 0,5—4 м.

Уралитовые диабаз-порфириты темño-сероватые, нередко с зеленоватым оттенком, зернистые, порфирировидные или афировые породы. Структура офитовая и микроофитовая, либо порфирировая, обусловленная крупными включениями плагиоклаза и роговой обманки.

В состав породы входят: главные минералы — плагиоклаз и уралитовая роговая обманка; второстепенные — минералы эпидотовой группы, пироксен, пренит, соссюрит, акцессории — ильменит, сфен, лейкоксен.

Плагиоклаз (№ 52—64) представлен или крупными таблицами и лейстами, или идиоморфными удлиненными призмами. В порфирировидных разновидностях размер плагиоклазов 1—3 мм. Плагиоклаз обычно полисинтетически сдвойникован. В одном и том же шлифе он или свежий, чистый без каких-либо включений, или сильно соссюритизированный и серицитизированный; наблюдается очищение от вторичных продуктов. Нередко плагиоклаз пренитизированный.

Роговая обманка представлена обыкновенной зеленой и в подчиненном количестве — лучистой разновидностями. Они вторичные, образуются за счет пироксена. Роговые обманки ксеноморфны изредка имеют призматический облик. Плеохроируют в светло-зеленоватых цветах. Изредка замечается биотитизация и хлоритизация роговой обманки; оба процесса наблюдаются довольно редко. Кое-где наблюдается жилкообразное расположение роговых обманок, нередко секущих плагиоклаз.

Оптические константы роговых обманок следующие: $cN_g=21$, $N_g-N_p=0,026$, $2V_2=-77^\circ$ (шлиф 333); $N_g-N_p=0,022$ (шл. 643); $cN_g=20$, $N_g-N_p=0,023$ (шл. 614).

Пироксен встречается исключительно редко. Он имеет вид порфирирового выделения. Его замещает роговая обманка. Пироксен моноклинный; по данным Д. С. Белянкина (1914₁), среднее $2V$ пироксена из 9 определений — 51.

Ильменит — типичный акцессорный минерал уралитовых диабаз-порфиритов. Он характеризуется скелетообразной формой. Кое-где наблюдается замещение ильменита сфеном и лейкоксомом.

Уралитовые диабаз-порфириты иногда секутся жилами основных магматических пород. Это явление нами было зафиксировано в окрестностях Орцхали в ущелье р. Чата, на Военно-Грузинской дороге близ слияния рек Хде (Кистинка) и Терек, в боковом ущелье против замка царицы Тамары и др. В отличие от уралитовых диабаз-порфиритов, простираение их не совпадает с гнейсовидностью гранитоидов.

В окрестностях Орцхали на левобережной части р. Чата уралитовые диабаз-порфириты секутся маломощными жилами основных пород. В подавляющем большинстве случаев они микрозернистые, довольно измененные. По минеральному составу отвечают диабаз-порфиритам. Структура замаскирована, лишь изредка наблюдаются микродиабазовая и диабазовая структуры.

Плагиоклаз (размер 0,1—0,15 мм) нередко лейстовидный, замещен пренитом, соссюритом и изредка серицитом; свежий, без включений вторичных продуктов плагиоклазы не встречаются.

Цветные минералы представлены актинолит-тремолитом и бурой обыкновенной роговой обманкой. Они лучистые, удлиненные, ксено-

морфные, изредка призмовидные без концевых граней; размер 0,05—0,15 мм. Преимущественно светло-зеленоватые, изредка бесцветные лучистые роговые обманки развиваются за счет обыкновенных роговых обманок. В незначительном количестве встречается обычно раскристаллизованное стекло. Наблюдается криптокристаллическая адиагностическая масса. Из второстепенных минералов следует упомянуть эпидот и пренит. Из аксессуарных минералов встречается рудный минерал.

В дарьяльских гранитоидах изредка наблюдаются корни молодого третично-четвертичного вулканизма.

КВАРЦ-РОГОВООБМАНКОВО-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ЖИЛЫ

Вводные замечания

При характеристике ассинской диабазовой формации Д. С. Белянкин (1912) отметил, что диабаз-порфирит на Военно-Грузинской дороге между Ларским мостом и дарьяльским укреплением при кристаллизации расщепился, в результате чего возникли обогащенные темными составными частями шпирь и пегматоидные роговообманково-полевошпатовые жилы. Позднее эти лейкократовые тела, секущие уралитовые диабаз-порфириты, Д. С. Белянкин (1914) принял за частично растворенный гранитоидный материал, образовавшийся путем воздействия диабаз-порфиритовой жилы на гранитоид. В дарьяльских гранитах он отмечает роговообманковые жилы со светлыми полевошпатовыми зальбандами. По его мнению, эти «жилы означают частичное растворение гранита и регенерацию его в мелких трещинках».

Эти же тела, секущие уралитовые диабаз-порфириты (спессартиты) Г. Д. Афанасьев (1956, 1958) считает лейкократовой жильной фацией дарьяльских гранитоидов.

В результате нашего исследования (1961) выяснилось, что эти жилы в Дарьяльском ущелье широко распространены. Вмещающие их породы представляют собой как секущие гранитоиды уралитовые диабаз-порфириты, так и гранитоиды и лейасовые породы.

Характеристика кварц-роговообманково-плагиоклазовых жил приводится в следующей последовательности:

- 1) Роговообманково-плагиоклазовые жилы, связанные с уралитовыми диабаз-порфиритами;
- 2) Кварц-плагиоклаз-роговообманковые жилы, секущие гранитоиды;
- 3) Кварц-альбитовые и кварц-роговообманково-плагиоклазовые жилы, приуроченные к осадочным образованиям.

1. РОГОВООБМАНКОВО-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ЖИЛЫ, СВЯЗАННЫЕ С УРАЛИТОВЫМИ ДИАБАЗ-ПОРФИРИТАМИ

В уралитовых диабаз-порфиритах, секущих древние гранитоиды, наблюдаются роговообманково-плагиоклазовые жилы, которые на фоне сравнительно темных вмещающих пород хорошо выделяются своей лейкократовостью. Их мощность определяется несколькими сантиметрами. Цвет бледный, светло-серый с зеленым оттенком, редко розоватый. Порода обнаруживает различную зернистость — наблюдается крупно-, средне-, а иногда мелкозернистые разновидности. В основном же порода массивная, а также послойно-инъекционная. В последнем случае видны чередующиеся зеленые и беловато-розоватые полосы. В крупных и среднезернистых разновидностях макроскопически различаются зерна плагиокла-

за, удлиненные призмы и радиально-лучистые образования зеленого роговой обманки, а также включения коричневато-желтоватого сфена, размером в несколько миллиметров. В крупнозернистых разностях роговая обманка обычно изолирована от лейкократовой части, встречаясь в виде гнезд и скоплений.

Как показало микроскопическое изучение, отмеченные жилы характеризуются малым числом составных минералов и значительным изменением количественно-минерального состава.

В породе господствуют кислый плагиоклаз и лучистая роговая обманка. В большинстве случаев плагиоклаз количественно преобладает над всеми другими минералами: встречается и почти мономинеральные (альбитит) породы; в таком случае количество кислого плагиоклаза 90—98%. Однако, чаще всего количество плагиоклаза составляет 30—70%. Количество роговой обманки также изменчиво, в некоторых случаях она уступает не только плагиоклазу, но и другим минералам.

В состав породы входят также сосюрит и минералы эпидотовой группы, изредка кварц, еще реже тонкие жилки калишпата, а также пренит. Из аксессуаров всегда присутствуют сфен и апатит, изредка циркон и рутил.

Текстура пород полосчатая или массивная. В связи со значительным количественным изменением минералов, различается несколько типов структур: порфиробластовая, гломеробластовая, нематогранобластовая с мелкокристаллической, криптокристаллической, фельзитовой, микрогранобластовой, зубчатой и фибробластовой основной ткани.

Плагиоклаз встречается двух типов: мелкокристаллический агрегатный, иногда фельзитовый и крупнозернистый, причем в некоторых случаях количественно преобладает один тип, в некоторых — другой, а иногда встречается лишь один из них.

Мелкоагрегатные плагиоклазы в породе образуют мелкокристаллические, криптокристаллически-фельзитовые, микрогранобластово-зубчатые структуры. Такие плагиоклазы большей частью чистые; часто встречаются микротиновые, двойникованные зерна с короткопризматическим габитусом. Почти во всех случаях показатель преломления мелкоагрегатно-зернистых плагиоклазов меньше, чем у крупнозернистых кислых плагиоклазов. К мелкоагрегатному плагиоклазу обычно приурочены сфен и апатит, изредка циркон.

Крупнозернистые, а также среднезернистые плагиоклазы (N 0-25) образуют порфиробласты (размеры от 1 до 4 мм), нередко они ксеноморфные; встречаются также монокристаллы и мелкие, полисинтетически двойникованные индивиды. В ряде случаев наблюдается катаклаз.

Плагиоклаз подвержен процессу альбитизации, окварцевание играет подчиненную роль. Большая часть плагиоклаза чистая и выглядит свежей; очищение иногда начинается с периферии, иногда со средней части. В некоторых случаях часть плагиоклаза содержит продукты изменения, в то время как другая его часть чистая. В частично очищенном плагиоклазе можно заметить единичные и жилковидные изолированные скопления вторичных продуктов. Из продуктов изменения следует отметить сосюрит и сосюрит-цоизит, изредка встречается серицитизированный плагиоклаз. В ряде случаев хорошо наблюдается замещение больших зубчатых зерен плагиоклаза мелкоагрегатным альбитом.

Привлекают внимание лейкократовые участки, представленные крупными зернами плагиоклаза (3—4 мм), между которыми не имеется ни кварца, ни мелкоагрегатных зернистых альбитовых образований. Изредка встречается шахматный альбит.

Роговая обманка—светло-зеленая, зеленая или голубовато-желто-ао-зеленая, плеохроизм—слабый, представлена она мелкими или средними и довольно крупными удлиненными призмами, однако, встречаются также и неправильные индивиды без концевых граней. Спайность выражена хорошо, иногда встречаются двойники. Наблюдаются волокнистые, лучистые и игольчатые разности роговой обманки. В одном и том же шлифе обычно имеются и призмы и иголки роговой обманки, образующие большие гнезда и скопления, отделенные от лейкократовой части (рис. 11). Они обуславливают гломеробластовую, нематогранобластовую и фибробластовую структуры. Наблюдаются омоложение (регенерация) и актинолитизация обыкновенной роговой обманки. Если этот процесс доходит до конца, то обыкновенной роговой обманки обнаружить не удается. К концу процесса актинолит и пространственно связанный с ним сфен располагаются обычно в виде жилок, причем величина зерен сфена здесь довольно большая.

Из приведенных измерений следует, что имеется роговая обманка (преимущественно) актинолитовая, либо обыкновенная: $cNg=16^\circ$, $Ng-Np=0,029$, $2V_2=75^\circ$ (шл. 319); $cNg=16^\circ$, $Ng-Np=0,027$ (шл. 975); $cNg=24^\circ$, $Ng-Np=0,028$, $2V_2=-76^\circ$ (шл. 174).

Кварц, как отмечалось выше, встречается редко и играет незначительную роль, однако в некоторых случаях его количество возрастает; обычно он образует гнезда и разнообразные скопления, а иногда расположен в виде инъекционных жилок. Иногда кварц — фельзитовый, изредка — среднезернистый; хорошо наблюдается бластез и волнистое погасание. Вместе с плагиоклазом кварц обычно образует микро- или криптокристаллическую массу. Кварц принимает активное участие в окварцевании и очищении плагиоклаза. Кое-где альбитизированный плагиоклаз почти нацело замещен кварцем. Часто наблюдается пересечение альбитизированного плагиоклаза одной или несколькими жилками кварца, очевидно, процесс окварцевания продолжался и после альбитизации.

Минералы эпидотовой группы обычно связаны с сосюритом, а иногда со сфеном. Они встречаются в виде единичных скоплений, а также жилок. Эпидот количественно уступает цоизиту и клиноцоизиту. В основном он встречается в сосюрите, вынесенном из плагиоклаза.

В отдельных случаях видны удлиненно-лучистые скопления сосюрита и зарождение слабо плеохроирующего актинолита (рис. 12).

Прожилки калишпата встречаются исключительно редко, их количество незначительно и обычно не достигает одного процента. Калишпат свежий, не решетчатый и не катаклазированный; сечет как плагиоклаз, так и роговую обманку. Толщина жилок обычно меньше 0,1 мм.

Сфен присутствует во всех шлифах, его количество в породе достигает одного процента. Он приурочен как к альбитовым, так и к рогово-обманковым участкам; однако наибольшей величины зерна его достигают в альбитовой части. Размеры сфена иногда превышают несколько миллиметров, и тогда он и макроскопически становится заметным. Сфен плеохроичен, иногда полисинтетически сдвойникован, большие зерна обычно идиоморфны, а маленькие бывают идиоморфными и ксеноморфными. С мелкими зернами сфена пространственно связаны эпидотовые образования, встречается и апатит. Вместе с последним, а также с мелкоагрегатным альбитом сфен образует жилковидные тела. В нескольких случаях в сфене были обнаружены включения иголок рутила с красной интерференционной окраской.

Апатит встречается почти всегда. Размеры его зерен обычно колеблются в пределах десятых долей миллиметра. Как правило, апатит ксеноморфен. Количество его увеличивается с интенсивностью процесса альбитизации. Пространственно апатит связан как с агрегатным, так и порфириобластовым плагиоклазом. В альбитовой части обычно наблюдаются цепочки и жилки апатита.

Циркон присутствует редко, обычно он приурочен к кварцу или к альбитовой массе.

Ортит встречается только в двух шлифах (шл. 344, 345), окруженный эпидотовым минералом.

Для установления генезиса охарактеризованных роговообманково-плагиоклазовых образований, следует кратко остановиться на характере их контакта с уралитовыми диабаз-порфиритами.

Вблизи линии контакта альбитизация плагиоклаза в уралитовых диабаз-порфиритах протекает с разной интенсивностью. Иногда плагиоклаз по составу (№ 43—66) мало чем отличается от ранее охарактеризованного плагиоклаза уралитовых диабаз-порфиритов. Изредка образуется плагиоклаз альбитового ряда.

Одновременно с альбитизацией плагиоклаза, наблюдается замещение ильменита сфеном (рис. 13). Ксеноморфные образования сфена приурочены к лейкократовой части жилок. Очевидна также актинолитизация роговой обманки.

Породы, не подверженные альбитизации, обладают хорошо выраженной офитовой, микроофитовой или порфиривидной структурами, не наблюдается омоложение роговой обманки. Одновременно с альбитизацией плагиоклаза роговая обманка в большинстве случаев изменяется, в результате чего образуются удлинённые скопления и гнезда или жилки, местами секущие плагиоклаз. Структура породы становится гломерокристаллической.

Изредка процесс актинолитизации роговой обманки не устанавливается, несмотря на альбитизацию плагиоклаза. В этом случае в плагиоклазе и в породе образуется только цоизит.

Редко наблюдается очень слабая биотитизация роговой обманки. Из аксессуаров имеются ильменит и сфен.

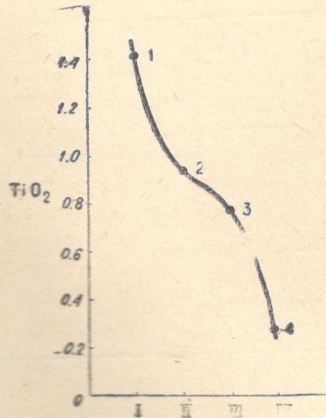
Исходя из вышеприведенного фактического материала выяснилось, что роговообманково-плагиоклазовые жилы образовались путем метасоматического изменения уралитовых диабаз-порфиритов, в результате воздействия на уралитовые диабазы химически активных кремнево-натриевых растворов.

Первоначальным фактором преобразования породы является альбитизация или же натриевый метасоматоз. Растворы, содержавшие кремний и богатые натрием, вызывают альбитизацию плагиоклаза уралитовых диабаз-порфиритов. При соответствующих условиях указанный процесс может привести к образованию альбита. Продукты, высвобожденные из плагиоклаза, сначала образуют индивидуализированные зерна сосюрита в исходном материале, а затем выносятся из плагиоклаза и распределяются в породе жилкообразно. Таким образом, кислый плагиоклаз является совершенно очищенным.

В результате химического взаимодействия ильменита уралитового диабаз с кальцием и кремнием, имеющимся в растворах, образуется сфен: $\text{FeTiO}_3 + \text{SiO}_2 + \text{CaO} \rightarrow \text{CaTi}[\text{SiO}_4] + \text{FeO}$.

Так как ильменит содержит больше TiO_2 , чем это требуется для образования сфена, в подходящих условиях за счет ильменита вместе со сфеном образуется и рутил. Как отмечалось, рутил обычно включен в

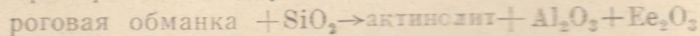
сфен в виде игольчатых кристаллов. Мы полагаем, что после появления сфена происходит собирательная кристаллизация, в результате чего возникают идиоморфные его зерна значительных размеров, очевидно в альбитовой части созданы более подходящие условия для этого процесса, чем в роговообманковой. Освобожденный кальций соединяется также с фосфором, привнесенным раствором или имевшимся во вмещающих породах, вследствие чего образуется апатит.



Фиг. 20. Диаграмма содержания TiO₂ в гранитизированных основных породах

Нужно полагать, что новые условия нарушили равновесие в обыкновенной роговой обманке. Как показало микроскопическое изучение, всюду, где только началась альбитизация, наряду с метасоматическим замещением ильменита сфеном и образованием апатита, начинается разрушение обыкновенной роговой обманки и процесс превращения ее в актинолит.

Под воздействием раствора, содержащего кремний, обыкновенная роговая обманка превращается в актинолит. Реакцию преобразования примерно можно представить следующим образом:



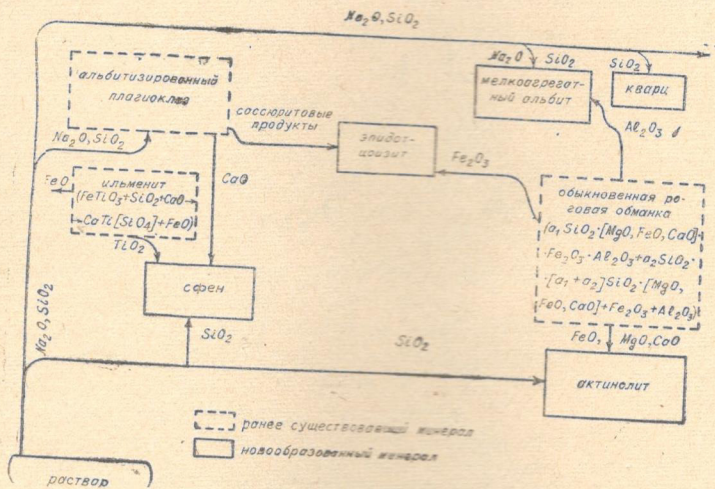
или $a_1\text{SiO}_2 \cdot (\text{MgO}, \text{FeO}, \text{CaO}) \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 + a_2\text{SiO}_2 \rightarrow [a_1 + a_2] \text{SiO}_2 \cdot (\text{MgO}, \text{FeO}, \text{CaO}) + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$

Освобожденные вследствие этого процесса Fe₂O₃ и Al₂O₃ принимают участие в минералообразовании изученных пород. Химическая реакция первого с вторичными продуктами альбитизированного плагиоклаза вызывает образование минералов группы эпидота. В связи с недостаточным количеством Fe₂O₃ образовались цоизит и клиноцоизит; эпидот по сравнению с ними, играет подчиненную роль.

В результате взаимодействия имевшихся в растворе натрия и кремния с Al₂O₃ образовался мелкоагрегатно-зернистый альбит (фиг. 21).

Как отмечалось при микроскопическом описании, крупные зерна альбитизированного плагиоклаза в местах соприкосновения с мелкоагрегатной альбитовой массой корродированы. Мы полагаем, что после альбитизации плагиоклаза начинается его рост за счет мелкозернистой альбитовой массы. Этим и объясняется существование очень крупных порфиробластов плагиоклаза.

Исходя из микроскопических наблюдений явствует, что если привнос натрия и кремния в раствор в начальной стадии процесса происходит приблизительно одновременно, то в конце процесса, после прекращения привноса натрия, привнос кремния еще продолжается, что подтверждается наличием жилок кварца, развѣдающих и секущих альбитизированный плагиоклаз.



Фиг. 21. Схема преобразования минералов и распределения компонентов, обусловленных воздействием натриево-кремневых растворов на уралитовые диабаз-порфиры

2. КВАРЦ-ПЛАГИОКЛАЗ-РОГОВООБМАНКОВЫЕ ЖИЛЫ, СЕКУЩИЕ ГРАНИТОИДЫ

В дарьяльских гранитоидах различаются четыре вида кварц-плагиоклаз-роговообманковых образований:

1. Кварц-альбит-роговообманковые образования, связанные с контактом уралитовых диабаз-порфиритов.
2. Кварц-альбитовые жилы, характеризующиеся малым содержанием роговой обманки.
3. Роговообманковые жилы с кварц-полевошпатовыми лейкократовыми зальбандами.
4. Роговообманковые гранитоиды (или роговообманковые порфиробластовые гранитоиды).

Указанные образования представлены в Гвелетском массиве, а также на южной периферии Дарьяльского массива.

1. Кварц-альбит-роговообманковые образования, связанные с контактом уралитовых диабаз-порфиритов пользуются довольно широким распространением. Очевидно, в контактах гранитоидов с основными породами создаются благоприятные условия для движения растворов. Переходы указанных образований в гранитоиды и секущие их основные породы являются постепенными. Прожилки роговой обманки переходят из основных пород в лейкократовые, постепенно в них и исчезая.

Макроскопически кварц-альбит-роговообманковые образования схожи с аналогичными инъекциями в уралитовых диабаз-порфиритах (рис. 14), что подтверждается микроскопическим изучением.

Главную роль в породе играют кислый плагиоклаз, роговая обманка и кварц; подчиненную роль играют минерал группы эпидота и хлорит, изредка встречается пренит. Аксессуары, в основном, представлены сфеном и апатитом, приуроченными к мелкоагрегатному альбиту; встречается и циркон, а иногда ортит и скелетообразный рудный минерал. Плагиоклаз, как и в ранее описанных жилах, двух видов — сравнительно крупный альбитизированный порфиробластовый и мелкоагрегатный. Первый, большей частью, свежий, но иногда сосюритизированный и серицитизированный, как и вышеописанных лейкократовых жилах, здесь наблюдается вынос сосюритовых продуктов и их преобразование в эпидотовые минералы. Плагиоклаз катаклазирован, он пересечен и изъеден жилками кварца и альбита. Как показывают измерения, плагиоклаз альбитового ряда.

Мелкоагрегатные альбитовые образования мало чем отличаются от ранее описанных.

Привлекает внимание наличие порфиробластов кварца, характеризующихся волнистым погасанием и бластезом. Кварц катаклазирован и сечется прожилками кварца и альбита; встречаются мелкоагрегатные, иногда кристолитические скопления и прожилки кварца.

Роговая обманка актинолитового ряда, она лучисто-игльчатая, зеленовато-светло-желтая, со слабым плеохроизмом; обычно ксеноморфная, встречается в виде скоплений удлиненных призм. Шл. № 979^a $cNg=14^\circ$; $2V_2=-70^\circ$; $Ng-Np=0,025$. Шл. № 986a $cNg=15^\circ$; $Ng-Np=0,028$.

В редких случаях видна слабая биотитизация роговой обманки; иногда наблюдаются микрожилки калишпата.

Закономерность пространственного распределения аксессуаров такая же, как и в лейкократовых образованиях, залегающих в уралитовых диабаз-порфиритах, однако циркон здесь встречается и в крупных плагиоклазах.

2. Кварц-альбитовые жилы характеризуются изменчивыми элементами залегания без какой-либо закономерности; мощность здесь изменяется в пределах десяти сантиметров или единичных метров. Благодаря лейкократовому облику их легко отличить от гранитоидов, либо гнейсов. Это светло-зеленовато-розоватые, беловато-розоватые или беловатые, достаточно крупнозернистые породы. Переход в гранитоиды обычно постепенный.

От образований первого вида они мало чем отличаются. Здесь, как и в первых, наблюдается процесс альбитизации сосюритизированных и серицитизированных крупных плагиоклазов. Плагиоклазы по составу отвечают альбиту, либо альбит-олигоклазу.

Иногда резко выражен процесс окварцевания уже альбитизированного плагиоклаза. Обильно встречаются мелкоагрегатные альбитовые образования с включениями сфена и апатита, расположенными в виде пепочек.

Кварца здесь сравнительно больше, чем в предыдущих породах, но в то же время меньше, чем в биотитовых гранитоидах. В прожилках кварца содержится игльчатый актинолит.

Роговая обманка — актинолитового ряда; обычно она рассеяна в кварце в виде иголок. Однако, изредка встречаются ее значительные скопления. Цвет зеленовато-светло-желтоватый, плеохроизм — слабый. Иногда она зеленая с синеватым оттенком и хорошо выраженным плеохроизмом.

Часто вместе с роговой обманкой встречается и цоизит. Наблюдается решетчатый микроклин довольно крупных размеров. Он часто ка-

таклазирован, сечется прожилками кварца и альбита, в соприкоснове-
нии с мелкоагрегатной альбитовой массой корродирован.

Сравнительно редко встречается хлорит с низким аномальным ин-
терференционным цветом, кое-где с включениями сфена. Иногда про-
жилка хлорита сечет альбитизированный плагиоклаз. Изредка попа-
даются отдельные чешуйки и скопления мусковита. В нескольких шли-
фах были замечены калишпатовые микропрожилки.

Аксессуары в основном представлены сфеном и апатитом, часто
больших размеров, изредка наблюдаются циркон и скелетообразный
рудный минерал, замещенный сфеном. Ортит не встречается.

3. Роговообманковые жилы с кварц-полевошпато-
выми лейкократовыми зальбандами заметны ввиду рез-
кого контакта светлых и темных составных частей. Роговая обманка
всегда в середине жил, а беловато-сероватая кварц-полевошпатовая
масса — в зальбандах. В элементах залегания закономерностей не за-
мечается; мощность обычно изменяется в пределах единичных санти-
метров.

Из жильных образований, встречающихся в гранитоидном масси-
ве, рассматриваемые жилы являются наиболее молодыми, так как се-
кут все гранитоидные образования, разнообразные ксенолиты, аляски-
ты, аплит-пегматиты, пегматиты.

Макроскопически различаются плотные скопления удлиненных
призматических образований зеленоватой радиально-лучистой роговой
обманки. В микроскопе между призматическими зернами роговой об-
манки наблюдается незначительное количество кварца с включениями
иголочек актинолита, а иногда мелкозернистый альбит. Обычно к ро-
говой обманке приурочены эпидотовые минералы. Из аксессуаров с ро-
говой обманкой связан только сфен, иногда достигающий больших раз-
меров. Результаты измерений роговой обманки на столике Федорова
следующие: $N_g-N_p=0,026$, $2V_2=-70^\circ$ (шл. 677); $N_g-N_p=0,023$,
 $cNg=18^\circ$, $2V_2=-70^\circ$ (шл. 960); $N_g-N_p=0,025$, $cNg=19^\circ$ (шл. 1026^a);
 $N_g-N_p=0,018$, $cNg=20^\circ$, $2V_1=-59$ (шл. 678^a).

Таблица 42
Химический анализ (обр. 678^a) роговой обманки

Оксиды	Состав	Оксиды	Состав
SiO ₂	49,26	CaO	11,81
TiO ₂	0,28	K ₂ O	—
Al ₂ O ₃	4,35	Na ₂ O	0,64
Fe ₂ O ₃	3,92	SO ₃	сл.
FeO	18,09	P ₂ O ₅	0,15
MnO	0,29	H ₂ O-	0,52
MgO	9,36	п. п. п.	1,28
		Сумма	99,95

Аналитик К. Ш. Мтиулишвили.

Из анализа (см. табл. 42) видно, что по составу минерал является
переходным между актинолитом и обыкновенной роговой обманкой, но
ближе стоит к актинолиту.

Лейкократовые кварц-полевошпатовые зальбанды по своему харак-
теру и минеральному составу аналогичны рассмотренным в предыду-

щей главе кварц-альбитовым образованиям, и поэтому мы на них не останавливаемся.

4. Роговообманковые гранитоиды широко распространены в Гвелетском массиве. Это крупнозернистые сероватые породы, с порфиробластовыми включениями призматической роговой обманки, размеры которой иногда превышают сантиметр. В гранитоидах в большом количестве встречаются также жилы и прожилки роговой обманки. Переход роговообманковых гранитоидов в биотитовые постепенный. Структура рассматриваемых гранитоидов порфиробластовая, с гранобластовой, микрокристаллической, а иногда фельзитовой основной ткани.

Микроскопическое изучение показало, что указанные породы по минеральному составу отвечают роговообманковым кварцевым диоритам или гранитоидам.

Порода состоит из кислого плагиоклаза, кварца, роговой обманки, микроклина, вторичные минералы представлены группой эпидот-цоизита, хлоритом, мусковитом; из аксессуаров встречаются сфен, апатит и циркон.

Плагиоклаз двух видов: крупный (размеры превышают 1 мм) и мелкозернистый, однако преобладает первый. Хорошо заметен процесс альбитизации, но сосюритовые и серицитовые продукты вынесены не всегда, в этом случае плагиоклаз является грязным. Иногда в нем наблюдаются включения цоизита (редко эпидота). Плагиоклаз в большинстве случаев катаклазирован, а в соприкосновении с мелкоагрегатными альбитовыми образованиями корродирован. Хорошо видно и окварцевание альбитизированного плагиоклаза.

Кварц содержится в большом количестве, порфиробласты его катаклазированы и испытали бластез. Встречаются также жилки и мелкие агрегаты кварца.

Роговая обманка представлена порфиробластами (длиннопризматически-лучистые скопления) и жилками, причем последние секут порфиробласты полевого шпата и кварца.

Генетическая связь порфиробластов роговой обманки с ее жилами и прожилками становится ясной из следующей закономерности: местами замечается укрупнение и раздувы жил, что делает их похожими на порфиробласты, в то время как уже сформированные обособленные порфиробласты связаны между собой жилками. Роговая обманка (как жильная, так и порфиробластовая) лучистая или призматическая с лучистыми гранями; цвет зеленовато-синеватый, зеленоватый, светло-желтый или бесцветный. $Ng-Np=0,022$, $2V_2=-68^\circ$ (шл. 1); $Ng-Np=0,026$; $2V_1=-68^\circ$ (шл. 1018); $Ng-Np=-0,025$, $cNg=15^\circ$, $2V_2=-69^\circ$ (шл. 1021).

Микроклин встречается не всегда, обычно решетчатый, иногда катаклазирован, сечется различными жильными образованиями (кварцем, альбитом, хлоритом, роговой обманкой и др.), в соприкосновении с мелкоагрегатной кварц-альбитовой массой корродирован. Хлорит встречается в виде жилок, характеризуется низкой аномальной интерференционной окраской; в большом количестве содержит небольшие включения сфена. Прожилки хлорита секут полевые шпаты и порфиробласты кварца.

С понижением количества роговой обманки иногда в шлифе проявляется частично хлоритизированный биотит, аналогичный описанному в биотитовых гранитоидах. Вообще же в рассматриваемых образованиях биотит не встречается, его замещает хлорит.

Часто встречаются жильные образования и скопления минерала группы эпидота, являющегося одним из самых молодых образований.

Аксессуары такого же характера, как в биотитовых гранитоидах: наряду с апатитом и цирконом, в большом количестве встречается сфен. Последний приурочен к хлориту, роговой обманке, иногда к минералу группы эпидота, встречается также и в жильных образованиях мелкозернистого альбита.

Из приведенных описаний следует, что четыре вида кварц-альбит-роговообманковых образований, замечающихся в гранитоидах, лишь незначительно отличаются друг от друга, так как образовались одновременно в результате воздействия на биотитовые гранитоиды тех же натрий-кремниевых растворов, которые дали начало лейкократовым жилам в уралитовых диабаз-порфиритах.

Катаклазированные порфиробласты кварца в рассматриваемых образованиях являются реликтами биотитовых гранитоидов. То, что в первых двух видах образований кварц вообще не встречается, следует объяснять тем, что SiO_2 принимает участие в процессах альбитизации и образования минералов, богатых SiO_2 (например, актинолита).

Реликтами гранитоидов являются также альбитизированные порфиробласты плагиоклаза с крупными включениями сосюрита и серицита (иногда циркона) и решетчатый корродированный микроклин.

Сходство роговых обманков из лейкократовых жил, приуроченных к уралитовым диабаз-порфирирам, и из гранитоидов обогащенных роговой обманкой, позволяет думать, что ряд химических элементов, необходимых для образования актинолитовой роговой обманкой в роговообманковых гранитоидах, выносятся натриево-кремниевыми растворами из уралитовых диабаз-порфиритов. Наряду с этим, генетическая связь порфиробластовой роговой обманки, входящей в гранитоиды, с роговообманковосодержащими жилами является бесспорной.

В гранитоидах Дарьяльского и Гвелетского массивов порфиробласты роговой обманки являются наиболее молодыми образованиями и, как все кварц-альбит-роговообманковые жилы, отделены от эпохи становления биотитовых гранитоидов большим отрезком времени. Они бесспорно относятся к другому циклу.

Замещение биотита хлоритом и его редкое присутствие вместе с новообразованной роговой обманкой (вообще с кварц-альбитовыми образованиями), закономерное явление, так как высокотемпературный титаносодержащий биотит, под влиянием сравнительно низкотемпературных растворов, легко переходит в хлорит и сфен.

Преимущественное образование цоизита по сравнению с эпидотом, за счет продуктов, высвобожденных в процессе альбитизации, очевидно, вызвано малым содержанием в растворе Fe_2O_3 , а также незначительным его высвобождением из составных минералов гранитоидов.

Сравнительно крупные зерна сфена образуются путем собирательной перекристаллизации мелкозернистых сфена и лейкоксена; часть апатита новообразованная, но часть реликтовая; циркон также реликтовый.

Таким образом, биотитовые гранитоиды под влиянием растворов, богатых Na_2O , SiO_2 и H_2O и контаминированных, в основном, FeO , CaO , MgO , претерпели значительные преобразования. В гранитах образуется бедная глиноземом роговая обманка, плагиоклаз испытывает аль-

битизацию, порода обогащается натрием и кремнием.

Как видно из описаний, наиболее молодыми образованиями здесь являются микрожилки калишпата, содержащиеся в незначительном количестве; очевидно, они возникают в результате взаимодействия калия, высвобожденного при распаде высокотемпературного биотита, с присутствующими в растворе натрием и кремнием. В это же время происходит слабая биотитизация (низкотемпературный биотит) роговой обманки.

3. КВАРЦ-АЛЬБИТОВЫЕ И КВАРЦ-РОГОВООБМАНКОВО-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ЖИЛЫ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К ОСАДОЧНЫМ ОБРАЗОВАНИЯМ

В породах осадочной свиты, в основном, встречаются два типа лейкократовых жил: кварц-плагиоклаз-роговообманковые и кварц-плагиоклазовые (альбитовые). Первые количественно подчинены; в основном они встречаются в уралитовых диабаз-порфиритах, расположенных в кистинской и циклаурской свитах и изредка в кварцитах, филлитовидных сланцах и песчаниках, расположенных между Гвелетским и Дарьяльским массивами. Кварц-плагиоклазовые жилы особенно хорошо представлены вдоль Военно-Грузинской дороги, севернее с Верхний Ларс, а также к югу от с. Гвелети.

Кварц-плагиоклаз-роговообманковые жилы, встречающиеся в уралитовых диабаз-порфиритах, в основном схожи с указанными выше лейкократовыми жилами, однако, ранее описанные процессы проявлены здесь значительно слабее. Иногда эти жилы характеризуются также лейкократовыми зальбандами. На лейкократовом фоне роговая обманка образует зеленовато-и темно-зеленые гнезда больших размеров или располагается в виде прожилок. Как показало микроскопическое изучение, в жилах содержатся следующие минералы: роговая обманка, плагиоклаз, кварц, минералы группы эпидота, серицит (мусковит) и акцессории—сфен, редко апатит, рудный минерал.

Иногда присутствуют только кварц и роговая обманка. Роговая обманка в большинстве случаев ксеноморфная, иногда лучисто-игольчатая, плеохроичная, схема абсорбции нормальная; цвет зеленый, синевато-зеленый, светло-желтый: $cNg=20^\circ$, $2V_2=-78^\circ$, $Ng-Np=0,020$ (шлиф № 1036); $cNg=15^\circ$, $2V_1=-77^\circ$, $Ng-Np=0,022$ (шлиф № 1036б). Роговая обманка—актинолитового ряда. В кварц-роговообманковых жилах акцессориев не наблюдается.

В лейкократовых зальбандах содержатся серицит (мусковит), сосюрит, минералы группы эпидота, кварц иногда микротинный плагиоклаз и акцессории — сфен, скелетовидный рудный минерал и изредка иголки апатита. Роговая обманка аналогична вышеописанной, к ней обычно приурочен сфен; часто оба минерала расположены в виде жилок.

Вместе с роговой обманкой часто встречаются минералы эпидотовой группы; иногда прожилки эпидота секут все выше описанные минералы.

Кварц-плагиоклазовые жилы в осадочных породах были впервые отмечены Г. Д. Афанасьевым (1958); автор условно относит их к палеозою.

Согласно нашим наблюдениям, упомянутые жилы, кроме кистинской и циклаурской свит, встречаются также в фаунистически датированных верхнелейасовых осадках (джеряхская свита), причем первые две свиты кончаются у с. Верхний Ларс, последняя же протягивается на несколько километров севернее.

Мощность кварц-плагиоклазовых жил изменяется в пределах нескольких сантиметров. Севернее Дарьяльского массива они в большинстве случаев расположены в плоскости, перпендикулярной напластованию и сланцеватости, что в окрестностях сел. Гвелети несколько нарушается.

Микроскопическое исследование показало, что указанные жилы в основном состоят из кварца и кислого плагиоклаза; довольно часто встречается хлорит; количественно подчинен минерал эпидотовой группы. Из акцессориев встречаются сфен, иногда скелетообразный рудный минерал (ильменит) и редко флюорит.

Структура рассматриваемых образований гранобластовая, ситовидная, пойкилобластовая или, изредка гелицитовая; текстура сланцеватополосчатая, иногда массивная. Минералы расположены вдоль инъекционных плоскостей, причем наблюдаются и независимые скопления отдельных минералов.

Количественно кварц преобладает над всеми остальными минералами; хорошо наблюдается процесс окварцевания, в результате чего происходит очищение или «омоложение» сланцев и кварцитовых песчаников. Наблюдается группировка минералов: так, хлорит (пеннин) обнаруживает тенденцию к жилкообразному расположению. Он радиально-лучистый и характеризуется низкой аномальной интерференционной окраской. Мутное адиагностическое вещество обычно представлено скоплениями рудных минералов и углисто-глинистого вещества. Вместе с жилкообразным серицитом иногда встречаются чешуйки мусковита. Нужно полагать, что кварц частично вытесняет из породы некоторые вторичные продукты. В кварце встречаются многочисленные отдельные тончайшие включения, а также крупные мутные и темные глинисторудные массы, напоминающие песчаный сланец. Эти образования обычно не имеют правильных контуров и секутся прожилками кварца.

В наиболее крупных из них с помощью большого увеличения можно наблюдать зачатки плагиоклаза, а кое-где даже его слабо выраженные двойники. При последующем развитии процесса наблюдается возникновение плагиоклазов различных размеров, еще не сформированных и как-бы связанных друг с другом. Из-за большого количества включений они обнаруживают ситовидную структуру.

При далеко зашедшем процессе альбитизации, плагиоклаз приобретает порфиробластовый облик, намечаются двойники, местами довольно чистые, обычно же содержащие тончайшие включения. Ситовидная структура сменяется пойкилобластовой; а если тончайшие включения рудного или глинистого вещества совпадают со сланцеватостью, возникает гелицитовая структура. В плагиоклазе чаще наблюдаются включения серицита, однако это не продукт серицитизации плагиоклаза, а реликты серицита, содержащегося в породе.

При интенсивном развитии процесса альбитизации, плагиоклаз принимает характерный для него вид; размеры его колеблются от 2-х до нескольких миллиметров, он достаточно чистый; кое-где заметен микротиновый sdвойникованный альбит.

Измерения на столике Федорова показали, что плагиоклаз кислый; номер его отвечает альбиту или олигоклазу.

Как следует из микроскопических наблюдений, после окончания процесса альбитизации возобновляется окварцевание. Это доказывается пересечением альбитовых образований жилами кварца, а иногда пегматитовидными их срастаниями.

В боковых породах, характеризующихся признаками «омоложения», обычно наблюдаются кварц-альбитовые метасоматические участки с включениями сфена. Здесь же часто встречаются короткопризматические небольшие включения турмалина (Д. М. Шенгелиа, 1963₂ г.). Многочисленные жилки связывают эти участки между собой, а иногда с кварц-плагиоклазовой жилой.

Иногда боковые породы, вмещающие кварц-альбитовые инъекции, секутся кварц-альбитовой жилкой, в которой имеется сфен и немного хлорита, и которая в отличие от вмещающей породы не содержит рудных включений. Контакт такой прожилки достаточно резкий.

Граница между метасоматической кварц-альбитовой жилой и вмещающей породой обычно постепенная, но иногда она становится более или менее резкой. Надо полагать, что в этом случае вся кварц-альбитовая масса стала мобильной и переместилась. С таким перемещением связан катаклиз кварца и изогнутого сдвинутого плагиоклаза, между которыми, вследствие продолжающегося привноса кремния, образовался чистый кварц.

Ослаблением процесса альбитизации объясняется появление в метасоматических жилах карбонатных образований, наблюдающихся севернее сел. Нижний Ларс и южнее сел. Гвелети, примерно в 3—4 км от него. Здесь уже не встречается сфен и главную роль наряду с кварцем, играет карбонат, химический анализ которого $\text{CaO}—53,4\%$, $\text{MgO}—0,28\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3—0,15\%$, $\text{FeO}—0,66\%$ показал, что он представлен кальцитом.

Кальцит встречается в виде жилок. Обычно жилки карбоната секут кварц и альбит. В боковых породах вмещающих карбонатные жилы, наблюдается своеобразное расположение отдельных жилок кальцита, приводящее к образованию сравнительно крупной жилы.

На основании приведенного фактического материала, генезис рассмотренных метасоматических жил рисуется нам следующим образом.

Толчком для возникновения метасоматического процесса, по-видимому, являлось наличие в растворе химически активного кремния, под воздействием которого протекает очищение или «омоложение» и окварцевание породы.

Наряду с процессом альбитизации, за счет ильменита образуется сфен и изредка флюорит. В результате усиления указанного процесса возникает ситовидная структура, сменяющаяся пойкилобластовой или гелицитовой. В случае интенсивного развития процесса образуется микротиновый альбит. По окончании альбитизации или с уменьшением ее, кремниевый метасоматоз (окварцевание) возобновляется. Конечным продуктом метасоматоза является биминеральная кварц-плагиоклазовая (альбитовая) порода.

В результате этих процессов вмещающая порода освобождается от железа, кальция, магния и др. элементов. Отдельные участки глинисто-алюмосилик-ного вещества вступают в реакцию с присутствующими в растворе активными кремнием и натрием, в результате чего возникают метакристаллы кварца и плагиоклаза, связанные иногда друг с другом. Небольшая мощность кварц-альбитовых жил, а также их жилообразный вид говорят за то, что они, в основном, связаны с трещинами, так

как метасоматические растворы наиболее легко поднимаются по трещинам и трещинным зонам. Конечные продукты замещения породы — мономинеральные или почти мономинеральные, обычно встречаются в трещинных зонах. Распространяясь по трещинам кремниво-натриевые растворы дают кварц-альбитовые метасоматические жилы.

Как было отмечено, с уменьшением интенсивности процесса альбитизации количество карбоната увеличивается, что наблюдается севернее или южнее Дарьяльского массива.

Возникает вопрос, откуда появляется кальций. Ответ на него нам рисуется следующим образом. Наши наблюдения показали, что на стадии уменьшения температуры раствора прекратилось образование альбита и сфена и произошло выделение кварца, а также хлорита и кальцита. Последним закончилась гидротермальная фаза процесса.

Наряду с этим следует, что породы вмещающие кальцитовые метасоматические жилы, богаты разнообразными карбонатными образованиями — сидеритом, кальцитом, анкеритом. В шлифе можно наблюдать, как карбонатные скопления, содержащиеся в боковых породах связываются между собой, а затем приобретают жилкообразный вид. Таким образом, образование кальцитовых жил возможно в сравнительно низкотемпературных условиях в результате гидротермального переотложения карбонатных образований, присутствующих в боковых породах.

Так как метасоматические жилы расположены в плоскости, перпендикулярной падению вмещающих пород, хотя следовало ожидать, что инъекции должны были располагаться вдоль сланцеватости, нужно полагать, что проникновение растворов в свиту происходило в процессе складчатости, ибо именно в это время образуются подобные трещины, а все остальные, т. е. совпадающие со слоистостью и сланцеватостью закрываются.

На основании указанного факта, внедрение наших лейкократовых жил можно увязать с одной из постлейасских орофаз.

Незначительное содержание или, в большинстве случаев, полное отсутствие роговой обманки в лейкократовых жилах, залегающих в осадочной свите, в основном, можно объяснить двумя причинами. Некоторым ослаблением указанного процесса и незначительным содержанием уралитовых диабаз-порфиритов в осадочных породах. Следует отметить, что севернее сел. Верхний Ларс основные магматические породы вообще не наблюдаются.

4. ВЫВОДЫ

Кварц-плаггиоклаз-роговообманковые и кварц-альбитовые жилы, встречающиеся в уралитовых диабаз-порфиритах, в гранитоидах и в осадочных породах, по-видимому, принадлежат к одной генетической группе и являются одновременными образованиями. Все они возникли под воздействием сравнительно низкотемпературных, химически активных натриево-кремниевых водных растворов. Разнообразие вмещающих пород обусловило некоторое различие и особенность метасоматических жил, но, как следует из приведенных описаний, эти различия незначительны, так как влияние активного раствора закончилось образованием того или иного количества кислого плаггиоклаза (в большинстве случаев альбита), кварца и актинолитовой роговой обманки.

Воздействие растворов на гранитоиды и уралитовые диабаз-порфириты носит явно регрессивный характер. В обоих случаях ясно, что высокотемпературные минералы замещаются низкотемпературными (часто богатыми водой). В гранитоидах титаносодержащий биотит перехо-

дит в хлорит и сфен, а иногда в мусковит. Плаггиоклаз альбитизирован, микроклин корродирован, образуется бедная глиноземом низкотемпературная роговая обманка актинолитового ряда; в уралитовых диабаз-порфиритах плаггиоклаз альбитизирован, образуется в большом количестве минерал эпидотовой группы, ильменит переходит в сфен; обыкновенную роговую обманку замещает актинолит.

Те же растворы в менее метаморфизованной осадочной свите носят прогрессивный характер; в частности, вместо глинистого сланца и песчаников образуются кварц-альбитовые метасоматические жилы, с акцессорными минералами — сфеном и, изредка, флюоритом.

Одним из решающих факторов в становлении кварц-альбит-рогово-обманковых образований является процесс метасоматоза. Например, в осадочной свите образуются настоящие метасоматические кварц-альбитовые жилы. Альбититы, содержащиеся в уралитовых диабаз-порфиритах также представляют собой метасоматиты. В других случаях метасоматическое происхождение этих образований устанавливается не вполне четко.

Обилие кварц-плаггиоклаз-роговообманковых образований в Гвелетском массиве объясняется сильным раздроблением и милонитизацией слагающих его пород, еще до внедрения инъекционных жил.

Возраст метасоматических жил, залегающих в осадочной свите — постлейасский.

Таким образом, гранитоиды в послелейасовый период претерпели еще дополнительные значительные преобразования.

Ниже приводятся результаты спектрального анализа кварц-плаггиоклаз-роговообманковых жил и вмещающих их пород (см. табл. 43).

Из таблицы видно, что с уралитовыми диабаз-порфиритами, содержащими микроэлементы, более сходны роговообманково-плаггиоклазовые жилы, чем кварц-альбитовые.

ЖИЛЬНЫЕ ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ПОРОДЫ

Предыдущими исследователями они принимались за аплиты (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1898; Д. С. Белянкин, 1914), либо плаггиоалюскиты и плаггиоаплиты (Г. Д. Афанасьев, 1956, 1958).

Проведенные исследования дали нам (Д. М. Шенгелиа, 1962) возможность установить новые разновидности в лейкократовых жильных породах и внести некоторые изменения в представление о генезисе этих гранитоидов.

Характеристика лейкократовых гранитоидных жил приводится в следующей последовательности:

1) Переходные породы от биотитовых гранитоидов к плаггиоалюскитам и алюскитам; 2) мусковитовые плаггиоалюскиты и алюскиты; 3) плаггиоалюскиты, алюскиты и аплит-пегматиты; 4) пегматиты кварц-микроклиновые и микроклиновые; 5) катаклазированные и контаминированные разновидности лейкократовых жильных гранитоидов.

1) Переходные породы от биотитовых гранитоидов к плаггиоалюскитам и алюскитам довольно распространены в дарьяльских гранитоидах. Мощность их колеблется в пределах 0,5—2 м. Макроскопически, они сероватые, с включениями темных минералов. По сравнению с вмещающими гранитоидами они более лейкократовые.

Структура аллотриоморфная, с некоторым идиоморфизмом плаггиоклаза относительно других минералов.

Результаты спектрального анализа кварц-плагноклаз-роговообманковых жил и их вмещающих горных пород

№ пп	№ доп	Название пород	Ti	Mn	Cu	Zr	Co	Ni	Ga	Pb	Zn	Va	Cr	Sr	V	Li	Примесие
1	124	Роговообманково-плагноклазовая жила, связанная с уралитовым диабаз-порфиритом	им.	им.	мало	сл.	нет	им.	мало	нет	сл.	мало	мало	им.	мн.	им.	След 0,0001—0,001 %
2	265	"	"	"	"	"	мало	"	"	сл.	нет	сл.	"	"	"	"	Мало 0,001—0,01 %
3	319	"	"	"	"	"	нет	"	"	сл.	нет	нет	им.	"	"	"	Имеется 0,01—0,1 %
4	344	"	"	"	"	"	нет	"	"	сл.	нет	мало	мн.	"	"	"	Много 0,1—1 %
5	345	"	"	"	"	"	"	"	"	нет	"	"	"	"	"	"	
6	346	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	
7	123	Уралитовый диабаз-порфирит	мн.	им.	мн.	нет	им.	"	"	"	нет	"	им.	мало	мн.	"	
8	318	"	"	"	им.	"	"	"	"	"	сл.	нет	"	сл.	"	"	
9	343	"	"	"	сл.	"	"	"	"	"	сл.	нет	"	"	"	"	
10	344а	"	мн.	мн.	им.	"	"	"	"	"	нет	"	"	мало	"	"	
11	333	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	сл.	"	им.	"	"	
12	346а	"	"	"	мало	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	
13	335	Кварц-плагноклаз-роговообманковая жила, секущая гранитоид	им.	им.	"	сл.	мало	мало	"	"	сл.	мало	сл.	мн.	"	"	
14	336	"	мн.	"	им.	"	"	сл.	им.	сл.	"	"	им.	"	"	"	
15	1020	Роговообманковый гранит	сл.	"	мало	"	"	им.	"	нет	"	мало	нет	нет	"	нет	
16	678а	Роговая обманка (из гранита)	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	
17	391	Кварц-альбитовая жила, приуроченная к осадочным образованиям	мало	им.	"	нет	сл.	сл.	сл.	"	нет	нет	сл.	им.	сл.	сл.	
18	395	"	"	"	"	"	нет	"	"	"	сл.	мало	"	мн.	"	"	
19	399	"	"	"	"	"	нет	"	"	"	сл.	"	"	"	"	"	

В состав породы входят все минералы вмещающих пород. Плаггиоклаз окварцован и альбитизирован (№ 14—15), изредка содержит включения чешуек биотита и соссюрита.

Размер калишпата нередко достигает нескольких мм. Он характеризуется зазубренными контурами и наличием решетки. Калишпат метасоматически замещает преимущественно плаггиоклаз.

Кварца много, он характеризуется признаками бластеза и волнистым погасанием. Биотит хлоритизирован и изредка мусковитизирован. Нередко он полностью замещен вторичными минералами.

Фемические минералы содержатся в значительно меньшем количестве, чем во вмещающих породах. Они имеют строго жилкообразное расположение. По мере приближения к вмещающим гранитоидам количество биотита возрастает и жилкообразное расположение его сменяется скоплениями. Вместе с жилкообразным биотитом встречается замещающий его хлорит и эпидотовые минералы. Нередко видны хлоритовые и эпидотовые жилки. В рассматриваемых породах к биотитовым скоплениям не приурочены аксессуарные минералы. В породе из аксессуарных минералов встречается рудный минерал, а кое-где и в альбитизированном плаггиоклазе — апатит и изредка циркон.

Привлекает внимание обнажение на Военно-Грузинской дороге, в правобережной части р. Терек в 200 метрах севернее, против устья р. Девдораки. Здесь в биотитовых и кварцевых диоритах можно заметить постепенно переходящее в них сфероподобное образование, представляющее собой микроклинизированный лейкократовый гранитоид.

Калишпат представлен крупным порфириновидным решетчатым микроклином. Горная порода сильно окварцована; наблюдаются чешуйки биотита с едва заметным плеохроизмом; аксессуарии не содержатся. Главные минералы вмещающей породы — кварц, плаггиоклаз и биотит; из аксессуариев наблюдаются крупный турмалин, апатит и циркон. Обе разновидности секутся роговообманковыми жилками. Указанная лейкократовая гранитоидная порода макроскопически похожа на некоторые лейкократовые жильные гранитоидные породы Дарьяльского массива.

2) Мусковитовые плаггиоаляскиты и аляскиты. Эти разновидности в дарьяльских гранитоидах имеют подчиненное распространение. Мощность их колеблется в пределах 1—2 м. Макроскопически они светло-серые, почти белые, исключительно лейкократовые. На кварц-полевошпатовом фоне ясно видны сравнительно мелкие чешуйки мусковита.

Южнее северного контакта Дарьяльского массива на Военно-Грузинской дороге, после имеющегося перерыва снова обнажаются гранитоиды; примерно на 10 м выше от дороги наблюдается следующая картина. Жильная основная порода (обр. 256 уралитовый диабаз-порфирит) сечет крупнозернистый биотитовый плаггиогранит (обр. 257) и мусковитовый аляскит (обр. 258).

Контакт между основной жильной породой и гранитоидными породами резкий. Мусковитовый аляскит, в свою очередь, сечет гранитоиды, контакт между ними резкий, но довольно извилистый.

Мусковитовый аляскит (обр. 258). В шлифе наблюдается порфириновидное строение, структура замаскирована сильным окварцеванием.

Главные минералы породы кварц, полевые шпаты и количественно несколько уступающий им мусковит.

Калишпат и плаггиоклаз (№ 3) содержатся примерно в равном количестве. Размеры их колеблются, нередко, достигая нескольких миллиметров. Плаггиоклаз катаклазирован; он сравнительно свежий, на-

блюдаются его неправильные, выклинивающиеся полисинтетические двойники. Замечается альбитизация плагиоклаза.

Калишпат представлен ксеноморфным микроклином, нередко характеризуется решеткой. Как и во всех калишпатовых разновидностях дарьяльских кристаллических пород, ясно виден его метасоматический характер. В шлифе в подавляющем большинстве случаев он пертитовый.

Кварца много, он характеризуется зазубренными контурами и волнистым погасанием; преимущественно образует крупные скопления.

Мусковит представлен довольно крупными пластинками, достигающими одного миллиметра. Нередко часть крупной пластинки представлена мусковитом и хлоритом. Наблюдается ксеноморфное образование зеленого хлорита, характеризующегося низкой аномальной окраской и включениями микроскопических зерен сфена и лейкоксена. Хлорит имеет тенденцию к жилкообразному расположению. По всей вероятности, хлорит и мусковит замещают биотит.

В породе другие акцессорные минералы не встречаются.

Химический анализ данной породы приведен в табл. 44.

Биотитовый плагиогранит, вмещающий рассмотренный выше аляскит, микроскопически охарактеризован в разделе «Гранитоидные породы с реликтовыми признаками метаморфических пород».

Мусковитовый плагиоаляскит (обр. 332). Эта горная порода, по своему характеру незначительно отличается от вышерассмотренной. В этом отношении следует отметить следующее: а) калишпат количественно заметно уступает плагиоклазу (№ 7) и б) кое-где наблюдаются акцессорные минералы — апатит, циркон (в кварце) и рудный минерал. Остальные закономерности минералообразования такие же, как и в обр. 258.

3) Плагиоаляскиты, аляскиты и аплит-пегматиты; из этих разновидностей более распространены две последние.

Мощность жил аляскитовых разновидностей колеблется в пределах 0,6—2,5 мм. Контакт с вмещающими гранитоидами в большинстве случаев резкий; аплит-пегматитовые жилы имеют мощность измеряющуюся несколькими сантиметрами.

Аплит-пегматитовые разновидности лейкократовых жильных пород встречаются только в микроклиновых кристаллических породах Дарьяльского массива и в местах распространения пегматитов, гранитоидные породы сильно обогащены микроклином. Аплит-пегматиты в Гветском массиве не встречаются.

Для характеристики аляскита этой группы пород в целом приводится зарисовка и микроскопическое описание обнажения левобережной части р. Терек, в 600—700 м севернее от замка царицы Тамары. В этом месте в р. Терек впадает горная речка в 125 м от устья левого борта. Здесь имеется крупная, в несколько метров глыба.

В глыбе легко заметить такую картину. Крупнозернистые, богатые биотитом гранодиориты секутся лейкократовыми жилкообразными породами, характеризующимися довольно причудливой формой, нередко выклинивающиеся то одним то обоими концами. Жилы секут содержащиеся в гранитоидах меланократовые биотитовые ксенолиты. Все разновидности пород секутся роговообманковыми жилками. Лейкократовые жильные породы, даже в одном теле изменчивы по минеральному составу. Они соответствуют то аплит-пегматитам, то аляскитам, изредка — мономинеральным микроклиновым пегматитам и плагиоаляскитам. На некоторых участках в лейкократовых жилах невооруженным глазом видны вкрапленники красных гранатов. После микроскопического

изучения выяснилось, что разнообразие рассматриваемых жил вызвано их неравномерной микроклинизацией.

Отметим, что плагиоаляскиты с незначительным содержанием калишпата постепенно переходят в аляскитовые и аплит-пегматитовые разновидности. Последние более крупнозернистые, чем первые. В пегматитовых участках размер калишпата не меньше одного сантиметра. Их метасоматическое образование выражено исключительно хорошо. В лейкократовых жилах темные минералы наблюдаются редко; они представлены хлоритом, биотитом и эпидотом, размеры их незначительные, расположены они то порознь, то вместе. Акцессорные минералы кроме граната не наблюдаются. Размеры граната колеблются в пределах 0,2—1,2 мм; они слегка розоватые, в большинстве случаев встречаются в виде изометрических зерен. Сравнительно редки и неправильные ксеноморфные образования. Гранат в большинстве случаев свежий, иногда с включениями кварца, плагиоклаза, мусковита и биотита. Гранат замещается вторичными продуктами — хлоритом и минералом эпидотовой группы. В одном случае в шлифе наблюдается полиминеральная неправильно-линзообразная жилка, представленная ксеноморфным гранатом, кварцем, биотитом, хлоритом, эпидотом и плагиоклазом. Ксеноморфный гранат расположен в кварце, в него же включены биотит, хлорит, плагиоклаз, эпидот и кварц. Биотит и кварц включенные в гранате связываются также и самой жилкой.

В биотитовом гранодиорите вмещающем лейкократовые жилки, к биотитовым чешуйкам пространственно приурочены акцессорные минералы: апатит, циркон и сфен.

Плагиоаляскиты обычно имеют мощность 0,30—1,5 м. Своим лейкократовым характером и довольно резкими контурами они легко выделяются от вмещающей породы.

Плагиоаляскит (обр. 642). Главные минералы — плагиоклаз и кварц. Плагиоклаз (№ 1) выглядит свежим, характеризуется неправильными контурами. Замечается процесс микроклинизации плагиоклазов. Кое-где наблюдаются отдельные частично хлоритизированные чешуйки биотита. Из акцессорных минералов встречается розовый гранат; в некоторых разновидностях количество его достигает 1—2%. Гранат пространственно приурочен к калишпату, плагиоклазу и кварцу. Он нередко хлоритизирован и эпидотизирован. Привлекают внимание пойкилитовые включения плагиоклаза в гранате.

Биотитовые кварцевые диориты, вмещающие плагиоаляскиты (обр. 641) крупнозернистые, сильно окварцованные породы. Замечается очищение плагиоклаза от вторичных продуктов и переход мирмекитов в микропегматиты. Калишпат не наблюдается. Биотит расположен жилкообразно. К биотиту пространственно приурочены акцессорные минералы — апатит, сфен, редко циркон.

Образец из той же полевошпатовой жилы, взятый на 25 м гипсометрически ниже образца 642 представляет собой аляскит, в котором количество микроклина и плагиоклаза одинаковое, нет фемических минералов. Из акцессориев встречается гранат. Уместно отметить, что меняется состав и вмещающей породы, представляющей собой биотитовый гранодиорит. Наблюдается микроклинизированность породы. Биотита не очень много. Он нередко хлоритизирован и эпидотизирован. Из акцессориев кое-где встречаются апатит и циркон.

Аляскиты макроскопически не отличаются от плагиоаляскитов. Плагиоклаз и обычно решетчатый микроклин в аляскитовой породе содержатся примерно в равном количестве. Микроклин метасоматически замещает преимущественно плагиоклаз, изредка кварц. Плагиоклаз от-

носителем свежий. Оба полевых шпата катаклазированы. Кварца много. Он двух генераций. Из темных минералов изредка встречаются в незначительном количестве хлорит, биотит и минерал группы эпидота. Акцессориев не наблюдается.

Химический состав гранатового аляскита приводится в табл. 44 (анализ 3). В этой породе количество микроклина и плагиоклаза (№ 8) примерно одинаковое, кое-где наблюдаются чешуйки мусковита. Количество граната 1—1,5%.

Аплит-пегматитовые жилы более крупнозернистые, чем вмещающие гранитоиды. В них микроклин количественно преобладает над плагиоклазом: фемические минералы не содержатся, акцессории — гранат и исключительно редко ксеноморфный апатит.

Ниже приводится описание типичного аплит-пегматита (обр. 354 а) (рис. 15). Мощность жилки 3 см; видны вкрапленники красного граната; кое-где едва заметны тончайшие темные жилковидные образования. Порода крупнозернистая.

В состав породы входят главные минералы — полевые шпаты, кварц и второстепенные и акцессорные — хлорит, биотит, гранат, сфен.

Калишпат большей частью является решетчатым и пертитовым. Калишпатизация охватывает всю породу. В виде остатков в них встречаются плагиоклаз, мирмецит, округленные зерна кварца, редко карбоната, эпидота и хлорита.

Плагиоклаз (№ 2) количественно сильно уступает калишпату и представлен главным образом в виде останцев.

Кварц образует скопления различных форм и размеров. Нередко он пегматитообразно сростается с калишпатом.

Гранат представлен розоватым альмандином, пространственно приурочен к калишпату и кварцу.

В шлифе кое-где наблюдаются жилки хлорита и биотита с мелкими включениями сфена.

4) Пегматиты кварц-микроклиновые и микроклиновые. Мощность пегматитовых жил колеблется от нескольких до 30 см. Они встречаются в порфириовидных микроклиновых гранитах (рис. 16, 17).

Для понимания генезиса пегматитовых разностей приводится описание зарисовки-обнажения в первом крупном ущелье, южнее северного контакта Дарьяльского массива, в правой ветви, примерно в 100 м выше разветвления ущелья (фиг. 22).

Крупнозернистый биотитовый гранитоид сечется лейкократовой жилой мощностью 30 см. Жилка неоднородная, более крупнозернистая, чем все другие. Центральная часть ее представлена крупным калишпатом и кварцем размером в несколько сантиметров; по периферии постепенно извилисто сменяется аплит-пегматитом. Граница между аплит-пегматитом и вмещающим гранитоидом резкая. Вблизи указанной пегматитовой жилки замечаются тонкие жилки аплит-пегматита мощностью 2—3 см. Ниже приводится микроскопическое описание этих жильных образований.

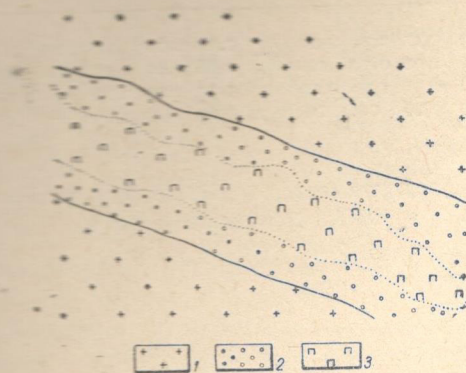
Микроклиновый пегматит (обр. 622 а). Крупный калишпат охватывает весь шлиф, в нем содержатся в виде останцев мелкие плагиоклазы разных форм и преимущественно округлые зерна кварца, кое-где видны скопления и жилки минерала группы эпидота.

Аплит-пегматит (обр. 623) по сравнению с пегматитами — мелкозернистый, но отдельные зерна полевых шпатов достигают 8—12 мм.

Калишпат решетчатый, содержится в большем количестве, чем плагиоклазы. Микроклинизация охватывает всю породу. В микроклине

наблюдаются включения кварца, плагиоклаза, мirmekита. Он нередко пертитовый; аксессуарные минералы не содержатся.

5) Катаклазированные и контаминированные разновидности лейкократовых жильных гранитоидов. Лейкократовые жильные гранитоиды Дарьяльского массива, как неоднократно отмечалось исследователями, в большинстве случаев катаклазированы, нередко вплоть до милонитов. Следует отметить, что исследователи указывали на участие всех породообразующих минералов, за исключением калишпата в процессе катаклаза. Однако проведенные микроскопические исследования дали нам возможность установить, что в большинстве случаев и микроклин катаклазирован, однако он не разложен и выглядит свежим, в то время как плагиоклаз и биотиты замещены вторичными продуктами. Таким образом, катаклазированные и контаминированные кристаллические породы Дарьяльского массива, в том числе и лейкократовые жильные гранитоиды, вслед за микроклином снова подверглись сильной деформации и катаклазу. Одновременно они были пронизаны послелейзосовыми кварц-плагиоклаз-роговообманковыми жилками.



Фиг. 22 1) Биотитовый гранит, 2) аплит-пегматит, 3) кварц-микроклиновый пегматит, Дарьяльский массив, боковое ущелье южнее „Чертова моста“; левый борт р. Терек

В лейкократовых жильных гранитоидах макроскопически замечаются роговообманковые жилки. Под микроскопом наблюдаются жилки и скопления мелкоагрегатного альбита, образовавшегося в результате альбитизации плагиоклаза исходной породы и изредка путем метасоматического замещения микроклина. В породе содержится также лучистая роговая обманка — актинолит и преимущественно цепочкообразно расположенный сфен.

* * *

Образование главных минералов пегматитов при метасоматическом замещении отмечали многие ученые (А. Н. Заварицкий, 1955; Д. С. Коржинский, 1951, 1953, 1955; В. Д. Никитин, 1955; Шеелер В. Т., 1937 и др.); большинство из них совершенно отрицало существование особой пегматитовой магмы и особого пегматитового расплава.

На основании приведенного фактического материала устанавливается формирование лейкократовых жильных пород Дарьяльского мас-

сива в результате метасоматического воздействия калиево-кремниевго раствора на гранитоиды.

Последовательность преобразования биотитовых гранитоидов в пегматиты рисуется нам следующим образом:

биотитовые гранитоиды → породы, переходные от гранитоидов к плагиоаляскитам и аляскитам ↗ плагиоаляскиты (изредка мусковитовые) ↘ аляскиты (изредка мусковитовые) → аплит-пегматиты → пегматиты (кварц-микроклиновые и микроклиновые).

Химический состав жильных лейкократовых пород, подвергшихся метасоматозу, приближается к составу калишпата, представляющего собой конечный продукт метасоматического процесса — мономинеральный микроклиновый пегматит.

Таблица 44

Химический состав лейкократовых жильных пород и биотитового плагиогранита

№№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	п. п. п.	Сумма
1	257	70,08	0,30	14,79	0,12	2,70	0,03	0,77	2,94	2,00	3,90	0,65	0,12	—	1,48	99,88
2	258	74,14	сл.	13,59	1,90	0,30	сл.	сл.	0,88	4,65	3,45	сл.	0,06	0,40	0,60	99,97
3	977	74,63	сл.	15,30	0,51	1,26	0,10	0,12	1,23	3,30	3,70	—	сл.	—	0,06	100,21
4	354а	72,80	сл.	14,10	0,26	сл.	сл.	0,10	0,69	9,00	1,85	—	0,012	0,1	0,56	99,47

Аналитики: Р. Ш. Арешидзе (анал. 1), К. Ш. Мтиулишвили (анал. 2), Г. А. Тархнишвили (анал. 3) и Ц. А. Лабардкава (анал. 4).

1. Биотитовый плагиогранит.
2. Мусковитовый аляскит.
3. Гранатовый аляскит.
4. Аплит-пегматит.

Уместно привести соотношения средних молекулярных процентов щелочей и алюминия в ранее рассмотренных четырех стадиях метасоматического изменения гранитизированных осадочных, габброидных пород и аляскитов, аплит-пегматитов и мономинеральных микроклиновых пегматитов (см. табл. 45).

Отмеченное нами положение соответствует взглядам Лаппарина (Lapparent J., 1941) и Лападю-Арга (1950), показавшим прогрессирующее соотношение молекулярного процента щелочей и алюминия к единице, тем сильнее, чем интенсивнее метаморфизованы (гранитизированы) горные породы. Далее можно полагать, что эквимолекулярное количество щелочей и алюминия характерно для щелочных полевых шпатов (калишпата и альбита).

Некоторые петрологи ссылаются на полиминеральный состав гранитов в качестве аргумента, подтверждающего невозможность метасоматической гранитизации. Материал по дарьяльским породам показывает, что метасоматическое замещение здесь протекало неравномерно и только в исключительно редких случаях проявились все стадии изменения, с образованием равновесных мономинеральных пород.

Преобразование вмещающих гранитоидных пород в пегматиты протекает стадияльно, примерно в следующей последовательности. Калиевому метасоматозу предшествуют очищение плагиоклаза от серицитовых продуктов, частичная альбитизация плагиоклаза и распад биотита.

Ниже приводятся результаты спектрального анализа милонитизированных гранитоидов (см. табл. 46).

Аляскиты, содержащие микроэлементы, отличаются от гранитизированных кристаллических сланцев и габброидов отсутствием Co, Ni, Cr, Zr и малым содержанием Zr и V.

Результаты спектрального анализа

№№ пп	№ обр.	Породы	Ti	Mn	Cu	Zr
1	258	Мусковитовый аляскит	им.	мн.	мало	сл.
2	977	Гранатовый аляскит	„	мн.	„	нет

Таким образом, все типы лейкократовых жильных пород Дарьяльского массива возникли не в результате выполнения открытых трещин, а в результате метасоматического замещения гранитоидов под воздействием активных высокотемпературных, преимущественно кремневокалиевых растворов. Разнообразие указанных жильных пород вызвано различной интенсивностью наложенных процессов, которая иногда доходит почти до конца, приводящих к образованию пегматитов, в других же случаях образуются различные промежуточные породы.

Как отмечает Д. С. Коржинский (1955), «крайние степени замещения, с образованием мономинеральных пород, обычно наблюдаются по зонам трещиноватости в виде жилообразных масс и реже проявляются в сплошном замещении масс пород. Поднимаясь по зоне трещиноватости, растворы могут замещать породы метасоматически, и таким образом возникают метасоматические жилки».

Наличие одного и того же микроклина в лейкократовых жильных породах и вмещающих гранитоидах указывает на одновременное его образование в этих породах.

Пегматитообразующий раствор, это тот раствор, под воздействием которого в кристаллических породах района Дарьяльского ущелья метасоматическим путем образуются метакристаллы микроклина. Воздействие пегматитообразующего раствора «на насыщающие его минералы горной породы может происходить в любом месте, и оно лишь концентрируется и усиливается, давая явно осязаемые результаты, в тех благоприятных местах, где и возникают пегматиты» (А. Н. Заварицкий, 1955).

Жильные пегматитовые породы представляют собой бывшие подводные каналы для калиевых растворов, производящих микроклинизацию пород кристаллического субстрата; пегматитообразование происходило вдоль существовавших во вмещающих породах трещин — метасоматическим путем.

МИЛОНИТИЗАЦИЯ И ЯВЛЕНИЯ КАТАКЛАЗА, ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ДАРЬЯЛЬСКИХ ГРАНИТОИДОВ И ОСАДОЧНОЙ СВИТЫ

Всеми предыдущими исследователями отмечалось явление сильно катаклаза в дарьяльских гранитоидах, в результате чего гранитоиды спрессованы, катаклазированы и милонитизированы, с образованием сланцеватой текстуры.

Проведенные нами исследования дали возможность внести некоторую ясность в вопрос происхождения катакlastического метаморфизма.

Катакlastический метаморфизм проявляется в кристаллических породах Дарьяльского и Гвелетского массивов наиболее сильно в их приконтактной части с вмещающими осадочными породами. Характе-

Таблица 46

мусковитового и гранатового аляскитов

Co	Ni	Ga	V	Li	Pb	Zn	Ba	Cr	Sr
нет	нет	им.	сл.	мало сл.	сл. мало	нет	им.	нет	мн. им.
"	"	"	"			"	"	"	

ризуя контактные зоны, Д. С. Белянкин отмечает «неуловимые переходы от спрессованных гранитов к кварцитам и метаморфическим порфиритам» (1914₁). Мощность контактных, сильно милонитизированных зон обычно колеблется в пределах 50—150 м. На этом расстоянии макроскопически невозможно установить характер породы, отсутствуют лейкократовые гранитоидные жилы и разнообразные ксенолиты. Макроскопически милонитизированная порода контактных зон представлена плотной светло-серооливчатой массой, пронизанной прожилками роговых обманок. Исключительно редко порфириформный, катакlastизированный гранитоид непосредственно контактирует с кварцито-сланцевой толщей. В центральной части Дарьяльского массива явления катакlastического метаморфизма выражены несравненно слабее, чем на периферии.

Процесс милонитизации гранитоидов нередко сопровождается воздействием послелейасовых лейкократовых инъекций.

Структура милонитизированных гранитоидов изменчива. Встречаются тонкомилонитовые, грубомилонитовые, грубо-бластомилонитовые, брекчиевые и др. структуры.

В контактной зоне гранитоидных массивов более распространена тонкомилонитовая структура с вторичной гнейсовидной текстурой. Первоначальные крупные минералы полевых шпатов и кварца раздроблены, развальцованы и перетерты. Кое-где наблюдаются сравнительно небольшие реликты, обычно корродированные зерна плагиоклаза и калишпата (микроклина). Темные минералы встречаются в меньшем количестве, чем в свежих гранитоидах. Они представлены жилками хлорита и эпидотового минерала, нередко лучистой роговой обманкой; минералы группы эпидота кое-где образуют скопления.

Нередко наблюдается разделение породы на участки, среди которых выделяются более крупные порфиробласты полевых шпатов и развальцованные и перетертые кварц-хлорито-серицит-соссюритовые минералы. Структура таких пород больше всего соответствует грубомилонитовой.

В некоторых случаях плагиоклаз и микроклин, изредка кварц, характеризуются угловатыми контурами, но нередко в результате бластеза они принимают зазубренные контуры; кварц основной ткани образует гранобластовую структуру. В целом порода характеризуется структурой, которая больше всего отвечает бласто-милонитовой.

Уместно отметить, что почти во всех образцах дарьяльских гранитоидов наблюдается сравнительно слабое проявление катакlastа, в результате чего минералы слагающих пород не теряют свои первоначаль-

ные формы: полевые шпаты слегка раздроблены или разбиты на угловатые осколки; крупные пластинки биотита изогнуты и только кварц претерпел заметное развальцевание и раздробление.

В катаклазированных и милонитизированных гранитоидах ясно замечается изменение первичного минерального состава. В состав рассматриваемых пород входят преимущественно кварц, кислый плагиоклаз, калишпат, хлорит, мусковит (серицит); из аксессуариев — сфен, апатит, рудный минерал и циркон.

Плагиоклаз (№ 0—10) в милонитизированных гранитоидах трещиноватый, раздробленный, либо свежий альбитизированный, либо сильно сосюритизированный и серицитизированный. Он сечется жилками хлорита, серицита, кварца, альбита и минерала группы эпидота.

Раздробленный и трещиноватый калишпат в милонитизированных гранитоидах выглядит сравнительно более свежим, чем плагиоклаз. Он содержит включения кварца и сосюритизированного плагиоклаза, сечется жилками серицита, сосюрита, кварца, минерала группы эпидота и альбита.

Кварц сильно раздроблен, развальцован; расположен в виде скоплений, либо между зернами других минералов. В некоторых случаях кварц проявляет признаки бластеза и мостовидное строение. Наблюдается кварц новой генерации, образующий жилкообразные тела и скопления. Нередко он равномерно пропитывает катаклазированную породу. Хлорит — главный фемический минерал милонитизированных гранитоидов, образующий жилкообразные тела, иногда вместе с эпидотом. Характеризуется низкой аномальной интерференционной окраской. Он замещает биотит и обычно содержит микроскопические вкрапления сфена. Биотит, как правило, в сильно катаклазированных породах не содержится. Наряду с хлоритом, он сравнительно редко замещается мусковитом. Изменчиво количество эпидота, образующего жилки или скопления. Нередко в милонитизированных гранитоидах видны прожилки и скопления мелкоагрегатного альбита, лучистой роговой обманки, к которым приурочены сфен и кое-где апатит. В некоторых случаях наблюдаются катаклазированные апатит и циркон. В сильно милонитизированных горных породах контактных зон в большинстве случаев темные минералы отсутствуют. В основной ткани грубомилонитовых или тонкомилонитовых пород содержатся трудно диагностируемые тонкоперетертые минералы: плагиоклаз, хлорит, серицит, минерал группы эпидота, лимонит и др.

Таблица 47
Химический состав катаклазированных и милонитизированных гранитоидов

№№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	SO ₂	п. п. п.	Сумма
1	309	70,20	0,33	13,42	2,30	1,60	0,07	0,64	2,79	3,98	3,06	0,24	0,36	0,20	0,68	99,62
2	253	69,38	0,26	15,68	0,63	1,54	0,07	1,00	4,37	0,84	4,44	0,27	0,36	0,34	1,16	100,31
3	267	70,78	0,28	13,39	3,28	1,39	0,06	0,72	3,11	0,80	4,07	0,24	0,40	0,27	1,16	99,95

Аналитик—К. Ш. Мтиулишвили

В табл. 47 приведены химические анализы рассматриваемых пород. Первая анализируемая порода представляет собой сравнительно

слабо катаклазированный порфириовидный гранитоид, в котором микроклин количественно незначительно преобладает над плагиоклазом. Весь биотит замещен хлоритом, довольно много эпидота. В двух других анализах более заметен катаклаз, хотя анализированные породы не являются ультрамилонитами. В них плагиоклазы альбитизированы, калишпат—не содержится. Хлорита довольно много. Вместе с ним изредка встречается мусковит. В третьей породе довольно много эпидотовых скоплений и жилков.

Таблица 48

Пересчет анализированных пород по методу Ниггли

№№ пп	№ обр.	al	fm	c	alk	si	k	mg	c:fm	ti
1	309	38,5	20	14,8	22,8	338	0,46	0,24	0,75	1,18
2	253	42,1	15,1	21,1	21,6	315	0,12	0,45	1,4	1,1
3	267	38,5	23,1	16,1	22,1	347	0,12	0,2	0,7	1,2

Катакlastический метаморфизм гранитных пород обычно сопровождается изменением минерального состава. Примеры показывают, что в большинстве случаев могут встречаться изменения и в химизме. У Грубенман и П. Ниггли (1933) на основании данных химических анализов Г. Корнелиуса, Р. Штауба, Р. Рейнша, П. Ниггли и С. Паркера указывают, что в гранитоидных породах при их милонитизации наблюдается следующее изменение химического состава. Уменьшается si, c c:fm; уменьшение alk происходит только по отношению к Na₂O, mg имеет тенденцию к уменьшению. Значение al, а также fm в большинстве случаев увеличивается. «Вообще речь идет о не особенно значительных изменениях, а о таких, которые делают заметным именно приближение к химизму глинистых осадков. Анализы подобного рода раздавленных продуктов дают в таком случае величины, которые находятся на границе изверженных полей» (У. Грубенман и П. Ниггли, 1933).

Основываясь на данных химических анализов пород, вряд ли будет правильным приписывать главную роль в изменении химического состава катаклазированных гранитоидов Дарьяльского массива катакlastическому метаморфизму. Вопреки данным У. Грубенмана и П. Ниггли, числа Ниггли данных анализов по сравнению со свежими гранитоидами меняются в противоположную сторону (см. табл. 48).

Изменение химизма катаклазированных гранитоидов мы преимущественно связываем с воздействием на катаклазированные гранитоиды растворов, образовавших кварц-плагиоклаз-роговообманковые жилки.

Видимо, растворы распространялись по сравнительно ослабленным местам. В результате воздействия этих растворов, биотит гранитоидов хлоритизируется, а плагиоклаз альбитизируется; появляются новые минералы—лучистая роговая обманка и акцессорный сфен. Все эти явления зафиксированы в катаклазированных гранитоидах. Минералогическое изменение последних в основном заключается в следующем: биотит замещен хлоритом и сфеном, либо мусковит-серицитом; плагиоклаз альбитизирован; нередко наблюдаются жилки и скопления лучистых роговых обманок и акцессорного минерала сфена. Калий, высвободившийся при хлоритизации биотита, выносится растворами из катаклазированных гранитоидов. Микроклиновые разновидности этих пород теряют только тот калий, который входит в состав биотита. В целом

уменьшение калия в этих породах не особенно чувствительно. Понижение содержания феррических элементов в катаклазированных гранитоидах вызвано подчиненным содержанием хлорита. Уменьшение количества хлорита более заметно в сильно милонитизированных горных породах. Увеличение SiO_2 и Na_2O , видимо, связано с послелейсовыми кремнево-натриевыми растворами.

Ниже приводятся результаты спектрального анализа милонитизированных гранитоидов (см. табл. 49).

Результаты спектрального анализа

№№ пп	№ обр.	Название породы	Ti	Mn	Cu	Zr
1	253	Милонитизированный гранит	мн.	мн.	мало	им.
2	267	Милонитизированный кварцевый диорит	"	"	"	им.
3	309	Катаклазированный порфиридный гранит	"	"	им.	мало

Из этих анализов видно, что милонитизированные гранитоиды отличаются от гранитизированных кристаллических сланцев и габброидов отсутствием Со.

Проблема взаимоотношения дарьяльских гранитоидов с осадочными образованиями является крайне запутанной и спорной. Разные исследователи района приходят в основном к трем трактовкам этого вопроса: 1) контакт интрузивный; 2) вмещающая осадочная толща трансгрессивно залегает на гранитоидах; 3) дарьяльские гранитоиды представляют собой тектоническую глыбу.

Здесь нет возможности детально охарактеризовать вопрос взаимоотношения дарьяльских гранитоидов с осадочными образованиями. Нам кажется более вероятным, что гранитоиды древнее осадочной кварцито-глинистой свиты. Высказывая это предположение мы исходим из следующих соображений.

1. В изученных нами разрезах не устанавливаются явления контактного метаморфизма. Осадочные породы в контактах с гранитоидами метаморфизованы с такой же интенсивностью, как и в других местах. Характер метаморфизма отнюдь не контактовый. При контактовом воздействии активного дарьяльского гранита на сланцево-кварцитовые породы должны были образоваться контактные минералы и, кроме того, порфиробласты калишпата и плагиоклаза, а также чешуйки биотита и др., так как глинисто-сланцевая толща является чрезвычайно чувствительной в отношении воздействия гранитоидного расплава и кислых высокотемпературных растворов.

2. В контактной зоне окварцованы как осадочные породы, так и милонитизированные гранитоиды. Таким образом, окварцевание, несомненно, представляет собой более позднее явление.

3. Аркозовые сланцы (песчаники), встречающиеся в некоторых разрезах контактной части, образованы, видимо, в результате размыва дарьяльских гранитоидов.

4. Во всех изученных разрезах граниты имеют тектонический контакт со сланцами.

5. В кварцито-сланцевой толще отсутствуют древние габброиды обильно встречающиеся в дарьяльских гранитоидах.

ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

Цифры абсолютного возраста кристаллических пород Дарьяльско-го массива приводятся по данным Г. Д. Афанасьева (см. табл. 50).

Г. Д. Афанасьев отмечает, что полученные им цифры дают не «абсолютный возраст» тех или иных пород и минералов, а их относитель-

Таблица 49

милонитизированных гранитоидов									
Co	Ni	Ga	V	Li	Pb	Zn	Ba	Cr	Sr
вст.	сл.	им.	мн.	им.	сл.	сл.	им.	сл.	мн.
"	"	"	им.	"	"	"	мн.	"	"
"	"	"	мн.	"	мало	нет	им.	"	"

ный возраст, а также наличие ряда накладывавшихся процессов на первоначально сформированные породы» (1958).

В семи последних образцах (№№ 9—15) содержания калия незначительное. Это обстоятельство, несомненно, влияло на точность определения возраста породы. Нам кажется, что цифры абсолютного возраста жильных спессартинов (диабазов) и плагиаоляскитов не дают основания для каких-либо определенных заключений. Касаясь спессартинов автор отмечает, что «... в зависимости от принятой цифры возраст может меняться вдвое».

Таблица 50

Данные абсолютного возраста кристаллических пород Дарьяльского массива по Г. Д. Афанасьеву

№ п/п	Массив, породы, минерал	Содержание радиогенного Ar	Содержание К по определениям			Возраст млн. лет
			Дагестанский филиал (хлор-платиновый метод)	ИГЕМ	ИГЕМ (пламенный фотометрический метод)	
Дарьяльский массив						
1	Гранито-гнейс (валовая)	1,5	2,98	3,00	2,99	125
2	Порфиробластовый гранито-гнейс	1,8	3,49	3,16	3,18	130
3	Электромагнитная фракция (биотит)	4,1	5,03	5,60	—	195
4	То же	2,9	3,60	3,65	—	190
5	КNa — полевошпатовый шпат вкрапленников	3,1	8,93	—	8,00	80/90
6	То же	2,1	9,15	—	8,60	60, 65
7	То же	3,6	—	—	7,50	110
8	Кварцево-микроклиновая жила	0,8	3,41	—	2,40	60, 80
9	Жильный спессартит (диабаз)	0,4/0,7	0,86	—	1,00	110/190
10	То же	0,5	—	0,22	—	480
11	То же	0,1/0,15	0,35	0,26	—	70/190
12	То же	0,6	0,87	0,33	—	165/400
13	Плагиаоляскит жильный	0,3	—	0,40	—	200
14	То же	0,4	0,41	0,16	—	235/530
15	То же	0,3	0,32	0,14	—	220/460

Наиболее молодыми оказались порфиробласты микроклина, хотя, по данным автора, «свежий биотит и порфиробласты микроклина, скорее всего, образовались совместно вследствие калиевого метасоматоза в верхнем палеозое». Как отмечалось нами, образование биотита во времени заметно опередили формирование порфиробласта микроклина.

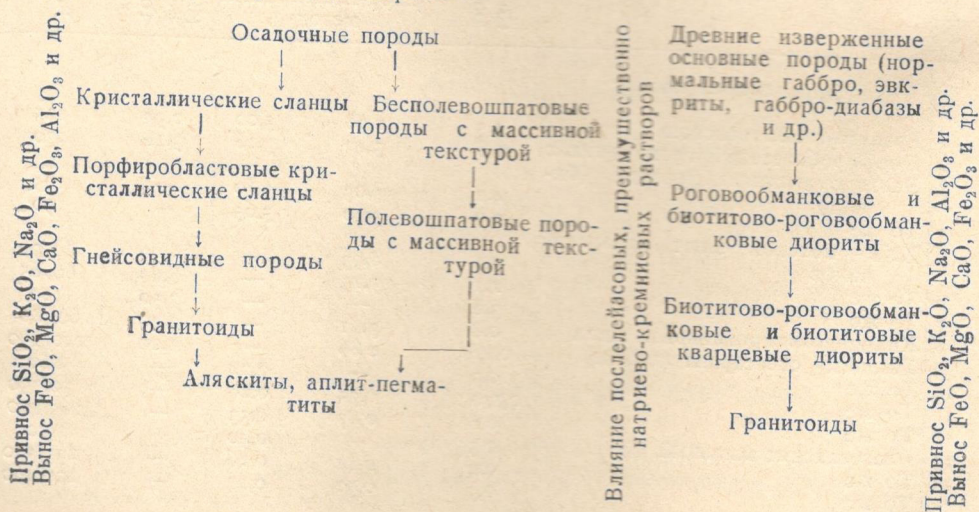
Помимо поздних процессов — милонитизации и прогрева, обусловивших относительное «омоложение» пород Дарьяльского массива, определенную роль здесь, видимо, играли послепалеозойские наложенные процессы, давшие многочисленные кварц-альбит-роговообманковые жилы. В результате воздействия послелейасских растворов калисодержащие минералы пород Дарьяльского массива легко распались, с образованием вторичных минералов, возможно, вызывающих потери радиогенного аргона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

I. Последовательный возрастной ряд и схема преобразования пород

Последовательный возрастной ряд пород Дарьяльского ущелья нам представляется в следующем виде: 1) кристаллические сланцы, результат регионального метаморфизма древних геосинклинальных осадочно-вулканогенных свит — нижнепалеозойские; 2) древние метаморфизованные магматические породы (габброиды), секущие кристаллические сланцы; 3) гранитоиды и гнейсы (граниты, гранодиориты, биотитовые и роговообманковые кварцевые диориты, гнейсовидные породы и др.), образованные путем метасоматической гранитизации за счет кристаллических сланцев и древних габброидов — герцинские; 4) аплиты и пегматиты, сформированные на последней стадии гранитизации — герцинские; 5) кистинская и циклаурская свиты — средний и нижний лейас — триасовые (?); 6) джерахская свита — верхнелейасовая; 7) уралитовые диабаз-порфириты, секущие все вышеперечисленные типы пород, кроме джерахской свиты, — ниже-среднеюрские; 8) кварц-альбит-роговообманковые жилы — послелейасские; 9) четвертичные лавы и их жильные фации (корни вулканической деятельности).

На основании изложенного в работе фактического материала процесс преобразования исходных пород дарьяльского субстрата можно представить следующим образом:



При гранитизации основных магматических пород гранитизирующие элементы привносятся в большем количестве, чем это наблюдается при гранитизации кристаллических сланцев осадочного происхождения.

Гранитизация древних габброидов и кристаллических сланцев осадочного происхождения дарьяльского комплекса кристаллических пород протекает при прогрессирующем возрастании отношения молеку-

лярных процентов $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$. Эквивалентное значение этого отно-

шения является характерным для дарьяльских полевошпатовых пегматитов, представляющих собой крайние члены процесса гранитизации.

Главные и характерные акцессорные минералы гранитизированных пород Дарьяльского массива: плагиоклаз, микроклин, биотит, апатит, циркон, ортит, сфен, гранат и турмалин являются реакционными минералами; они образуются на определенной стадии гранитизации в результате химического взаимодействия растворов и исходных пород.

2. Характерные признаки гранитоидов, образовавшихся из различных исходных пород

На основании минерального и химического состава нетрудно отличить гранитоиды, образовавшиеся путем метасоматической гранитизации кристаллических сланцев осадочного происхождения, от гранитизированных основных магматических пород (см. табл. 51).

В таблице 51 приведены характерные признаки двух типов гранитизированных пород, позволяющие судить об исходной породе. В частности, при наличии акцессорного турмалина в кристаллических породах дарьяльского комплекса, можно утверждать, что исходная порода была осадочной. В этой породе молекулярное количество глинозема больше, чем суммарное молекулярное количество кальция и щелочей. Наряду с этим фигуративная точка чисел Ниггли будет проектироваться в поле распространения осадочных пород (большой частью в четвертом сечении тетраэдра). Содержание в породе акцессорного минерала ортита явно указывает на ее принадлежность к гранитизированным магматическим породам. Одновременно наблюдается также акцессорный минерал сфен; в данном случае будет иметь место следующее соотношение атомных количеств: $2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} > \text{Al}$.

Можно указать и на такие особенности горных пород, наличие которых хотя и определяет первичный характер породы, но не исключает и возможность отклонения. Породы из ряда гранитизированных габброидов, по минеральному составу отвечающие гранитоидам, принадлежат либо к монцитовым разновидностям гранитов, либо — к акеритовым (по Лакруа). Соответственно, плагиоклазы этих пород, в подавляющем большинстве случаев имеют более основной состав, чем плагиоклазы гранитизированных кристаллических сланцев. Гранитизированные осадочные породы, отвечающие по минеральному составу гранитоидам, химически неравновесны и обычно не соответствуют типу магм (пород) Ниггли. Гранитоиды, образовавшиеся путем метасоматической гранитизации осадочных пород, богаче SiO_2 , чем гранитоиды, образовавшиеся за счет древних габброидов.

3. О фемическом метасоматозе

Процессы гранитизации осадочных и основных магматических пород Дарьяльского ущелья приводят к постепенному убыванию в составе этих пород Mg, Fe и Ca.

Определение путей миграции фемических элементов при метасоматической гранитизации является одной из трудных задач. По мнению исследователей, большая часть вынесенных элементов либо исчезает без всякого следа, либо, если удастся найти участки, обогащенные этими элементами, они образуют незначительные скопления по сравнению с мощными гранитизированными массами.

В ранних работах зарубежных геологов формирование «основного фронта» (Вегманн, 1935; Баклунд, 1936) рисуется следующим образом: железо-магнезиальный фронт движется впереди гранитизированных пород, вследствие вытеснения магния и железа из мигматизирующихся пород.

Таблица 51

Характерные признаки гранитоидов, образовавшихся за счет кристаллических сланцев осадочного происхождения и основных магматических пород

Гранитизированная осадочная порода		Гранитизированная основная магматическая порода	
Характеризует гранитизированные осадочные породы	Характеризует гранитизированные осадочные породы; возможны отклонения	Характеризует гранитизированные основные породы	Характеризует гранитизированные основные породы; возможны отклонения
1) Турмалин 2) $Al_2O_3 < CaO + Na_2O + K_2O$ (молекулярные количества) 3) $Al < 2Ca + Na + K$ (атомные количества)	1) Фигуративная точка чисел Ниггли проектируется в поле распространения осадочных пород 2) Горные породы, отвечающие по минеральному составу гранитоидам химически неравновесные и обычно не соответствуют типу магм (пород) Ниггли 3) Породы IV (гранитоиды) группы богаче SiO_2 , чем породы IV группы (гранитоиды) гранитизированных основных магматических пород	1) Ортит, сфен 2) $Al_2O_3 < CaO + Na_2O + K_2O$ (молекулярные количества) 3) $Al < 2Ca + Na + K$ (атомные количества)	1) Биотит и плагиоклаз крупнее по размеру, чем в гранитизированных осадочных породах 2) Плагиоклаз сильно сосюритизирован — и более основной, чем в гранитизированных осадочных породах 3) Породы по минеральному составу, отвечающие гранитоидам, принадлежат либо к мондонитовым разновидностям гранитов, либо к акеритовым (по Лакруа)

Лападю-Арг (1950) методом статистики устанавливает концентрацию Mg и Fe «в пограничных зонах комплекса метаморфических пород» и локализацию их «в зонах тем более периферических, чем меньше их ионные радиусы».

Рейнольдс (1950) на основании фактических материалов устанавливает относительную концентрацию вынесенных элементов вокруг интрузивных массивов.

Из советских геологов, разрабатывавших этот вопрос, привлекают внимание мнения Н. Г. Судовикова (1956) об образовании преимущественно диопсид-амфиболовых пород за счет гнейсов при железо-магнезиально-кальциевом метасоматозе, Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959), Н. Ф. Татришвили (1961), об образовании серпентинитов

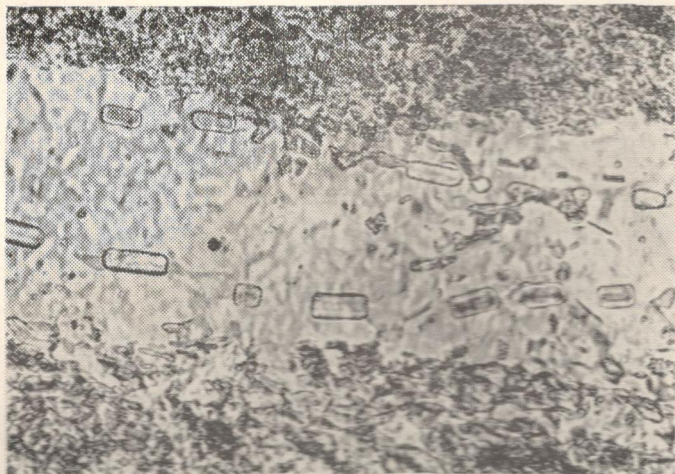


Рис. 1. Иголочки апатита, расположенные в кварцевой жилке, ориентированы вдоль жилки. Без анализатора, $\times 120$.



Рис. 2. Останцы плагиоклазов в кальците. Наблюдается совпадение направлений одновременно угасающих двойников плагиоклаза, разобщенных кальцитом. Ник.+, $\times 80$.



Р и с. 3 Жилкообразные тела микроклина секут катаклазированный плагиоклаз и скопления кварца. Ник. +, $\times 80$.



Р и с. 4 Жилка калишпата одновременно является подводящим каналом порфиробласта калишпата. Ник. +, $\times 37$.

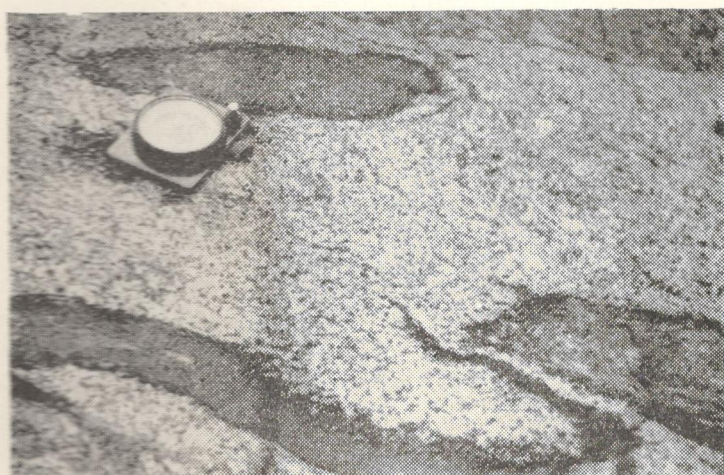
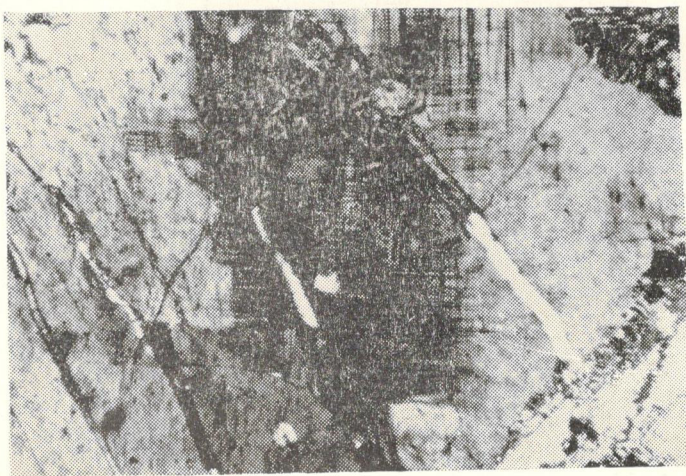


Рис. 5. Меланократовые ксенолиты в гранитах. Дарьяльский массив; первое крупное ущелье севернее замка царицы Тамары; правый берег р. Терек.



Рис. 6. С роговой обманкой пегматитообразно срastaются эпидот и кварц
Ник. +, $\times 25$.



Р и с. 7. Микроклин сечется жилками эпидота, кварца и биотита Ник.+,
×22.



Р и с. 8. Замещение плагиоклаза калишпатом. Ник.+, ×22.

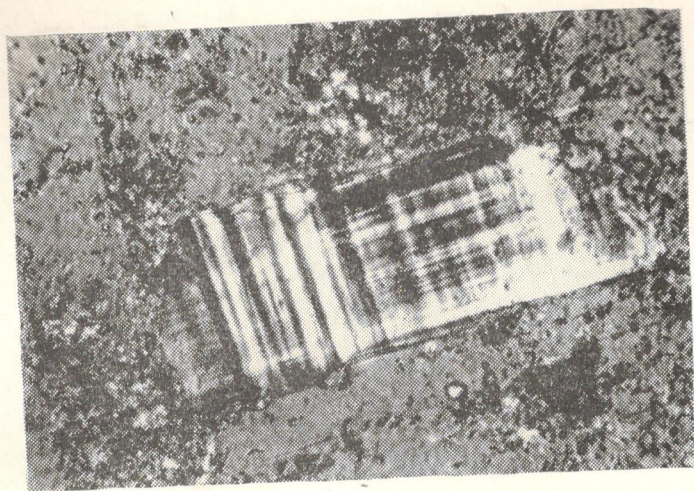


Рис. 9. Замещение плагиоклаза калишпатом. Деталь рис. 8. Ник.+, $\times 74$.

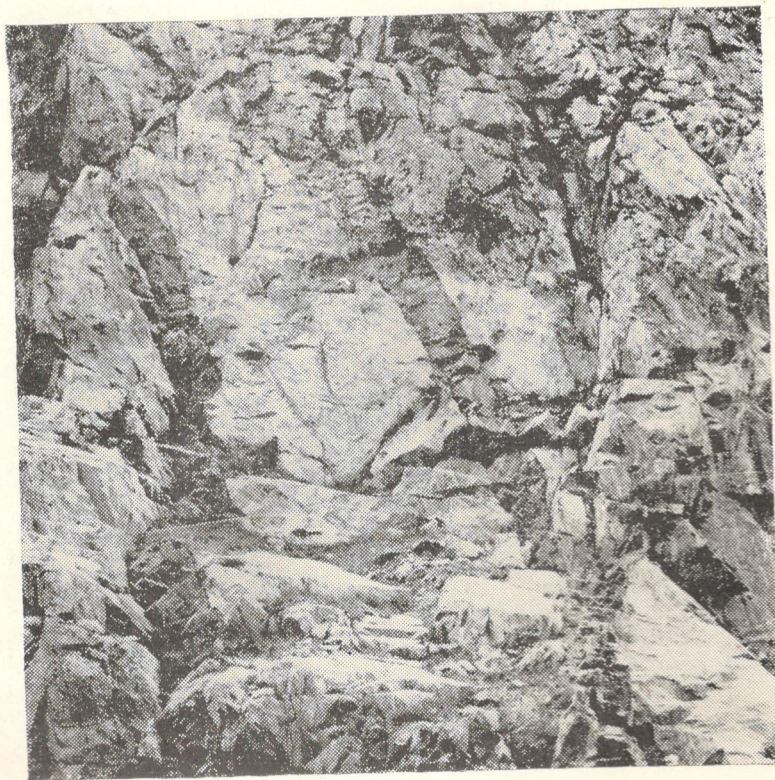
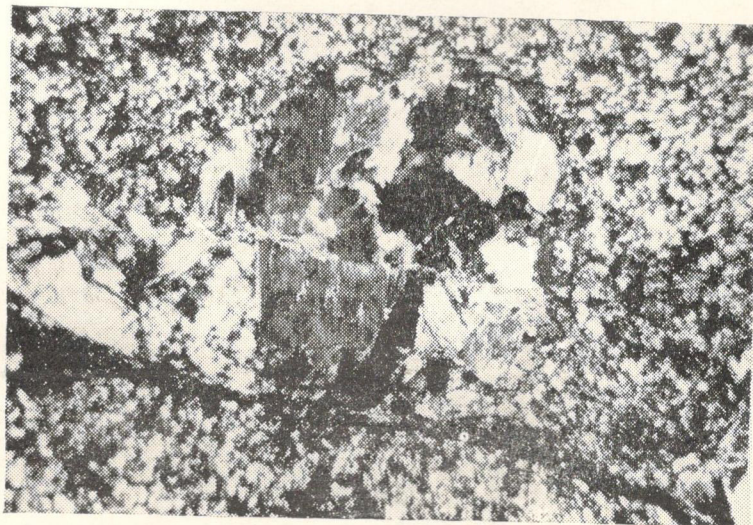
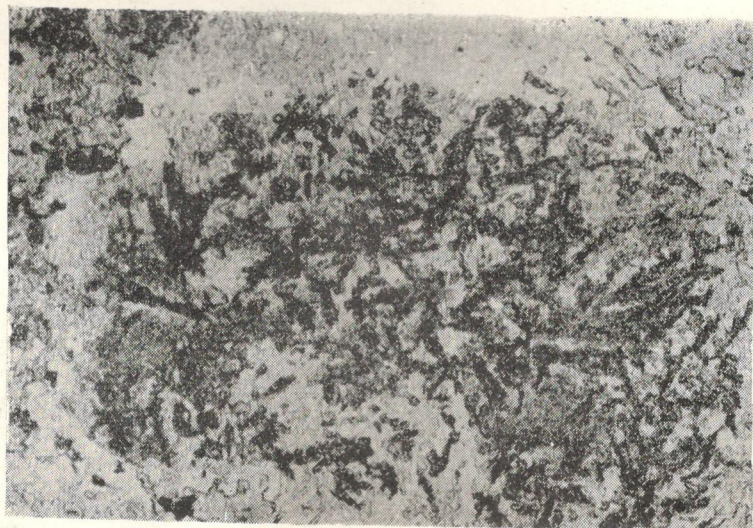


Рис. 10. Жильные уралитовые диабаз-порфиры, секущие гранитоиды. Мощность жил 2—3 м. Гвелетский массив; Военно-Грузинская дорога.



Р и с. 11. Гнездо роговой обманки отделенно от окружающей альбитовой массы. Ник.+, $\times 22$.



Р и с. 12. В сосюритовой массе зарождается удлинено-лучистый слабо плеохроирующий актинолит. Без анализатора, $\times 56$.

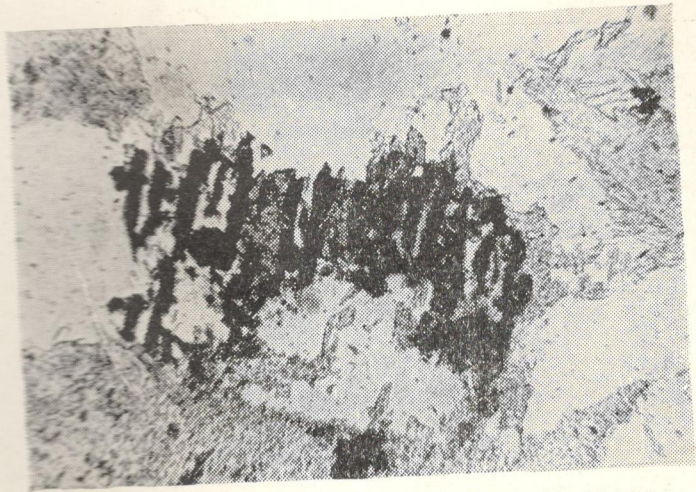


Рис. 13. Сфен замещает скелетообразный ильменит. Без анализатора, $\times 22$

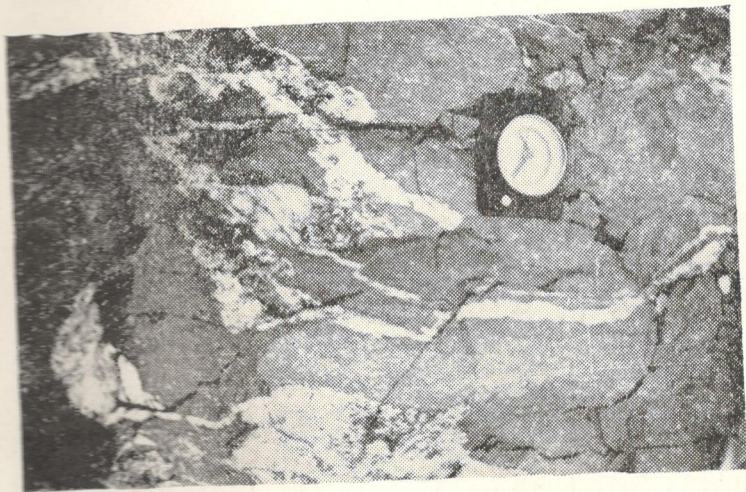
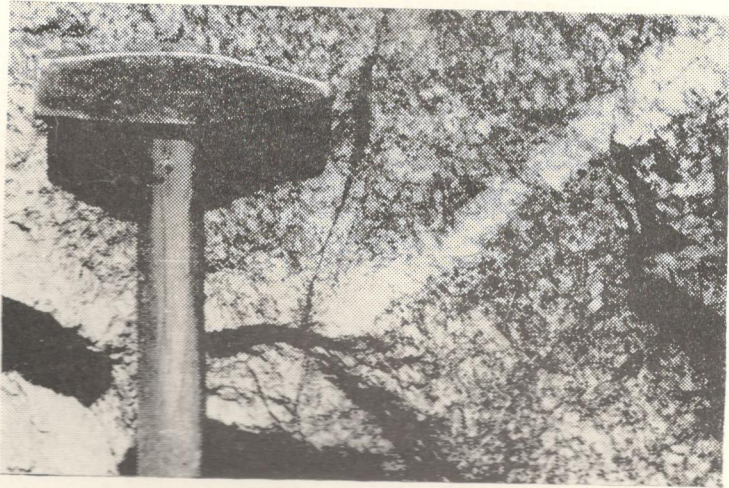


Рис. 14. Кварц-альбит-роговообманковые жилы, расположенные вблизи контакта уралитового диабаз-порфирита и гранодиорита, Гвелетский массив



Р и с. 15. Апатит-пегматитовая жила в порфировидном граните; Дарьяльский массив.



Р и с. 16. Кварц-микрклиновый пегматит. Дарьяльский массив; боковое ущелье, ниже «Чертова моста», левый борт р. Терек.



Рис. 17. Кварц-микрклиновый пегматит в порфировидном гранитоиде; наблюдаются тончайшие вертикальные жилки роговой обманки. Дарьяльский массив; Военно-Грузинская дорога.

в связи с процессами метасоматической гранитизации древних основных вулканогенно-осадочных пород.

Изученные нами (Д. М. Шенгелиа, 1963₁), процессы железо-магнезиального, иногда железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза, обусловлены привнесом Mg, Fe и Ca. Эти элементы высвобождаются и выносятся в результате метасоматической гранитизации осадочно-вулканогенных и древних основных магматических пород. Таким образом, железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз генетически сопряжен (комплементарен) с гранитизацией. Это не исключает возможности опережения процесса базификации и последующей гранитизации базифицированных пород. Это мнение, в отношении источника основных элементов согласуется с мнением Рейнольдса (1950).

Большее развитие основных метасоматических пород в Гвелетском массиве, по сравнению с Дарьяльским, объясняется более сильной гранитизацией последнего. До Гвелетского массива, являющегося краевой зоной при гранитизации, вероятно, доходила лишь затухающая волна гранитизации, которая, видимо, не смогла полностью уничтожить следы опережающего ее процесса десиляции и базификации.

Следует отметить избирательный характер железо-магнезиального метасоматоза. Кроме того, видимо, выпадение из растворов и концентрация фемических элементов требуют более благоприятных условий, нежели метасоматическая гранитизация.

В Дарьяльском и Гвелетском массивах продуктами базификации и десиляции кристаллических сланцев осадочного происхождения и габброидов являются кварц-хлорит-амфиболовые, в первом случае, и амфибол-хлоритовые, во втором случае, образования. В соответствии с мнением Д. С. Коржинского (1955) мы относим их к одной метасоматической фации: «Метасоматические породы, образовавшиеся при одинаковых внешних условиях, в частности при вполне подвижном поведении одних и тех же компонентов и при одинаковой их концентрации в растворе, мы будем относить к одной метасоматической фации».

Минеральная ассоциация нашей метасоматической фации сравнительно низкотемпературная, так как господствующими являются амфибол с низким содержанием глинозема, другие же минералы являются водосодержащими. Для габброидных пород наложенный фемический метасоматоз является регрессивным, а для кристаллических сланцев осадочного происхождения — прогрессивным.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Д. К. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1945.
- Афанасьев Г. Д. Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956.
- Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петр., мин. и геох., вып. 20, 1958.
- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Белянкин Д. С. Материалы для петрографии Центрального Кавказа. Изв. СПб. Политехн. ин-та, отд. техн., естеств. и матем., т. XVIII, вып. 1, 1912.
- Белянкин Д. С. О дарьяльском граните. Сб. «Геологические исследования в области Перевальной жел. дор. через Главный Кавказский хребет», Изд. Упр. по сооруж. жел. дор. СПб, 1914₁.

- Белянкин Д. С., К петрографии Арехотского тоннеля. Сб. «Геологические исследования в области Перевальной жел. дор. через Главный Кавказский хребет». Изд. Упр. по сооруж. жел. дор., СПб, 1914₂.
- Белянкин Д. С., К исследованию кавказских гранитов. Изв. Петрогр. политехн. ин-та, Отд. техн., естеств. и матем. наук, 27, 1918.
- Вардадянц Л. А., Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. Центр. н.-и. геол. разв. ин-та, вып. 25, 1935.
- Вардадянц Л. А., Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрестностей (Центральный Кавказ). Зап. Всес. мин. об-ва, 69, 2—3, 1940₁.
- Вардадянц Л. А., О возрасте тектонических структур Горной Осетии (Центральный Кавказ). Доклады АН СССР, т. XXVII, № 9, 1940₂.
- Вардадянц Л. А., О возрасте структуры Центрального Кавказа. Сов. геол. № 8, 1940₃.
- Заварицкий А. Н., О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
- Заварицкий А. Н., Изверженные горные породы, 1961.
- Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О второстепенных минералах гранитоидов. Записки Всес. мин. об-ва, сер. 2, ч. 80, 1952.
- Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О процессах замещения плагиоклазов. Научн. докл. Высшей школы, сер. геол.-геогр., № 2, 1958.
- Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.
- Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., т. III (VIII), 1947.
- Коржинский Д. С., Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. Изв. АН СССР, сер. геол., 6, 1951.
- Коржинский Д. С., Теория инфильтрационного метасоматоза с образованием реакционных минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.
- Коржинский Д. С., Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основная проблема в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1955.
- Кузнецов И. Г., Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 131, геол. сер. № 52, 1951.
- Лападю-Арг., О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. Сб. «Проблема образования гранитов», т. 2, 1950.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Тр. СПб. об-ва естествоиспыт., т. XXVI, вып. 5, 1898.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Петрографические исследования в Центральном Кавказе (Горная Осетия, Дигория и Балкария). Изв. Петер. политех. ин-та, 1904.
- Никитин В. Д., К теории генезиса пегматитов. Зап. Горного ин-та, 30, 2, 1955.
- Рейнольдс Д. А., Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. В кн. «Проблема образования гранитов», т. 2, 1950.
- Ренгартен В. П., Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. Геол. разв. объедин. СССР, вып. 148, 1932.
- Судовиков Н. Г., Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
- Татришвили Н. Ф., Петрография метаморфических и магматических пород палеозоя ущелья р. Теберды. Тр. Геол. ин-та АН СССР, минер.-петр. серия, т. V, 1961.
- Шеллер В. Т., Пегматиты. В сб. «Геология рудных месторождений западных штатов США», И.-Л., ОНТИ, 1937.

- Шенгелиа Д. М., Кварц-роговообманково-плагноклазовые жилы Дарьяльского ущелья. Сообщения АН ГССР, т. 27, № 6, 1961.
- Шенгелиа Д. М., О генезисе кварц-микроклинового и микроклинового пегматитов Дарьяльского массива. XIII научн. конф. аспирантов и молод. научн. работников. Изд. АН ГССР, 1962.
- Шенгелиа Д. М., О генезисе амфиболитов и ультраосновных пород Дарьяльского массива. Сообщ. АН ГССР, т. 30, № 3, 1963₁.
- Шенгелиа Д. М., О генезисе турмалина из песчано-глинистых сланцев Дарьяльского ущелья. Изв. Геол. об-ва Грузии. АН ГССР, 1963₂.
- Backlund U. G., Der «Magmaaufstieg» in Faltengebirgen. Bull. Comm. geol. Feilande, 115, 293, 1936.
- Lacroix A., Contribution à la connaissance de la composition et mineralogique des roches eruptives de l'Indochine. Bull. du Service geologique de l'Indochine, Hanoi, 1933, 20, fasc. 3.
- Lapparent J., Logique des mineraux du granite, Revue scientifique, 5—6, 79, année, 1941.
- Wegmann C. E., Zur Deutung der Migmatite, Geol. Rundschau. Vol. 26, 1935.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Гранитизированные осадочные породы	6
1. Кристаллические сланцы	6
2. Порфиробластовые кристаллические сланцы	11
3. Гнейсовидные породы	13
4. Бесполовошпатовые породы с массивной текстурой	16
5. Полевошпатовые породы с массивной текстурой	19
6. Гранитоидные породы с реликтами метаморфических пород	21
7. Последовательность изменения состава кристаллических пород осадочно-го происхождения Дарьяльского и Гвелетского массивов при метасоматической гранитизации и некоторые генетические вопросы	25
Гранитизированные древние основные породы	36
Древние основные магматические породы	36
Диоритовые ксенолитоподобные тела	44
Биотитово-роговообманковые и биотитовые кварцевые диориты с реликтами метаморфических пород	51
Гранитоидные породы с реликтами метаморфических пород	55
Последовательность изменения состава древних основных магматических пород Дарьяльского и Гвелетского массивов при метасоматической гранитизации и некоторые генетические вопросы	58
Основные жильные магматические породы, секущие гранитоиды.	67
Кварц-роговообманково-плагиоклазовые жилы	69
1. Роговообманково-плагиоклазовые жилы, связанные с уралитовыми диабаз-порфиритами	69
2. Кварц-плагиоклаз-роговообманковые жилы, секущие гранитоиды	74
3. Кварц-альбитовые и кварц-роговообманково-плагиоклазовые жилы, приуроченные к осадочным образованиям	79
4. Выводы	82
Жильные лейкократовые гранитоидные породы	83
Милонитизация и явления катаклаза, взаимоотношения дарьяльских гранитоидов и осадочной свиты	92
Об абсолютном возрасте кристаллических пород	97
Заключение	98
1. Последовательный возрастной ряд и схема преобразования пород	98
2. Характерные признаки гранитоидов, образовавшихся на различных исходных пород	99
3. О фемическом метасоматозе	99
Литература	101

Давид Михайлович Шенгелиа
ПЕТРОЛОГИЯ ДАРЬЯЛЬСКОГО МАССИВА

Напечатано по постановлению Ред.-Изд. Совета АН Грузинской ССР

*

Редактор издательства Т. П. Бокучава
Техредактор Э. Б. Бокериа
Корректор И. И. Гассиева

Подписано к печати 5.3.1965; Печатных л. 9,75;
Уч.-Издат. л. 9 04; УЭ 02036; Тираж 1000; Заказ 930
Цена 76 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, ძერჟინსკის ქ. № 8
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, ул. Держинского № 8

გამომცემლობა „მეცნიერების“ სტამბა, თბილისი, გ. ტაბიძის ქ. № 3/5
Типография Издательства «Мецниереба», Тбилиси, ул. Г. Табидзе 3/5

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА» ВЫПУСТИЛО В СВЕТ

1. Коллектив авторов, **Вопросы геологии Грузии**, 1964, цена 2 руб. 85 коп.

2. Коллектив авторов, **Труды Геологического института**, XIV, (XIX), 1965, цена 1 руб. 55 коп.

ВЫЙДУТ В СВЕТ В БЛИЖАЙШЕЕ ВРЕМЯ

1. Коллектив авторов, **Материалы по литологии Юго-Восточной Грузии**.

2. Коллектив авторов, **Материалы по минералогии Грузии. Пироксены и амфиболы**.

3. М. Узнадзе, **Неогеновая флора Грузии**.

4. О. Дудаури, **Петрография субвулканических малых интрузий Болнисского массива (на груз. яз.)**.

5. Коллектив авторов, **Геологическая изученность СССР, т. 41. Грузинская ССР**.

6. Коллектив авторов, **Геологическое строение и металлогения Ю. В. Грузии**.

7. Коллектив авторов, **Известия Геологического общества Грузии, т. IV**.