

Д. Н. КЕЦХОВЕЛИ

ПЕТРОЛОГИЯ ЦЕЙСКОГО МАССИВА

«МЕЦНИЕРЕБА»

1972

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
გეოლოგიური ინსტიტუტი
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 31

დ. კაცხოველი

ნეის მასივის პეტროლოგია
(ჩრდილო კავკასია)

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1972

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 31

Д. Н. КЕЦХОВЕЛИ

ПЕТРОЛОГИЯ ЦЕЙСКОГО МАССИВА
(Северный Кавказ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1972

552 (С 41)
552 (47.922)
К 377

В работе приводится петрологическая характеристика гранитоидов, ксенолитов и секущих лейкократовых жил Цейского массива.

На основании большого фактического материала изучены процессы гибридизма и метасоматизма. В работе рассматриваются также общие вопросы петрологии, в частности, освещен генезис вторичных зональных плагиоклазов, птигматитов, лейкократовых инъекционных и метасоматических жил, выявлена последовательность воздействия высокотемпературных растворов, производящих преобразование кристаллических пород массива.

Редактор Н. Ф. Татришвили

2—9—3
15—19,0 местн.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа является итогом исследований автора в течение трех полевых сезонов (1962—1964 гг.) и последующей камеральной обработки по теме «Петрология Цейского массива». Район исследований располагается в высокогорной части Главного хребта Большого Кавказа, характеризуется резко пересеченным рельефом и труднодоступностью, что обуславливало его недостаточную степень изученности.

Химико-петрографическая и петрогенетическая характеристика цейских гранитоидов приведена в работах В. Ф. Морковкиной (1947, 1950), по мнению которой гранитоиды носят явно гибридный характер и образованы в результате проникновения гранитной интрузии и последующей ассимиляции ею основных магматических пород. Однако ряд вопросов, касающихся геологии, петрологии и возраста цейских гранитоидов, а также взаимоотношение последних с другими гранитоидами Большого Кавказа остались неразрешенными. В настоящей работе освещены вопросы становления Цейского массива на основании новых фактических материалов, как геологических, так и лабораторных.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ И ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Цейский массив, обнажающийся по обоим склонам Цейского ущелья, находится в Северо-Осетинской АССР и в соответствии с геотектоническим расчленением Северного Кавказа входит в зону Главного хребта.

Геология и петрография Цейского массива с давних пор привлекает внимание исследователей. Сведения о кристаллических породах района Цейского ущелья, относящиеся к концу прошлого и началу текущего столетия, представляющие только исторический интерес, можно встретить в работах Н. П. Кулаковской, Б. Волькенау, С. С. Гембицкого, В. М. Дервиз и др.

Первые наиболее полные материалы по магматической геологии района приведены в работе Л. А. Варданянца (1940), по данным которого в строении исследованного района принимают участие, главным образом, метаморфическая свита, граниты и кварцевые диориты. Подчиненную роль играют габбро-диоритовые породы. Широко проявлены здесь и послепалеозойские интрузии в виде отдельных мелких тел. Наиболее древней в Цейском ущелье является метаморфическая свита (южные сланцы), сложенная главным образом из кварцитов, кварцево-сланцев, кварцево-хлоритовых и эпидитовых сланцев. Эта свита, возраст которой Л. А. Варданянцем (1935) определяется докембрием — нижним палеозоем, отождествляется с аналогичной сланцевой свитой Кассарского ущелья.

Метаморфическая свита собрана в ряд довольно сильно сжатых складок с общим простиранием, близким к широтному. Из числа этих складок лучше прослежена антиклиналь, ось которой пересекает ледник Сказ, и синклинали, пересекающая ледник Цей в 2,5 км от его конца.

В восходящем стратиграфическом разрезе за сланцами следуют средне- и мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты, слагающие правый склон низовьев ущелья Сказ и далее оба склона ущелья Гакон-ырх, а также левый берег р. Цей в промежутке между санаторием и буронской свитой. Возраст гранитов не установлен; нижним возрастным пределом является нижнепалеозойская (?) метаморфическая свита, являющаяся вмещающей для гранитов. Л. А. Варданянец выделяет кварцевые и бескварцевые габбро и габбро-диориты, обнажающиеся в виде небольших массивов в нижней части ущелий Эльбатыком и Гуат и на водоразделе рек Сказ и Цей. Повсюду они приурочены к внутренним частям кварцево-диоритовой интрузии. Габброиды Л. А. Варданянец считает аволитами. Наиболее молодыми породами в схеме Л. А. Варданянца являются цейские кварцевые диориты, переходящие иногда в гранодиориты. Кварцевыми диоритами сложена вся северная часть водораздела ущелий Сказ и Цей, а также весь левый склон Цейского ущелья от ледника Эльбаты до санатория. К северу и западу кварцевый диорит распространяется за пределами Цейского ущелья. Аналогичные кварцевые диориты были встречены Л. А. Варданянцем также на южном склоне Главного хребта Большого

Кавказа в моренах ледников Чанчахи и Буба, указывающие на большое распространение этой интрузии. Автором приводится краткое петрографическое описание кварцевых диоритов. Он полагает, что возраст кварцевого диорита не древнее среднего, либо верхнего палеозоя. С кварцевыми диоритами связаны генетически многочисленные аплитовые и пегматитовые жилы. Среди аплитов наблюдаются микроклиновые и альбитовые разновидности, связанные между собой переходами.

По данным Л. А. Варданянца, тектоника Цейского ущелья определяется, в основном, двумя крупными широтными антиклиналями, ядра которых сложены доюрскими породами. Южная антиклиналь опрокинута к югу, ядро поднято кверху вдоль сброса, падающего к северу. Северная антиклиналь опрокинута к северу или имеет поставленное на голову северное крыло, подрезанное дополнительным крутым сбросом, к северу от которого обнажаются юрские, а к югу доюрские породы. Обе антиклинали вместе с подрезающими их сбросами определяют продольное сложное горстообразное поднятие внутренней части Центрального Кавказа, оформившееся, в основном, в неогене.

Крайние северные выходы цейских гранитоидов закартированы М. И. Ициксоном на северном склоне водораздельного хребта рр. Цей и Айгамуга, в области ледников Донисар, Чилингини, Хуппара, Кайсар-Хицан и Скаттиком. Неправильные тела биотитово-роговообманковых кварцевых диоритов на правом борту ледника Донисар и на западном склоне горы Соухх прорывают среднезернистые двуслюдяные граниты (Ициксоном, 1939, 1940, 1941). Несколько небольших штоков (поперечником не более 100—200 м) секут порфировидные биотитовые гранитоиды у ледников Чилингини и Хуппара.

Химико-петрографическая и петрогенетическая характеристика гранитоидов Цейского ущелья приведена в работе В. Ф. Морковкиной (1947, 1950).

Цейские кварцевые диориты (роговообманковые гранитоиды, по Морковкиной) на юге и юго-западе контактируют с южными сланцами. На северо-востоке и востоке эти породы постепенно переходят в более мелкозернистые биотитовые разновидности, а затем в двуслюдяные граниты. В кварцевом диорите наблюдаются значительные колебания количественных соотношений кварца, микроклина и темноцветных минералов, обусловли-

вающих постепенный переход от диорита и кварцевого диорита к граниту. В цейском массиве наблюдаются: ксенолиты вмещающих сланцев, основные породы типа габбро-диабазы и шпирообразные мелкие ксенолиты, в значительной степени переработанные. В. Ф. Морковкина не считает породы массива продуктом магматической дифференциации. Они, по ее мнению, носят явно гибридный характер и образовались в результате проникновения гранитной интрузии и ассимиляции ею основных пород, слагавших первоначально кровлю интрузива и сохранившихся теперь только в виде ксенолитов. Ксенолиты габбро-диабазы значительно изменены в сторону обогащения их кремнеземом и щелочами. Гранитная магма при этом обогащается CaO , MgO , FeO . Процессы гибридизма, протекавшие в твердой фазе, прослеживаются в основных ксенолитах, находящихся на различных стадиях переработки.

По данным автора, порфиридные гранитоиды (кассарские граниты), развитые между северной и южной метаморфическими толщами, обнаруживают постепенные переходы от слабогранитизированных сланцев до нормальных массивных и гнейсовидных гранитов. Между порфиридным гранитом и южными сланцами находится переходная полоса, выделяемая обычно как гранитизированные сланцы. В этой полосе можно шаг за шагом проследить все стадии гранитизации вмещающих сланцев, вплоть до превращения их в типичные порфиридные граниты. Порфиридные гранитоиды представляют собой продукт метасоматического замещения метаморфических сланцев в результате воздействия растворов. Автор отмечает, что «собранный фактический материал, а также химические анализы с убедительностью показывают, что разнообразие описанных пород связано с различными стадиями процесса гранитизации сланцев и порфиридный гранит представляет собой конечный продукт этого процесса» (стр. 37).

Источником всех гранитизирующих растворов, по мнению В. Ф. Морковкиной, была цейская гранитная магма, давшая в результате нормальной кристаллизации равномернозернистые двуслюдяные граниты нижнепалеозойского возраста.

Возраста цейских гранитоидов касается также В. А. Мельников (1962); среди интрузивов комплекса Главного хребта он выделяет гранодиориты и микроклиновые граниты, связанные

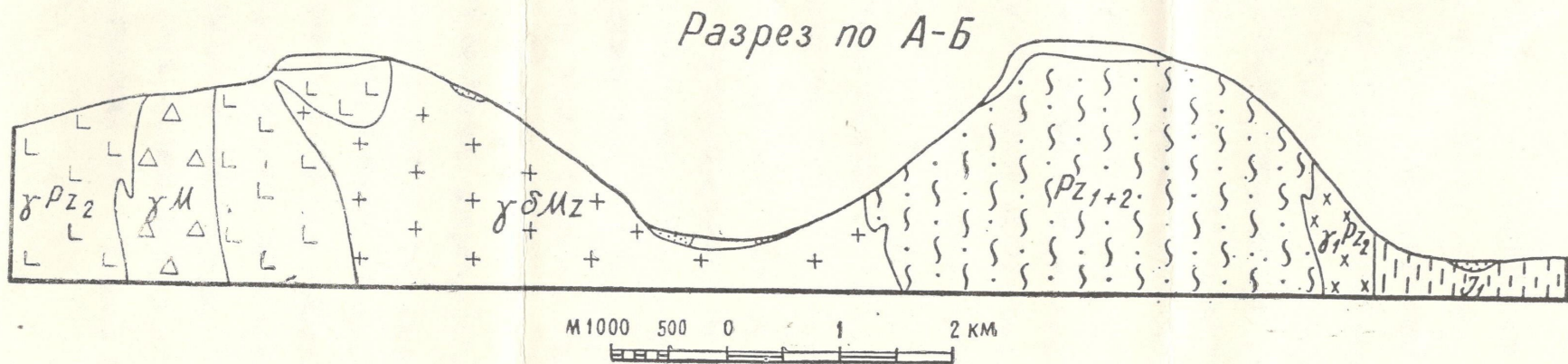
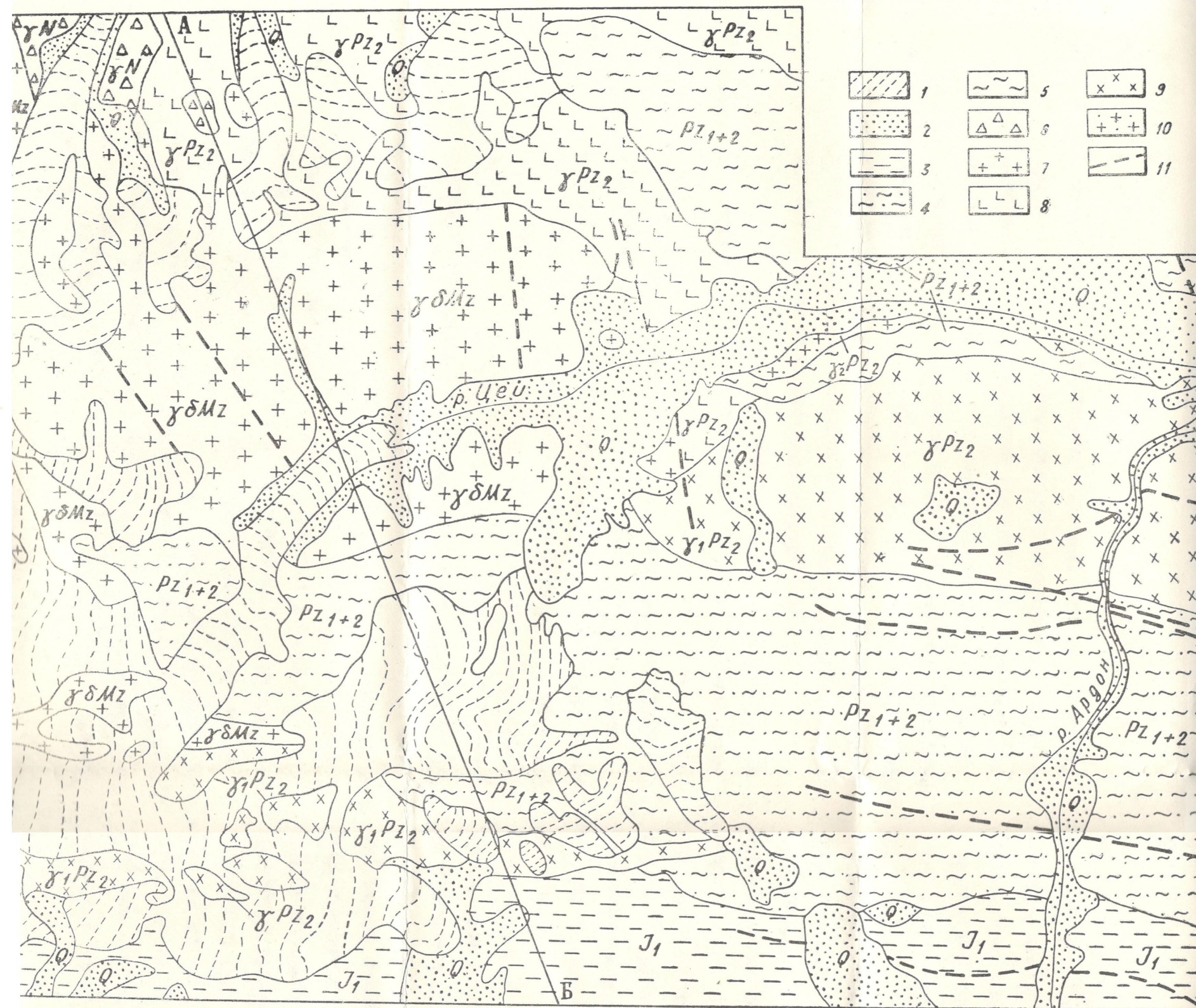
между собой постепенными переходами, и двуслюдяные граниты, обособляющиеся в самостоятельную интрузивную фазу. Двуслюдяные граниты прорывают микроклиновые граниты и граниты садонского типа. Возраст гранитов кассарского типа автор считает нижнепалеозойским на основании их магматического контакта с отложениями нижнего карбона, верхней перми и нижнего мезозоя.

По мнению названного автора, интрузия цейских кварцевых диоритов прослеживается на Южном склоне Главного хребта, в верховьях рр. Чанчахи и Тбилиса, где она прорывает глинистые сланцы нижнего лейаса. На этом основании цейские кварцевые диориты датируются средним мезозоем.

По предположению Г. Д. Афанасьева (1956, 1958, 1960), основной фон Кассарского гранитоидного массива слагают плагиогнейсы, которые до разгнейсования представляли собой биотитово-кварцево-олигоклазовые породы. В дальнейшем плагиогнейсы были интродированы меланократовыми жилами и лейкократовыми гранитоидными породами. Дайки диабазов Г. Д. Афанасьев рассматривает как жильные спессартиты, внедрившиеся в плагиограниты до внедрения жил лейкократовых гранитоидов: плагиоаляскитов и плагиоаплитов силурийского (нижнедевонского?) возраста. По мнению автора, плагиогнейсы, спессартиты, плагиоаляскиты и плагиоаплиты представляют собой последовательные серии пород, в высокой степени затронутые процессами динамометаморфизма. Позднее вся эта серия пород была подвергнута микроклинизации с преобразованием пород субстрата в порфиробластовые гранитогнейсы. Между формированием комплекса из плагиогнейсов, спессартитов и плагиоаплитов Кассарского массива и наложением калневого метасоматоза автор допускает большой разрыв во времени.

Южные сланцы, выходящие южнее Кассарского кристаллического комплекса, Г. Д. Афанасьев считает аналогичными и синхронными кистинской и циклаурской свитам силур-девонского возраста. Двуслюдяные граниты Цейского ущелья, по его мнению, соответствуют аналогичным гранитам р. Аксаут и ее притоков — Кти-Теберды, Хадюка и др.

В. В. Авдонин (1963) отмечает, что биотитовые и роговообманковые гранодиориты в центральной части массива постепенно переходят в биотитовые граниты. Гранодиориты и граниты



Фиг. 1. 1—Современное оледенение. 2—Ледниковые, аллювиальные и делювиальные отложения—Q. 3—Глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников—I. 4—Южная толща метаморфических сланцев— Pz_{1+2} . 5—Северная толща метаморфических сланцев— Pz_{1+2} . 6—Неограниты— γN . 7—Цейские кварцевые диориты и гранодиориты— $\gamma \delta Mz$. 8—Двуслюдяные граниты— γPz_2 . 9—Кассарские граниты— $\gamma_1 Pz_2$. 10—Граниты садонского типа— $\gamma_2 Pz_2$. 11—Линия разлома.

по направлению к периферии сменяются двуслюдяными крупнозернистыми и, наконец, мусковитовыми лейкократовыми гранитами. Эти изменения, по мнению Авдонина, явились результатом метасоматических процессов, приведших к увеличению количества кварца, калишпата и мусковита. Породы приконтактных частей сильно отличаются от гранодиоритов центральной части массива. Постепенно, по мере приближения к контакту, роговая обманка и биотит исчезают, замещаясь хлоритом и мусковитом; плагиоклаз интенсивно замещается калишпатом и кварцем. Все это приводит к возникновению светлой метасоматической породы, состоящей из кварца, калишпата и плагиоклаза.

Из вышеотмеченного следует, что биотитовые граниты, роговообманковые гранодиориты и двуслюдяные граниты связаны между собой постепенными переходами друг в друга и, стало быть, они разновозрастны.

Полосчатые сланцы (кассарская свита) бассейнов рр. Ардон и Цей исследовались Ю. Г. Моргуновым (1965), который, изучая метаморфическую эволюцию пород кассарской свиты, восстанавливает их первичный состав. По этому составу породы кассарской свиты сопоставлены с отложениями Сванетии и Передового хребта, возраст которых обоснован палеонтологически. На основании сходства разрезов кассарской свиты с разрезами прохоровской и хумпрерской свит десской серии, Ю. Г. Моргунов считает возраст кассарской свиты верхнедевонским-нижнекаменноугольным.

Петрология кристаллических сланцев Кассарского ущелья обстоятельно освещена в работе Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1967). Авторы приводят детальную химико-минералогическую, фаціальную и генетическую характеристику южных и северных сланцев.

По их данным, метаморфические сланцы ущелья р. Ардон представляют собой бывшие вулканогенно-осадочные геосинклинальные образования. Южные и северные метаморфические сланцы по составу исходных пород в общем одинаковые и обнаруживают в целом одинаковую степень метаморфизма. Метаморфизм глиноземистых пород происходит в результате прогрессивного метаморфизма, с образованием различных сланцев, отвечающих чаще зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фациям. За счет основных магматических пород и, вероятно, их туфов возникают плагиоамфиболиты и амфиболиты, относящиеся к кордиерит-антофиллитовой субфации амфиболитовой фации. Из этих пород впоследствии, в результате наложения натриевого и калиевого метасоматоза, возникли порфиридные гранитоиды.

Д. М. Шенгелиа показал, что исходными породами кассарских метасоматических гранитоидов являются первично-осадочные кристаллические сланцы и основные магматические породы. По данным названного исследователя, цейские кварцевые диориты по химико-минеральному составу и по петрологическим признакам сильно отличаются от кассарских и двуслюдяных гранитоидов Цейского ущелья. На этом основании автор считает их разновозрастными.

В исследованном районе развиты мезозойские кератофиновые породы, диабазы и кайнозойские гранитовые неинтрузии, подробная петрографическая характеристика которых приводится в работах Л. А. Варданянца (1935, 1940), А. П. Лебедева (1950), Г. Д. Афанасьева (1958), И. И. Кикнадзе и Ш. С. Баталова.

Суммируя данные по существующим работам, следует отметить, что ряд вопросов, касающихся геологии, петрологии, генезиса и возраста цейских гранитоидов и их взаимоотношений с другими гранитоидами Центрального Кавказа, все еще требует уточнения. Мы считаем, что определенным вкладом в этом направлении может послужить и эта работа.

Наиболее древние породы, встречающиеся в северной и южной частях прилегаемой геологической схемы (фиг. 1), представлены метаморфизованными в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фации, нижне-среднепалеозойскими сланцами. В северной части встречаются: плагиоклазовые амфиболиты, кварц-андалузит-двуслюдяные, кварц-спессартин-альбит-эпидот-биотитовые, кварц-хлорит-мусковитовые и кварц-альбит-микроклин-мусковитовые сланцы, а в южной части — плагиоклазовые амфиболиты, кварц-плагиоклаз-диопсид-эпидот-амфиболитовые, кварц-плагиоклаз-биотит-андалузит-альмандинные, кварц-плагиоклаз-биотитовые и кварц-мусковит-хлорит-полевошпатовые сланцы. Метаморфические сланцы смяты в крупные складки широтного простирания. Мощность северной толщи около 1200 м, южной — 1000 м.

На размытой поверхности метаморфитов южной толщи лежат глинистые сланцы с прослоями кварцитовидных песчаников нижнего лейаса, отложения которого широко развиты за пределами изучаемого нами района, в самой южной его части.

Отложения кайнозоя представлены аллювиальными, ледниковыми и делювиальными образованиями. Мощность их достигает нескольких десятков метров.

Большую часть территории района занимает современное оледенение.

Древние гранитоиды в районе представлены верхнепалеозойскими порфирибластическими кассарскими, садонскими и двуслюдяными гранитами. Кассарские и садонские граниты разновозрастны. Вторые отличаются от первых интенсивным нало-

жением процессов грейзенизации. Эти граниты образовались путем метасоматической гранитизации метаморфических сланцев южной и северной толщ (Морковкина, 1947, 1950; Заридзе и Татришвли, 1967; Шенгелиа, 1967), или в результате микроклинизации плагиогнейсового субстрата (Афанасьев, 1958), представляющего собой биотитово-кварцево-олигоклазовые породы или плагиограниты. Двуслюдяные граниты относятся к комплексу гранитов Главного хребта. Формирование двуслюдяных гранитов происходит во вторую фазу становления гранитоидов Главного хребта, вслед за образованием плагиогранитов.

Цейский массив сложен, в основном, нижнепалеозойскими кварцевыми диоритами, гранодиоритами и ксенолитами основных магматических пород. Сравнительно подчиненную роль играют ксенолиты кристаллических сланцев и секущие тела основных и лейкократовых пород. На представленной геологической схеме кварцевые диориты и гранодиориты обозначены одним индексом (γδMz). Другие породы Цейского массива, ввиду их небольших выходов, на геологической схеме не фиксируются.

Кассарские граниты секут метаморфиты северной и южной толщ, граниты садона имеют активные контакты с северной толщей метаморфических сланцев. Двуслюдяные граниты рвут сланцы метаморфитов северной толщи. Цейские кварцевые диориты и гранодиориты вдоль южной и северной периферии Цейского массива обнаруживают активные интрузивные контакты с метаморфитами южной толщи и двуслюдяными гранитами. Западные контакты Цейского массива с двуслюдяными и кассарскими гранитами — тектонические.

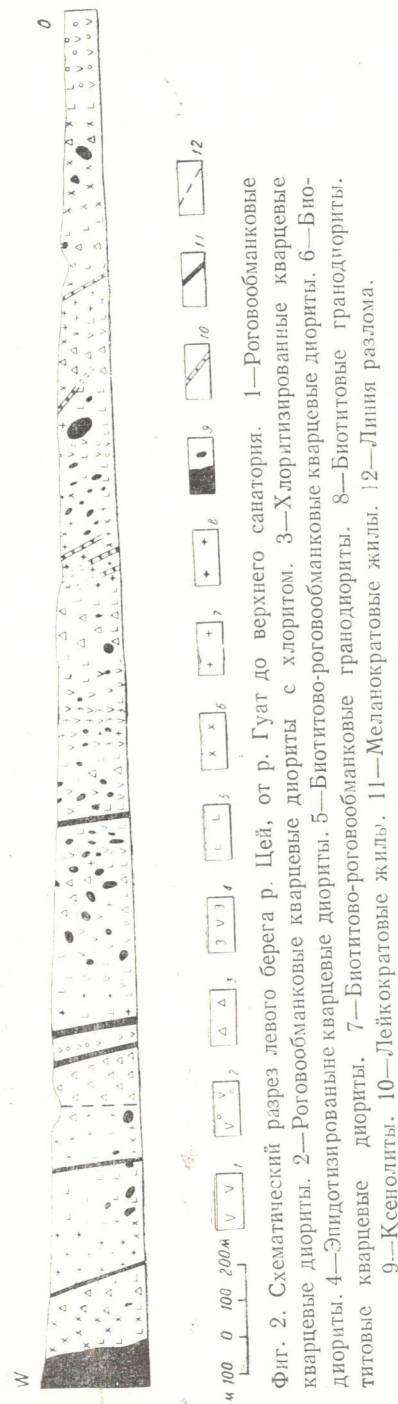
Небольшие выходы кайнозойских гранитовых интрузий, входящих в группу гранитов Сангутидона, закартированы в самой северо-западной части изученного района. Они расположены среди двуслюдяных гранитов и цейских гранитоидов, имеющих с ними активные контакты.

О геологическом взаимоотношении пород Цейского массива с метаморфитами и древними гранитами, а также о возрасте цейских гранитоидов целесообразнее говорить после анализа гезизиса кварцевых диоритов и гранодиоритов массива.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД ЦЕЙСКОГО МАССИВА

КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ

Кварцевые диориты, среди которых выделяются роговообманковые, биотитово-роговообманковые и биотитовые разновидности составляют основной фон Цейского гранитоидного массива. Эти породы связаны друг с другом постепенными переходами и не образуют каких-либо самостоятельных тел (фиг. 2).



Фиг. 2. Схематический разрез левого берега р. Цей, от р. Гуат до верхнего санатория. 1—Роговообманковые кварцевые диориты. 2—Роговообманковые кварцевые диориты с хлоритом. 3—Хлоритизированные кварцевые диориты. 4—Эпидотизированные кварцевые диориты. 5—Биотитово-роговообманковые кварцевые диориты. 6—Биотитовые кварцевые диориты. 7—Биотитово-роговообманковые гранодиориты. 8—Биотитовые гранодиориты. 9—Ксенолиты. 10—Лейкократовые жилы. 11—Меланократовые жилы. 12—Линия разлома.

Роговообманковые кварцевые диориты

Эти породы встречаются во всех частях Цейского массива. Особенно развиты они вдоль левого склона Цейского ущелья — от верхнего санатория до ледника Цей.

Роговообманковые кварцевые диориты сероватые, крупнозернистые, неравномернозернистые, изредка равномернозернистые. Макроскопически различаются роговая обманка, полевые шпаты и кварц.

Нередко эти породы катаклазированы: они секутся жилками кварца, роговой обманки и минералами группы эпидота.

Структура роговообманковых кварцевых диоритов гипидиоморфнозернистая, иногда порфиرويدная.

Состав: плагиоклаз, роговая обманка, кварц, биотит, минералы группы эпидота, пренит, хлорит, микроклин-пертит, кальцит; аксессуарии — сфен, лейкоксен, ильменит, титано-магнетит, апатит, циркон.

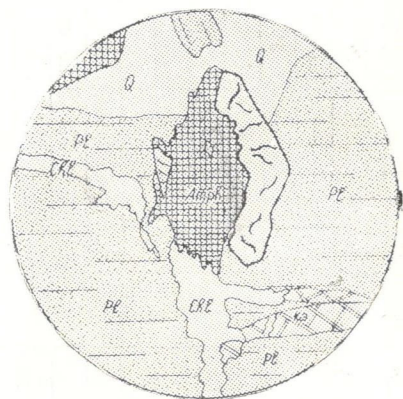
Плагиоклаз (размеры колеблются в пределах 1—2 мм; 1—1,3 мм; 1—5 мм; 2—2,5 мм; 3,7 мм) в подавляющем большинстве случаев сильно сосюртитизирован и серицитизирован. Встречаются очищенные от вторичных продуктов свежие и зональные плагиоклазы. Очищение плагиоклазов от вторичных продуктов в большинстве случаев начинается с периферии. Наблюдается эпидотизация плагиоклаза. Минералы группы эпидота развиваются за счет сосюритовых продуктов плагиоклаза. Изредка устанавливается собирательная кристаллизация чешуек серицита плагиоклаза, с образованием чешуек мусковита. В крупном плагиоклазе наблюдаются более мелкие (0,5—0,4 мм) зерна того же минерала и роговой обманки. Были встречены карбонатизированные плагиоклазы. Местами плагиоклаз сечется жилками минералов группы эпидота, хлорита, альбита, роговой обманки, изредка кальцита. Наблюдается корродирование плагиоклаза микроклином и кварцем. Состав плагиоклазов приведены в таблице 1.

Роговая обманка представлена обыкновенной зеленой разностью (сNg=17—20°; 2V=—75—77°; Ng=1,668; Np=1,648; Ng—Np=0,020; F=35), нередко обнаруживающей синие оттенки. Зеленая роговая обманка (0,5—3,5 мм) образует идиоморфные призмы или неправильные призмочки без концевых граней. Призмочки роговой обманки расположены либо порознь, либо в виде скоплений. Устанавливается актинолитизация роговой обманки. Этот процесс интенсивно протекает в альбитизированных и окварцованных кварцевых диоритах. Причем лучистая роговая обманка приурочена к зеленой разности, либо к жилкам альбита и кварца. Зеленую роговую обманку замещают:

Таблица 1
Состав плагиоклаза роговообманковых (С. 69), биотитово-роговообманковых (104, 302) и биотитовых (356, 127) кварцевых диоритов

№ обр.	№ зон	Размеры зон, мм	№ плагиоклаза	№ обр.	№ зон	Размеры зон, мм	№ плагиоклаза	№ обр.	№ зон	Размеры зон, мм	№ плагиоклаза	Примечание	№ обр.	№ зон	Размеры зон, мм	№ плагиоклаза	Примечание																																					
2	ядро	0,4×1,1	32	69	XI	0,03	51	302	IV	0,1	16	Вкл. в пл. обр. 104	104	ядро	0,5×0,6	не изм.	36																																					
	I	0,04	49		XII	0,16	38		302	I	0,5								36																																			
	II	0,4	41		XIII	0,1	47			II	0,08								28																																			
	III	0,5	52—53		XIV	0,14	31			III	0,03								25																																			
	IV	0,04	36		XV	0,13	34			IV	0,02								20																																			
V	0,03	30	XVI	0,15	30	356	127	V	0,03	4	Вкл. в пл. обр. 356																																											
69	ядро	0,7×0,8	43	104	XVII			0,02	39—40	356		ядро	0,4×0,1	32	не изм.	356	I	0,02	не изм.	25																																		
	I	0,3	35		XVIII			0,1	35													69	II	0,07	31																													
	II	0,7	32		XIX			0,02	40														III	0,06	24																													
	III	0,02	46		XX			0,3	не изм.														IV	0,4	10																													
	IV	0,4	32		XXI	0,1	12	V	0,2		30																																											
	V	0,03	46—47		356	ядро	0,2×0,4	33	356		ядро											0,3×0,2	27	Вкл. в пл. обр. 356	356	ядро	0,3×0,2	27	5																									
	VI	0,5	31																												104	II	0,15	34	127	I	0,2	5																
	VII	0,2	39																																				104	III	0,15	38	127	I	0,2	5								
	VIII	0,5	36																																												104	III	0,25	36	127	I	0,2	5
	IX	0,05	42																																																			
X	0,15	38—39																																																				

хлорит, минералы группы эпидота, сфен (0,05—1,5 мм), биотит, изредка мусковит и кальцит. Нередко сфен образует псевдоморфозы по роговой обманке (фиг. 3).



Фиг. 3. Псевдоморфоза сфена по роговой обманке. Зарисовка.

Были встречены также пойкилитовые включения плагиоклаза в роговой обманке. Эти включения плагиоклаза сосюритизированы; в одном случае в сосюрите наблюдается ортит. Кроме того, к роговой обманке приурочены рудный минерал, апатит, изредка циркон.

Кварц в большинстве случаев в виде скопления крупных ксеноморфных зерен (0,5—7 мм) и характеризуется волнистым погасанием и зазубренными контурами. Наблюдается жилкообразный кварц, нередко содержащий минералы группы эпидота, призмочки апатита, реже актинолит и останцы плагиоклаза.

Хлорит образуется за счет роговой обманки. Количество его варьирует в больших пределах. Хлорит светло-зеленый, характеризуется низкой аномальной интерференционной окраской. К нему пространственно приурочены зернышки сфена, ильменита или титано-магнетита и лейкоксен. Были встречены жилки хлорита, секущие плагиоклаз и всю породу.

Микроклин-пертит ($2V = -78-82^\circ$; $Ng \perp (010) = 14-15^\circ$; $Str = 0,850-0,950$; $\Delta_0 = 0,777-0,833$; крипторешетчатый микро-

клин и промежуточный триклинный ортоклаз) либо присутствует в подчиненном количестве, либо отсутствует вообще. Микроклин-пертит ксеноморфный, нередко жилкообразный, содержит останцы корродированного плагиоклаза.

Минералы группы эпидота, как отмечено, образуются за счет плагиоклаза и роговой обманки. В большинстве случаев они играют роль второстепенного минерала. Были также встречены кварцевые диориты, сильно обогащенные этим минералом.

Биотит коричневатый, изредка зеленоватый.

С возрастом количества биотита роговообманковые кварцевые диориты переходят в биотитово-роговообманковые разновидности. Биотит замещает роговую обманку. Наблюдаются новообразованные коричневатые пятна, или чешуйки биотита в роговой обманке, реже встречаются самостоятельные чешуйки, или скопления чешуек биотита.

Сфен мелкозернистый, изредка наблюдается плеохроничный, идиоморфный крупнозернистый сфен (0,4—0,8 мм), образованный в результате собирательной кристаллизации мелких, ксеноморфных зерен. Главная масса сфена образуется за счет ильменита или титано-магнетита и роговой обманки.

Апатит и рудный минерал приурочены к роговой обманке. Мельчайшие призмочки апатита были встречены также в жилкообразном кварце и альбитизированном плагиоклазе.

Циркон присутствует в породе исключительно редко. Сравнительно чаще наблюдаются мелкие его зерна в биотитовых разновидностях кварцевых диоритов. Количественно-минеральный и химический составы приводятся в таблицах 2 и 3.

Таблица 2
Количественно-минеральный состав (%) роговообманковых (71, 153, 300), биотитово-роговообманковых (302, 303, 430) и биотитовых (127, 128, 356) кварцевых диоритов

№ образцов	Плагиоклаз	Кварц	Роговая обманка	Хлорит	Биотит	Мел. гр. эпидота	Микроклин	Сфен	Рудный минерал	Апатит	Другие акцессорные	Сумма
71	57,3	21,8	9,1	7,3	—	2,2	0,4	0,5	1,4	—	—	100
153	54,6	24,0	13,8	1,2	—	4,3	1,4	0,5	0,2	—	—	100
300	49,2	27,8	13,1	3,6	3,5	0,9	0,2	0,2	1,8	0,2	—	100
302	42,8	21,0	16,2	—	17,2	—	0,4	0,4	1,8	0,2	—	100
303	43,0	18,9	12,1	—	20,0	1,2	3,4	0,3	0,9	0,2	—	100
430	43,0	23,5	7,8	—	19,3	5,6	—	0,1	0,4	0,1	—	100
127	46,3	26,5	—	2,8	20,0	1,9	—	—	—	—	3,5	100
128	55,2	12,8	3,6	0,8	21,3	2,1	2,3	—	—	—	1,9	100
356	56,3	19,1	—	1,1	16,0	1,2	5,2	—	—	—	1,1	100

Химический состав роговообманковых (71, 153, 300), биотитово-роговообманковых (302, 303, 430), биотитовых (127, 128, 356), кварцевых диоритов и биотитов из биотитово-роговообманковых (302—1) и Сигититовых (103, 42, 42.) кварцевых дисритов

Оксиды	№												
	71	153	300	302	303	430	302—1	127	128	356	103	424	425
SiO ₂	65,02	62,6	68,17	67,00	66,22	67,9	36,06	65,90	61,84	64,51	39,14	36,47	39,10
TiO ₂	0,0	0,60	0,18	0,20	0,1	0,08	2,4	0,36	0,32	0,60	2,47	2,0	2,55
Al ₂ O ₃	16,85	18,07	14,03	13,4	14,0	13,60	14,67	17,15	20,64	15,56	15,35	13,93	15,55
Fe ₂ O ₃	0,47	1,40	1,22	1,24	1,43	1,86	4,65	0,07	0,09	2,01	4,85	19,97	4,56
FeO	2,37	2,88	2,70	3,60	2,70	5,04	13,92	2,66	1,98	3,06	12,92	0,40	13,79
MnO	0,08	0,08	0,10	0,12	0,10	0,08	0,42	0,09	0,09	0,14	0,22	0,40	0,25
MgO	2,37	1,28	1,65	2,17	1,20	0,88	11,86	2,23	1,87	1,65	9,33	11,84	9,72
CaO	4,48	3,50	3,22	4,20	4,55	3,08	1,09	3,20	5,21	3,36	0,70	1,37	1,00
Na ₂ O	4,57	4,00	7,0	5,40	5,10	5,50	0,70	5,47	4,98	7,00	0,72	0,60	не опр.
K ₂ O	0,84	1,90	1,00	1,80	2,30	1,60	10,68	0,88	1,44	1,66	11,30	10,20	не опр.
SO ₃	сл.	0,70	нет	нет	нет	нет	не опр.	0,33	0,47	нет	не опр.	не опр.	не опр.

P ₂ O ₅	0,37	0,11	0,14	0,16	0,14	0,09	не опр.	0,44	0,45	0,23	не опр.	не опр.	не опр.
H ₂ O-	0,20	0,47	0,17	0,13	0,25	нет	0,20	0,08	0,13	0,06	0,17	1,18	0,60
H ₂ O+	—	—	0,17	0,17	0,85	0,6	2,94	не опр.	не опр.	не опр.	2,81	не опр.	не опр.
п. п. п.	2,12	1,57	0,34	0,13	0,92	0,11	0,42	1,32	0,67	0,12	0,60	не опр.	не опр.
Сумма	100,07	99,93	100,05	100,5	99,99	100,03	100,03	100,19	100,18	100,14	100,58	98,26	87,12

Аналитики: К. Ш. Мтиулицили (71), Э. В. Герсаия (153), Ц. А. Либарткава (300, 302, 303, 430, 302—1, 356), В. К. Бугианишвили (127, 128), В. И. Кобинашвили (103, 424, 425).

В результате пересчета химических анализов биотитов (302—1, 103, пересчет на 12 атомов кислорода) получаем следующие кристаллохимические формулы:



$$\text{Общая железистость биотита } (F = \frac{FeO+2Fe_2O_3}{FeO+2Fe_2O_3+MgO}, \text{ мол } \%) :$$

Анализ 302—1, F=45,8, анализ 103, F=50,9

Главные и дополнительные числа Ниггли анализа 153 больше приближаются к числам гранодиоритовой группы (табл. 4), они не отвечают ни одному типу пород этой группы. Числа анализа 71 приближаются опять-таки к числам гранодиоритовой группы, сильно занижено значение К, повышено — mg. В анализе обр. 300 соотношение чисел Ниггли аномальное, особенно заметно заниженное значение К, данные пересчета не соответствуют теоретическим соотношениям чисел Ниггли.

Биотитово-роговообманковые кварцевые диориты

Эти породы пользуются наибольшим распространением среди кварцевых диоритов. Биотитово-роговообманковые кварцевые диориты, как и роговообманковые, не образуют крупных самостоятельных тел и быстро сменяются другими разновидностями гранитоидов.

Макроскопически биотитово-роговообманковые кварцевые диориты от роговообманковых отличаются присутствием чешуек биотита.

Структура: переходная от гипидиоморфнозернистой к гломерокристаллической, гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфная, переходная от гипидиоморфнозернистой к порфириовидной и порфириовидная. Наблюдаются также элементы метаморфической структуры — зубчатые контуры и кучное расположение минералов.

Состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кварц, минералы группы эпидота, хлорит, микроклин-пертит, кальцит, акцессории — сфен, лейкоксен, рутил, ильменит, титано-магнетит, апатит, циркон, ортит. Эти породы мало отличаются от роговообманковых кварцевых диоритов. Ниже приводится описание только отличительных признаков.

Биотит в биотитово-роговообманковых кварцевых диоритах играет роль главного минерала. Он коричневатый ($N_g = 1,644 - 1,653$; $F = 48 - 45$), коричнево-зеленоватый, зеленый. Биотит крупночешуйчатый (0,8—1,3 мм), расположенный поодиночке, или мелкочешуйчатый, образующий скопления и жилкообразные тела. Жилкообразные биотиты, нередко секущие плагиоклаз, зеленоватые, реже коричневатые.

Биотит замещает роговую обманку. Наблюдаются новообразованные пятна биотита в роговой обманке и полные псевдоморфозы по последнему минералу. Устанавливается, что местами зеленоватый биотит образуется за счет коричневатого биотита. Были встречены новообразованные свежие чешуйки зеленого биотита в крупной чешуйке коричневатого биотита. К биотиту приурочены: сфен (нередко крупнозернистый — 0,4—1,4 мм), минералы группы эпидота, рудный минерал, апатит, рутил в виде сагенита, изредка волосовидный; к биотиту также

приурочены циркон, лейкоксен, в котором наблюдается индивидуализация рутила; сравнительно реже встречается ортит. Биотит подвергнут хлоритизации. В новообразованном хлорите развиты сфен, сагенит, минералы группы эпидота и пренит. Эпидот и пренит имеют линзообразные формы. Пренит содержится также в биотите. Химический состав биотита приводится в табл. 3 (анализ 302-1).

Плагиоклаз биотитово-роговообманковых кварцевых диоритов аналогичен плагиоклазам роговообманковых кварцевых диоритов. В биотитово-роговообманковых кварцевых диоритах плагиоклаз нередко полностью эпидотизирован и альбитизирован. Жилки эпидота связаны со скоплениями эпидота, образующего псевдоморфозы по плагиоклазу. Устанавливается, что жилки минерала группы эпидота образуются после катаклаза плагиоклаза и породы в целом. В крупных порфиробластических зональных плагиоклазах встречались более мелкие зерна опять-таки зональных плагиоклазов. Наблюдаются псевдоморфозы сфена по плагиоклазу. Состав плагиоклазов приводится в таблице 1.

Кварц в данных породах более активный, нежели в роговообманковых кварцевых диоритах. Устанавливается разъедание кварцем плагиоклаза и микроклина. В кварце видны неправильные останцы плагиоклаза и микроклина, причем реликты последнего нередко гаснут одновременно.

Микроклин-пертит является характерным второстепенным минералом. Формы пертита — веретенообразные, пятнистые.

Из акцессорных минералов следует отметить ортит (0,4—1,3—1,4 мм), развивающийся в чешуйках биотита и зернах кварца, или плагиоклаза. Ортит в биотитово-роговообманковых кварцевых диоритах является характерным акцессорным минералом.

В биотитово-роговообманковых кварцевых диоритах наблюдаются, связанные между собой сравнительно мелкие кристаллики рудного минерала, сфена, лейкоксена и апатита. Циркон в рассматриваемых породах является типичным акцессорным минералом. Он приурочен к биотиту, реже — к роговой обманке и совсем редко — к плагиоклазу.

Количественно-минеральный и химический составы биотитово-роговообманковых кварцевых диоритов приводятся в табл. 2 и 3.

Главные и дополнительные числа данных анализов по Ниггли (табл. 4) приближаются к теоретическим числам переходных пород между кварцевыми диоритами и гранодиоритами (плагиогранитами). В биотитово-роговообманковых кварцевых диоритах Цейского массива наблюдается значительное убывание значения К, а также f_m и возрастание alk .

Биотитовые кварцевые диориты

Биотитовые кварцевые диориты в Цейском массиве имеют широкое распространение. Особенно часто наблюдаются они на правом склоне Цейского ущелья. Биотитовые кварцевые диориты не образуют выдержанных самостоятельных тел; они слагают участки среди других разновидностей кварцевых диоритов или гранитоидов и связаны с ними постепенными переходами.

Биотитовые кварцевые диориты обнаруживают большое сходство с роговообманковыми и особенно биотитово-роговообманковыми разновидностями. Рассматриваемые породы характеризуются следующими свойствами:

1. Плагноклаз приобретает порфириовидный или порфиробластический облик. Зональность плагноклазов, по сравнению с предыдущими породами, обнаруживается реже и, помимо того, она менее четкая.

Возрастает интенсивность процесса альбитизации; попадались жилки и скопления мелкоагрегатного плагноклаза. Состав плагноклазов приводится в таблице 1.

2. Биотит свежий, коричневатый, коричневато-зеленоватый, зеленоватый. Коричневатый биотит ($N_g=1,639-1,646$; $F=44-51$) замещает роговую обманку; кроме того, устанавливается замещение плагноклаза биотитом. В останце плагноклаза, содержащегося в чешуйке биотита, присутствуют новообразованные пятна биотита. Зеленоватый биотит возникает за счет роговой обманки, хлорита и коричневатого биотита, были встречены многочисленные новообразованные пятна зеленоватого биотита в сравнительно крупной чешуйке коричневатого биотита (0,4—1,3 мм). Изредка зеленоватый биотит замещает хлорит и серицит-мусковит плагноклаза. Жилка зеленого биотита сечет порфириовидный плагноклаз. Циркон чаще приурочен к коричневатым биотитам. К мелкочешуйчатым биотитам приурочены мелкие зернышки сфена, к крупным чешуйкам биотита — крупнозернистый сфен. Химические составы биотитов приводятся в таблице 12, анализы 103, 424, 425.

3. Роговая обманка ($cN_g=17-19^\circ$; $2V=-74^\circ$; $N_g=1,668$; $N_p=1,647$; $N_g-N_p=0,21$; $F=35$) является характерным второстепенным минералом породы.

4. Количественная роль апатита возрастает. К биотиту приурочены более крупные апатиты, нежели в предыдущих породах. Апатит приурочен также к плагноклазу и магнетиту (рис. 1).

5. Ортит присутствует весьма редко. Одно ксеноморфное зерно ортита приурочено к скоплению чешуек биотита, замещающих зеленую роговую обманку. Его идиоморфные зерна содержатся в кварце и плагноклазе.

Количественно-минеральный и химический составы биотитовых кварцевых диоритов приведены в таблицах 2 и 3.

Таблица 4

Пересчет анализированных кварцевых диоритов по методу Ниггли

№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа				
	al	fm	c	alk	si	k	mg	qz	t
71	38,9	23,1	18,1	19,2	253	0,11	0,59	76,2	1,6
153	40,8	20,9	16,3	22,0	238	0,32	0,35	50,	2,5
300	33,2	22,7	13,7	30,4	274	0,09	0,43	7,6	-10,9
302	30,5	27,9	17,2	21,4	257	0,18	0,44	59,4	-11,1
303	34,1	21,3	19,9	25,7	267	0,23	0,33	64,2	-11,5
430	32,6	28,2	13,6	25,6	275	0,16	0,2	72,6	-6,6
127	40,4	22,6	13,6	23,4	262	0,1	0,58	64,4	3,4
128	43,4	16,2	19,9	20,5	220	0,16	0,61	38	3,0
356	31,3	29,8	12,2	26,7	209	0,13	0,28	1,2	-7,7

ГРАНОДИОРИТЫ

Гранодиориты в Цейском массиве играют второстепенную роль. Среди гранодиоритов выделяются биотитово-роговообманковые и биотитовые разновидности. Первые наблюдаются в контакте с небольшими выходами метаморфизированных основных магматических роговообманковых пород либо слагают маленькие участки в роговообманковых или биотитово-роговообманковых кварцевых диоритах, постепенно замещаю их. Биотитовые гранодиориты присутствуют в биотитово-роговообманковых и биотитовых кварцевых диоритах в виде неправильных тел, и изредка — в контактовой части метаморфизованных останцев основных магматических биотитовых пород (фиг. 2).

Биотитово-роговообманковые гранодиориты

Рассматриваемые породы серые, неравномерно- или равномернозернистые, изредка порфириовидные. Они более крупнозернистые, нежели кварцевые диориты.

Структура биотитово-роговообманковых гранодиоритов гнидиоморфная, аллотриоморфная, гломерокристаллическая или гломеробластическая и порфириовидная (порфиробластическая).

Состав: кварц, плагноклаз, микроклин-пертит, роговая обманка, биотит, минералы группы эпидота, хлорит; аксессуарии — сфен, лейкоксен, рудный минерал, апатит, циркон, рутил, ортит.

Плаггиоклаз (0,5—0,8 мм) то свежий, то серицитизированный и более или менее альбитизированный. Встречаются карбонатизированные плаггиоклазы. Устанавливается микроклинизация плаггиоклаза. В порфириновидном плаггиоклазе содержатся небольшие останцы более основного плаггиоклаза и изредка округленные зернышки обыкновенной зеленой роговой обманки. Изредка в плаггиоклазе видны сгущения сосюритовых продуктов и зарождение плеохроничного ортита и пистацита. Зональные плаггиоклазы в биотитово-роговообманковых гранитоидах присутствуют реже, чем в кварцевых диоритах. Состав плаггиоклазов приводится в таблице 5.

Микроклин-пертит (0,4—1,7 мм; $2V = -80-83^\circ$; $Ng \perp (010) - 14-17^\circ$; $Str = 0,9-0,975$; $\Delta_0 = 0,777-0,850$; максимальный микроклин и крипторешетчатый микроклин) свежий, решетчатый; пертит — полосчатый, веретенообразный. Микроклин замещает плаггиоклаз или образуется за счет разложения продуктов биотита (рис. 2). Интенсивно микроклинизируются свежие, очищенные от вторичных продуктов плаггиоклазы.

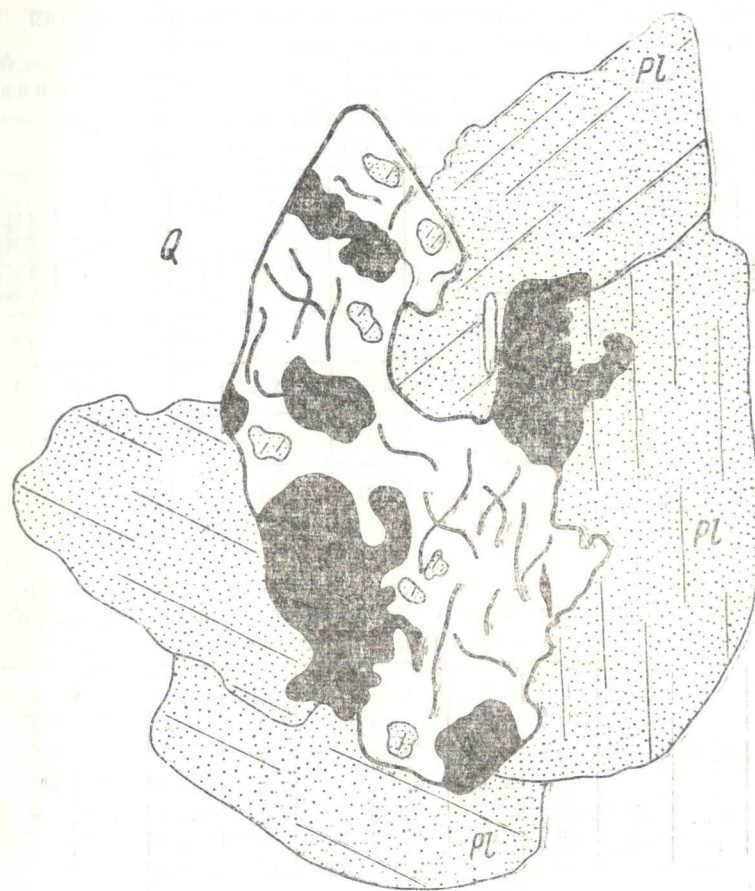
Роговая обманка (0,5—2,33 мм; $cNg = 19^\circ$; $2V = -75^\circ$; $Ng = 1,666$; $Np = 1,646$; $Ng - Np = 0,020$; $F = 34$) зеленая, нередко с синим оттенком, или светло-зеленая. Она то свежая идиоморфная, то разложенная — хлоритизированная и биотитизированная. Зерна роговой обманки либо расположены порознь, либо образуют скопления. К роговой обманке приурочены: минералы группы эпидота, хлорит, крупные зерна сфена (1—1,2 мм), рудный минерал и апатит.

Биотит коричневатый ($Ng = 1,647$; $F = 51,5$), изредка зеленоватый. Он наблюдается в виде идиоморфных крупных чешуек (0,4—1,1 мм) или в виде мелкочешуйчатых скоплений. Биотит образуется за счет роговой обманки. Установлена коррозия биотитом плаггиоклаза.

Наблюдается хлоритизация биотита. В хлоритизированном биотите содержатся мелкозернистый сфен, лейкоксен и сагенит. К биотиту приурочены минералы группы эпидота, нередко кружевообразный лейкоксен, рутил в форме сагенита, рудный минерал, апатит и изредка циркон. Были встречены жилкообразные тела биотита. Химический состав биотита приводится в таблице 7.

Кварц крупнозернистый (0,4—1,8 мм) характеризуется волнистым погасанием и зазубренными контурами, или мелкозернистый, образующий скопления и жилкообразные тела. Наблюдается коррозия микроклина и плаггиоклаза кварцем. Кроме того, встречаются реликты плаггиоклазов и микроклинов. Так же,

как и в предыдущих породах, устанавливается ассоциация рудного минерала, сфена и апатита. Наблюдаются полные псевдоморфозы сфена по роговой обманке (фиг. 4).



Фиг. 4. Полная псевдоморфоза сфена по роговой обманке. Зарисовка.

Химический и количественно-минеральный составы биотитово-роговообманкового гранодиорита приводятся в таблицах 6 и 7.

Главные и дополнительные числа Ниггли анализа 98 (табл. 8) приближаются к гранодиоритовой группе фарсундитового типа и к трондьемитовой группе лейкокварц-диоритового типа.

Биотитовые гранодиориты

Породы светло-серые, крупнозернистые или неравномерно-зернистые, нередко порфирированные.

Структура: гипидноморфнозернистая, порфирированная или порфиробластическая.

Таблица 5

Состав плагиоклазов биотитово-роговообманковых (98, 27, 91) и биотитовых (78, 7^а) гранодиоритов

№ обр.	№ зон	Размеры зон, мм	№ плагио-оклаза	№ обр.	№ зон	Размеры зон, мм	№ плагио-оклаза	№ обр.	№ зон	Размеры зон, мм	№ плагио-оклаза
98		0,6x0,8	31	91			12	78	III	0,4	28
	I	0,2	19		ядро	0,3x0,4	35		IV	0,4	18
	II	0,1	14		I	0,4	25		V	0,5	13
27			29		II	0,3	35	79			35

Таблица 6

Количественно-минеральный состав биотитово-роговообманковых (98) и биотитовых (78, 417) гранодиоритов

№ образцов	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Микроклин	Мин. группы эпидота	Сфен	Апатит	Хлорит	Рудный минерал	Сумма
98	35,6	30,3	10,9	8,2	11,4	1,0	2,4	0,2	—	—	100
78	33,8	36,1	12,1	1,1	15,9	—	—	0,2	—	0,8	100
417	47,7	13,6	10,2	0,9	26,0	—	—	0,2	0,8	0,6	100

Состав: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, роговая обманка, минералы группы эпидота и хлорит; акцессории — рудный минерал, сфен, лейкоксен, апатит и циркон.

Плагиоклаз (0,5—4 мм) — свежий или сильно сосюртитизированный и серицитизированный. Наблюдается альбитизация и микроклинизация плагиоклаза, которые преимущественно раз-

Таблица 7

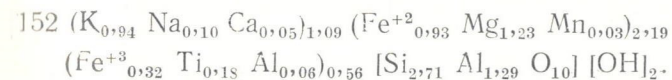
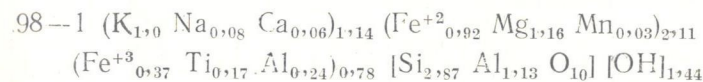
Химический состав биотитово-роговообманкового (98) и биотитовых гранодиоритов и биотитов из биотитово-роговообманкового (93—1) и биотитовых (152, 78—1) гранодиоритов

№ обр.	О к с л ы							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
98	6,90	0,34	15,31	1,54	1,11	0,0	1,78	3,48
98—1	37,21	2,91	15,08	4,96	14,26	0,51	10,11	0,64
78	72,81	0,28	12,22	1,66	1,08	0,07	1,89	2,67
417	69,55	0,42	14,9	0,86	3,42	0,01	0,24	3,03
152	35,01	2,83	14,79	6,77	14,32	0,45	10,70	0,58
78—1	37,41	2,23	16,77	19,74		0,33	11,76	1,08
	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	п.п.п.	сумма
98	4,47	2,35	0,26	0,29	0,14	—	0,97	99,82
98—1	0,53	10,16	—	—	0,29	3,01	0,50	99,97
78	3,71	2,52	0,26	0,24	0,17	—	1,94	99,85
417	5,00	2,30	нет	сл.	0,03	0,12	0,02	99,79
152	0,59	9,63	0,12	0,25	0,70	3,87	0,50	100,40
78—1	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,94	не опр.	не опр.	90,26

Аналитики: В. К. Бугнашвили (98, 78), Ц. А. Лабарткава (417) и В. И. Кобиашвили (152, 78—1, 98—1).

виваются по периферии замещаемого минерала. По плагиоклазу развиваются минералы группы эпидота, имеющие жилкообразно-линзообразные формы. Кое-где в плагиоклазе содержится роговая обманка и кальцит. Были встречены плагиоклазы с четко выраженной зональностью (таблица 5).

В результате пересчета химических анализов биотитов (анализ 98—1, 152, пересчет на 12 атомов кислорода) получаем следующие кристаллохимические формулы:



Общая железистость биотита

$$F = \frac{FeO + 2Fe_2O_3}{FeO + 2Fe_2O_3 + MgO}, \text{ мол \%}$$

анализ 98—1; F=51,1; анализ 152; F=49,8.

Микроклин-пертит (1—7 мм) — свежий, ксеноморфный, пертит — веретенообразный, пятнистый или точечный. В микроклине содержатся зерна плагиоклаза причудливой формы и кварц. Кое-где кварц и микроклин образуют пегматитовую структуру.

Биотит (0,5—2,1 мм; Ng=1,645—1,646; F=49—50) — свежий, коричневатый. В большинстве случаев он образует полные псевдоморфозы по роговой обманке. Нередко биотит замещается хлоритом, имеющим жилкообразные формы, минералами группы эпидота, рудным минералом и сфеном. К биотиту приурочены также лейкоксен, апатит и изредка циркон.

Кварц крупнозернистый (1—6 мм) и характеризуется волнистым погасанием и зазубренными контурами или мелкозернистый и образует скопления и жилкообразные тела. Устанавливается коррозия плагиоклаза и микроклина кварцем.

Роговая обманка, играющая роль второстепенного минерала, представлена обыкновенной зеленой разностью. Она имеет реликтовый характер. Роговую обманку замещают биотит или хлорит, эпидот и рудный минерал. Изредка к роговой обманке приурочен циркон.

Химический состав биотита приводится в таблице 7, анализы 152 и 78—1; количественно-минеральный и химический составы биотитовых гранитоидов — в таблицах 6 и 7.

Главные и дополнительные числа Ниггли анализированных пород (табл. 8) больше приближаются к трондьемитовой группе и не соответствуют ни одному типу пород. По сравнению с теоретическими числами Ниггли трондьемитовой группы в данных анализах следует отметить понижение значения al и alk и возрастание fm.

Таблица 8

Пересчет анализированных гранодиоритов по методу Ниггли

№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа				
	al	fm	c	alk	si	k	mg	qz	t
98	41,8	14,9	17,3	26,0	314	0,27	0,4	110	—1,5
78	37,1	21,4	14,5	27,0	375	0,3	0,42	127	—4,4
417	39,5	17,2	14,7	28,6	315	0,23	0,1	100,6	—38

КСЕНОЛИТЫ ОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Среди ксенолитов основных магматических пород Цейского массива выделяются: роговообманковые диабазы; габбро-диабазы и габбро-диориты; окварцованные роговообманковые диабазы, диабаз-порфириды, диорит-порфириды и диориты; биотито-

во-роговообманковые диабаз-порфириды, диорит-порфириды и диориты; окварцованные биотитово-роговообманковые диорит-порфириды, диориты и окварцованные биотитовые диориты; кварцсодержащие роговообманково-биотитовые и биотитовые сфениты и альбитизированные диориты.

Роговообманковые диабазы

Эти породы в Цейском массиве наблюдаются изредка. Они встречаются в виде небольших останцев среди окварцованных, либо биотитизированных и микроклинизированных габбро-диабазов и диабаз-порфиридов. Породы сероватые, мелко- или среднезернистые, менее измененные — массивные.

Ниже приводится описание типичного роговообманкового диабаза.

Структура его офитовая. Состав — плагиоклаз и роговая обманка, ильменит, сфен и лейкоксен.

Плагиоклаз (№ 71) образует беспорядочно расположенные идиоморфные удлиненные таблитчатые кристаллы размером 0,3—1 мм. Он свежий, слабо сосюртитизированный.

По данным В. Ф. Морковкиной (1950), состав плагиоклазов в малоизмененных диабазах колеблется от № 57 до № 80.

Роговая обманка представлена буро-зеленой и светло-зеленой разновидностями. Местами светло-зеленая роговая обманка переходит в сине-зеленую разность. Роговая обманка образует ксеноморфные зерна размером 0,3—0,6 мм; нередко встречаются призмочки светло-зеленой роговой обманки без концевых граней. В последней наблюдаются ильменит, сфен и лейкоксен.

Ильменит (0,1—0,3 мм) — ксеноморфный, нередко скелетообразный. Ильменит замещается сфеном и лейкоксеном; местами наблюдаются полные псевдоморфозы сфена и лейкоксена по скелетообразному ильмениту.

Количественно-минеральный состав роговообманкового диабаза приводится в таблице 10.

Габброиды (габбро-диабазы¹ и габбро-диориты)

Они были встречены в виде крупных ксенолитовых тел на левом борту ледника Цей в массиве кварцевых диоритов и гранодиоритов. Размеры ксенолитов габброидных пород измеряются несколькими десятками и сотнями метров. Макроскопически порода темно-серая, с зеленым оттенком, массивная; средне- или крупнозернистая; изредка встречаются порфировидные разно-

¹ Под термином «габбро-диабазы» мы понимаем габбро с офитовой или габбро-офитовой структурой.

видности. Габброиды секутся многочисленными лейкократовыми жилами, петрографическая характеристика которых приводится в разделе «лейкократовые жилы».

Структура габбро-офитовая, пойкилоофитовая, пойкилитовая, панидиоморфная и призматически-зернистая.

Состав: плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, биотит, хлорит и минералы группы эпидота; акцессории — апатит, рудный минерал, исключительно редко — сфен.

Плагиоклаз (от № 59 до № 67) образует более или менее идиоморфные удлиненные таблицы (0,3—1 мм), сравнительно редко порфиновые кристаллы (2—6 мм). Изредка наблюдается кучное расположение плагиоклазов. Группировка зерен плагиоклаза участками обуславливает гломерокристаллическую структуру. Плагиоклаз местами сосюритизированный и изредка серицитизированный, полисинтетически двойникованный. Многочисленные удлиненные или округлые свежие хадакристаллы плагиоклаза беспорядочно включены в крупные зерна роговой обманки. Следует отметить, что одновременно, но более редко, наблюдаются крупные ойкокристаллы плагиоклаза с включениями роговой обманки. Результаты измерения плагиоклазов на Федоровском столике приводятся в таблице 9.

Роговая обманка представлена двумя разновидностями: бурозеленой и светло-зеленой. Количественное соотношение различных роговых обманок сильно варьирует. Бурая роговая обманка (0,4—4 мм; $cNg=14-17^\circ$; $2V=64-69^\circ$; $Ng=1,682$; $Nm=1,675$; $Np=1,664$; $Ng-Np=0,018$; $F^2=48$) в большинстве случаев ксеноморфная, изредка более или менее идиоморфная, плеохроичная, пятнистая; в ней наблюдаются новообразованные пятна и участки зеленой роговой обманки ($cNg=19^\circ$; $2V=77-79^\circ$; $Ng=1,669$; $Nm=1,661$; $Np=1,651$; $Ng-Np=0,018$; $F=57$) и актинолита, а также зерна пироксена.

Пироксен (0,1—1 мм) является реликтовым минералом. В шлифах он присутствует спорадически и наблюдается в виде разъединенных останцев в роговой обманке, моноклинный ($cNg=41-43^\circ$; $2V=+62-65^\circ$), бесцветный.

Светло-зеленая роговая обманка плеохроирует в светлых тонах, изредка наблюдаются сине-голубоватые оттенки. Она, кроме включений в бурозеленую роговую обманку, образует самостоятельные индивиды. К амфиболам приурочены ксеноморфный рудный минерал и сравнительно крупные зерна акцессорного апатита и лейкоксена.

Биотит свежий, светло-коричневый. Он замещает зеленую роговую обманку. К нему приурочен рудный минерал. Биотит не-

2 Железистость роговой обманки определяется по диаграмме зависимости Ng роговых обманок от их общей железистости по В. С. Соболеву [1950].

Таблица 9
Состав плагиоклазов ксенолитов основных магматических пород
Цейского массива

№ обр.	Наименование пород	Ядро	Зоны											
			1-я зона	2-я зона	3-я зона	4-я зона	5-я зона	6-я зона	7-я зона	0-я зона	13-я зона			
137	Габбро-диабаз.	59												
140	"	67												
141	"	61												
144	"	60												
65a	Окварцованный рогово-обманковый диорит-порфирит	—	40	38	37	—	—	—	—	—	—	—	1	2
65	"	29												
431	Окварцованный роговообманковый диорит	31	30	32	34	31	15	18	10					
431a	"	33												
129	"	30												
596	Биотитово-роговообманковый диабаз-орфирит	24												
296	Биотитово-роговообманковый диабаз-порфирит	28												
57	Окварцованный биотитово-роговообманковый диорит-порфирит	7	4	3	12									
57a	"	32	38	31										
4296	"	37	—	33	20									
229a	"	27	29	3	33	—	26							
356a	Окварцованный биотитовый диорит	39	36	34	38									
66	Кварцсодержащий биотитово-роговообманковый сиенит	36	29	—	30									
66a	"	34												
26a	Кварцсодержащий биотитовый сиенит	24												
67	Альбитизированный диорит	4												
71a	"	6												
247	"	33												
349	"	34												

характерный второстепенный минерал рассматриваемых габброидов. Его количество изредка достигает 3%.

Хлорит и минералы группы эпидота содержатся исключительно редко. Хлорит образуется за счет роговой обманки, а минералы группы эпидота — за счет сосюрита плагиоклазов. В хлорите содержатся мелкие зерна сфена.

Апатит либо отсутствует, либо наблюдается иногда в виде включений в плагиоклазе и роговой обманке.

Рудный минерал в габброидах содержится спорадически. Его количество варьирует в значительной степени; он наблюдается то в виде единичных зерен, то почти во всех цветных минералах.

Сфен встречается исключительно редко. Он образуется за счет рудного минерала.

В данном образце, в котором содержатся сильно сосюритизированные и серицитизированные плагиоклазы, присутствует одно зерно циркона (0,1×0,25 мм).

Количественно-минеральный и химический составы габброидов приводятся в таблицах 10 и 11.

Пересчеты анализов по методу чисел Ниггли (табл. 12) показывают принадлежность этих пород к нормальной габброидной группе и нормальному габброидному типу «магм». Главные и дополнительные числа всех четырех анализов незначительно отличаются друг от друга.

Окварцованные роговообманковые диабазы, диабаз-порфириды, диорит-порфириды и диориты

Эти породы имеют широкое распространение в Цейском массиве. Они встречаются в виде небольших ксенолитов, либо слагают периферические части крупных габброидных ксенолитов, постепенно замещая их.

Рассматриваемые породы характеризуются одинаковым минеральным составом, и выделение отдельных типов горных пород возможно на основании структурных различий. Макроскопически они массивные, темно-серые, с зеленым оттенком, среднезернистые или крупнозернистые и порфировидные.

Породы характеризуются следующими структурами: панидоморфной, порфировидной, офитовой, зернистой, гипидиоморфной, гломерокристаллической или гломеробластовой. Нередко породы катаклазированы.

Состав: плагиоклаз, роговая обманка, кварц, биотит, хлорит, минералы группы эпидота, микроклин; акцессории — сфен, апатит, ильменит, магнетит, циркон, ортит.

Плагиоклаз представлен средне- и крупнозернистым (2,5 мм) основным олигоклазом, андезином; встречались также альбитизированные плагиоклазы. Нередко наблюдаются порфировидные плагиоклазы с пойкилитовыми включениями апатита (0,01—0,3—0,4 мм), роговой обманки. Включения роговых обманок расположены то поодиночке, то кучно. Плагиоклаз образует более или менее идиоморфные зерна; он сильно сосюритизирован, изредка серицитизирован. В сосюритовой массе наблюдается индивидуализация минерала группы эпидота. Серицитизация интенсивно возрастает в биотитовых разновидностях. Нередко наблюдаются очищенные от вторичных продуктов свежие полисинтетические сдвойникованные, местами зональные плагиоклазы. В большинстве случаев плагиоклаз по периферии свежий, а в центральной части — сосюритизированный. Изред-

ка наблюдается альбитизация плагиоклаза. Результаты измерения плагиоклазов на Федоровском столике приведены в таблице 9.

Амфибол — обыкновенная зеленая роговая обманка, плеохроирующая от зеленовато-желтого до зеленого цвета ($cNg=18-19^\circ$; $2V=-79$; $Ng=1,671$; $Nm=1,663$; $Np=1,652$; $Ng-Np=0,021$; $F=69,5$), местами наблюдаются синие оттенки. Были встречены реликты бурой роговой обманки в зеленой разности. Степень идиоморфизма роговых обманок сильно варьирует. Наблюдаются то перекристаллизованные идиоморфные призмы с включением плагиоклаза и крупного идиоморфного сфена, то призмы без концевых граней, а также ксеноморфные зернышки. Их размеры колеблются от 0,3 до 2,5 мм. Местами роговая обманка порфировидная и идиоморфная. Она, наряду с отдельными зернами, образует скопления, в которые включены зерна рудного минерала. Кое-где в роговой обманке появляются новообразованные пятна биотита, зернышки минерала группы эпидота, сфена, чешуйки хлорита. В одном случае в породе присутствует роговообманковая жилка, представленная той же зеленой разностью.

Кварц в большинстве случаев играет роль главного минерала. В некоторых же породах его количество сильно понижается и он становится второстепенным минералом. Кварц ксеноморфный (0,1—0,8 мм), местами занимает пространство между табличками плагиоклаза, корродируя роговую обманку. В большинстве случаев кварц в соприкосновении с другими минералами обнаруживает инертность. К нему приурочены тонкие призмочки апатита. Кварц характеризуется волнистым погасанием. Исключительно редко в роговой обманке наблюдается пегматитоподобное срастание кварца.

Биотит содержится в породе изредка. Он свежий, коричневатый; образует небольшие чешуйки, расположен кучно, замещает роговую обманку. В новообразованном биотите содержатся мелкие зернышки сфена.

Хлорит образуется за счет роговой обманки, характеризуется низкой аномальной интерференционной окраской. В хлорите содержатся мелкие зерна сфена и пятна лейкоксена. В катаклазированных породах наблюдаются жилки хлорита, секущие раздробленные кристаллы плагиоклаза и роговой обманки.

В этих породах микроклин присутствует исключительно редко. Он свежий, решетчатый. В микроклине содержатся останцы ксеноморфных плагиоклазов и идиоморфные либо ксеноморфные зерна роговой обманки.

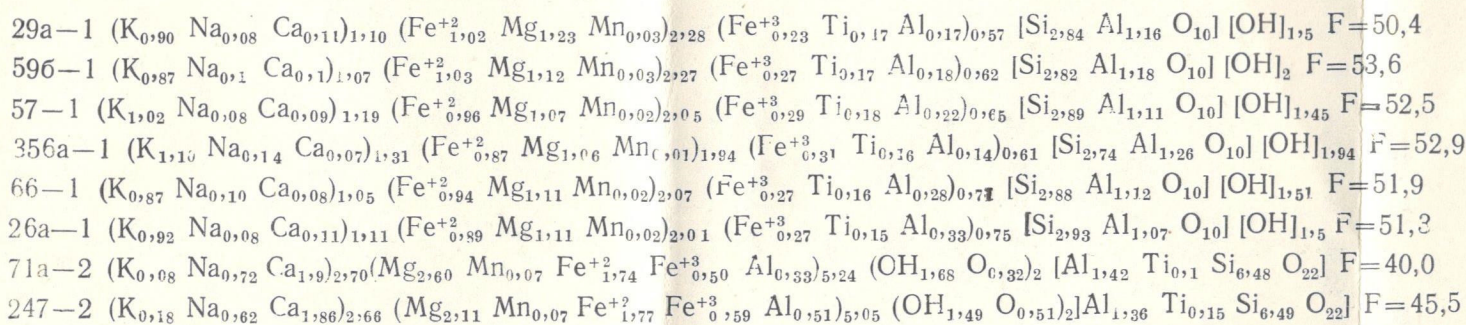
Минералы группы эпидота наблюдаются во многих образцах. В большинстве случаев они образуются за счет плагиокла-

Химический состав габброндов (137, 140, 141, 144), окварцованных роговообманковых диоритов (130, 346, 62а), биотитово-роговообманкового диабаз-порфирифта (596) и биотитов из биотитово-роговообманкового диабаз-порфирифта (596—1) и диорита (29а—1), окварцованных биотитово-роговообманковых диорит-порфирифов (57, 4296), диоритов (430а), окварцованных биотитовых диоритов (356а) и биотитов из окварцованного биотитово-роговообманкового диорит-порфирифта (57—1) и окварцованного биотитового диорита (356а—1), кварцсодержащего роговообманково-биотитового сиенита (66), альбитизированных диоритов (71а, 349), биотитов из кварцсодержащего биотитово-роговообманкового сиенита (66—1) и кварцсодержащего биотитового сиенита (26а—1), сине-зеленых роговых обманок (71а—2, 247—2) и плагиоклазов (71а—1, 247—1) из альбитизированных диоритов.

О к с л и	№ о б р а з ц о в																									
	137	140	141	144	130	346	62а	29а	596	29а—1	596—1	57	4296	430а	356а	57—1	356а—1	66	71а	349	66—1	26а—1	71а—2	247—2	71а—1	247—1
SiO ₂	48,47	48,57	48,93	49,98	52,75	54,48	56,00	59,76	52,78	37,20	36,72	54,03	58,11	57,72	64,97	38,00	36,24	56,32	54,67	55,10	37,70	38,62	42,82	43,23	62,32	58,46
TiO ₂	0,48	0,57	0,65	0,67	0,79	0,78	1,08	0,98	1,16	2,91	2,68	0,84	0,48	0,60	0,30	3,12	2,67	1,42	0,52	0,40	2,83	2,56	0,90	1,32	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	19,31	19,09	19,44	19,60	19,01	16,23	18,43	20,10	19,46	14,81	15,06	18,62	17,70	16,67	16,66	14,78	15,81	18,73	18,43	21,26	15,61	15,60	9,82	10,59	21,69	24,59
Fe ₂ O ₃	0,47	0,48	0,30	0,44	0,15	2,10	2,05	2,10	2,99	3,95	4,70	3,69	1,83	1,36	1,84	4,04	5,53	1,89	2,37	0,69	4,58	4,82	4,68	5,17	0,99	0,99
FeO	5,56	6,17	5,72	5,66	5,36	3,96	3,50	3,78	4,78	15,94	16,12	4,09	3,21	4,68	3,42	14,61	13,76	3,13	3,95	3,70	14,66	14,02	13,77	14,08	0,07	0,07
MnO	0,12	0,14	0,14	0,15	0,11	0,14	0,17	0,17	0,21	0,41	0,28	0,13	0,16	0,15	0,14	0,37	0,24	0,13	0,19	0,14	0,32	0,25	0,59	0,45	0,01	0,01
MgO	9,22	8,82	8,76	7,74	5,68	5,32	3,38	3,88	3,60	10,82	9,84	4,40	5,03	2,88	1,63	9,43	9,38	3,02	4,96	3,38	9,84	9,73	11,51	9,43	0,50	0,25
CaO	10,48	11,03	10,75	10,56	8,73	9,17	6,16	6,65	6,65	1,38	1,23	6,06	5,50	4,83	1,52	1,05	0,91	6,03	6,87	6,30	1,05	1,31	11,56	11,56	3,60	6,93
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,05
Na ₂ O	2,52	2,99	3,49	3,36	3,82	4,06	5,06	5,34	4,86	0,50	0,65	5,22	4,72	7,22	6,60	0,52	0,96	4,44	6,46	7,04	0,62	0,56	2,49	2,07	9,92	7,89
K ₂ O	0,79	нет	нет	нет	0,87	0,85	1,56	1,75	1,46	9,24	8,97	1,41	1,46	2,10	2,20	10,62	11,36	1,92	нет	0,34	8,97	9,64	0,42	0,85	0,34	0,36
SO ₃	0,41	0,40	0,33	0,32	0,40	0,68	0,54	0,34	нет	не опр.	не опр.	нет	нет	0,68	нет	не опр.	не опр.	0,34	нет	сл.	не опр.	не опр.	сл.	0,03	—	—
P ₂ O ₅	0,23	0,24	0,20	0,32	0,43	0,55	0,52	0,45	0,47	не опр.	не опр.	0,61	0,42	0,59	0,23	не опр.	не опр.	0,55	0,29	0,40	не опр.	не опр.	сл.	0,05	—	—
H ₂ O ⁻	0,10	0,12	0,80	0,19	0,23	0,20	0,28	0,40	0,16	0,20	0,15	0,37	0,08	нет	0,10	0,05	0,16	0,56	0,16	0,36	0,20	0,30	0,09	0,05	0,15	0,9
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	не опр.	не опр.	2,98	3,45	не опр.	не опр.	0,33	0,20	3,08	3,85	не опр.	не опр.	не опр.	2,98	2,98	1,66	1,58	0,08	0,04
п. п. п.	1,63	1,59	1,32	1,13	0,81	1,30	1,32	1,20	1,24	0,10	0,30	0,99	1,03	нет	нет	0,30	0,36	1,74	1,05	0,76	0,38	0,42	0,20	0,09	—	—
Сумма	100,15	100,21	100,11	100,12	100,14	99,82	100,05	99,90	99,88	100,40	100,20	100,04	100,02	99,89	99,91	100,20	100,12	99,82	99,94	99,90	99,79	99,81	100,41	100,54	99,74	99,96

Аналитики: В. К. Бугианишвили (137, 140, 141, 144, 130); К. Ш. Мтиулишвили (346, 62а, 29а, 596, 66); Ц. А. Лабарткава (29а—1, 596—1, 356а—1, 356а, 430а, 57—1, 66—1, 26а—1), В. И. Кобнашвили (57, 4296, 71а, 349, 71а—2, 247—2).

В результате пересчета химических анализов биотитов (пересчет на 12 атомов кислорода; анализы 29а—1, 596—1, 57—1, 356а—1, 66—1, 26а—1) и роговых обманок (пересчет на 24 атома кислорода; анализы 71а—2, 247—2) получаем следующие кристаллохимические формулы:



$$\text{Общая железистость биотитов } F = \frac{FeO + 2 Fe_2O_3}{FeO + 2 Fe_2O_3 + MgO}, \text{ мол. \%}$$

$$\text{сине-зеленых роговых обманок } F = \frac{FeO}{FeO + MgO}, \text{ мол. \%}$$

Количественно-минеральный состав роговообманкового диабаз (26), габброидов (137, 140, 141, 144), окварцованного роговообманкового диабаз (68а) и диоритов (62а, 346, 130), биотитово-роговообманкового диабаз-порфирига (596) и диорита (29а, б), окварцованных биотитово-роговообманковых диорит-порфиригов (57, 429б) и диорита (430а) и окварцованного биотитового диорита (356а), кварцсодержащего роговообманково-биотитового сиенита (66) и альбитизированных диоритов (71а, 349).

Минералы	№ о б р а з ц о в																
	26	137	140	141	144	68а	130	62а	346	29а 29б	596 429б	57	430а 356а	66	71а	349	
Плагиоклаз	46,1	42,7	48,7	46,3	44,5	45,5	51,6	51,4	35,2	56,1	56,3	36,1	54,3	54,0	50,3	63,4	62,37
Светло-зеленая и сине-зеленая роговая обманка	29,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Буро-зеленая роговая обманка	21,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ильменит	2,2	—	—	—	—	0,5	0,7	2,1	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—
Сфен и лейкоксен	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка	—	55,1	9,1	52,2	51,1	44,0	37,9	3,5	58,7	22,1	28,1	22,1	15,4	14,2	16,1	32,1	35,6
Пироксен	—	1,8	0,5	0,2	—	—	—	—	—	15,9	12,3	14,2	17,4	23,8	24,8	14,2	—
Минералы группы эпидота	—	—	—	0,7	2,1	0,3	0,4	0,9	2,4	4,0	1,1	—	—	—	—	—	—
Хлорит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Рудный минерал	—	0,4	1,3	1,1	0,9	0,2	0,5	0,4	0,3	0,2	1,7	1,9	2,1	1,5	0,7	0,3	0,03
Апатит	—	—	0,1	0,2	0,1	0,2	0,5	0,4	0,3	0,2	1,7	0,8	0,1	0,1	0,4	0,2	0,03
Сфен	—	—	—	0,6	0,6	3,6	2,6	2,3	2,0	1,6	0,4	1,0	0,8	0,9	0,9	0,8	0,5
Кварц	—	—	—	—	—	5,4	4,9	9,3	2,7	—	6,7	2,9	6,5	19,8	3,1	—	—
Микроклин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Калишпат	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Эпидот	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирокен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ортит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

в, реже — за счет роговых обманок, расположены обычно апо, изредка наблюдаются их прожилки.

Сфен является характерным аксессуарным минералом. В большинстве случаев он крупный (0,05—1,7 мм), многие зерна морфные, полисинтетически сдвойникованные и плеохроичны. Сфен приурочен к роговой обманке, редко — к плагиоклазу. Наблюдаются зачатки сфена в роговой обманке и развитие его за счет последней. В новообразованном сфене видны останцы роговой обманки и плагиоклаза. Нередко наблюдаются полные псевдоморфозы сфена по роговой обманке (рис. 3 и 4), при этом новообразованный сфен сохраняет форму базального разреза роговой обманки с характерной спайностью. Сфен образуется за счет роговой обманки, ильменита и плагиоклаза. В породах, где происходит интенсивная перекристаллизация сфена, рудный минерал отсутствует.

Апатит наблюдается в виде мелких зерен в плагиоклазе. Крупные (0,1—1 мм) удлиненные призмы апатита присутствуют в биотитовых породах и приурочены к роговой обманке и плагиоклазу.

Рудный минерал представлен ильменитом и титаномagnetитом³.

Циркон присутствует в биотитсодержащих разновидностях и приурочен к плагиоклазу. Ортит наблюдается изредка. В некоторых образцах ортит довольно крупный (0,4—0,8 мм).

Количественно-минеральный и химический составы рассмотренных пород приводятся в таблицах 10 и 11.

Главные и дополнительные числа Ниггли (табл. 12, анализ 130 и 346) незначительно отличаются друг от друга. Несмотря на это, соотношения их аномальные. Состав этих пород приближается к лейкогабброидной или габбро-диоритовой группе; они не соответствуют ни одному из составов «магм» (породе). Следует отметить заниженное значение числа с и fm. Числа анализа 62а не отвечают ни одной группе и ни одному из типов «магм» Ниггли.

Биотитово-роговообманковые диабаз-порфириды, диорит-порфириды и диориты

Эти породы в Цейском гранитоидном массиве имеют подчиненное развитие. Они в большинстве случаев наблюдаются в виде небольших ксенолитов. Кроме того, встречались небольшие участки этих пород в крупных более основных ксенолитах. Они серые, темно-серые, мелкозернистые, массивные породы; редко встречаются порфировидные разновидности.

³ Рудный минерал был определен сотрудником Геологического института АН СССР Г. Н. Бежанишвили.

Структура пород порфировая, переходящая от паналлотриоморфной к пойкилитовой или пойкилобластовой и от офитовой к панидиоморфной.

Состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, минералы группы эпидота, кварц; акцессории — сфен, апатит и рудный минерал.

Плагиоклаз представлен основным олигоклазом (табл. 9), он образует то ксеноморфные, то сравнительно идиоморфные таблицы (0,4—1 мм). Изредка наблюдаются крупные порфировидные плагиоклазы (1—3 мм). Плагиоклаз сосюритизированный и серицитизированный. Интенсивность сосюритизации колеблется в значительных пределах. Видны полностью сосюритизированные плагиоклазы и очищенные от вторичных продуктов свежие разности. Были встречены полные псевдоморфозы минерала группы эпидота и кварца по плагиоклазу, или только эпидота по плагиоклазу. Помимо этого, в плагиоклазе попадаются включения мелких зерен роговой обманки, чешуйки биотита и мелкие призмочки апатита. Изредка наблюдаются катализированные плагиоклазы с волнистым погасанием.

Роговая обманка представлена обыкновенной зеленой разностью ($cNg=19-20^\circ$; $2V=76-78^\circ$; $Ng=1,670$; $Nm=1,661$; $Np=1,652$; $Ng-Np=0,019-0,023$; $F=69$). Местами в ней обнаруживаются синеватые участки. Роговая обманка в большинстве случаев ксеноморфная (0,2—1 мм), изредка более или менее идиоморфная, призматического габитуса без концевых граней. К ней приурочены крупные зерна сфена и зернышки рудного минерала. Во всех шлифах наблюдается биотитизация роговой обманки. Этот процесс протекает неравномерно: встречаются то новообразованные пятна биотита в роговой обманке, то полные его псевдоморфозы по ней. Были встречены также интенсивно эпидотизированные роговые обманки.

Биотит ($Ng=1,645-1,647$; $F=49-53,6$) в большинстве случаев коричневый, реже — коричневатозеленый; большей частью располагается кучно. К нему приурочен сфен и рудный минерал. Химический состав биотитов приводится в таблице 11, анализы 29а-1 и 59б-1.

Кварц присутствует не во всех образцах, его вторичный привнесенный характер проявляется четко.

Сфен — характерный акцессорный минерал рассматриваемых пород. Встречаются его мелкие ксеноморфные и крупные идиоморфные плеохроичные зерна (1—3 мм), приуроченные к роговой обманке, либо к плагиоклазу. В крупном кристалле сфена наблюдаются включения плагиоклаза и роговой обманки.

Количественно-минеральный и химический составы рассматриваемых пород приводятся в таблицах 10 и 11.

Главные и дополнительные числа Ниггли (табл. 12) анализов 29а и 59б незначительно отличаются друг от друга, соотношение их аномальное, вследствие чего состав этих пород приближается к натрогабброидной группе и не соответствует ни одному из типов «магм».

Таблица 12
Пересчет проанализированных ксенолитов основных магматических пород по методу П. Ниггли

№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа				
	al	fm	c	alk	si	k	mg	qz	t
137	25,5	42,4	25,2	6,75	109	0,18	0,73	-18	-6,45
140	25,5	42,4	25,2	6,54	110	—	0,7	-16	-6,54
141	25,6	40,8	25,9	7,5	110	—	0,71	-19	-7,8
144	26,8	39,2	26,3	7,5	117	—	0,68	-13	-7
130	29,3	34,7	24,8	11,2	141,2	0,13	0,64	-3,8	-6,7
346	26,2	35,2	26,3	12,2	148,4	0,13	0,6	-0,8	-12,4
62а	32,9	29,1	20,1	17,9	170	0,17	0,52	-1,2	-5
29а	32,9	29,6	20,0	17,5	139	0,18	0,54	-31	-4,6
59б	32,2	32,8	19,7	15,4	129	0,17	0,45	-32,6	-2,9
57	30,3	35,0	18,1	16,6	151	0,22	0,5	-15,4	-4,4
429б	31,3	34,8	17,6	16,3	173	0,16	0,64	-7,8	-2,6
430	30,2	28,6	15,8	25,8	177	0,16	0,55	-24,6	-11
356а	37,8	26,0	6,5	29,7	250	0,18	0,3	-31,2	0,3
66	34,8	27,2	20,5	17,5	180	0,22	0,52	10	0,8
71а	29,4	34,2	19,7	16,7	148	—	0,6	-19,3	-7
349	36,3	25,3	19,2	20,2	157	0,03	0,58	-23,8	-3,1

Окварцованные биотитово-роговообманковые диорит-порфиры, диориты; окварцованные биотитовые диориты

Они наблюдаются в виде ксенолитоподобных тел различных форм и размеров.

Окварцованные биотитово-роговообманковые диориты и диорит-порфиры имеют широкое распространение; они светло-серые или темно-серые, среднезернистые. Макроскопически различаются порфиновые выделения полевого шпата, роговой обманки или кварца.

Структура этих пород порфировидная с поликристаллически призматической основной массой, переходящая в гранобластовую. Встречаются также следующие структуры: зернистые, призматические, гломерокристаллические или гломеробластические, аллотриоморфные и реликтовые офитовые.

Состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кварц, микроклин, хлорит, минералы группы эпидота, серицит; акцессории—

сфен, лейкоксен, апатит, ортит, ильменит, титано-магнетит, магнетит.

Плагиоклазы в большинстве случаев наблюдаются двух видов: крупные порфиroidные (1—4 мм) и среднезернистые (0,2—0,4 мм), содержащиеся в основной массе. Порфиroidный плагиоклаз нередко зонален; зональность развита хорошо. Плагиоклаз сосюритизирован и слабо серицитизирован, изредка наблюдаются карбонатизированные плагиоклазы. В породе присутствуют свежие, очищенные от вторичных продуктов порфиroidные плагиоклазы. Очищенные от сосюрита плагиоклазы четко проявляют зональность. Местами некоторые зоны плагиоклаза сосюритизированы, некоторые же — чистые. В плагиоклазе наблюдаются включения роговой обманки, рудного минерала и апатита.

Плагиоклазы основной массы и равномернозернистой разновидности полисинтетически сдвойникованы, сосюритизированы и серицитизированы; преимущественно по периферии свежий, без каких-либо включений. В плагиоклазе содержатся многочисленные призмочки апатита. Изредка четко проявляется его микроклинизация. Этот процесс происходит параллельно с окварцеванием.

Состав плагиоклазов приводится в таблице 9.

Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой ($cNg=19^\circ$; $2V=74^\circ$; $Ng=1,668$; $Np=1,647$; $Ng-Np=0,021$; $F=35$). Некоторые из этих минералов характеризуются синим оттенком. Встречались образцы, в которых присутствуют только синне-зеленые роговые обманки.

Размеры зерен роговой обманки сильно колеблются (от 0,1 до 1 мм). Местами присутствуют крупные порфиroidные зерна роговой обманки (1—3,4 мм) с включениями плагиоклаза и новообразованными пятнами биотита.

Роговые обманки встречаются то в виде одиночных хорошо развитых перекристаллизованных призм, то в виде скоплений зерен. К роговой обманке приурочены — ильменит, титано-магнетит или магнетит, сфен и исключительно редко — циркон. При интенсивном возрастании количества сфена в роговой обманке, количество рудного минерала убывает. Четко выражена биотитизация роговой обманки. Изредка роговую обманку замещают минералы группы эпидота или хлорит с низкой аномальной интерференционной окраской.

Биотит ($Ng=1,646$; $F=50$) коричнево-желтый; плеохроирует от соломенно-желтого до темно-коричневого цвета. С ним ассоциируют минералы группы эпидота, лейкоксен, титаноморфит и сфен, изредка сагенит, мусковит и циркон. Биотит замещает роговую обманку и распределен в породе неравномерно. Интенсивность

биотитизации роговых обманок варьирует в значительных пределах.

В окварцованных биотитовых диоритах биотит целиком вытесняет роговую обманку. Размеры биотита от мельчайших пятен до 1,4 мм. В крупном перекристаллизованном биотите местами содержится плагиоклаз. Химический состав биотитов приводится в таблице 11, анализы 57-1 и 356а-1.

Кварц встречается в двух видах: в виде крупных порфиroidных (1,3—2 мм) и мелких (0,1—0,2 мм) зерен в основной массе. Кварц в породе распределен неравномерно. Он характеризуется зазубренными краями и волнистым погасанием. Вокруг порфиroidного кварца ориентированно расположены призмочки роговых обманок. Вторичный привнесенный характер кварца не вызывает сомнений. Интенсивность окварцевания колеблется в значительных пределах. В кварце наблюдается роговая обманка, сравнительно редко биотит и микроклин, кое-где цепочкообразный апатит.

Калишпат — характерный второстепенный минерал. Он представлен максимальным решетчатым микроклином, промежуточным микроклин-пертитом или крипторешетчатым микроклином и промежуточным триклинным ортоклазом⁴ ($2V=78-83^\circ$; $Ng \perp (010)=14-18^\circ$; $Strp=0,85-0,975$; $\Delta_0=777-1$). Во всех случаях устанавливается его вторичное происхождение. Он присутствует изредка. Микроклин часто содержит останцы замещаемого им плагиоклаза, либо кварца и роговой обманки. В одном случае в ксенобласте микроклин-пертита наблюдались: реликтовый плагиоклаз, роговая обманка, рудный минерал и сфен.

Сфен приурочен к роговой обманке и плагиоклазу; нередко он образует полные псевдоморфозы по рудному минералу. Крупные зерна сфена характеризуются плеохроизмом.

Среди зерен апатита встречаются тонкие призмочки, окрашенные в буроватый цвет.

Ортит — характерный акцессорный минерал; он образует свежие идиоморфные зерна, размеры которых колеблются от 0,3 до 1,4 мм. В ортите и сфене содержатся останцы плагиоклаза. Циркон встречается изредка.

Количественно-минеральный и химический составы этих пород приводятся в таблицах 10 и 11.

Соотношение главных и дополнительных чисел Ниггли анализированных пород (таблица 12) дает аномальную картину. Это соотношение для анализов 57, 429б и 356а не приближается ни к одной из теоретических групп магматических горных пород. Анализ 430а более или менее соответствует эссексит-диори-

⁴ В соответствии с терминологией А. С. Марфунни (1962).

товой группе и отличается от всех типов «магм», т. е. в этом анализе наблюдается сравнительное повышение значения fm , mg и убывание s , al и k .

Кварцосодержащие роговообманково-биотитовые и биотитовые сиениты; альбитизированные диориты

Кварцосодержащие роговообманково-биотитовые и биотитовые сиениты

Эти породы имеют подчиненное распространение. Они встречаются в виде небольших участков в разнообразных окварцованных, биотитизированных или микроклинизированных ксенолитах. Породы темно-серые, средне- и крупнозернистые, разнотекстурированные.

Структура их более или менее соответствует гранитовой.

Состав: плагиоклаз, микроклин-пертит, биотит (роговая обманка), кварц, хлорит, минералы группы эпидота; акцессории — ильменит, апатит, циркон, сфен, ортит.

Плагиоклаз (0,6—2,5 мм) представлен сильно сосюритизированным и серицитизированным основным олигоклазом и кислым андезином (табл. 9). Встречаются порфиридные плагиоклазы, местами наблюдается индивидуализация минералов группы эпидота из сосюритовой массы. Встречаются очищенные от вторичных продуктов плагиоклазы. Очищение происходит по периферии, изредка охватывая центральные части минерала. Иногда плагиоклаз обнаруживает зональность. Четко проявляется микроклинизация плагиоклаза. К плагиоклазу приурочены многочисленные призмочки апатита.

Микроклин-пертит в большинстве случаев выступает в роли главного минерала ($2V = -79-82^\circ$; $Ng \perp (010) = 15-17^\circ$; $Str = 0,875-0,95$; $\Delta_0 = 0,833-0,944$); он ксеноморфный (0,6—2 мм), свежий, решетчатый. Пертиты полосчатые, веретенообразные. Устанавливается вторичное происхождение микроклина. Микроклин замещает плагиоклаз и биотит.

Биотит ($Ng = 1,647-1,648$; $F = 51,5-52,5$) образует крупные (0,4—1,5 мм) идиоморфные чешуйки. Его количество сильно колеблется. Наблюдается хлоритизация биотита. Новообразованный хлорит зеленый, с низкой аномальной интерференционной окраской. К биотиту приурочены: рудный минерал, мелкозернистый ксеноморфный сфен, апатит и циркон. Химический состав биотитов приводится в таблице 9, анализы 66-1 и 26а-1.

Амфибол — обыкновенная зеленая роговая обманка с синим оттенком, которая играет роль то главного, то второстепенного минерала. Наблюдается биотитизация роговой обманки. Изредка ее замещает хлорит и минералы группы эпидота. К роговой обманке приурочен апатит.

Кварц — второстепенный минерал. Он неравномерно распределен в породе. Количество его варьирует в значительных пределах. Ясно устанавливается его вторичный характер. Вблизи зерен кварца расположены мелкие зерна апатита.

Ильменит и апатит в большинстве случаев пространственно связаны друг с другом. Наблюдается замещение ильменита сфеном (рис. 5).

Ортит присутствует в породе изредка.

Альбитизированные диориты

Встречаются в виде небольших участков или ксенолитов в роговообманковых кварцевых диоритах Цейского массива. Макроскопически это крупнозернистые породы; наблюдаются крупные зерна белого или розоватого полевого шпата и роговой обманки (рис. 6).

Граница между альбитизированными диоритами и вмещающими кварцевыми диоритами постепенная и в полевых условиях устанавливается с трудом.

Структура аллотриоморфная или гломерокристаллическая (гломеробластическая).

Состав: плагиоклаз и роговая обманка; минералы группы эпидота, кальцит; акцессории — сфен, циркон, апатит и ортит.

Плагиоклаз крупнозернистый (2—8 мм), с зубчатой контурой, то сосюритизированный и серицитизированный, изредка карбонатизированный, то свежий. Местами четко проявляется альбитизация плагиоклаза. В плагиоклазе наблюдаются минералы группы эпидота, зерна более основного плагиоклаза и скелетообразный сфен.

Химический состав пород и состав плагиоклазов приводятся в таблицах 9 и 11.

Роговая обманка представлена обыкновенной зеленой и синезеленой разновидностью. Она крупнозернистая (2—5 мм), расположена в виде скоплений. К ней приурочены минералы группы эпидота, рудный минерал, изредка скопления зерен апатита, сфен, циркон и в одном случае — крупное зерно ортита (1×1 мм) с включениями апатита.

Химический состав синезеленых роговых обманок приводится в таблице 11 (анализ 247—2; $Ng = 1,678 \pm 0,002$; анализ 71—2, $Ng = 1,677 \pm 0,002$; $F = 45$).

Наличие в роговых обманках синих или голубоватых оттенков часть исследователей объясняет повышенным содержанием в ее составе железистых компонентов, другая же часть — щелочностью роговой обманки. Некоторые допускают, что решающую роль играют оба фактора. В синезеленых роговых обман-

ках альбитизированных диоритов Цейского массива синяя окраска связана с высоким содержанием в ее составе железа. В данных сине-зеленых роговых обманках не обнаруживается значительного повышения содержания натрия.

Следует отметить, что в альбитизированных диоритах сфен присутствует в значительно меньшем количестве, нежели в предыдущих породах. Изредка наблюдается собирательная перекристаллизация сфена.

Количественно-минеральный и химический составы рассмотренных пород приводятся в таблицах 10 и 11.

Главные и дополнительные числа Ниггли (табл. 12) проанализированных пород отличаются от теоретических чисел всех магматических пород. Соотношение главных и дополнительных чисел анализа (обр. 66) как бы занимает промежуточное положение между эссексит-диоритовой и натросиенитовой группой (понижено значение alk). Числа анализов 71а и 349 приближаются к числам, соответствующим переходным породам от натросиенитовой к эссекситовой группе. В первой наблюдается понижение значения k , alk , а во второй — fm и k .

МЕТАМОРФИЗМ КСЕНОЛИТОВ ОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Исходя из приведенной характеристики, последовательность преобразования основных магматических пород рисуется в следующем виде: I диабазы, габброиды → II окварцованные роговообманковые диабазы, диабаз-порфириды, диорит-порфириды и диориты → III альбитизированные диориты и I диабазы, габброиды → IIa биотитово-роговообманковые диабаз-порфириды, диорит-порфириды и диориты → IIIa и IIIб кварцсодержащие роговообманково-биотитовые и биотитовые сиениты и окварцованные биотитово-роговообманковые диорит-порфириды, диориты и окварцованные биотитовые диориты.

а. Химическая характеристика

Изменения химизма ксенолитов основных магматических пород Цейского массива при метасоматической гранитизации видны из диаграммы, построенной по данным таблиц 13 и 14.

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 П. Ниггли опять-таки для всех анализов.

При преобразовании меланократовых ксенолитов (табл. 13) происходит увеличение молекулярного процента SiO_2 , Na_2O , K_2O и соответственно уменьшение железа (окисного и закисного), а также MgO и CaO . Значение Al_2O_3 колеблется в незначительных пределах⁵.

Таблица 13
Среднее молекулярное количество семи главных окислов гранитизированных ксенолитов основных магматических пород Цейского массива

Группа пород	Средний молекулярный процент						
	CaO	FeO+ Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂
I. Диабазы, габброиды	19,1	8,3	21,4	18,7	4,7	0,2	81,6
II. Окварцованные роговообманковые диабазы, диабаз-порфирит, диорит-порфирит и диориты	14,2	6,5	12,2	17,6	7,0	1,2	91,1
III. Альбитизированные диориты	11,5	5,3	10,3	19,4	11,1	0,4	91,4
IIa. Биотитово-роговообманковые диабаз-порфириды, диорит-порфириды и диориты	11,9	7,6	9,3	19,6	8,2	1,7	87,9
IIIa. Кварцсодержащие роговообманково-биотитовые и биотитовые сиениты	10,8	5,5	7,4	18,3	7,15	2,0	93,7
IIIб. Окварцованные биотитово-роговообманковые диорит-порфириды, диориты и окварцованные биотитовые диориты	8,0	6,9	8,5	17,1	9,55	1,9	97,75

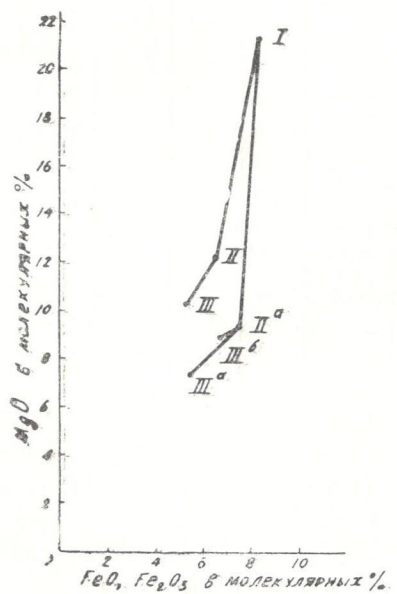
На фиг. 5 по оси абсцисс отложено молекулярное содержание $FeO + F_2O_3$, а по оси ординат — MgO . Железо и магний от габброидов (группа I) до группы пород III, IIIa, IIIб уменьшаются без отклонений. Убывание молекулярного процента железа на протяжении всей кривой происходит равномерно, а магния особенно заметно в интервале I—IIa.

⁵ Для наглядности во всех диаграммах средний молекулярный процент $\times 100$.

Таблица 14

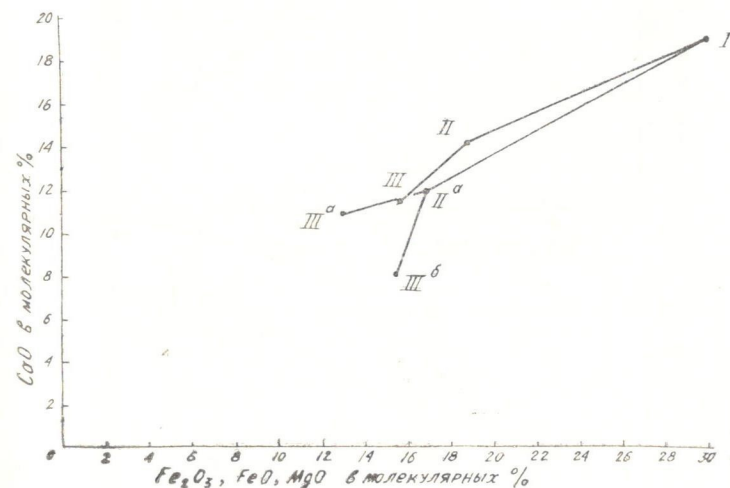
Средние величины главных чисел П. Ниггли гранитизированных основных магматических ксенолитов Цейского массива

Группа пород	Средний молекулярный процент			
	al	fm	c	alk
I. Диабазы, габброиды	25,7	41,2	25,6	7,1
II. Окварцованные роговообманковые диабазы, диабаз-порфириты, диорит-порфириты и диориты	29,5	33,0	23,7	13,8
III. Меланократовые роговообманковые натровые сиениты	32,9	29,8	19,5	18,5
IIa. Бiotитово-роговообманковые диабаз-порфириты, диорит-порфириты и диориты	32,6	31,2	19,9	16,5
IIIa. Кварцсодержащие роговообманково-биотитовые и биотитовые сиениты	34,8	27,2	20,5	17,5
IIIб. Окварцованные биотитово-роговообманковые диорит-порфириты, диориты и окварцованные биотитовые диориты	32,4	31,1	14,5	22,1



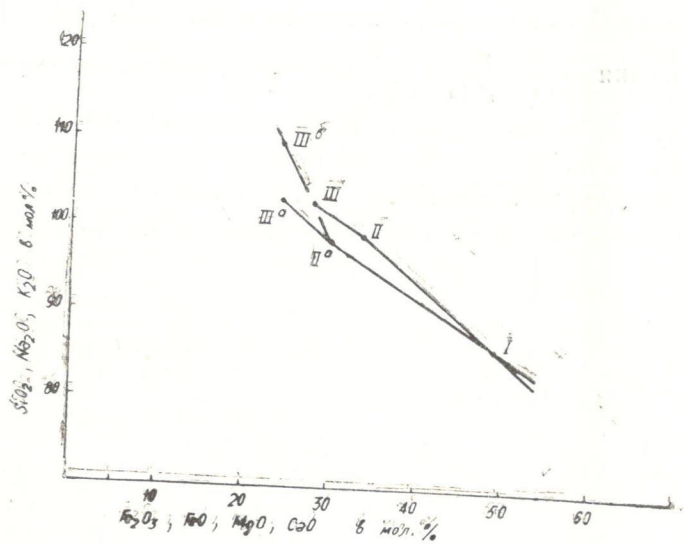
Фиг. 5. Диаграмма для отношения: $\frac{MgO}{FeO + Fe_2O_3}$

На фиг. 6 по оси абсцисс нанесен средний молекулярный процент Fe_2O_3 , FeO и MgO , а по оси ординат — CaO . Кривая соотношения $\frac{CaO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ показывает равномерное уменьшение среднего молекулярного процента кальция от I до III, I и IIIб; в интервале IIa—IIIa наблюдается незначительное убывание молекулярного процента CaO . Суммарное уменьшение феррических элементов больше, чем одного только CaO .

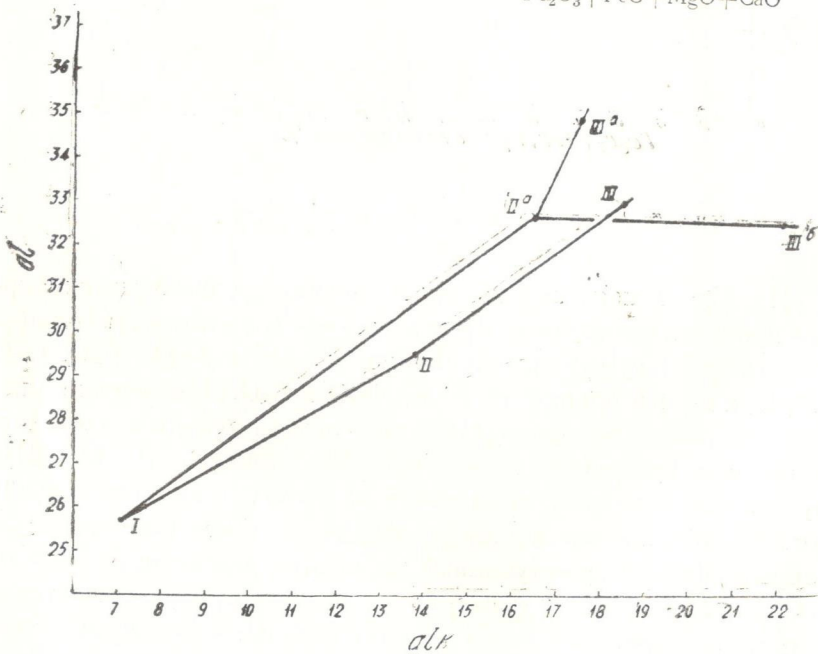


Фиг. 6. Диаграмма для отношения $\frac{CaO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$

На фиг. 7 показано взаимоотношение среднего молекулярного процента вынесенных и привнесенных элементов. По оси абсцисс отложена сумма молекулярного процента Fe_2O_3 , FeO , CaO и MgO , а по оси ординат — SiO_2 , Na_2O и K_2O . Исключение алюминия из этого соотношения вызвано незначительным колебанием его молекулярного количества. Все точки I—III, I — IIIa группы пород расположены почти на одной прямой; точка IIIб намного отклоняется в сторону феррических компонентов. Суммарный средний молекулярный процент привнесенных элементов — кремния, калия и натрия — незначительно отличается от суммарного среднего молекулярного процента вынесенных элементов — магния, железа и кальция.



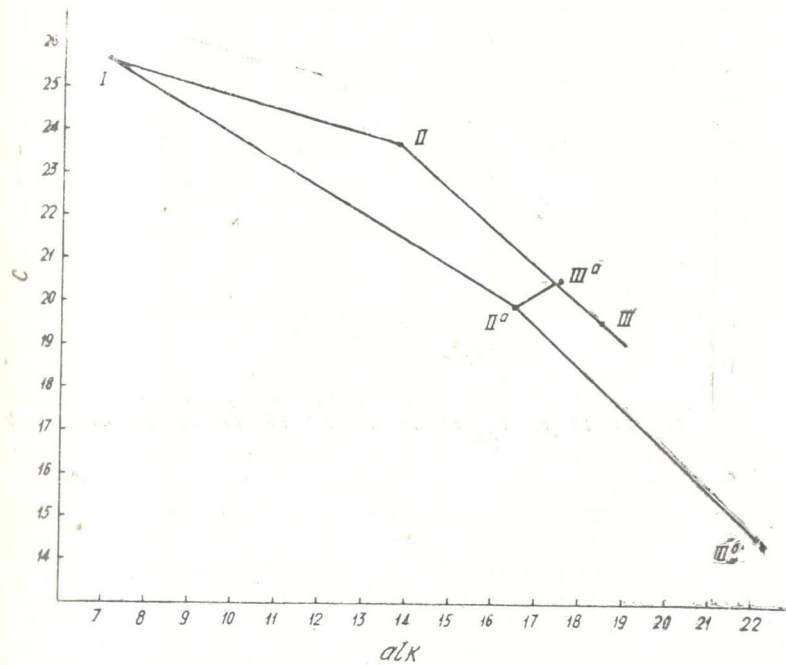
Фиг. 7. Диаграмма для отношения $\frac{\text{SiO}_2 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}}$



Фиг. 8. Диаграмма для отношения $\frac{\text{al}}{\text{alk}}$

На фиг. 8 по оси абсцисс нанесены средние величины alk всех анализов, пересчитанных по методу чисел П. Ниггли, по оси ординат — al . Величина alk почти равномерно возрастает от I до III и от I до IIIб групп пород; в промежутке IIа — IIIб: возрастание сравнительно небольшое. Возрастание al равномерное от I до III; от IIа до IIIа — небольшое; в ряде IIа—IIIб величина al почти не изменяется.

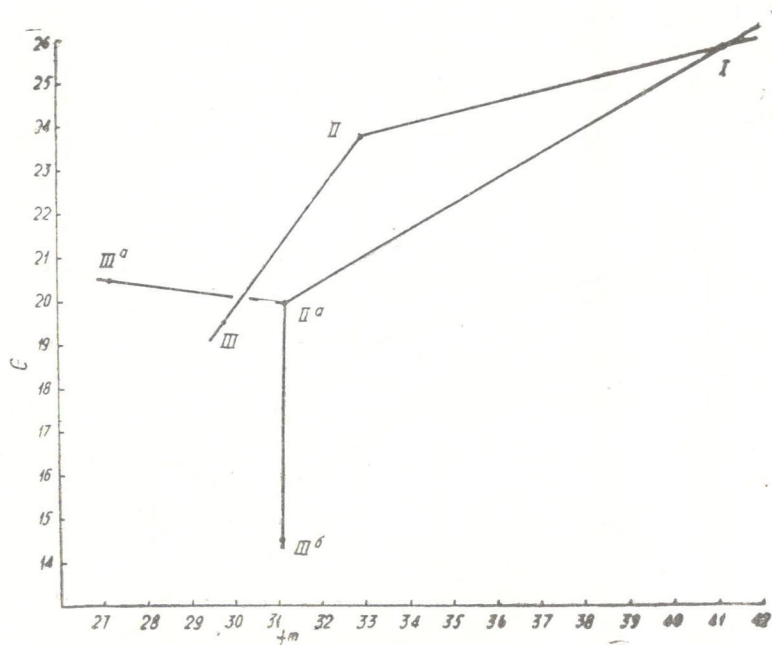
На фиг. 9 по оси абсцисс нанесены средние величины alk всех рассмотренных химических анализов, а по оси ординат — c . Величина c равномерно уменьшается в интервале I—III и I—IIIб.



Фиг. 9. Диаграмма для отношения $\frac{\text{c}}{\text{alk}}$

Следует отметить, что в этих горных породах убыванию величины c соответствует пропорциональное возрастание alk . В интервале IIа—IIIа устанавливается возрастание значения c .

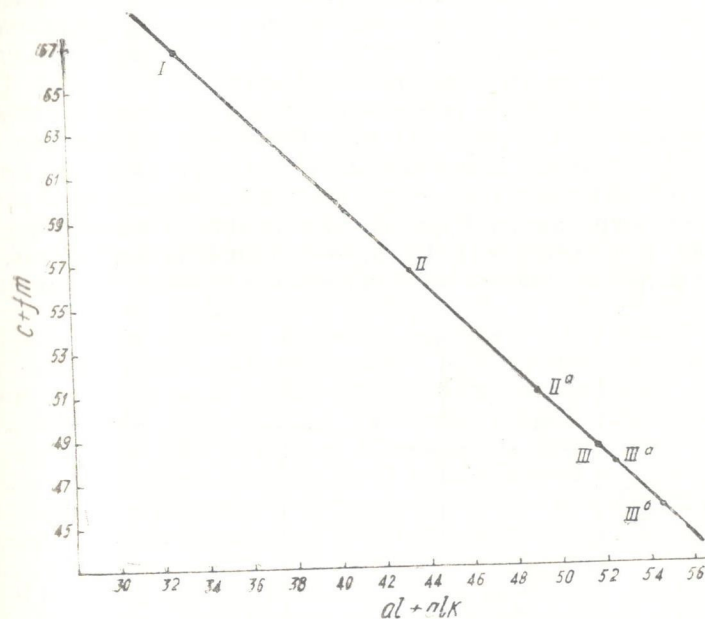
Кривая отношения $\frac{c}{fm}$, нанесенная на диаграмму (фиг. 10), показывает заметное уменьшение величины fm от I до III и от I до IIIа, в интервале IIа—IIIб величина fm уменьшается незначительно. В целом функциональное взаимоотношение c и fm не выдерживается.



Фиг. 10. Диаграмма для отношения $\frac{c}{fm}$

На фиг. 11 по оси абсцисс нанесены возрастающая от I до III, IIIа и IIIб сумма величин $al + alk$, а по оси ординат — убывание $c + fm$.

В построенной прямой (координаты соответствуют уравнению прямой $\frac{x}{a} + \frac{y}{b} = 1$; $a = b$; $x + y = 100$) точки I, II, IIа, III, IIIа, IIIб расположены последовательно, причем точки I, II, IIа более значительно отделены друг от друга, нежели IIа, III, IIIа и IIIб.



Фиг. 11. Диаграмма для отношения $\frac{c+fm}{al+alk}$

Последовательность минералообразования при процессах гранитизации

Изменение минерального состава ксенолитов основных магматических пород при метасоматической гранитизации протекает с разной интенсивностью.

Для сопоставления минерального состава различных преобразованных ксенолитов основных магматических пород служит диаграмма (фиг. 12).

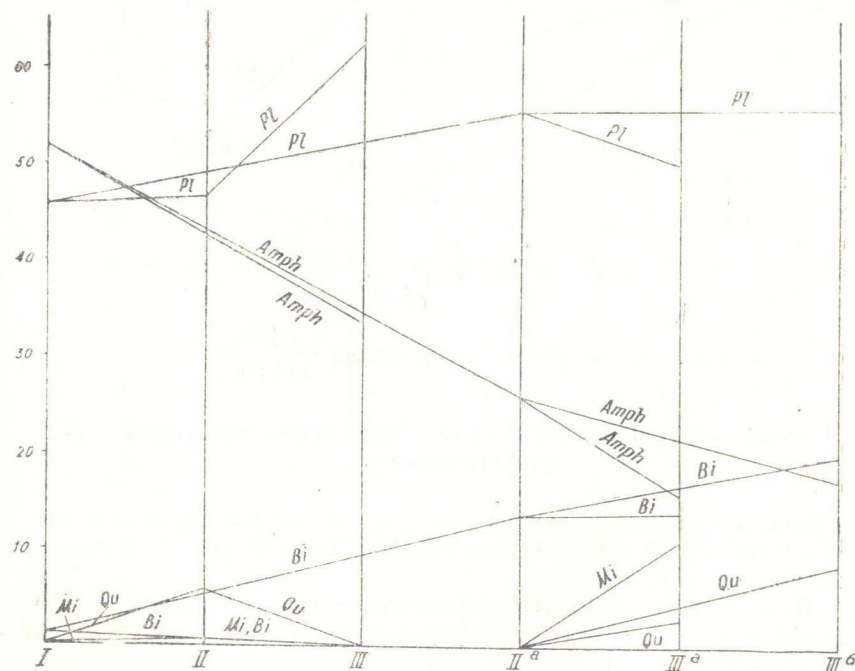
В горных породах ряда I—III количество плагиоклаза заметно возрастает в интервале I—II, а в промежутке II—III наблюдается интенсивное увеличение его.

В первом случае четко устанавливается качественное изменение плагиоклаза, выраженное интенсивным привнесом Na_2O , обусловленным альбитизацией плагиоклаза, во втором случае наблюдается количественное и качественное изменение плагиоклаза и опять-таки процессы альбитизаций.

В интервале I—II наблюдается убывание содержаний анортитовой молекулы в плагиоклазах и количественное возрастание роли плагиоклазов. В промежутке IIа—IIIа количество плагио-

клаза уменьшается и, наконец, в интервале IIa—IIIб наблюдается незначительное возрастание количественной роли плагиоклаза. В этих же породах плагиоклаз имеет более кислый состав, нежели в предыдущей группе пород.

Роговая обманка в меланократовых ксенолитах в большинстве случаев играет роль главного минерала. Количество ее во всех рассмотренных рядах горных пород постепенно уменьшается. Постепенно меняется и характер роговой обманки. В габбро-диабазе встречаются буро-зеленая и светло-зеленая роговые обманки, а в окварцованных роговообманковых диабазе, диабаз-порфиридах, диорит-порфиридах и диоритах — обыкновен-



Фиг. 12. Вариационная диаграмма минерального состава различных стадий преобразования ксенолитов основных магматических пород.

ная зеленая роговая обманка с реликтами буро-зеленой роговой обманки. В альбитизированных диоритах наблюдается сине-зеленая и обыкновенная зеленая роговая обманка, а в биотитово-роговообманковых диабаз-порфиридах, диорит-порфиридах и диоритах присутствует обыкновенная зеленая роговая обманка, местами имеющая синеватые оттенки. В кварцсодержащих роговообманково-биотитовых сиенитах господствует обыкновенная зеленая роговая обманка с синим оттенком и, наконец, в

окварцованных биотитово-роговообманковых диорит-порфиридах и окварцованных биотитовых диоритах развита обыкновенная зеленая роговая обманка, местами с синим оттенком.

В ряде I—III в горных породах биотит второстепенный и вторичный минерал; он замещает роговую обманку. В породах группы IIa, IIIa, IIIб количество биотита постепенно растет; он играет роль главного породообразующего минерала. Образование биотита связано с привнесением калия; он образуется за счет роговой обманки и привнесенного калия.

Кварц гранитизированных меланократовых ксенолитов является привнесенным минералом. Он в большинстве случаев обнаруживает инертность, хотя встречались корродированные им плагиоклазы и роговые обманки. В ряде I—III максимальное содержание кварца обнаруживается во II группе пород, в то время как SiO₂ во II и III группах почти одинаковые (91,1 и 91,4; табл. 13). Значительное уменьшение количества кварца в альбитизированных диоритах объясняется тем, что избыток кремнезема, содержащегося во II группе пород в виде свободного кварца, в результате перекристаллизации и натриевого метасоматоза входит в состав богатых кремнеземом плагиоклазов и сине-зеленых роговых обманок альбитизированных диоритов.

В породах группы IIa кварц не содержится. В интервале IIa—IIIa и IIa—IIIб количество кварца постепенно растет и он становится главным минералом породы.

Калишпат в большинстве случаев представлен решетчатым микроклином — максимальным решетчатым микроклином и промежуточным микроклин-пертитом (по номенклатуре А. С. Марфунина, 1962).

Во второй группе пород он играет роль второстепенного минерала. В I, III, IIa и IIIб группах микроклин наблюдается изредка и является случайным второстепенным минералом. Этот минерал главным становится в кварцсодержащих роговообманково-биотитовых сиенитах.

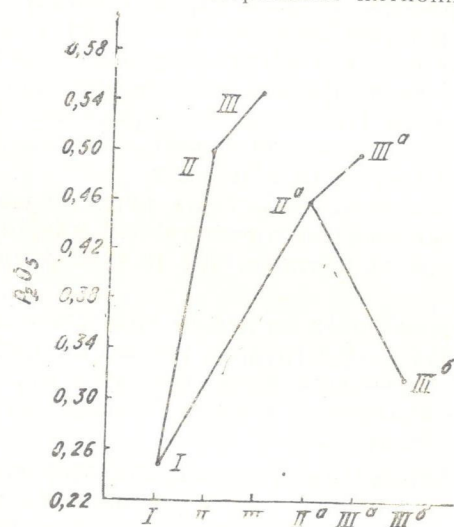
Из второстепенных минералов в гранитизированных меланократовых ксенолитах широко распространены минералы группы эпидота и хлорит. Первые присутствуют во всех горных породах, кроме диабазов и габброидов. Они образуются за счет плагиоклаза и роговой обманки. Интенсивная эпидотизация устанавливается в породах, претерпевших натриевый метасоматоз. Хлорит, присутствующий спорадически, замещает роговую обманку и биотит.

Сфен типичный аксессуарный минерал гранитизированных меланократовых ксенолитов Цейского массива. Он изредка наблюдается в диабазе и габброидах, в остальных измененных ксенолитах сфен присутствует неизменно. Его вторичный характер устанавливается четко. Сфен замещает рудный минерал,

роговую обманку, плагиоклаз и биотит. Местами крупные зерна сфена образуются в результате собирательной кристаллизации лейкоксена и мелких зерен сфена. В окварцованных и альбитизированных ксенолитах сфен полностью вытесняет рудный минерал.

Апатит спорадически присутствует в габбро-диабазы и альбитизированных диоритах; в других группах пород апатит связан преимущественно с альбитизированными плагиоклазами, либо с кварцем и роговой обманкой и является характерным акцессорным минералом.

Из химических анализов гранитизированных меланократовых ксенолитов видно увеличение процентного содержания пятиокси фосфора (фиг. 13) от I до III и от I до IIIa группы пород. В этих рядах пород среднее содержание пятиокси фосфора, выраженное в весовых процентах, имеет следующий вид: 0,25 → 0,50 → 0,55 и 0,25 → 0,46 → 0,48. В интервале IIa—IIIб фиксируется убывание процентного содержания пятиокси фосфора.



Фиг. 13. Диаграмма содержания P₂O₅ в гранитизированных ксенолитах основных магматических пород

В целом фосфор явно привнесен растворами, производящими метасоматоз. Данные химических анализов хорошо согласуются с макроскопическим изучением рассмотренных горных пород.

Ортит изредка наблюдается во II, III, IIIa и IIIб группах пород. Он либо приурочен к новообразованному биотиту, либо к скоплениям роговой обманки и биотита.

Циркон в гранитизированных меланократовых ксенолитах является нехарактерным акцессорным минералом. Он приурочен к новообразованным чешуйкам биотита. В последнем нередко наблюдается сагенит.

Стадии метасоматоза

В нашем случае последовательность воздействия химически активных высокотемпературных растворов, производящих метасоматическую гранитизацию основных магматических пород, соответствует трем главным стадиям метасоматоза (установленным впервые на кавказском материале Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили, 1959): кремниво-натриевый, преимущественно калиевый и кремниво-натриево-калиевый.

Кремниво-натриевый метасоматоз

Наиболее ранняя стадия преобразования меланократовых ксенолитов связана с привнесением кремния и натрия. С этим связано образование порфиробластов плагиоклаза за счет продуктов разрушения основных плагиоклазов габброидов и диабазов или, изредка, других алюмосиликатных минералов. При этом происходит пропитывание породы кварцем, изредка — замещение кварцем плагиоклаза и роговой обманки и образование сфена за счет титанистых рудных минералов, роговой обманки и плагиоклаза. В результате химического взаимодействия ильменита, или титано-магнетита с привнесенным кремнием и освобожденного при разложении основных плагиоклазов габброидов кальция ($\text{FeTiO}_3 + \text{SiO}_2 + \text{CaO} \rightarrow \text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O} + \text{FeO}$) образуется сфен. Последний минерал, замещая роговую обманку и плагиоклаз, видимо, возникает следующим путем. Неустойчивый высокотемпературный ильменит разлагается, освобожденный TiO₂ реагирует вместе с привнесенным извне кремнием с роговой обманкой, или плагиоклазом, образуя сфен. По-видимому, в химических реакциях принимает участие TiO₂, входящий в состав роговой обманки и CaO названного минерала и анортитовой молекулы плагиоклаза. Думается, что с этой стадией метасоматоза связано образование апатита, приуроченного к плагиоклазу и кварцу. Стадия кремниво-натриевого метасоматоза наблюдается во II, IIa, IIIa и IIIб группах пород.

Преимущественно калиевый метасоматоз

В этой стадии метасоматоза привнос калия обуславливает биотитизацию роговых обманок и образование минералов группы эпидота, мелких, нередко микроскопических включений сфена в биотите и акцессорных минералов — апатита и циркона, приуроченных к биотиту. Вторая стадия метасоматоза ясно выявляется во IIa, IIIa, IIIб группах пород.

Кремнево-натриево-калиевый (кремнево-натриевый) метасоматоз

В начальной стадии кремнево-натриево-калиевого метасоматоза происходит частичная альбитизация плагиоклаза, отчасти хлоритизация цветных минералов и вслед за этим микроклинизация плагиоклаза и отчасти биотита. Привнос кремния выявляется общим окварцеванием породы и замещением плагиоклаза кварцем и микроклином. В последнем случае принимается во внимание то обстоятельство, что для процесса микроклинизации, наряду с привносом калия необходим также привнос кремния. На этой стадии происходит собирательная перекристаллизация биотитов и плагиоклазов. По всей вероятности, в тех же условиях возникает ортит.

Эта стадия метасоматоза устанавливается в кварцсодержащих роговообманково-биотитовых и биотитовых сиенитах.

В кремнево-натриево-калиевой стадии метасоматоза нередко выпадает калиевая стадия и метасоматоз имеет натриевый, либо кремнево-натриевый характер. В последнем случае наблюдается альбитизация плагиоклазов и одновременно перекристаллизация альбитизированных плагиоклазов и синезеленых роговых обманок. Эта стадия метасоматоза ясно выражена в альбитизированных диоритах.

О генезисе зональных плагиоклазов

Зональные плагиоклазы, как известно, широко распространены в магматических породах: диоритах, андезитах, дацитах и др.

Н. Л. Боуэном (Bowen, 1928) разработана стройная, хотя и подвергшаяся критике со стороны некоторых исследователей, в частности, Р. Перрэна и М. Рубо (Perrin, Roubault, 1939), схема образования зональных плагиоклазов в процессе кристаллизации магмы. В дальнейшем эта схема дополнена другими петрологами.

По данным В. Н. Лодочникова (1947), Г. Е. Гудспиды (1950) и Н. А. Елисева (1959), зональные плагиоклазы могут встречаться в метасоматических и метаморфических породах в виде новообразований. П. Миш (Misch, 1955) отмечает наличие зональных плагиоклазов в метаморфических породах различного состава. По его мнению, образование зональных плагиоклазов в метаморфических породах происходит либо в результате изменения температуры, либо диффузией кальция и натрия. Колебание температуры может вызвать нормальную, обратную и рекуррентную зональность. Привнос кальция и натрия обуславливает соответственно обратную и нормальную зональность плагиоклазов.

В. Мурхауз (1963), Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961), В. П. Петров и А. П. Лебедев (1963) в качестве одного из доказательств магматического происхождения гранитной породы приводят факт наличия в ней зональных плагиоклазов. Е. Д. Ритман (Rittman, 1964) зональные плагиоклазы считает индикатором происхождения содержащих их пород. По его мнению, наличие зональных плагиоклазов свидетельствует о первично-магматическом генезисе содержащей их породы.

Характеристика зональных плагиоклазов ксенолитов Цейского массива и геологическое положение содержащих их пород были описаны нами совместно с Д. М. Шенгелиа в ранее опубликованных статьях (Кецховели и Шенгелиа, 1966; Шенгелиа и Кецховели, 1968). В них отмечается метасоматический генезис зональных плагиоклазов ксенолитов Цейского массива.

О вторичном генезисе этих зональных плагиоклазов говорят следующие признаки: 1) развитие зональных плагиоклазов в гранитизированных ксенолитах кристаллических сланцев и исключительно в метасоматических преобразованных ксенолитах основных магматических пород, сосредоточенных обычно в периферических частях последних (рис. 7 и 8); 2) неравномерное их развитие; 3) реликтовые структуры исходных основных магматических пород и участки раздвигания основной массы в местах возникновения порфиробластов; 4) привнос и вынос вещества, устанавливаемые в результате сравнения химических анализов породы.

Возникновение зонального плагиоклаза в ксенолитах основных магматических пород и кристаллических сланцев Цейского гранитоидного массива нам рисуется следующим образом. Плагиоаляскитовая магма при ее кристаллизации претерпела существенные изменения в результате гибридации (Кецховели, 1966). Выделившиеся из плагиоаляскитового расплава высокотемпературные химически активные кремнево-щелочные эманации вызывали метасоматическое преобразование ксенолитов. В процессе преобразования минеральных ассоциаций основных магматических пород и кристаллических сланцев химический потенциал натрия и кальция непрерывно изменялся, что вызвано изменением температуры и состава поступающего раствора. Нарушение и дальнейшее восстановление физико-химического равновесия обусловили зональное развитие порфиробластических плагиоклазов.

КСЕНОЛИТЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ

Ксенолиты кристаллических сланцев в Цейском массиве пользуются небольшим распространением. Они встречаются вблизи контакта с метаморфическими сланцами на левом берегу р. Цей. Форма и размеры ксенолитов кристаллических слан-

цев сильно варьируют. Были встречены мелкие ксенолиты размером в несколько сантиметров и крупные ксенолиты, выходы которых тянутся на 150—250 м.



Фиг. 14. Схематическая зарисовка обнажения левого борта ледника Цей в ущелье его первого притока. 1—Кристаллический сланец. 2—Ороговикованный кристаллический сланец. 3—Порфиробластовый кристаллический сланец сиенитового состава. 4—Гнейсовидная порода. 5—Кварцев и диорит. 6—Плагиогранит. 7—Плагиоаляскит. 8—Порфиroidный плагиоаляскит. 9—Гранит и гранодиорит. 10—Порфиroidный гранит и гранодиорит. 11—Аляскит. 12—Кварцмикроклиновыи пегматоид. 13—Жильная основная порода.

Ксенолиты кристаллических сланцев интенсивно гранитизированы. Ниже приводится разрез одного из наиболее крупных выходов гранитизированных сланцев на левом борту ледника Цей, в ущелье его первого притока (фиг. 14).

На 1500 метров восточнее левого борта ледника Цей встречается небольшое обнажение (4×5 м) ксенолитов, сильно инъецированных кристаллических сланцев, среди которых различаются: серицит (мусковит)-биотит-плагиоклазовые, кварц-серицит-биотит-плагиоклаз-микроклиновые и кварц-серицит-хлорит-эпидотовые разновидности.

Среди других ксенолитов кристаллических сланцев следует отметить альбитовые и биотитизированные альбитовые амфиболиты, встреченные в гранитоидах в виде линзообразных останцев (4×30 см, 8×50 см).

Химический состав и пересчет анализированных ксенолитов гранитизированных кристаллических сланцев приводится соответственно в таблицах 15 и 16.

Мы не имеем возможности детально описать отдельные разновидности ксенолитов кристаллических сланцев и поэтому ограничиваемся их химической характеристикой, описанием последовательности минералообразования при процессах гранитизации и приведением характерных микрофотографий.

Метаморфизм ксенолитов кристаллических сланцев

При метаморфизме ксенолитов кристаллических сланцев образуются многообразные по составу горные породы: порфиробластические плагиоклазовые кристаллические сланцы, порфиробластические плагиоклаз-микроклиновые гнейсовидные породы, порфиробластические гранитоиды и генетически связанные друг с другом лейкосом (аляскиты, плагио-аляскиты, кварц-полевошпатовые пегматоиды) и меланосом (преимущественно биотитово-плагиоклазовые бескварцевые породы).

Химическая характеристика

В порфиробластовых плагиоклазовых кристаллических сланцах (анализ 173—1) единственным натрийсодержащим минералом является плагиоклаз, образующий в большинстве случаев порфиробласты; калий же расходуется на образование биотита, изредка — мусковита и серицита.

В порфиробластических плагиоклаз-микроклиновых гнейсовидных породах (анализ 174) наблюдается интенсивное возрастание содержания кремния и калия. Количество натрия существенных изменений не испытывает. Устанавливается значительное убывание химических компонентов.

Таблица 15
Химический состав гранитизированных ксенолитов кристаллических сланцев

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO
155	66,88	2,16	14,79	0,60	2,16	0,03	3,43	0,39
162—3	46,12	1,12	24,48	1,70	9,18	0,11	2,66	2,84
164	70,01	0,20	15,69	0,57	0,88	0,02	1,09	0,08
167	77,59	0,21	11,05	0,60	2,52	0,03	1,68	0,32
168	53,07	0,77	2,25	2,01	6,66	0,08	2,81	1,79
173—1	62,05	0,58	17,60	0,42	5,40	0,03	4,04	1,08
173—2	69,56	0,30	15,81	0,80	2,70	0,03	1,40	нет
173—3	50,70	0,83	22,10	2,01	8,64	0,19	3,01	2,06
174	74,34	0,35	10,54	0,80	3,60	0,03	1,54	0,16
180	67,10	0,85	15,08	0,61	3,02	0,14	2,52	0,90
181	70,62	0,22	15,61	0,10	1,89	0,03	2,94	1,30

№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O	п. п. п.	Сумма
155	4,70	1,60	0,40	нет	0,12	2,58	100,20
162—3	3,70	5,80	нет	нет	1,11	0,59	99,40
164	3,76	4,95	нет	нет	0,32	2,16	99,73
167	3,20	2,10	нет	нет	0,15	0,37	99,82
168	3,20	5,60	нет	нет	0,33	2,17	99,66
173—1	2,90	3,80	нет	0,01	0,09	0,47	99,47
173—2	3,70	5,00	нет	нет	нет	0,52	99,62
173—3	3,60	4,60	нет	0,03	0,03	1,69	99,49
174	2,30	5,80	нет	нет	0,02	0,02	99,50
180	3,90	4,80	нет	нет	0,08	1,40	100,40
181	4,19	1,80	0,13	0,46	0,24	0,56	100,17

Примечание: обр. 155—плаггиогранит; обр. 162—3—биотит-серпентин (мусковит)-хлорит-плаггиоклазовый сланец; обр. 164—алясцит (лейкосом); обр. 167—плаггиоалясцит; обр. 168—плаггиоклаз-биотит-серпентинный сланец; обр. 173—1—порфиробластический кварц-плаггиоклаз-биотитовый сланец; обр. 173—2—порфиробластический алясцит (лейкосом); обр. 173—3—порфиробластический плаггиоклаз-биотитовый сланец (меланосом); обр. 174—ороговикованная кварц-плаггиоклаз-биотитовая гнейсовидная порода; обр. 180—порфиробластический биотитовый гранодисрит; обр. 181—гнейсовидный порфиробластический плаггиоалясцит.

Аналитик Э. В. Герсамя

В порфиробластических гранитоидных породах (анализ 180) по сравнению с порфиробластическими плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами наблюдается возрастание содержания кремния и щелочей, а по сравнению с порфиробластическими плаггиоклаз-микроклиновыми гнейсовидными породами—уменьшение содержания кремния и калия и возрастание натрия. По-

Таблица 16
Пересчет химического состава гранитизированных ксенолитов кристаллических сланцев по методу П. Ниггли

№ обр.	Главные числа				Дополнительные числа				
	al	fm	c	alk	si	qz	k	mg	t
155	40,3	16,7	17,0	26,0	310	106	0,2	0,2	-2,7
162—3	39	35,5	7,5	20	125	-55	0,5	0,35	11,5
164	50	7	6	3	377	109	0,46	0,13	7
167	4,5	19	11,4	28,1	491	278,6	0,27	0,4	2
168	39	30	10	21	166	-18	0,53	0,26	8,4
173—1	38	27	16	19	229	52,2	0,45	0,22	3
173—2	45,5	14,1	7,3	33,1	340	108	0,5	0	51
173—3	37,5	35	9	18,5	147	27	0,41	0,25	10,2
174	35,2	22	9,4	33,2	453	220,2	0,62	0,06	-7,4
180	33,8	19,7	11,7	29,8	298	87	0,45	0,3	-2,7
181	43,6	16,7	15	24,6	333	134,6	0,78	0,54	4

следнее взаимоотношение, видимо, вызвано более интенсивной микроклинизацией и окварцеванием порфиробластических плаггиоклаз-микроклиновых гнейсовидных пород, нежели порфиробластических гранитоидов, либо данная порфиробластическая гранитоидная порода (обр. 180) образовалась в результате гранитизации порфиробластических плаггиоклазовых кристаллических сланцев. По отношению с предыдущими породами в порфиробластических гранитоидах обнаруживается убывание феррических компонентов.

В меланосоме (анализы 162—3, 168, 173—3) происходит значительное убывание содержания кремния и возрастание калия и всех феррических элементов. Натрий остается в неизменном количестве.

Таким образом, в гранитизированных кристаллических сланцах с интенсивным развитием наложенных процессов устанавливается возрастание содержания щелочей и кремния и убывание феррических компонентов. Исключение составляет меланосом, в котором наблюдается возрастание содержания щелочей и феррических компонентов и убывание кремния.

Химические анализы гранитизированных кристаллических сланцев были пересчитаны по методу П. Ниггли (табл. 16). При преобразовании кристаллических сланцев происходит увеличение alk и уменьшение c; qz и si возрастает; fm уменьшается во всех разновидностях гранитизированных кристаллических сланцев кроме меланосомы. В меланосоме эти величины показывают обратную картину. Величина k возрастает постепенно; она уменьшается лишь в плаггиоалясцитах; mg обнаруживает тенденцию к уменьшению, al особых изменений не испытывает. Низкое зна-

чение t наблюдается в порфиробластических плагиоклазовых гнейсовидных породах, порфиробластических гранитоидах и плагиоаляскитах.

Последовательность минералообразования при процессах гранитизации

В наиболее ранней стадии метасоматической гранитизации в кристаллических сланцах образуется плагиоклаз, нередко обладающий зональностью (рис. 9 и 10). В новообразованном плагиоклазе содержатся реликтовые минералы кристаллических сланцев—в большинстве случаев иглы роговых обманок. Из аксессуаров за счет рудного минерала образуется сфен. Следующая стадия минералообразования обусловлена интенсивной биотитизацией и мусковитизацией кристаллических сланцев. Все цветные минералы замещаются биотитом (N_b 168— N_g = 1,648; F = 52,5; № 173-1— N_g = 1,646, F = 50) и мусковитом, причем ведущую роль играет биотитизация. Одновременно с биотитом возникает циркон и апатит.

Следующим новообразованным минералом, обуславливающим возникновение порфиробластической структуры, являются порфиробласты кислого плагиоклаза, чаще альбита. В порфиробласте плагиоклаза содержатся останцы основной ткани кристаллических сланцев — биотита и мусковита, изредка — кварц. Кислый плагиоклаз первой генерации отличается от такового второй генерации тем, что первый исключительно редко образует порфиробласты, а второй развивается в виде порфиробластов. В плагиоклазе первой генерации содержатся реликты роговой обманки, а во второй — биотит и мусковит. Новообразованные порфиробласты плагиоклаза наблюдаются в порфиробластических кристаллических сланцах, а также в порфиробластических гнейсовидных породах, гранитоидах и лейкосомах.

Многообразие кристаллических сланцев вызывается микроклинизацией. Она обуславливает переход порфиробластических плагиоклазовых кристаллических сланцев в более интенсивно преобразованные горные породы. Калишпат в большинстве случаев представлен максимальным решетчатым микроклином (N_b 164— $2V$ = -83° ; $N_g \perp (010)$ = 16° ; S_{gr} = 0,975, Δ_0 = 0,888; № 115— $2V$ = -79° , $N_g \perp (010)$ = 15° , S_{gr} = 0,875 Δ_0 = 0,833). Микроклином образует порфиробласты и пойкилобласты различной формы и размеров, содержащие либо отдельные реликтовые минералы, либо основную ткань кристаллических сланцев, уцелевших от микроклинизации (рис. 11). С развитием микроклинизации постепенно исчезают аксессуарные минералы циркон и апатит. Во всех случаях замещения плагиоклаза возникают различные мор-

фологические типы пертитов, обусловленные последовательными стадиями развития метасоматического процесса замещения плагиоклаза микроклином. Пертиты подобного происхождения в гранитоидах Большого Кавказа впервые были описаны Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959₁). Наряду с пятнистым типом пертитов встречается тонкополосчатый его тип и, кроме того, пятнисто-полосчатые, рябовидные и другие морфологические разновидности пертитов. Одновременно с микроклинизацией происходит процесс окварцевания. Последний продолжается и после микроклинизации породы.

О метаморфической дифференциации

Продукты метаморфической дифференциации имеют широкое распространение среди гранитизированных кристаллических сланцев Цейского массива. Они представлены жилообразными лейкократовыми полевошпатовыми пегматоидами (обр. 161, 163а, 169, 173—2) или аляскитами неправильной формы (обр. 164) с развитыми по краям меланократовыми минералами (обр. 162—3, 163, 168, 173—3). Последние образуют также ксенолитоподобные тела в лейкократовых пегматоидах и аляскитах. Сравнительно редко меланократовые породы разобщены от лейкократового пегматоида в виде самостоятельного жилообразного тела. Лейкократовые пегматоидные и меланократовые составляющие породы такого типа в геологической литературе известны под названием метатектов и палеосом (Scheumann, 1937; Барт, 1958). Авторы придают этим терминам определенное генетическое толкование. С целью избежания генетического смысла возникновения этих образований, лучше применять термины, введенные К. Р. Менертом — «лейкосом» для светлой и «меланосом» для меланократовой части породы.

Химический состав лейкосома (анализ 173—2), меланосома (анализ 173—3) и их материнской породы (анализ 173—1) из непосредственного контакта с меланосомом пересчитаны по кислородному методу Барта.

Анализ 173—1 $K_{44} Na_{52} Ca_{40} Mg_{15} (Fe^{+2} + Fe^{+3})_{51} Al_{192} Ti_4 Si_{572}$.

Анализ 173—2 $K_{57} Na_{64} Ca_{13} Mg_0 (Fe^{+2} + Fe^{+3})_{26} Al_{167} Ti_2 Si_{622}$.

Анализ 173—3 $K_{58} Na_{68} Ca_{32} Mg_{30} (Fe^{+2} + Fe^{+3})_{84} Al_{255} Ti_6 Si_{495}$.

Сравнение пересчетов показывает, что в лейкосоме по сравнению с материнской породой содержатся значительно в большем количестве Si, K и Na. В меньшем количестве наблюдаются Al, Ca, Fe и Mg, Ti. В меланосоме, по сравнению с материнской породой, наблюдается возрастание Al, Fe, Na, Mg и K, значительное уменьшение Si, а также Ca.

На основании химико-петрографической характеристики лейкосома и меланосома и их материнских пород представляется

очевидным, что под воздействием химически активного, преимущественно калиево-натриевого раствора в ксенолитах кристаллических сланцев происходит интенсивное метасоматическое преобразование и перераспределение компонентов.

Натрий и калий принимают участие в минералообразовании в лейкосомах и меланосомах. Первый расходуется на образование плагиоклазов, или на альбитизацию плагиоклазов; калий же обуславливает развитие порфиробластов микроклина в лейкосомах и биотита в меланосомах.

Устанавливаются стадии обособления лейкократовых и меланократовых минералов (рис. 12), причем мобилизованный биотит или расположен в виде вытянутых полос (рис. 13) и неправильных скоплений, или имеет жилкообразную форму. Скопления биотита, кроме того, образуются в результате механической группировки во время развития порфиробластов микроклина. Подавляющая часть кальция, освобожденная в результате альбитизации плагиоклазов, выносится водными растворами из новообразованной меланосомы и лейкосома далеко от материнских пород.

Фемические компоненты и глинозем переходят из материнских пород в меланосом и расходуются главным образом на образование биотита; кремний мигрирует в лейкосом, входит в состав полевых шпатов и кварца. Таким образом, устанавливается мобилизация Si, Fe, Mg, Al, Ti и Ca. Длина пути, проделанного всеми компонентами, за исключением Ca, небольшая. Эти компоненты не распространяются за пределы меланосомы и лейкосома.

Лейкократовые пегматоидные жилы, по краям обогащенные темноцветными минералами, в геологической литературе описываются издавна. Меланократовые краевые части пегматоидов рассматривались как ксенолитоподобные реликтовые образования. В настоящее время часть исследователей процессы образования светлого пегматоидов с меланократовыми краями связывают со значительным привносом материала (Рейнольдс, 1950; Чао, 1951; отчасти Ljunggren, 1957 и др.), другие же генезис этих пород объясняют мобилизацией и перераспределением вещества исходного материала без привноса извне (Charman, 1950; Wimmerauer, 1950; Wenk, 1954; Mehnert, 1962).

Из вышеприведенного фактического материала следует, что изученные нами пегматоиды формируются в результате привноса и перераспределения вещества.

Метасоматическая мобилизация в гранитизированных ксенолитах кристаллических сланцев Цейского массива совершается в глубинных условиях, в горной породе, которая сохраняет твердое состояние. При мобилизации вещества, связанной с метасоматической дифференциацией, подсчет баланса компонентов

позволяет предположить поступление растворов, богатых щелочами. Однако нет основания рассматривать процессы образования лейкосома и меланосомы в аспекте вышеназванных авторов, ибо процессы перераспределения компонентов играют ведущую роль.

Кроме того, К. Р. Менерт (1957; K. R. Mehnert, 1951, 1962) считает мобильными только светлые минералы (кварц и полевой шпат), образующие пегматоидные жилы, в результате селективной мобилизации. Образование лейкосома происходит без привноса веществ извне. Нерастворенные темные минералы сгруппировались по краям лейкосома. Они считаются иммобильными. Наши исследования показали, что мобильными являются как лейкократовые, так и меланократовые минералы.

Стадии метасоматоза

Метасоматическая гранитизация ксенолитов кристаллических сланцев происходит стадийно. В предыдущей главе отмечаются три стадии метасоматической гранитизации меланократовых ксенолитов Цейского массива: кремнево-натриевый, преимущественно калиевый и кремнево-натриево-калиевый. Эти же стадии метасоматоза устанавливаются и в процессе преобразования ксенолитов кристаллических сланцев.

Кремнево-натриевый метасоматоз

Первая стадия метасоматоза большей частью перекрывается последующими наложенными процессами, в результате чего ее установление затруднено. С привносом натрия связано образование кислого плагиоклаза за счет реликтовых плагиоклазов, а с привносом кремния — акцессорного сфена, в результате замещения титанистых минералов. Кремнево-натриевая стадия метасоматоза фиксируется в плагиоклазовых кристаллических сланцах, альбитовых и биотитизированных альбитовых амфиболитах.

Преимущественно калиевый метасоматоз

Эта стадия метасоматоза связана с привносом калия. Все цветные минералы замещаются биотитом и мусковитом (серицитом). Кроме того, констатируется мусковитизация плагиоклаза.

Порода сильно обогащается калием. В эту стадию образуются акцессорные минералы циркон и апатит.

Кремнево-натриево-калиевый метасоматоз

В ксенолитах кристаллических сланцев наиболее четко выражена последняя стадия метасоматоза. В начальной стадии

происходит привнос натрия, с которым связано образование порфиробластов, нередко пойкилобластов, кислого плагиоклаза и вторичных минералов группы эпидота и кальцита, а также акцессорного апатита. Видимо, большая часть кальцита и минералов группы эпидота выносятся из породы водными растворами. Вслед за альбитизацией наблюдается интенсивная микроклинизация. Привнесенный кремний расходуется на образование полевошпатовых порфиробластов и, кроме того, фиксируется в процессе замещения плагиоклаза (рис. 14) и новообразованного микроклина кварцем и общим окварцеванием породы. Привнос кремния продолжается после формирования полевошпатовых порфиробластов. Освобожденный, в результате замещения плагиоклаза микроклином, натрий выносятся растворами и вызывает интенсивную альбитизацию боковых пород. Последняя стадия метасоматоза устанавливается во всех разновидностях гранитизированных кристаллических сланцев.

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ЖИЛЫ

Минералогия, химизм, геологическое положение и вопросы генезиса лейкократовых жил Цейского массива были освещены нами в статье, опубликованной в 1967 г.

Лейкократовые жилы Цейского массива подразделяются на две генетические группы: инъекционные и метасоматические.

Генетический тип жильных лейкократовых пород Цейского гранитоидного массива устанавливается на основании следующих диагностических признаков: 1) минеральный и химический составы; 2) характер контакта и взаимоотношение с вмещающими породами; 3) структура и текстура. Какой-либо отдельно взятый признак для установления генетического типа жилы не является достаточным.

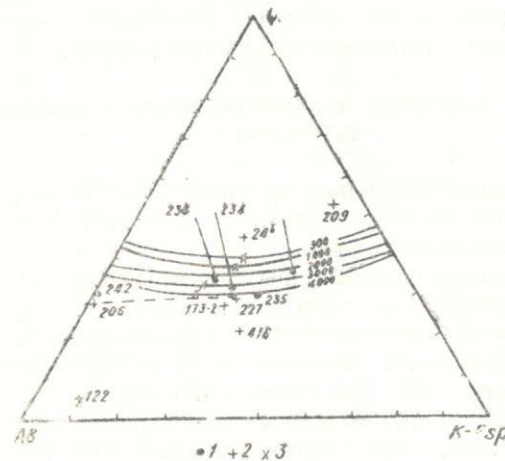
Минеральный и химический составы

Одним из важных показателей генезиса пород является их минеральный и химический состав.

Метасоматиты являются гетерогенными породами. В пределах одного образца наблюдается сильное колебание соотношений главных минералов. В этих породах в подавляющем большинстве случаев ясно устанавливается вторичный характер главных породообразующих минералов — полевых шпатов и кварца.

Инъекционное тело в пределах одной жилы отличается стабильностью содержания кварца, плагиоклаза и калишпата. В инъекционных жилах устанавливается перекристаллизация минералов.

В рассмотренных лейкократовых жилах роль главных минералов играют полевые шпаты и кварц. Они составляют более 90% объема жилы. Составы жильных лейкократовых пород Цейского гранитоидного массива вслед за установлением минерального состава были нанесены на трехкомпонентную фазовую диаграмму системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ (фиг. 15). Как и следовало ожидать, фигуративные точки метасоматических и инъекционных жил на диаграмме расположены в различных местах.



Фиг. 15. Состав жильных лейкократовых пород Цейского гранитоидного массива на фазовой диаграмме системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Пунктирная (нижняя) кривая — «сухие» расплавы (по Шереру и Боуэну, 1935); сплошные кривые — при давлении H_2O в пределах 500—4000 атм (Таттл и Боуэн, 1952; Боуэн, 1954). 1 — инъекционные жилы, 2 — метасоматические жилы, 3 — М — положение тройного минимума.

Фигуративные точки инъекционных лейкократовых жил на фазовой диаграмме системы альбит-калиевый полевой шпат-кварц, группируются в области анхизтектических составов. В анализе 242 наблюдается повышение Ab, а в анализе 88 — K-Fsp. Другие же фигуративные точки приближаются к тройному минимуму, т. е. отвечают по составу самому низкотемпературному расплаву кварцево-полевошпатовой системы; они соответствуют в наименовании Г. Фишера (1951) «идеальным гранитам» и «эвтектоид-гранитам» П. Эскола (1956).

Соотношение Q, Ab и K-Fsp метасоматических лейкократовых жил, в отличие от инъекционных жил, для которых давно

установлена близость их составов к эвтектикам, варьирует в больших пределах. Последнее вызвано интенсивным развитием одного из метасоматических процессов: натриевого (обр. 122), натриево-калиевого (обр. 173—2, 416), кремниево-калиевого (обр. 209) и кремниевого (обр. 246). Приближение фигуративной точки микроклинизированного (обр. 277) и окварцованного (обр. 206) плагиоаляскита к анхизэвтектическому составу объясняется в первом случае интенсивной микроклинизацией породы, а во втором—увеличением в породе содержания кварца. Следует полагать, что до микроклинизации (обр. 227) и окварцевания (обр. 206) данные породы по составу отвечали метасоматическим кварц-альбитовым либо альбититовым породам.

Характер контакта; взаимоотношение с вмещающими породами

Важным отличительным признаком интрузивных и метасоматических жил считается характер контакта и взаимоотношение с вмещающими породами.

Резкие контакты не типичны для метасоматических тел. Однако в настоящее время появились многочисленные работы, в которых приводятся доказательства метасоматического образования некоторых жильных тел, имеющих резкие границы (Гудспид, 1950; Барт, 1956; Поспелов, 1963 и др.).

В Цейских инъекционных лейкократовых жилах наблюдаются резкие, четкие контакты с вмещающими породами (рис. 15). При этом, по нашим наблюдениям, химический и минеральный составы жил и вмещающих пород отличаются друг от друга.

Метасоматические лейкократовые жилы Цейского массива характеризуются постепенными (рис. 16) расплывчатыми или изредка сравнительно четкими контактами. Химический и минеральный составы этих жил (включая и случай резкого контакта) в какой-то мере зависят от состава вмещающих пород. При наличии резкого контакта жильных метасоматитов с вмещающими породами, в экзоконтакте жил устанавливаются различные по интенсивности вторичные процессы — альбитизация, микроклинизация, окварцевание, биотитизация роговой обманки и др. В жилах обычно четко фиксируются несколько видов метасоматоза, в экзоконтактах же интенсивно проявляется один из этих процессов. Следует отметить, что вдоль метасоматических жил, в зависимости от вещественного состава вмещающей породы, наблюдается вертикальная метасоматическая зональность. Таким образом, резкие контакты жильных метасоматитов имеют более или менее замаскированный характер.

Структура и текстура

Весьма важными показателями генезиса пород служат их структурные и текстурные особенности.

В метасоматических лейкократовых жилах Цейского массива наблюдаются: порфиробластическая, пойкилобластическая, гломеробластическая, графическая структуры с гранолепидобластической зубчатой, гранобластической зубчатой, гранобластической основной массой. В инъекционных жилах установлены: порфиرويدная, порфирокластическая, переходная от гранобластической к аллотриоморфной, аллотриоморфная, гранобластическая, аплитовая, переходная от аплитовой к мелкозернистой гранобластической и графическая структуры.

Графические структуры исследователи считали индикаторами процессов эвтектической кристаллизации (Ферсман, 1915, 1940; Родионов, 1954). Теперь установлено, что графические прорастания полевого шпата и кварца иногда образуются в результате метасоматического замещения полевых шпатов кварцем или перекристаллизации первичных пород (Schaller, 1926, 1927; Никитин, 1949, 1952; Дембо, 1949; Заридзе и Татришвили, 1959; Ежов, 1964). Эвтектической кристаллизацией объяснил появление графических структур Д. С. Коржинский (1937), хотя позднее он уже допускает их формирование путем перекристаллизации ранее образованных пород (Д. С. Коржинский, 1953).

Метасоматические пегматитовые структуры различных районов Кавказа описаны в работах Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили (1959), Н. Ф. Татришвили (1961), Ш. И. Джавахишвили (1954), О. З. Дудаури (1959), Р. И. Макашвили (1961), Д. М. Шенгелиа (1965).

В рассмотренных нами лейкократовых жилах устанавливается случай конвергенции при формировании письменных структур.

В метасоматических лейкократовых жилах образование письменных структур является вторичным процессом; он связан либо с окварцеванием, либо с микроклинизацией. Устанавливаются стадии формирования графических структур, начиная с окварцевания, корродирования до возникновения типичной графической структуры.

Образование письменной структуры, вызванной окварцеванием, протекает после микроклинизации породы; кварц пегматитообразно сростается как с новообразованным калишпатом, так и с реликтовым плагиоклазом (рис. 17), нередко содержащимся в порфиробласте калишпата (рис. 18). Следует отметить, что одинаково ориентированные зерна кварца расположены в разно ориентированных кристаллах микроклина и плагиоклаза. Местами жилкообразный кварц разъедает плагиоклаз и микроклин и

образует с ними графическое срастание (рис. 19); жилка и ихтиоглипты кварца приобретают одинаковую оптическую ориентировку, роль ихтиоглиптов играют то кварц, то останцы плагиоклаза причудливой формы (рис. 20). Наблюдается постепенный переход мirmekитов в микропегматиты.

Сравнительную роль играют микропегматитовые структуры, сформированные при микроклинизации кварца и плагиоклаза (рис. 21). В данном случае, в оптической ориентировке ихтиоглиптов определенную роль, видимо, играли следующие за микроклинизацией процессы перекристаллизации.

В микропегматитовых сростках соотношение количеств кварца и полевых шпатов колеблется в широких пределах, причем нередко количество кварца преобладает над количеством полевого шпата.

В инъекционных лейкократовых жилах графические прорастания кварца полевым шпатом являются результатом эвтектической кристаллизации. В этих жилах не обнаруживаются наложенные процессы или же они играют подчиненную роль. Соотношение количества полевого шпата и кварца является постоянным.

Наблюдающаяся в инъекционных лейкократовых жилах гранобластическая структура представляет собой результат процесса перекристаллизации после деформирования жильной породы.

Некоторые выводы

Формирование метасоматических лейкократовых жил происходит в результате воздействия восходящих кремнево-щелочных растворов на вмещающие породы.

Метасоматоз протекает неравномерно и в исключительно редких случаях проявляются все стадии изменения с образованием мономинеральных пород.

Преобразование вмещающих пород в метасоматические жилы протекает стадийно, примерно в следующей последовательности. Калиевому метасоматозу предшествует деанортитизация плагиоклаза и распад биотита. Последний замещается хлоритом и изредка мусковитом; высвободившийся в результате хлоритизации биотита калий расходуется на образование калишпата. За счет деанортитизированных продуктов плагиоклаза образуются эпидотовые минералы. Вслед за этим начинается процесс микроклинизации с образованием то кварц-плагиоклаз-микроклиновой породы, то типичных крупнозернистых биминеральных кварц-микроклиновых жил или анхимономинеральных микроклиновых пегматитов. В случаях, когда образование порфиробластов калишпата происходит без привноса калия извне, калий берется из содержащегося в породе разложенного биотита; фемическая

часть биотита концентрируется преимущественно вдоль новообразованной лейкократовой жилы. При интенсивном развитии процесса микроклинизации освобожденный натрий микроклинизированный плагиоклаза вызывает альбитизацию плагиоклаза. В результате этого, в сильно микроклинизированных гранитоидах фиксируются альбитовые скопления и альбититовые (рис. 23а и б) и кварц-альбитовые жилки. Видимо, мобилизованный кремниевым раствором натрий местами выносится за пределы материнской породы, проникает в новую среду, образуя при этом альбититовые (рис. 22) и кварц-альбитовые жилы.

Привнос кремния, наблюдаемый во всех стадиях формирования метасоматитов, особенно интенсивно протекает в последней стадии становления жил.

Характерные особенности инъекционных жил обусловлены в результате кристаллизации мобилизованных анхивтектических расплавов. По наблюдениям Менерта (1957; K. R. Mehnert, 1962), состав новообразованного мобиллизата соответствует эвтектическому соотношению кварца и полевого шпата, хотя возможны незначительные отклонения. Как известно, по экспериментальным данным Н. Л. Боуэна и О. Ф. Таттла (Tuttle, Bowen, 1952; Tuttle, 1955), такой же состав имеет наиболее низкоплавкий гранитный компонент.

Явление мобилизации нами зафиксировано в гранитизированных кристаллических сланцах Цейского массива. Кроме того, явление метасоматической мобилизации в более широком масштабе установлено Д. М. Шенгелиа (1967) в древних кристаллических породах Северной Осетии, в частности, в бассейне р. Ардон, Цей, Урух. Новообразованный расплав, вещественно связанный с вмещающими породами, проникает по разрывам и кристаллизуется в новой среде. Химический и минеральный состав мобилизованных жил в новой среде не зависит от состава вмещающих пород.

О генезисе птигматитовых жил

В настоящее время широко распространено мнение об образовании птигматитовых жил в пластической среде в период инъекции жидкого материала (Седерхольм, 1913, 1926) или путем сегрегации лейкократового материала из вмещающей породы в условиях ультраметаморфизма (Холмквист, 1920). Следует также отметить возможность образования птигматита из первоначально правильной жилы в результате динамометаморфизма (Мильх, 1900; Зауер, 1903) и опять-таки действием динамометаморфизма уже после инъекции и кристаллизации жильного материала, но в условиях пластического состояния среды (Зандер, 1914; Куэнен, 1938). По мнению некоторых исследователей, птигматитовая структура образуется одновременно с инъекцией,

причем лейкократовый материал инъецируется в извилистые трещины различной формы (Рид, 1928, 1931), или же складка формируется в результате внедрения жил (Вильсон, 1952).

Г. Рамберг (1961) считает, что птигматитовая структура обусловлена главным образом сжатием вмещающих пород, происходившим параллельно простиранию жил, имеющих первоначально плоско-параллельные контакты. Деформация жил происходит при большой пластичности или при более медленном действии напряжений и при достаточной разнице в компетентности между материалом жилы и вмещающей породы. Вышеотмеченные взгляды подтверждаются экспериментальными и теоретическими изучениями птигматитовых складок, проведенными Г. Рамбергом.

Происхождение птигматитов обстоятельно рассмотрено Н. Г. Судовиковым (1955, 1964). В процессе становления птигматитов автор различает два момента: образование жильного материала и образование их складчатой структуры. Н. Г. Судовиков различает жилы инъекционного и неинъекционного происхождения. Первые связаны либо с интрузиями, либо с региональной мигматизацией. Жилы *in situ* образуются опять-таки при региональной мигматизации путем избирательного метасоматоза. Возникновение складчатой структуры происходит в разное время по отношению к процессу жилообразования. По мнению автора, к наиболее распространенному типу птигматитов относятся жилы, складчатость которых возникла после заполнения трещин.

В Цейском массиве наблюдаются плагиогранитовая и плагиоаляскитовая птигматитовые жилы (рис. 24 и 25; Кецховели, 1967). В литературе в гранитизированных массивных основных магматических породах птигматиты не описаны. По данным Н. Г. Судовикова (1955), «в метаморфизированных основных породах птигматитовые жилы наблюдались, но они известны в сланцеватых амфиболитах, происхождение которых не установлено; сланцеватые амфиболиты могут представлять собой метаморфизованные мергелистые породы или основные вулканиды».

На основании геологического и химико-петрографического изучения устанавливается, что плагиогранитовая жила образуется в результате метасоматического преобразования биотитово-роговообманкового микродиорита в следующей последовательности: биотитово-роговообманковый микродиорит → среднезернистый метаморфизованный биотитовый кварцевый диорит → неравномернозернистый биотитовый плагиогранит (рис. 24, 26, 27).

Преобразование биотитово-роговообманкового микродиорита в среднезернистый метаморфизованный биотитовый кварцевый диорит обусловлено преимущественно привносом кремния

и собирательной кристаллизацией плагиоклаза и биотита. Роговую обманку полностью вытесняет биотит. В новообразованной породе наблюдается убывание количества фемических элементов.

В следующей стадии преобразовательного процесса, обусловленного натриево-кремниевым метасоматозом, устанавливается интенсивная альбитизация и кварцевый метасоматоз. В породе резко падает значение фемических составных частей. Новообразованный неравномерно-зернистый метасоматит по химико-минеральному составу в среднем соответствует породе из ряда плагиогранит-трондьемит.

Нами (Кецховели, 1967) была детально охарактеризована лейкократовая зональная жила, секущая порфиробластический биотитовый кварцевый диорит и биотитово-роговообманковый микродиорит (рис. 25, 26, 28). В первом случае лейкократовая жила представлена кварц-микроклиновым пегматоидом и аляскитом, во втором — плагиоаляскитовым птигматитом.

Гетерогенная пегматоидная и аляскитовая часть зональной жилы формируется в результате интенсивной микроклинизации и кремниевого метасоматоза крупнозернистого порфиробластического биотитового кварцевого диорита. Жила содержит K_2O и SiO_2 в повышенном количестве. Кремний и часть калия привносятся извне. Кроме того, калий, видимо, мобилизуется в результате разложения биотита порфиробластического биотитового кварцевого диорита. Освобожденные в результате микроклинизации плагиоклаза натрий и кальций выносятся растворами из новообразованной породы. По всей вероятности, первый расходуется на образование кислых плагиоклазов в птигматитовой жиле. Очевидно, для формирования кислых плагиоклазов плагиоаляскита привноса натрия из других источников не происходит.

Более сложным является вопрос о происхождении складчатой структуры по отношению к процессу жилообразования птигматитов.

Следует отметить, что птигматиты наблюдаются исключительно в микродиорите; помимо этого, из всех многочисленных жилообразных тел, встречающихся в микродиорите, складчатые жилы образуют лишь плагиограниты и плагиоаляскиты, т. е. жильные породы, богатые натрием и возникшие в результате интенсивного натриево-кремниевого метасоматоза. Видимо, в процессе натриево-кремниевого метасоматоза происходит разжижение и размягчение субстрата и жильных тел.

Сказанное показывает, что птигматиты не могут возникать в ранее сформированном складчатом субстрате или в твердом состоянии в результате складчатости. В пользу последнего говорит также отсутствие признаков деформации в птигматитах и других синхронных к ним правильных жилах. Представляется,

что образование жильного материала и складкообразование протекают приблизительно одновременно в более или менее пластической среде.

КВАРЦ-ЭПИДОТОВЫЕ И РОГОВООБМАНКОВЫЕ ЖИЛКИ

В Цейских гранитоидах наблюдаются кварц-эпидотовые и роговообманковые жилки, имеющие мощность 2—20 мм. Были встречены гранитоиды, одновременно содержащие обе разновидности этих жилкок. Горные породы, содержащие кварц-эпидотовые и роговообманковые жилки, в большинстве случаев катаклазированы.

Кварц-эпидотовые жилки

Кварц-эпидотовые жилки в Цейском гранитоидном массиве наблюдаются довольно часто. Количественное соотношение кварца и минерала группы эпидота в жилке варьирует в значительных пределах.

Минералы группы эпидота образуют идиоморфные призмочки; они располагаются поодиночке, либо скоплениями. К скоплениям эпидота приурочен сфен. В жилке были встречены неправильные зерна плагиоклаза и полные псевдоморфозы минерала группы эпидота по плагиоклазу. Кварц-эпидотовая жилка местами зональная. В центральной ее части наблюдаются кварц и изредка идиоморфные минералы группы эпидота. Далее от центральной части количественное соотношение кварца и минерала группы эпидота (0,2—0,3 мм) сильно варьирует: то преобладает кварц, то минерал группы эпидота. Периферическая зона жилки состоит из мелкозернистого ксеноморфного эпидота.

Гранитоиды, содержащие кварц-эпидотовые жилки, изменены. Плагиоклаз сильно сосюритизирован, эпидотизирован, катаклазирован, изредка серицитизирован; сечется эпидотовыми, кварц-эпидотовыми, либо кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-эпидотовыми жилками. Нередко минералы группы эпидота ($Ng=1,757$; $Np=1,728$; $Ng-Np=0,029$) образуют полные псевдоморфозы по плагиоклазу; иногда центральная часть плагиоклаза эпидотизирована, а периферическая — свежая и зональная.

Минерал группы эпидота, замещающий плагиоклаз, местами мобилизуется и принимает жилкообразную форму. Особо мобильными становятся минералы группы эпидота, приуроченные к кварцу. Наблюдается коррозия и замещение плагиоклаза кварцем. С приобретением мобильности минералы группы эпидота становятся идиоморфными. В сильно катаклазированных кварцевых диоритах плагиоклаз более или менее очищен от вторичных продуктов и альбитизирован. Минералы группы эпидота

имеют четко выраженные жилкообразные формы. Кварц либо образует скопления ксеноморфных зерен с волнистым погасанием и зазубренными контурами, либо наблюдается в виде жил. В катаклазированных разновидностях кварц образует жилки и скопления, имеющие зубчато-гранобластовые формы. Хлорит, играющий роль второстепенного минерала, приурочен к ксеноморфным скоплениям минерала группы эпидота и сфена, или образует жилкообразные тела в катаклазированных породах. Сфен, то мелкозернистый, то крупнозернистый (0,4—1,5 мм), местами жилкообразный. В большинстве случаев в эпидотизированных гранитоидах биотит хлоритизирован; обыкновенная зеленая роговая обманка замещается сине-зеленой или актинолитом, либо хлоритом, минералом группы эпидота и сфеном.

Роговообманковые жилки

Роговообманковые жилки имеют более подчиненное распространение, нежели эпидотовые. Роговообманковые жилки обнаружены в различных по составу горных породах; они секут роговообманковые разновидности цейских гранитоидов, лейкократовые (рис. 29) и основные магматические жилы.

Роговообманковые жилки в большинстве случаев анхимономинеральные. Они представлены сине-зеленой, либо, изредка, обыкновенной зеленой роговой обманкой и актинолитом. Встречаются также роговообманково-эпидотовые, кварц-роговообманковые с примесью хлорита и альбит-роговообманковые жилки.

На левом берегу р. Цей, в урочище Орах-ком, в контакте жилы диабаз-порфирита и роговообманкового кварцевого диорита развиваются жилки роговой обманки; секущие диабаз-порфириты и кварцевые диориты.

В кварцевом диорите устанавливается интенсивная альбитизация. Крупные зерна плагиоклаза представлены альбит-олигоклазом. Кроме того, в породе неравномерно распределен сахаровидный альбит. Роговая обманка зеленовато-синеватая, призматическая, местами лучистая. Она образует неправильные жилкообразные тела, либо скопления. К ней приурочены скопления кальцита и крупные (0,6—1,4 мм) плеохроичные зерна сфена. В породе наблюдаются жилки кальцита.

В диабаз-порфирите порфиroidные выделения представлены сильно сосюритизированным и пренитизированным, местами свежим плагиоклазом (плагиоклаз № 63).

Фенокристаллы плагиоклаза (1—3 мм) секутся жилками хлорита и хлоритизированной роговой обманкой. В основной массе присутствуют: зеленоватый хлорит с низкой аномальной интерференционной окраской, многочисленные ксеноморфные

зернышки сфена и лейкоксен; кое-где наблюдаются жилки хлоритизированной роговой обманки и зерна минерала группы эпидота.

Гранитоиды, содержащие роговообманковые жилки, в большинстве случаев представлены катаклазированными роговообманковыми кварцевыми диоритами.

Плагноклаз катаклазированных роговообманковых кварцевых диоритов раздроблен и разобщен друг от друга то кварцем, то роговой обманкой, то мелкозернистым плагноклазом. После катаклаза плагноклаз перекристаллизовывается и принимает порфириобластический облик. Наблюдается раздвигание окружающего его рудного минерала, роговой обманки и кварца. Кварц сильно раздроблен. После катаклаза он перекристаллизован. В породе встречаются многочисленные жилки. В жилках наблюдаются свежая сине-зеленая тонкопризматическая и лучистая роговая обманка, мелкозернистый кварц и плагноклаз, рудный минерал и цепочкообразный апатит. Кроме того, в породе присутствуют мономинеральные эпидотовые или эпидотово-роговообманковые и кварц-эпидотовые жилки.

В слабо катаклазированных роговообманковых кварцевых диоритах плагноклаз сосюртитизирован и серицитизирован; наблюдается индивидуализация минерала группы эпидота из сосюртитовой массы и изредка перекристаллизация серицита в мусковит. Плагноклаз сечется жилками эпидота и альбита. В жилках альбита наблюдается кварц с включениями вторичным, лучистым сноповидным актинолитом. Минералы группы эпидота, актинолит и сфен замещают обыкновенную роговую обманку.

В породе нередко присутствуют хлоритовые и кварц-эпидот-хлоритовые жилки и хлорит с чередованием кварца.

**

В литературе гранитоиды с эпидотом и альбитом известны под названием гельсинкитов. Некоторые исследователи допускали возможность кристаллизации минералов гельсинкита непосредственно из магмы (П. Эскола, 1920; Т. Barth, 1929).

Другие исследователи рассматривали гельсинкиты как вторичные продукты гранитоидов. По данным О. Меллиса (1932), образование кислого плагноклаза и эпидота обусловлено деанортитизацией плагноклаза. Миграция эпидотового вещества внутри плагноклаза и формирование эпидотовых жил вызваны катаклазом. Н. А. Елисеев (1945) считает, что связь деанортитизации и эпидотизации плагноклазов с явлениями катаклаза необязательна. Н. Г. Судовиков (1964), анализируя вторичное преобразование гранитоидов в гельсинкиты, отмечает, что этот процесс протекает в условиях эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев.

Приведенный фактический материал показывает, что вмещающие кварц-эпидотовые жилки породы возможно рассматривать как гельсинкиты.

Неравномерное проявление эпидотизации и альбитизации среди неизменных гранитоидов Цейского массива исключает магматическое происхождение цейских гельсинкитов.

Минералы группы эпидота в цейских гранитоидах образуются за счет деанортитизации основного плагноклаза. Под влиянием сравнительно низкотемпературного восходящего кремниевых растворов основной плагноклаз, видимо, делается неустойчивым; смесимость альбита и анортита становится ограниченной; анортитовая молекула реагирует с водой, в результате чего образуется эпидот. Альбитовая составная часть плагноклаза остается без изменения. При интенсивном развитии наложенных процессов эпидот мобилизуется и принимает жилкообразный облик. По всей вероятности, перекристаллизации и мобилизации эпидота способствуют кремниевые растворы и явление катаклаза.

Одновременно с деанортитизацией плагноклаза обыкновенная зеленая роговая обманка замещается сине-зеленой роговой обманкой, либо актинолитом; за счет титансодержащего рудного минерала и продуктов разложения цветного минерала образуется сфен. Мобилизация эпидота и роговой обманки протекает одновременно или формирование эпидотовых мобилитов во времени несколько опережает мобилизацию роговой обманки.

Парагенетическая ассоциация новообразованных минералов (фиг. 16) указывает на принадлежность их к эпидот-амфиболитовой фации, хлоритоид-альмандиновой субфации Эскола. О принадлежности сине-зеленой роговой обманки к эпидот-амфиболитовой фации следует отметить следующее: Ф. Тернер (1951) считает сине-зеленую роговую обманку, приближающуюся к актинолиту в ассоциации с альбитом и эпидотом, возможным минералом эпидот-амфиболитовой фации. Л. И. Шабынин (1958) особо выделяет из общей группы амфиболитов Южной Якутии метасоматическую сине-зеленую роговую обманку и указывает, что метасоматические сине-зеленые роговые обманки являются более низкотемпературными, нежели обыкновенные зеленые роговые обманки соответствующих метаморфических сланцев. Кроме того, метасоматические сине-зеленые роговые обманки района Южно-Кузнецихинского месторождения на Среднем Урале, по данным А. Д. Ракчеева (1956), и Северо-Уральского массива на Северном Кавказе, по исследованию Д. М. Шенгелиа (1964), образовались в условиях близких к эпидот-амфиболитовой фации Эскола.

ГЕНЕЗИС КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ И ГРАНОДИОРИТОВ ЦЕЙСКОГО МАССИВА

Приведенный выше материал показывает, что формирование состава кварцевых диоритов и гранодиоритов обусловлено процессами гибридизма и метасоматоза. В первом случае в результате изменения состава интрузий кислой магмы, связанного с преобразованием основных магматических пород, а также кристаллических сланцев, образовалась гибридная магма (Кецховели, 1966₁). Затем произошло метасоматическое преобразование ее продуктов (Кецховели, 1966₂).

ЯВЛЕНИЕ ГИБРИДИЗМА

Примеры гибридизма, описанные в литературе, многочисленны и разнообразны. Понятию «гибридизм» исследователи придают различный генетический смысл. Мы употребляем этот термин в понимании А. Н. Заварицкого (1937), т. е. гибридизм — это изменение состава магмы, связанное с поглощением посторонних масс, главным образом, материала изверженных пород.

В породах Цейского массива кислая магма в основном воздействует на основные магматические породы. В этом процессе важную роль играет родственный гибридизм, а ксеногибридизм, или контаминация — второстепенную. Гибридные породы Цейского массива следует рассматривать как мультоступенные.

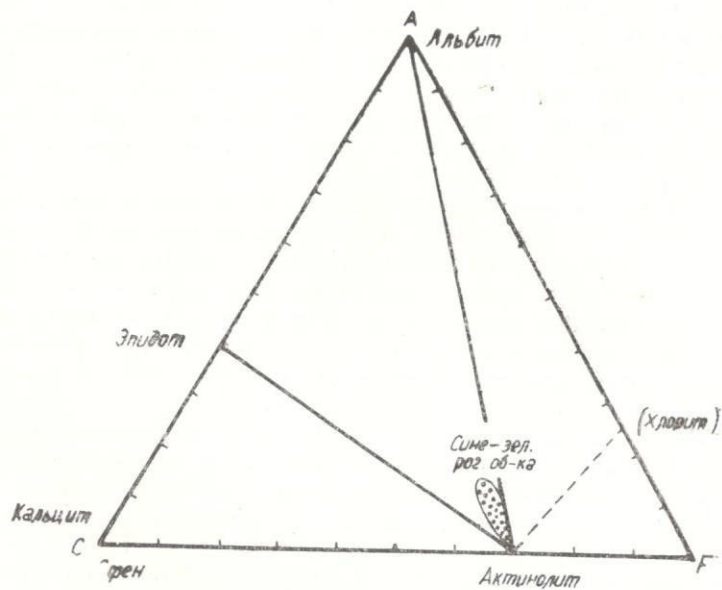
Наши наблюдения подтверждают выводы В. Ф. Морковкиной (1950) о широком развитии явлений гибридизма под воздействием гранитной магмы. По ее данным, гибридные породы Цейского массива образовались в результате проникновения и ассимиляции кислой интрузии основных пород, слагавших первоначально кровлю интрузива и сохранившихся теперь в виде ксенолитов. Ксенолиты габбро-диабаз несут на себе следы значительного изменения, направленные в сторону обогащения их кремнекислотой и щелочами. В свою очередь, гранитная магма, поглощая ксенолиты, обогащается основными окислами и, собственно, понижает свою кислотность. По мнению В. Ф. Морковкиной, «процессы изменения ксенолитов протекали, по-видимому, в твердом или размягченном состоянии, без расплавления» (стр. 36).

Гибридные образования массива имеют промежуточный минеральный и химический составы между роговообманковыми кварцевыми диоритами и кварцсодержащими диоритами. Эти гибридные породы в дальнейшем нами называются роговообманковыми кварцевыми диоритами.

К главным особенностям, иллюстрирующим гибридный характер роговообманковых кварцевых диоритов, относятся:

Сравнение новообразованной минеральной парагенетической ассоциации с исходной показывает, что преобразование цейских гранитоидов в гельсинкиты носит регрессивный характер.

Неустойчивая высокотемпературная ассоциация минералов плагиоклаз + высокоглиноземистая роговая обманка + титаномагнетит (\pm биотит) сменяется равновесной ассоциацией с более низкой температурой и низким давлением альбит + эпидот (+ кальцит) + сине-зеленая роговая обманка (\pm актинолит) + сфен (\pm хлорит).



Фиг. 16. Диаграмма парагенетической ассоциации кварц-эпидотовых жил Цейского массива.

Взаимоотношение кварц-эпидотовых и роговообманковых жил с лейкократовыми и меланократовыми жильными породами Цейского массива показывает, что кварц-эпидотовые и роговообманковые жилки являются более молодыми образованиями, нежели цейские гранитоиды⁶.

⁶ Кварц-эпидотовые прожилки Цейского массива Л. А. Варданица (1940) генетически связывает с неинтрузиями.

1) характер зональности плагиоклазов; 2) наличие многочисленных измененных ксенолитов основных магматических пород, местами с резкими границами; 3) химико-минералогическое взаимоотношение ксенолитов и роговообманковых кварцевых диоритов; 4) неоднородность сложения и особенности структур; 5) резкое отличие чисел П. Ниггли ксенолитов основных магматических пород и гранитоидов от теоретических чисел магматических пород.

Изучение химизма и минерального состава гибридных пород показывает, что ксенолиты, попавшие в магму, изменили ее состав; между ними происходила взаимная реакция. Первичные минералы ксенолитов основных магматических пород оказываются неустойчивыми в новой среде. Они подвергаются коррозии и замещению более устойчивыми минералами. Пироксен и бурая роговая обманка замещаются обыкновенной и светло-зеленой роговой обманкой. Плагиоклаз альбитизируется. Повышается кремнекислотность ксенолитов. Образуются новые акцессорные минералы—апатит, сфен. Посторонний материал нарушал существовавшее в магме равновесие. Однако для всего процесса характерным является направленность в сторону достижения равновесия. Это осуществляется путем взаимных реакций, при участии летучих компонентов. Как отмечают многие исследователи, взаимные реакции протекают путем диффузионного переноса диссоциированных силикатов из магмы во включения, из включений в магму. По С. Р. Нокольдсу (1933), при взаимной реакции с ксенолитами магма не вносит в ксенолиты вещества в форме определенного минерального вида.

Обилие в гибридных породах роговой обманки говорит о том, что гибридизация происходила при участии большого количества летучих компонентов. Усвоение магмой постороннего материала происходит путем метасоматических реакций и выноса части продуктов последних в магму посредством опять-таки летучих компонентов. Кроме того, они способствуют перемещению вещества в участках гибридизированной магмы и обуславливают, в частности, большую подвижность фемических компонентов меланократовых ксенолитов путем газового переноса.

Процесс расплавления ксенолитов не наблюдается; по всей вероятности, интродуцированная кислая магма по пути движения в условиях падения температуры и давления не обладала большим запасом тепловой энергии. В данном случае, изменение ксенолитов происходило метасоматическим путем. Этим же следует объяснить тот факт, что состав пород эндоконтактных зон не проявляет ясной зависимости от состава контактных пород (см. раздел «Контакты цейских гранитоидов»). Описанные в литературе примеры гибридизма с расплавлением ксенолитов показывают активную роль краевой ассимиляции в процессе ста-

новления гибридных пород (Kingsley, Wells, Wooldridge, 1931; Коптев-Дворников, 1953; Дембо, 1956; Исамухамедов, 1960 и др.).

Вышеприведенный материал позволяет иметь приблизительное суждение о составе магмы до поглощения ею ксенолитов габбро-диабазы, а также ксенолитов кристаллических сланцев.

Первоначальная магма содержала калий в весьма малом количестве, ибо этот компонент не входит в значительном количестве в гибридные роговообманковые кварцевые диориты массива; отсутствуют калийсодержащие минералы в ксенолитах диабазов и габброидов.

Более сложным является определение содержания натрия в магме. Для решения этого вопроса, а также для определения условий образования зональных плагиоклазов при гибридизации, следует проанализировать состав зональных плагиоклазов гибридных пород. Составу плагиоклазов, выкристаллизовавшемуся из первоначальной магмы, по-видимому, соответствует ядро зонального плагиоклаза. Из многочисленных замеров последних, произведенных нами (табл. 1, 5), а также В. Ф. Морковкиной (1950), видно, что номера ядер зональных плагиоклазов гибридных пород колеблются от № 27 до № 43. Были исключены номера тех плагиоклазов, которые подверглись процессам альбитизации (деанортитизации). Согласно экспериментальным данным Боуэна, первичные кристаллические фазы всегда богаче анортитом, чем состав расплавов, из которых они образовались (Лодочников, 1947; Барт, 1956; Эйтель, 1962). Таким образом, ядра зональных плагиоклазов всегда несколько богаче кальциевым составляющим, нежели окружающая их магма. В нашем случае, самым кислым по составу ядрами зональных плагиоклазов, содержащим 27% анортитовой молекулы на диаграмме равновесия бинарной системы альбит-анортит, соответствует содержание в магме 4—8% анортитовой молекулы.

Исходя из того, что зональность плагиоклазов обусловлена нарушением теплового или концентрационного режима магмы, включения плагиоклазов в центральной части зональных плагиоклазов должны были образоваться до гибридизации магмы и иметь или одинаковый характер, или более кислый по сравнению с ядрами зональных плагиоклазов. Наши данные соответствуют вышесказанному:

Образование плагиоклазов с обратной зональностью многими исследователями (Оллинг, 1941; Лодочников, 1947; Fuster, 1954; Барт, 1956 и др.) объясняется быстрым охлаждением магмы в условиях переохлаждения или кристаллизацией плагиоклаза в изменяющейся системе.

Присутствие в гибридных породах многочисленных измененных ксенолитов наводит на мысль, что обратная зональность

плагноклазов обусловлена процессами поглощения ксенолитов и связанного с ним повторным нагреванием магмы.

Возникновение дополнительных источников тепла возможно в результате экзотермических реакций между расплавом и твердой фазой, при одинаковом давлении на них с выпадением инконгруэнтно плавящейся фазы, а также в процессе привноса в магму летучих веществ из ксенолитов. По-видимому, в результате освоения кислой магмой основных пород повышалась ее основность, и благодаря повторному разогреванию магмы кристаллизовались богатые аортитовой молекулой плагноклазы. Исключительно малая ширина основных зон плагноклазов, видимо, указывает на быстрое изменение температурного режима. Магма принимает более или менее стабильный состав, происходит падение температуры, и плагноклазы выделяются с нормальной зональностью. Далее опять происходит поглощение богатых кальцием ксенолитов, вновь создается возможность дополнительного разогревания магмы и т. д.

Сказанное свидетельствует, что условия кристаллизации магмы в период выделения плагноклазов резко менялись.

Если к вышеизложенному добавить интенсивную альбитизацию меланократовых ксенолитов под воздействием интродуцированной магмы (первая стадия метасоматоза), то становится ясным, что первичная магма была богата натрием.

Г. С. Дзоценидзе (1948, 1948₁) в диоритовых породах окрестностей г. Кутанси установил аналогичную закономерность во взаимоотношении кварцево-диоритовой магмы и основного ксенолита. Он отмечает: «Бесспорно, что миграция Na_2O из магмы в ксенолит вызвала переход лабрадора в кислый плагноклаз, а освобождающаяся из аортитовых молекул лабрадора известь переходила из ксенолита в магму, что вызвало в ней образование обратной зональности в плагноклазах» (1948₁, стр. 78).

Существенным является вопрос об определении кремнекислотности первоначальной магмы. Кварц роговообманковых кварцевых диоритов представлен двумя видами: реликтовым — выкристаллизованным из гибридной магмы и привнесенным. Присутствие первичных зерен кварца в гибридных породах свидетельствует о том, что избыточный кремнезем в первичной магме содержался в большом количестве.

Важнейшим вопросом является выяснение содержания количества фемических составляющих в первичной магме. Главный порообразующий фемический минерал в роговообманковом кварцевом диорите представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой, не отличающейся от новообразованной зеленой роговой обманки ксенолитов основных магматических пород. Представляется, что большая часть фемических компонентов заим-

ствована магмой из основных магматических ксенолитов. Первичная магма была лейкократовой.

На основании сказанного можно думать, что первичная магма до гибридизации по составу приближалась к лейкократовому плагнограниту, а не к нормальному граниту, как это представляется В. Ф. Морковкиной (1950).

ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ГИБРИДНЫХ ПОРОД ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ И НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Как отмечалось, гибридные породы испытывают метасоматическое изменение. На основании фактического материала, последовательность метасоматического преобразования продуктов гибридизма рисуется в следующем виде: I роговообманковые кварцевые диориты → II биотитово-роговообманковые и биотитовые кварцевые диориты → III биотитово-роговообманковые и биотитовые гранодиориты.

Химическая характеристика

Для наглядной иллюстрации изменения химического состава роговообманковых кварцевых диоритов в процессе метасоматической гранитизации приводится среднее молекулярное количество в процентах семи главных окислов анализировавшихся пород (табл. 17), а также средние величины главных чисел П. Ниггли (табл. 18).

При преобразовании роговообманковых кварцевых диоритов (табл. 17) происходит равномерное возрастание молекулярного процента K_2O и уменьшение Al_2O_3 . Кроме того, наблюдается увеличение молекулярного процента SiO_2 и незначительное убывание MgO в интервале I—II и интенсивное в интервале II—III.

Молекулярное содержание CaO , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ и Na_2O , начиная с роговообманковых кварцевых диоритов и кончая гранодиоритами в целом, уменьшается, хотя в интервале I—II устанавливается возрастание содержания молекулярных процентов этих компонентов. Возрастание кальция и железа в биотитово-роговообманковых и биотитовых кварцевых диоритах по сравнению с роговообманковыми кварцевыми диоритами, видимо, вызвано выносом этих компонентов из гранитизированных ксенолитов основных магматических пород массива.

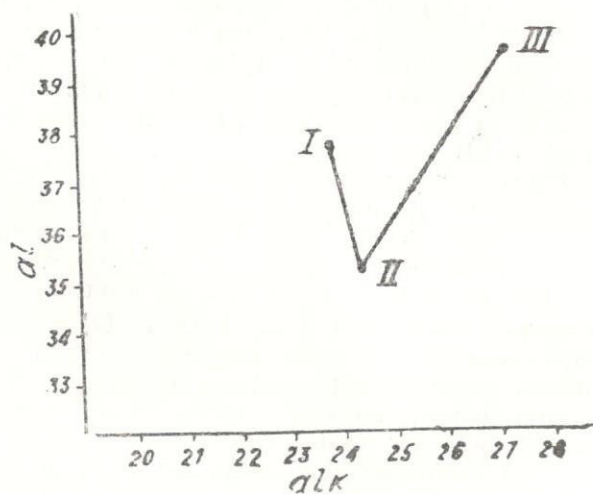
На фиг. 17 по оси абсцисс нанесены средние величины alk отдельных групп всех анализированных пород, а по оси ординат — al . Видно увеличение alk и al , причем щелочи увеличиваются больше, чем глинозем. Кроме того, в интервале I—II наблюдается уменьшение al . Уменьшение среднего молекулярного процента Al_2O_3 в интервале роговообманковые кварцевые диориты —

Таблица 17

Среднее молекулярное количество семи главных окислов гранитизированных роговообманковых кварцевых диоритов

Группы пород	Средний молекулярный процент						
	CaO	FeO+ Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂
1. Роговообманковые кварцевые диориты	6,7	4,4	4,4	16,0	8,8	1,34	108,7
2. Биотитово-роговообманковые и биотитовые кварцевые диориты	7,0	5,1	4,1	15,5	9,0	1,7	109,2
3. Биотитово-роговообманковые и биотитовые гранодиориты	5,5	3,5	2,8	13,8	7,0	2,5	116,6

гранодиориты можно наблюдать в таблице 17. Однако, как видно из данной диаграммы, роль глинозема в минералообразовании в гранодиоритах не снижается.



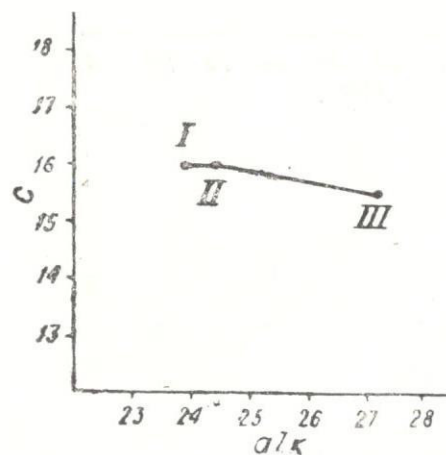
Фиг. 17. Диаграмма для отношения $\frac{al}{alk}$

На фиг. 18 на оси абсцисс нанесены средние величины alk всех анализов, пересчитанных по методу П. Ниггли, на оси ординат — с. Не останавливаясь на характере изменений alk проявляется незначительное убывание в интервале I—III, причем в промежутке I—II значение с устойчивое.

Таблица 18

Средние величины главных чисел П. Ниггли гранитизированных роговообманковых кварцев и диоритов

Группы пород	Средний молекулярный процент			
	al	fm	c	alk
1. Роговообманковые кварцевые диориты	37,7	22,3	16,0	23,9
2. Биотитово-роговообманковые и биотитовые кварцевые диориты	35,3	24,3	16,0	24,4
3. Биотитово-роговообманковые и биотитовые гранодиориты	39,5	17,8	15,5	27,2

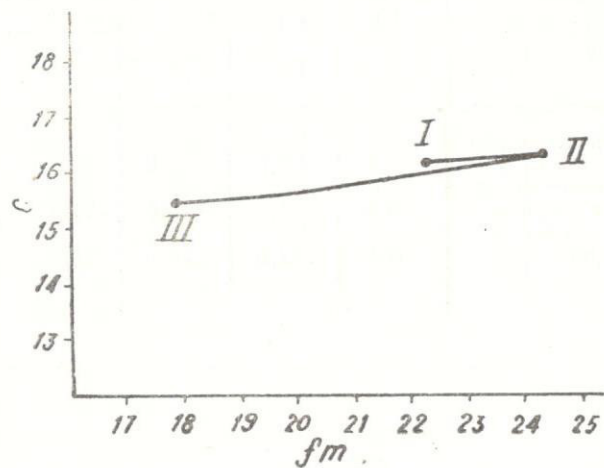


Фиг. 18. Диаграмма для отношения $\frac{c}{alk}$

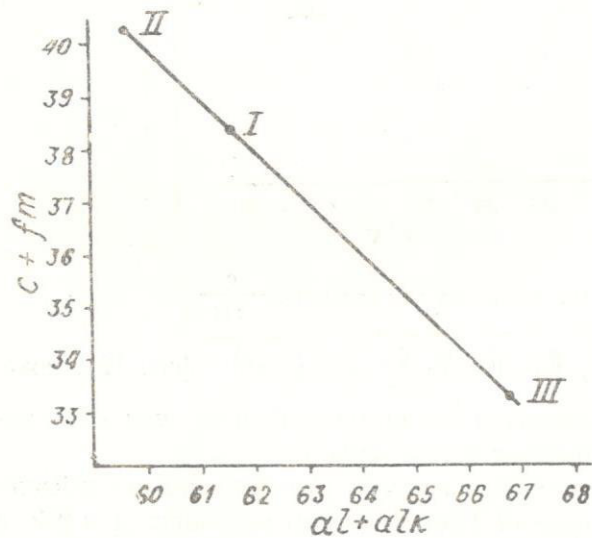
Отношение $\frac{c}{fm}$, нанесенное на диаграмму (фиг. 19), показывает, что fm уменьшается значительно больше, чем с. В интервале I—II наблюдается возрастание fm.

Наконец, в последней диаграмме (фиг. 20) на оси абсцисс нанесены возрастающие от I до III суммы величины al и alk, а на оси ординат — убывающие от I до III суммы значений с и fm. В результате построений, как и следовало ожидать, получается прямая линия (отвечающая уравнению $\frac{x}{a} + \frac{y}{b} = 1$; $a=b=100$;

$x+y=100$), образующая одинаковые углы (45°) у абсцисс и ординат. Это явствует из суммы $[c+fm]+[al+alk]=100$. Диаграмма



Фиг. 19. Диаграмма для отношения $\frac{c}{fm}$

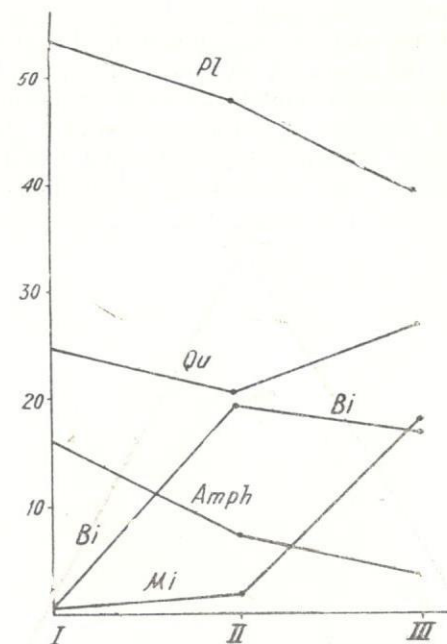


Фиг. 20. Диаграмма для отношения $\frac{al+alk}{c+fm}$

показывает, что в интервале I—II происходит возрастание $c+fm$ и убывание $al+alk$, а в интервале II—III прогрессивному возрастанию $al+alk$ соответствует прогрессивное же уменьшение $c+fm$.

Последовательность минералообразования при процессах гранитизации

Для характеристики вариации минерального состава с различной интенсивностью гранитизированных роговообманковых кварцевых диоритов приводится фиг. 21, на которой графически выражен средний количественно-минеральный состав главных породообразующих минералов.



Фиг. 21. Средний количественно-минеральный состав гранитизированных кварцевых диоритов и гранодиоритов

От роговообманковых кварцевых диоритов до гранодиоритов количество плагиоклазов уменьшается.

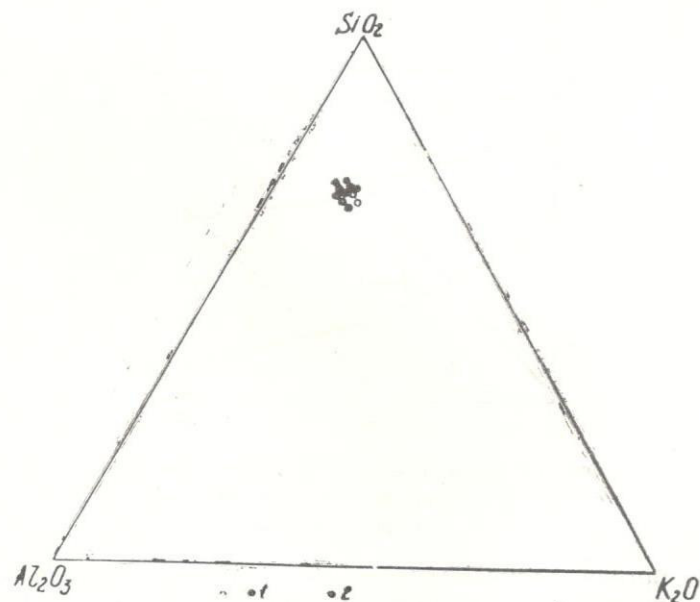
Убывание его количества в интервале I—II вызвано замещением плагиоклаза минералом группы эпидота, а также калишпатом. В интервале II—III уменьшение количества плагиоклаза обусловлено интенсивной микроклинизацией плагиоклаза. С интенсивностью гранитизации количество зональных плагиоклазов уменьшается.

Роговая обманка представлена обыкновенной зеленой разностью, изредка с синим оттенком. В альбитизированных и окварцованных разновидностях кварцевых диоритов устанавлива-

ется актинолитизация обыкновенной зеленой роговой обманки. Роговая обманка играет роль главного минерала в роговообманковых кварцевых диоритах, далее ее количество постепенно уменьшается. Роговую обманку замещает биотит и минералы группы эпидота.

Количество биотита интенсивно возрастает в интервале I—II. В гранодиоритах наблюдается некоторое убывание количества биотита, вызванное вытеснением его калишпатом. Устанавливается биотит двух генераций.

Биотит первой генерации коричневый, второй — зеленый. Первый, замещающий роговую обманку и изредка плагиоклаз, не отличается от новообразованных биотитов ксенолитов основных магматических пород и кристаллических сланцев. Исключительно близкий состав биотитов гранитоидов и ксенолитов Цейского массива (фиг. 22 и 23) объясняется одинаковым физико-

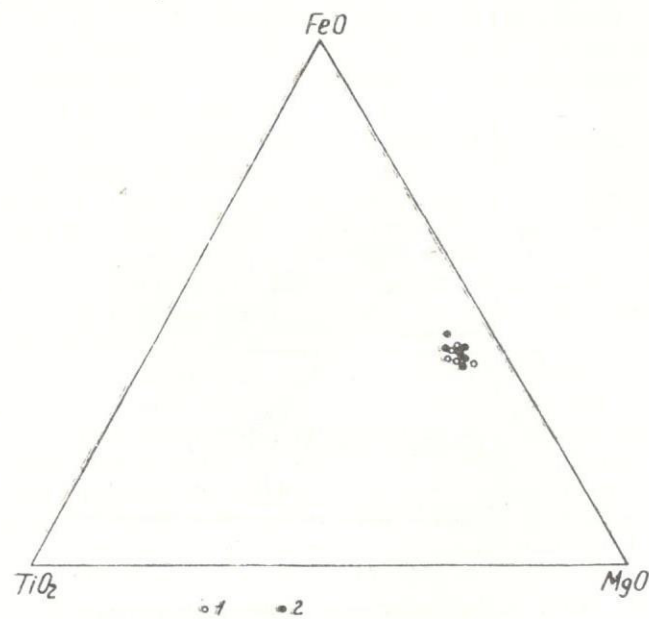


Фиг. 22. Диаграмма $SiO_2-K_2O-Al_2O_3$ для биотитов гранитоидов (1) и ксенолитов основных магматических пород (2) Цейского массива

химическим условием их образования. Коричневый биотит замещается хлоритом и зеленым биотитом. Биотит первой генерации широко распространен во II и III группах пород, он наблюдается здесь в виде крупных чешуек. Зеленый биотит встречается редко; он образует мелкие чешуйки. Зеленый биотит замещает роговую обманку, коричневый биотит и хлорит, кое-где его жилки

секут плагиоклаз, причем он чаще наблюдается в гранодиоритах, нежели в кварцевых диоритах.

Количество кварца в интервале I—II уменьшается, в то время как средний молекулярный процент кремния в этом промежутке незначительно возрастает. Некоторое уменьшение количества кварца в этом интервале, видимо, вызвано резким возрастанием количества биотита и более кислым составом преобразованных плагиноклазов. В гранодиорите наблюдается возрастание количества кварца. Большая часть кварца гранитизированных роговообманковых кварцевых диоритов является привнесенной. Во всех разновидностях кварцевых диоритов и гранодиоритов наблюдаются жилки и скопления кварца, разъедание и коррозия кварцем плагиноклаза, микроклина и нередко роговой обманки. Кварц первой генерации образует ксеноморфные отдельные зерна и занимает пространство между плагиноклазом или роговыми обманками. Этот кварц чаще наблюдается в роговообманковых кварцевых диоритах.

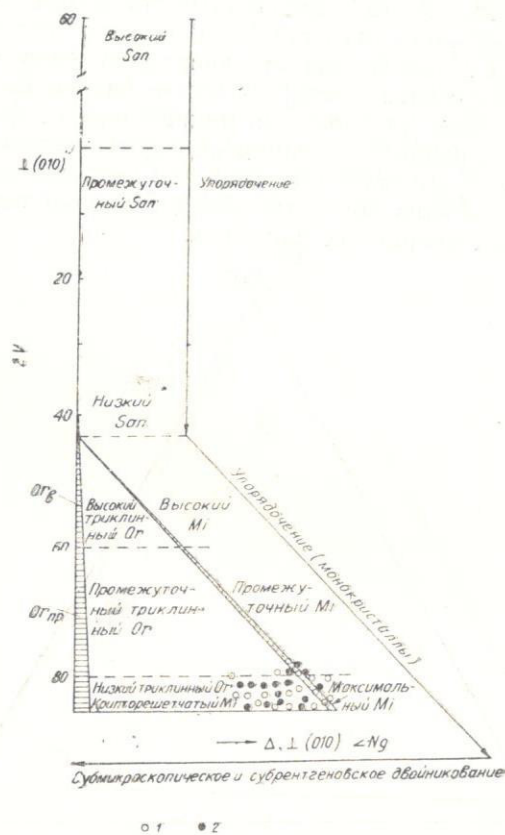


Фиг. 23. Диаграмма $FeO-MgO-TiO_2$ для биотитов гранитоидов (1) и ксенолитов основных магматических пород (2) Цейского массива

Калишпат в кварцевых диоритах и гранодиоритах представлен низкотемпературным максимальным или крипорешетчатым микроклином, изредка промежуточным триклинным ортоклазом, не отличающимся от новообразованных калишпатов ксенолитов

основных магматических пород и кристаллических сланцев (фиг. 24).

Калишпат является случайным минералом в роговообманковых кварцевых диоритах; в биотитово-роговообманковых и биотитовых кварцевых диоритах он играет роль второстепенного минерала. В гранодиоритах количество микроклина интенсивно возрастает. Микроклин образует порфиробласты и пойкилоблас-



Фиг. 24. Распределение калиевого полевого шпата ксенолитов (1) и гранитоидов (2) Цейского массива на диаграмме 2V—Δ

ты различной формы и размеров. При замещении плагиоклаза микроклином возникают различные морфологические типы пертитов, обусловленные последовательными стадиями развития метасоматического процесса замещения плагиоклаза микроклином.

Из вторичных минералов в гранитизированных роговообманковых кварцевых диоритах широким распространением пользуются минералы группы эпидота и хлорит. Первый присутствует во всех разновидностях гранитизированных роговообманковых кварцевых диоритов, развиваясь за счет плагиоклаза и роговой обманки. Хлорит более широко распространен в кварцевых диоритах, нежели гранодиоритах. Хлорит образуется за счет зеленой роговой обманки и коричневого биотита.

Сфен является характерным акцессорным минералом рассматриваемых горных пород. Он чаще встречается в кварцевых диоритах, нежели в гранодиоритах. Сфен замещает рудный минерал, роговую обманку, биотит и изредка плагиоклаз. Его крупные зерна образуются в результате собирательной кристаллизации зернышек сфена. В альбитизированных и интенсивно окварцованных разновидностях пород он вытесняет рудный минерал.

Апатит присутствует во всех разновидностях гранитизированных роговообманковых кварцевых диоритов. Он приурочен к жилкам кварца и к альбитизированным плагиоклазам, а также к роговой обманке и биотиту. Апатит, видимо, генетически связан как с гибридным, так и с вторичными процессами — альбитизацией и окварцеванием.

Ортит является характерным акцессорным минералом для биотитово-роговообманковых кварцевых диоритов; он присутствует иногда в биотитовых кварцевых диоритах, как в гранитизированных магматических основных ксенолитах, приурочен к цветным минералам. Были встречены зачатки ортита в сосюритовой массе плагиоклазов роговообманкового кварцевого диорита и биотитово-роговообманкового гранодиорита.

Генезис ортита нам представляется в следующем виде: при биотитизации роговых обманок и альбитизации (или деанортитизации) плагиоклазов за счет высвободившихся соответствующих компонентов возникают минералы группы эпидота. В благоприятных условиях при этих процессах развивается ортит. Церий, видимо, привносится вместе с кальциево-кремниевыми или натриево-кремниевыми растворами, вызывающими биотитизацию роговой обманки и альбитизацию плагиоклаза.

Наши данные согласуются с мнением Д. М. Шенгелиа (1965) об образовании ортита при метасоматической гранитизации основных магматических пород на стадии замещения роговой обманки биотитом.

Циркон является характерным акцессорным минералом биотитово-роговообманковых и биотитовых кварцевых диоритов. Он изредка наблюдается в биотитово-роговообманковых и биотитовых гранодиоритах; кое-где встречается в роговообманковых

кварцевых диоритах. Образование циркона по времени совпадает с биотитизацией роговой обманки. На стадии микроклинизации циркон обычно не наблюдается.

Стадии метасоматоза

В гранитизированных ксенолитах основных магматических пород и кристаллических сланцев массива были установлены три стадии метасоматической гранитизации. Первая стадия метасоматоза протекает под воздействием плагиооляскитовой магмы на ксенолиты. В дальнейшем ксенолиты и гибридные роговообманковые кварцевые диориты одновременно в результате воздействия кремниво-щелочных растворов претерпели преимущественно калиевый и кремниво-натриево-калиевый метасоматоз.

Преимущественно калиевый метасоматоз

В результате привноса калия за счет роговой обманки образуются: коричневый биотит, минералы группы эпидота, зернышки сфена, а также акцессорные минералы, приуроченные к биотиту — циркон, апатит и ортит. Эта стадия метасоматоза тождественна рассмотренной в главе «Метаморфизм ксенолитов и некоторые генетические вопросы» второй стадии метасоматоза. Стадия преимущественно калиевого метасоматоза наблюдается во II и III группах пород.

Кремниво-натриево-калиевый метасоматоз

В начальной стадии метасоматоза наблюдается альбитизация или деанортитизация плагиоклаза, в частности, хлоритизация роговой обманки и образования акцессориев — апатита и ортита. Далее устанавливается микроклинизация и окварцевание породы. Кроме того, на этой стадии происходит собирательная кристаллизация коричневого биотита, формирование зеленого биотита. Кремниво-натриево-калиевый метасоматоз ясно выявляется в гранодиоритах, а во II группе пород он фиксируется изредка.

КОНТАКТЫ ЦЕЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ. О ВОЗРАСТЕ ЦЕЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Контакты гранитоидов с южными сланцами

Контактная зона гранитоидов с южными сланцами хорошо обнажается в западной и восточной частях ледника Цей и на западном берегу р. Сказ.

Западный берег р. Сказ

Экзоконтакты. Зона экзоконтактовых изменений прослеживается на протяжении 110—120 метров. В экзоконтактовом ореоле встречаются: кварц-плагиоклаз-биотитовые, плагиоклаз-роговообманковые, микроклинизированные кварц-биотит-плагиоклазовые, микроклинизированные и окварцованные кварц-биотит-плагиоклазовые, кварц-альбит-биотитовые и гранатсодержащие кварц-плагиоклаз-мусковитовые роговики; кварц-биотит-плагиоклазовые, микроклинизированные и окварцованные кварц-биотит-плагиоклазовые роговиковые сланцы и перекристаллизованные и измененные диабазовые породы.

Эндоконтакты. В непосредственном контакте экзоконтактовых пород обнажаются альбитизированный и катаклазирванный лейкодиорит. В этой породе около 70% приходится на альбитизированный плагиоклаз. Плагиоклаз (2—6 мм) катаклазирванный, сечется жилками тремолита, мелкоагрегатного альбита. Мелкозернистый альбит (18—24%) образует скопления, либо жилкообразные тела. Во всех шлифах наблюдаются (около 3—8%) бесцветные свежие скопления и жилки тремолита (0,1—1 мм).

Далее, на расстоянии 0,40—2 м от контакта, среди эндоконтактовых пород господствующую роль играет крупнозернистый плагиогранит, либо кварцевый диорит с хлоритизированным цветным минералом. Плагиоклаз (альбитового либо олигоклазового ряда) занимает более 6% площади шлифа. Альбитовый, оссюртитизированный, серицитизированный и карбонатизированный плагиоклаз образует крупные (2—8 мм) ксеноморфные таблицы. Раздробленный плагиоклаз сечется жилками альбита, кварца и минералом группы эпидота. Кварц (0,2—2 мм) характеризуется волнистым погасанием; образует скопления и отдельные зерна. Цветной минерал замещен зеленоватым хлоритом с низкой аномальной интерференционной окраской, рудным минералом, сфеном, реже — карбонатом, к которому кое-где приурочен апатит.

Восточный борт ледника Цей

Экзоконтакты. Ореол экзоконтактовых изменений имеет мощность 55—65 метров. В экзоконтактной зоне наблюдаются: окварцованные плагиоклаз-роговообманково-диопсидовые и окварцованные и эпидотизированные кварц-роговообманково-плагиоклазовые роговики, кварц-роговообманково-плагиоклазовые, кварц-роговообманково-биотит-плагиоклазовые роговиковые и кварц-роговообманково-хлоритовые сланцы.

В контактовой зоне наблюдаются многочисленные жильные лейкократовые гранитоидные породы, рассмотренные в разделе «Лейкократовые жилы».

Эндоконтакты. В непосредственном контакте с кристаллическими сланцами развиты биотит-роговообманковые кварцевые диориты (плагноклаз 55—65%, кварц 12—23%, биотит 3—17%, роговая обманка 0—14%).

Плагноклаз этих пород крупный (2—5 мм), с ясно выраженной зональностью, местами сильно сосюритизированный. Нередко плагноклаз по краям очищен от вторичных продуктов и становится свежим. Биотит (0,3—4,5 мм) густо плеохроничный; к нему приурочены рудный минерал, лейкоксен, апатит и изредка циркон. Роговая обманка (0,1—4,7 мм) — обыкновенная, зеленая, идиоморфная, со сравнительно слабым плеохроизмом. Кварц занимает пространство между другими минералами; его привнесенный характер представляется очевидным. Нередко он сечет или разъедает плагноклаз. Во всех образцах устанавливаются крупные зерна сфена, местами замещающие рудный минералом.

Далее (2—8 метров от контакта) эти породы постепенно сменяются микроклинсодержащей биотитово-роговообманковой кварцево-диоритовой породой (плагноклаз 43—59%; роговая обманка — 6—18%; биотит — 11—15%; кварц — 17—22%). Структура более или менее соответствует гранитовой, наблюдаются элементы метаморфической структуры — зубчатые контуры и кучное распределение минералов. Плагноклаз крупный (1—5 мм), довольно идиоморфный, сильно сосюритизированный, местами преимущественно по периферии проявляется очищение его от продуктов распада. Очищенные от вторичных продуктов плагноклазы — зональные. Изредка фиксируется микроклинизация плагноклаза. Роговая обманка (0,5—4,2 мм) представлена идиоморфной обыкновенной зеленой разновидностью. Она плеохроитует в зеленых тонах. К ней пространственно приурочены крупные ксеноморфные зерна сфена и мелкие призмочки апатита. В сфене в центральной части наблюдаются останцы рудного минерала. Роговая обманка кое-где биотитизирована. Биотит (0,3—2 мм) идиоморфный, с сильным плеохроизмом, к нему приурочены апатит, изредка рудный минерал и циркон. Кварц преимущественно образует крупные зерна и характеризуется волнистым погасанием. Изредка встречаются жилки кварца. Кроме мелкозернистого сфена, приуроченного к роговой обманке, наблюдается сфен в виде отдельных идиоморфных крупных зерен (более 1 мм).

Далее встречаются типичные породы цейских гранитоидов, характеристика которых приведена в данной работе.

В экзоконтакте отчетливо выделяется два вида контактового метаморфизма — нормальный контактовый метаморфизм и контактово-метасоматический метаморфизм.

Нормальный контактовый метаморфизм. В результате проявления этого типа метаморфизма, происходит перекристаллизация и неоминерализация метаморфических сланцев, вмещающих гранитоиды. Контактные изменения различных по составу вмещающих пород протекают с различной интенсивностью. Следовательно, в зависимости от состава пород наблюдается избирательный характер контактного метаморфизма. Полная перекристаллизация приводит к исчезновению реликтовых структур и текстур метаморфических сланцев на левом берегу р. Сказ на протяжении 35—38 метров, у ледопада ледника Цей, на расстоянии 15—17 метров и диабазовых жил только в непосредственном контакте. Далее, в метаморфических породах наблюдается унаследованная сланцеватость; структура становится роговикоподобной; породы постепенно переходят в нормальные метаморфизованные южные сланцы. На основании полевых наблюдений и петрографических признаков в экзоконтактовой зоне, по Ф. Тернеру, выделяются следующие фации контактного метаморфизма (Ф. Тернер, 1961; Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, 1961): пироксено-роговиковая, роговообманково-роговиковая и альбит-эпидотово-роговиковая.

Пироксеново-роговиковая фация представлена минеральной ассоциацией плагноклаз-диопсид-кварц; она наблюдается в непосредственной близости эндоконтакта у ледопада ледника Цей. Указанная минеральная ассоциация развивается за счет основной породы (диабазы). По мнению Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), «породы пироксеново-роговиковой фации присутствуют в самых внутренних зонах некоторых контактных ореолов. Их развитию особенно благоприятствует небольшая глубина (где давление невелико) и близость интрузии основной магмы (где температуры высоки)». Минеральная ассоциация высокотемпературной пироксеново-роговиковой фации в результате наложенных низкотемпературных процессов сохраняется исключительно редко.

Роговообманково-роговиковая фация представлена следующей минеральной ассоциацией: плагноклаз-роговая обманка-диопсид (кварц-биотит), плагноклаз-роговая обманка (кварц-биотит) и кварц-плагноклаз-микроклин-биотит(-мусковит). Эти минеральные ассоциации развиваются за счет кварц-полевошпатовых и основных пород.

Альбит-эпидот-роговиковая фация сменяет предыдущую фацию, слагает внешние края контактных ореолов. Она характеризуется следующей минеральной ассоциацией: кварц-альбит-мусковит-биотитовой и кварц-альбит-эпидот-мусковит-биотито-

вой. Трудно установить границу внешнего экзоконтактного ореола, ибо минеральные ассоциации альбит-эпидотово-роговой фации и метаморфических южных сланцев представлены сходной минеральной ассоциацией, сформировавшейся в одинаковых физико-химических условиях.

Контактово-метасоматический метаморфизм. Минеральные ассоциации, сформировавшиеся в результате нормального контактового метаморфизма при высокой температуре полностью или частично замещаются другими, более низкотемпературными минералами. Диопсид замещается обыкновенной зеленой роговой обманкой, либо актинолит-тремолитом; более основной плагиоклаз альбитизируется или замещается сосюритом и минералом группы эпидота. Происходит интенсивная микроклинизация пород, микроклин образуется преимущественно за счет алюмосиликатных минералов—плагиоклаза и биотита, зеленая роговая обманка замещается биотитом, биотит и роговая обманка — хлоритом, рудный титансодержащий минерал—сфеном. Интенсивно протекает окварцевание породы; нередко образуются порфиробласты кварца. При интенсивном развитии контактово-метасоматического метаморфизма часто стираются следы предшествующего нормального контактового метаморфизма. В результате контактово-метасоматического изменения развиваются новые устойчивые минеральные ассоциации, которые более соответствуют кварц-альбит-эпидот-биотитовой или кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации, фаций зеленых сланцев Ф. Тернера.

Эндоконтактовые явления носят сложный характер. Описание процессов формирования цейских гранитоидов в целом и эндоконтактовых пород, в частности, приводится при изложении генетических вопросов цейских кварцевых диоритов.

По всей вероятности, первичные эндоконтактовые породы были представлены гибридными породами типа диоритов и кварцевых диоритов. В результате наложенных процессов, которые проявлялись с различной интенсивностью, они были довольно сильно изменены.

В разрезе левого берега р. Сказ господствующую роль играли натриевый метасоматоз и перекристаллизация кислого плагиоклаза. В результате этих процессов в большом количестве образовался крупный альбитовый плагиоклаз или мелкоагрегатный альбит, секущий раздробленный плагиоклаз. Кроме того, происходит значительное уменьшение в исходной породе феррических (Fe, Mg и Ca) компонентов. Оставшиеся феррические компоненты расходуются на образование тремолита либо хлорита. Наиболее инертным остается титаний. В некоторой части эндоконтактовой зоны фиксируются интенсивный привнос кремния и образование кварцевых разностей породы.

В правом борту Цейского ущелья, у ледопада Цейского ледника в эндоконтактовых породах привнос натрия не наблюдается; фиксируется деанортитизация плагиоклаза. Здесь главную роль играли окварцованные породы, привнос калия с образованием биотита за счет роговой обманки и изредка микроклина, замещающего плагиоклаз и перекристаллизацию роговой обманки. Титаносодержащие первичные минералы в условиях кремнивого метасоматоза и активности кальция замещаются крупными зернами сфена. Титан играет роль инертного компонента.

Наложенные процессы протекают при значительно более низкой температуре, нежели температурный режим при внедрении гибридной магмы.

Контакты цейских гранитоидов с кассарскими и двуслюдяными гранитоидами

Проблема взаимоотношения цейских гранитоидов с кассарскими и двуслюдяными гранитоидами является спорной.

Л. А. Варданыц (1940) считает восточные и северо-восточные контакты цейских кварцевых диоритов с двуслюдяными гранитами, интрузивными. По мнению автора, в пользу этого с полной убедительностью говорит молодой, свежий облик кварцевых диоритов и очень слабое проявление в них милонитизации и огнейсования, столь обычные в гранитах.

Цейские роговообманковые гранодиориты, по данным В. Ф. Морковкиной (1950), на северо-востоке и востоке постепенно переходят в более мелкозернистые биотитовые разности, а затем в двуслюдяные граниты.

Ш. С. Баталов, рассматривая взаимоотношения кварцевых диоритов с двуслюдяными и кассарскими гранитами, отмечает следующее. Восточные и северо-восточные контакты этих гранитоидов недоступны для наблюдения, но значительно свежий внешний вид кварцевых диоритов может говорить о более молодом возрасте. Несмотря на специальные поиски, проведенные автором, отчетливого ясного контакта между ними установить не удалось.

Что касается контактов с кассарскими гранитами, то они ясно прослеживаются на северном склоне горы Кальтвер по маршруту Сказкое ущелье через Осетинский перевал (ущелье Гаконьрх). Здесь цейские кварцевые диориты имеют интрузивный контакт и вклиниваются в кассарские граниты узкими апофизами, а также секут их многочисленными жильными порфирированными и эпидотовыми аналогами.

Нами были проведены детальные исследования для уточнения этих спорных вопросов.

Непосредственный контакт цейских гранитоидов с двуслюдяными гранитами к северо-востоку от верхнего санатория покрыты четвертичными отложениями. В контактной зоне цейские кварцевые диориты каких-нибудь своеобразий или отличительных признаков от типичных цейских кварцевых диоритов не выявляют.

Двуслюдяные граниты в контактной зоне милонитизированы, окварцованы и альбитизированы. В сильно милонитизированных разновидностях кварц тонко раздроблен и развальцован. В породе более или менее сохраняются кластические зерна плагиоклаза, микроклина, нередко имеющие порфиорокластовый облик, и апатита. Катаклазированный плагиоклаз представлен свежим альбитом без каких-либо вторичных продуктов. Раздробленные минералы секутся жилками кварца, альбита и хлорита. Темные минералы играют исключительно второстепенную роль. В породе присутствует жилкообразный рудный минерал. Кое-где наблюдаются жилкообразный биотит и чешуйки мусковита.

В двуслюдяном граните, характеризующемся сравнительно слабой степенью катаклаза, нередко присутствуют крупные чешуйки мусковита и биотита (0,15—1 мм). Количественное соотношение этих минералов сильно варьирует. Биотит замещается мусковитом или хлоритом и рудным минералом. Изредка жилки и скопления тонкораспиленного биотита заполняют пространство между полевошпатовыми порфиорокластами. Мусковит образуется за счет биотита или плагиоклаза. Кварц образует катаклазированные зерна и развальцован. Плагиоклаз и калишпат катаклазированы, секутся жилками кварца и альбита. Плагиоклаз серицитизированный, мусковитизированный, местами микроклинизированный и альбитизированный. Микроклин ксеноморфный, свежий, содержит останцы плагиоклаза и кварца.

Для изучения взаимоотношений цейских и кассарских гранитоидов нами были составлены несколько детальных петрографических разрезов в восточной части р. Сказ и севернее г. Кальтвер, в ущелье Гакон-ырх. Выяснилось, что контуры цейских и кассарских гранитоидов на изученной территории отличаются от выходов этих гранитоидов, отмеченных Северо-Кавказскими геологами (В. А. Мельников, Ш. С. Баталов). Кроме того, были выделены двуслюдяные граниты и установлено, что цейские и кассарские гранитоиды непосредственно не контактируют.

На северном склоне г. Кальтвер, в ущелье Гакон-ырх, по мнению Ш. С. Баталова, цейские кварцевые диориты имеют интрузивный контакт с кассарскими гранитами. Составленные нами разрезы показывают, что в этом районе обнажаются био-

титовые гранитоиды кассарского типа, к северо-западу постепенно переходящие в двуслюдяные гранитоиды. Эти гранитоиды резко отличаются от цейских. Существенными отличительными признаками являются: отсутствие роговой обманки, зонального плагиоклаза, сфена в двуслюдяных и кассарского типа гранитоидах; наличие крупного порфиоробласта микроклина и мелких чешуек биотита и зерен кварца в основной массе в кассарских гранитоидах и крупных чешуек мусковита — в двуслюдяных гранитоидах.

В контактной с цейскими гранитоидами зоне, двуслюдяные гранитоиды к востоку от р. Сказ сильно катаклазированы и мало отличаются от катаклазированных двуслюдяных гранитоидов северо-восточного контакта цейских гранитоидов. Здесь наблюдаются ультрамилониты, милониты, катаклазиты. Структура катаклазированных двуслюдяных гранитоидов изменчива. Встречаются тонкомилонитовые, грубомилонитовые, грубобластомилонитовые, брекчиевые, бласто-милонитовые и др. структуры. Первоначальные крупные минералы полевых шпатов и кварца раздроблены, развальцованы перетерты, иногда в мелкоперетертой кварцевой массе наблюдаются реликты, обычно корродированного плагиоклаза и микроклина. Темные минералы либо содержатся в подчиненном количестве, либо отсутствуют. Развиты жилки кварца, альбита, хлорита, изредка минералы группы эпидота. В менее катаклазированных разностях плагиоклаз и микроклин, изредка кварц, характеризуются угловатыми контурами и имеют вид порфиорокласта; нередко они принимают также зазубренные контуры.

На основании вышеизложенного нам представляется, что рассмотренные контакты цейских кварцевых диоритов с двуслюдяными гранитами тектонические.

Геологическое положение и петрологические особенности цейских гранитоидов позволяют отнести их к Санчаро-Кардывачскому интрузивному комплексу.

В. А. Мельников (1963) объединяет в сложнопостроенный Санчаро-Кардывачский комплекс основные, средние и кислые интрузии, развитые в верховьях рр. Аксаут, Кизгыч, Большой и Малой Лабы и Цей. В этот комплекс входит также Эцерская интрузия в Сванетии.

Аналогично Цейскому массиву формирование интрузии Санчаро-Кардывачского комплекса, в частности Эцерской (Заридзе и Чичинадзе, 1940; Фаворская, 1947); Кардывачской (Варданыц, 1935; Еремеев, 1947; Афанасьев, 1950) и Санчарской (Афанасьев, 1950) обусловлено процессами гибридного и метасоматоза. Характерным для данного комплекса является также воздействие кислой магмы на основные магматические

породы. В них ведущую роль играет родственный гибризм, а ксеногибризм или контаминация — второстепенную.

Послелейасский возраст Эцерской (Заридзе и Чичинадзе, 1940; Кузьмин, 1940; Голубев и Соловьев, 1941; Белянкин и др., 1943; Фаворская, 1947; Гамкрелидзе, 1963), Кардывачской (Варданянц, 1935; Еремеев, 1947) и Санчарской интрузии (Букия, 1955; Сомин, 1965), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1950) устанавливают по аналогичному геологическому положению и петрографическим особенностям интрузий, развитых на Южном склоне Большого Кавказа и относят их к данному комплексу. На этом же основании, а также по данным радиогеологии (табл. 19)⁷, гранитоиды Цейского массива автор относит к нижнемезозойскому (батскому?) возрасту.

ВЫВОДЫ

Анализ фактического материала по Цейскому гранитоидному массиву позволяет прийти к следующим выводам:

1. Преобразование ксенолитов основных магматических пород Цейского массива происходит в следующей последовательности: диабазы, габбро → окварцованные роговообманковые диабазы, диабаз-порфириды, диорит-порфириды и диориты → альбитизированные диориты либо диабазы, габбро → биотитово-роговообманковые диабаз-порфириды, диорит-порфириды и диориты → кварцсодержащие роговообманково-биотитовые и биотитовые сиениты и окварцованные биотитово-роговообманковые диорит-порфириды, диориты и окварцованные биотитовые диориты.

Последовательность воздействия высокотемпературных растворов, производящих метасоматическую гранитизацию ксенолитов основных магматических пород, соответствует трем главным стадиям метасоматоза: кремниво-натриево-калийскому, преимущественно калиевому и кремниво-натриево-калийскому.

Наиболее ранняя стадия преобразования меланократовых ксенолитов связана с привнесением натрия и кремния. С привнесением кремния и натрия связано возникновение порфиробластов плагноклаза за счет продуктов разрушения основных плагноклазов габброидов и диабазов либо изредка других алюмосиликатных минералов. При этом происходит пропитывание породы кварцем, редко замещение кварцем плагноклаза и роговой обманки и образование сфена за счет титанистых рудных минералов, роговой обманки и плагноклаза.

⁷ Цифры возраста для валовых проб (анал. 3, 4, 5 и 7), как известно, дают несколько заниженные значения, показывая только верхний предел интрузии.

Таблица 19

Данные абсолютного возраста цейских, эцерских и санчарских гранитоидов

Название интрузива	Место взятия пробы	Название породы	Минеральный состав	Содержание радиоген. Ag ($\frac{\text{Hmm}^3}{2}$)	Содержание К по определ. (%)	Возраст, млн. лет	Примечание
Цейский	правый склон р. Цей, гора Монах	биотитово-роговообманковый гранодиорит	биотит	0,04145	7,38	142 ± 5	по матер. автора анализ вып. в лаб. абс. возраста ГИН АН ГССР
Цейский	левый склон р. Цей	роговообманково-биотитовый гранит	биотит	—	—	125	по данным Студенниковой и Кнорре (1957)
Цейский	левый склон р. Цей, ниже ледника	порфиробластическая кварц-микроклин-плагноклазовая жила	кварцполево-шпатовая фракция	0,0163	4,28	98 ± 5	по матер. автора. Анализ вып. в лаб. абс. возраста ГИН АН ГССР
Эцерский	пик Мазери	биотитовый гранит	кварц-полево-шпатовая фракция	0,02905	2,59	128 ± 10	по Дудаури и Хуцишвили (1966)
Эцерский	исток р. Хла	биотитовый гранит	кварц-полево-шпатовая фракция	0,01890	2,45	134 ± 10	по Дудаури и Хуцишвили (1966)
Санчарский	р. Аугриба	роговообманково-биотитовый диорит	роговообманково-биотитовая фракция	0,0092	1,37	169 ± 22	по Рубинштейну и др. (1966)
Санчарский	верховья р. Санчаро	диорит	валовая проба	0,0050	0,96	131 ± 14	по Рубинштейну и др. (1966)

Привнос калия обуславливает биотитизацию роговых обманок и образование минералов группы эпидота и аксессуарных минералов — апатита и циркона, приуроченных к биотиту.

В начальной стадии кремниво-натриево-калиевого метасоматоза происходит частичная альбитизация плагиоклаза, отчасти хлоритизация цветных минералов и вслед за этим микроклинизация плагиоклаза и отчасти биотита. Привнос кремния является общим окварцеванием породы и замещением плагиоклаза кварцем и высокоупорядоченным микроклином.

Зональные плагиоклазы в гранитизированных меланократовых ксенолитах Цейского массива возникли путем воздействия химически активных кремниво-щелочных растворов, вызывающих метасоматическую гранитизацию основных магматических пород. В процессе преобразования ксенолитов химический потенциал натрия и кальция непрерывно изменялся. Нарушение равновесия произошло в результате изменения температурного режима и состава среды. Нарушение и дальнейшее восстановление физико-химического равновесия обусловили зональное развитие порфиробластического плагиоклаза.

2. При метасоматической гранитизации ксенолитов кристаллических сланцев образуются многообразные по составу горные породы: порфиробластические кристаллические сланцы, гнейсовидные породы и гранитоиды.

Стадиальное преобразование ксенолитов кристаллических сланцев происходит следующим образом.

Первая — кремниво-натриевая стадия метасоматоза большей частью перекрывается последующими наложенными процессами, в результате чего ее установление затруднено. С привносом кремния и натрия связано образование кислого плагиоклаза за счет реликтовых плагиоклазов или других алюмосиликатных минералов и аксессуарного сфена, в результате замещения титанистых минералов.

Вторая — преимущественно калиевая стадия метасоматоза связана с привносом калия. Все цветные минералы замещаются биотитом и мусковитом. Порода сильно обогащается калием. В эту стадию образуются аксессуарные минералы — циркон и апатит.

Наиболее четко выражена последняя кремниво-натриево-калиевая стадия метасоматоза. В начальной его стадии происходит привнос натрия, с которым связано образование порфиробластов, нередко пойкилобластов кислого плагиоклаза и вторичных минералов группы эпидота и кальцита, а также аксессуарного апатита. Вслед за альбитизацией наблюдается интенсивная микроклинизация. Привнесенный кремний расходуется на образование полевошпатовых порфиробластов и, кроме того, идет на замещение плагиоклаза и новообразованного микро-

клина кварцем и общим окварцеванием породы. Привнос кремния продолжается после формирования полевошпатовых порфиробластов. Натрий, освобожденный в результате замещения плагиоклаза микроклином, выносится растворами и вызывает интенсивную альбитизацию боковых пород.

Продукты метаморфической дифференциации имеют широкое распространение среди гранитизированных кристаллических сланцев Цейского массива. Они представлены жилкообразными лейкократовыми, полевошпатовыми пегматоидами с развитыми по краям меланократовыми минералами. Метасоматическая мобилизация в гранитизированных ксенолитах кристаллических сланцев Цейского массива совершается в глубинных условиях, в горной породе, которая сохраняет твердое состояние. При мобилизации вещества, связанной с метаморфической дифференциацией, подсчет баланса компонентов позволяет предположить поступление растворов, богатых щелочами.

3. В экзоконтакте цейских гранитоидов выделяется два вида контактового метаморфизма — нормальный контактовый метаморфизм и контактово-метасоматический метаморфизм.

В результате проявления нормального контактового метаморфизма происходит перекристаллизация и неоминерализация метаморфических сланцев, вмещающих гранитоиды. Контактные изменения различных по составу вмещающих пород протекают с различной интенсивностью. В зависимости от состава пород наблюдается избирательный характер контактового метаморфизма. В экзоконтактовой зоне, по Ф. Тернеру, выделяются: пироксен-роговиковая, роговообманково-роговиковая и альбит-эпидотово-роговиковая фации контактного метаморфизма.

Минеральные ассоциации, сформировавшиеся в результате нормального контактового метаморфизма при высокой температуре, полностью или частично замещаются другими, более низкотемпературными минералами. При интенсивном развитии контактово-метасоматического метаморфизма часто стираются следы предшествующего нормального контактового метаморфизма. В результате контактово-метасоматического изменения развиваются новые устойчивые минеральные ассоциации, которые более соответствуют кварц-альбит-эпидот-биотитовой или кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации зеленых сланцев Ф. Тернера.

Первичные эндоконтактовые породы были представлены гибридными породами типа диоритов и кварцевых диоритов. В результате наложенных процессов они были интенсивно изменены. Наложенные процессы проявились с различной интенсивностью. Эти процессы протекают при значительно более низкой температуре, нежели температурный режим при внедрении гибридной магмы.

4. Среди лейкократовых жил Цейского массива различаются два генетических типа: инъекционные и метасоматические.

Генетический тип жильных лейкократовых пород Цейского гранитоидного массива устанавливается на основании следующих диагностических признаков: минеральный и химический составы, характер контакта и взаимоотношение с вмещающими породами, структура и текстура. Какой-нибудь отдельно взятый признак для установления генетического типа жилы не является достаточным.

5. Кварц-эпидотовые и роговообманковые жилки являются более молодыми образованиями, нежели цейские гранитоиды.

Парагенетическая ассоциация новообразованных минералов кварц-эпидотовых и роговообманковых жил принадлежит к эпидот-амфиболитовой фации, хлоритид-альмандиновой субфации П. Эскола.

Вмещающие кварц-эпидотовые жилки породы представлены гельсинкитами. Преобразование цейских гранитоидов в гельсинкиты носит регрессивный характер.

6. Формирование кварцевых диоритов и гранитоидов обусловлено процессами гибридизма и метасоматоза. В первом случае в результате изменения состава интрузии кислой магмы, связанного с преобразованием основных магматических пород, а также кристаллических сланцев, образовалась гибридная магма. Путем кристаллизации этой магмы возникли роговообманковые кварцевые диориты и кварцсодержащие диориты. Затем произошло метасоматическое преобразование продуктов гибридной магмы.

К главным особенностям, показывающим гибридный характер роговообманковых кварцевых диоритов и кварцсодержащих диоритов, относятся: характер зональности плагиоклазов; наличие многочисленных измененных ксенолитов основных магматических пород, местами с резкими границами; химико-минералогическое взаимоотношение ксенолитов и роговообманковых кварцевых диоритов; неоднородность сложения и особенности структуры; резкое отличие чисел П. Ниггли ксенолитов основных магматических пород и гранитоидов от теоретических чисел магматических пород.

Первичные минералы ксенолитов основных магматических пород, попавших в магму, оказываются неустойчивыми в новой среде. Они подвергаются коррозии и замещению минералами более устойчивыми. Пироксен и бурая роговая обманка замещаются обыкновенной и светло-зеленой роговой обманкой. Плагиоклаз альбитизируется, повышается кремнекислотность ксенолитов, образуются новые акцессорные минералы — апатит и сфен. Существующее в магме равновесие нарушал посторонний

материал. Для всего процесса характерным является направленность в сторону достижения равновесия, что осуществлялось путем взаимных реакций при участии летучих компонентов.

Гибридизация происходила при участии большого количества летучих. Усвоение магмой постороннего материала происходит путем метасоматических реакций и выноса части продуктов последних посредством летучих в магму. Кроме того, летучие способствовали перемещению вещества в участках гибридизированной магмы, обуславливающих, в частности, большую подвижность фемических компонентов меланократовых ксенолитов путем газового переноса. Процесс расплавления ксенолитов не наблюдается; объясняется это тем, что интродуцированная кислая магма по пути движения в условиях падения температуры и давления не обладала большим запасом тепловой энергии. В данном случае изменение ксенолитов происходило метасоматическим путем. Этим же следует объяснить тот факт, что состав пород эндоконтактных зон не проявляет ясной зависимости от состава контактных пород.

Первичная магма до гибридизма приближалась по составу к лейкократовому плагиограниту.

Метасоматическое преобразование продуктов гибридизма происходит в следующей последовательности: роговообманковые кварцевые диориты, кварцсодержащие диориты → биотитово-роговообманковые и биотитовые кварцевые диориты → биотитово-роговообманковые и биотитовые гранодиориты.

В гранитизированных ксенолитах основных магматических пород и кристаллических сланцах массива были установлены три стадии метасоматической гранитизации. Первая стадия метасоматоза протекает под воздействием плагиоаляскитовой магмы на ксенолиты. В дальнейшем ксенолиты и гибридные роговообманковые кварцевые диориты и кварцсодержащие диориты в результате воздействия кремнево-щелочных растворов претерпели преимущественно калиевый и кремнево-натриево-калиевый метасоматоз.

В результате привноса калия за счет роговой обманки образуются биотит, минералы группы эпидота, сфен, а также акцессорные минералы, приуроченные к биотиту — циркон, апатит и ортит.

В начальной стадии кремнево-натриево-калиевого метасоматоза наблюдается альбитизация или деанортитизация плагиоклаза, в частности хлоритизация роговой обманки и образование акцессориев — апатита и ортита. Далее устанавливается микроклинизация и окварцевание породы. Кроме того, на этой стадии происходит собирательная кристаллизация биотита.

7. Цейские гранитоиды следует отнести к послелейасскому Санчаро-Кардывачскому интрузивному комплексу.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдонин В. В. Некоторые особенности гранитов на контакте с кристаллическими сланцами (Кавказ, Северная Осетия). Зап. Всесоюз. минерал. общ., ч. 92, вып. 4, 1963.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 69, 1950.
- 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. Инст. геолог. рудных месторождений, вып. 20, 1958.
- Афанасьев Г. Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. В кн.: «Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Северного Кавказа, Казахстана, Забайкалья и Приморья». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Барт Т. Теоретическая петрология. Изд-во ИЛ, 1956.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П., Фаворская М. А. О неонинтрузиях Бакского (Эцгерского) типа на Кавказе. Зап. Всеросс. минерал. общ., ч. 22, № 3—4, 1943.
- Букня С. Г. О возрасте гранитоидного массива горы Каменистая. ДАН СССР, т. 100, вып. 4, 1955.
- Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. центр. н.-и. геол.-разв. ин-та, вып. 25, 1935.
- Варданянц Л. А. Материалы по петрографии Северо-Западного Кавказа. Тр. Азово-Черноморск. геол. треста, № 11, 1935.
- Варданянц Л. А. Геологический очерк Цейского ущелья (Центральный Кавказ), Мат. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, общая серия, сб. 5, 1940.
- Гамкрелидзе П. Д. Новые данные по тектонике центральной части Большого Кавказа (в пределах Сванетии). Сообщ. АН СССР, т. 31, № 3, 1963.
- Голубев Н. А., Соловьев С. П. Геологический очерк Западной Сванетии. Госгеолтехиздат. М.-Л., 1941.
- Гудспид Г. Е. Происхождение гранитов. В сб. «Проблема образования гранитов», т. 2, Изд-во ИЛ, 1950.
- Дембо Т. М. Об эпигенетическом происхождении кварцевых вrostков графических пегматитов Степнянского района (Северный Казахстан). Записки Всесоюз. мин. об-ва, № 78, вып. I, 1949.
- Дембо Т. М. Явления анатексиса, гибридызма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Ала-Тау. «Советская геология», № 51, 1956.
- Джавахишвили Ш. И. О генезисе микропегматитов в гранитоидах Локского массива. Сообщ. АН СССР, т. 15, № 3, 1954.
- Дзоценидзе Г. С. Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН СССР, Ин-т геологии и минерал., 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Молодые диоритовые породы окрестностей г. Кутаиси. Изд. ТГУ, 1948.
- Дудаури О. З. О генезисе микропегматитовой структуры на примере жильной породы района с. Поладаури. Сообщ. АН СССР, т. 22, № 5, 1959.
- Дудаури О. З., Хуцишвили О. Д. О форме залегания и возрасте Ушба-Эцгерской интрузии. Сообщ. АН СССР, т. XLII, № 3, 1966.
- Ежов А. И. Гранитоиды Шалгинского района и связанные с ними послемагматические образования (Центральный Казахстан). Изд-во «Наука», М., 1964.
- Елисеев Н. А. К вопросу о генезисе гельсинкитов. «Вопросы геологии Сибири», т. I, Изд-во АН СССР, 1945.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, 1959.
- Еремеев В. П. К изучению неонинтрузии в районе озера Кардывач (верховья реки Мзымты, Западный Кавказ). АН СССР. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 84, петрогр. сер. (№ 22), 1947.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяушского плутона. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96, 1937.
- Заридзе Г. М., Чичинадзе К. И. Эцгерская неонинтрузия на Кавказе. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 44, сер. петрогр. (№ 14), 1940.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Некоторые юрские и третичные интрузивные породы Сванетии. Труды Геол. ин-та АН СССР, минер.-петрогр., т. 2, 1950.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О метасоматических пегматитовых и пертитовых структурах. Сообщ. АН СССР, т. 22, № 2, 1959.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Петрология метаморфических образований Северного склона Большого Кавказа (Северная Осетия и Дигория). Тр. Геол. ин-та АН СССР, нов. сер., вып. 12, Изд-во «Меллинерба». Тбилиси, 1967.
- Исамухамедов И. М. Роль ассимиляционных процессов в петрогенезисе. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всес. петр. совещ., 1960.
- Ициксон М. И. Геологический очерк восточной Дигории. Матер. ЦНИГРИ, № 6, 1939.

- Ицксон М. И. К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Северный Кавказ). Зап. Всеросс. мин. об-ва, ч. 69, № 2—3, 1940.
- Ицксон М. И. Гранитоидные породы восточной Дигории (Центральный Кавказ). Тр. ВСЕГЕИ, вып. 132, 1941.
- Кецховели Д. Н., Шенгелиа Д. М. Метасоматические зональные плагиоклазы в Цейском гранитоидном массиве на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, т. 166, № 6, 1966.
- Кецховели Д. Н. Явления гибридности в Цейском массиве (Северный Кавказ). Сообщения АН СССР, XLIV, № 1, 1966.
- Кецховели Д. Н. Метасоматические процессы в Цейском массиве (Северный Кавказ). Сообщения АН СССР, XLIV, № 2, 1966.
- Кецховели Д. Н. Лейкократовые жилы Цейского массива (Северный Кавказ). Изв. Геол. об-ва Грузии, АН СССР, т. V, вып. 1, 1967.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Коржинский Д. С. Мусковитовые пегматиты Станового хребта в районе Амуро-Якутской магистрали. ВКП «Слюда СССР», Л.-М., ОНТИ, 1937.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Кузьмин С. А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. В кн.: «Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии». Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказская, вып. 24, 1940.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 113, сер. петрогр., № 33, 1950.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеол-издат, 1947.
- Макашвили Р. И. О генезисе микропегматитовых структур и кварцевых метакристаллов на примере комплекса пород Бардадзорского интрузива. Сообщ. АН СССР, т. 26, № 6, 1961.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрогр., минер. и геохимии, вып. 78, М., 1962.
- Мельников В. А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа. «Советская геология», № 4, 1962.
- Мельников В. А. Новые данные о мезозойском вулканизме Северо-Западного Кавказа. Сб.: «Вопросы магматизма и рудообразования», Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Менерт К. Р. Последовательности мобилизации пород в глубоких частях фундамента (без привноса). В сб.: «Рудные регенерированные месторождения». Изд-во ИЛ, 1957.
- Моргунов Ю. Г. К вопросу о среднепалеозойских образованиях Северной Осетии. Вестник МГУ, сер. геол., № 3, 1965.
- Морковкина В. Ф. О генезисе кристаллических сланцев Буронского месторождения (Центральный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 58, № 7, 1947.
- Морковкина В. Ф. Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия). АН СССР. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 107, петр. сер., № 31, 1950.
- Мурхауз В. Практическая петрография. Изд-во ИЛ, 1963.
- Никитин В. Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. Записки Всес. мин. об-ва, № 78, вып. 3, 1949.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. Ленингр. горн. ин-та, № 27, вып. 2, 1952.
- Оллинг Г. Л. Петрология. Госгеолиздат, 1941.
- Петров В. П., Лебедев А. П. Отзыв о книге Г. М. Заридзе «Петрография магматических и метаморфических пород Грузии». Госгеолтехиздат, изв. вузов, «Геология и разведка», № 6, 1963.
- Поспелов Г. Л. О проблеме конвергенции в петрографии и геологии. В сб.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнецихинского месторождения на Среднем Урале. «Советская геология», сб. 51, 1956.
- Рамберг Г. Экспериментальное и тектоническое изучение пегматитовых складок. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I, Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Рейнольдс Д. А. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. В сб.: «Проблема образования гранитов», 2-й сб., Изд-во ИЛ, 1950.
- Родионов Г. Г. О так называемых апографических пегматитах. Тр. Ин-та Гипропесслюда, вып. 1(3), 1954.
- Рубинштейн М. М., Хуцаидзе А. Л., Лашхи Б. А., Насидзе Г. И., Иобашвили К. М. Некоторые итоги определения абсолютного возраста магматических и метаморфических пород Грузии. В сб.: «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». Тр. XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. Изд-во «Наука», 1966.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львовского геол. об-ва, № 4, 1950.
- Сомин М. Л. О возрасте санчарской свиты и санчарских кварцевых диоритов. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 9, 1965.
- Студеникова Э. В., Кнорре К. Г. О возрасте гранитов Северного Кавказа. АН СССР, «Геохимия», № 7, 1957.

- Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 5, 1955.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Татришвили Н. Ф. Петрография метаморфических и магматических пород палеозоя ущелья р. Теберда. Тр. Геол. ин-та АН СССР, минер.-петр. сер., т. 5, 1961.
- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Изд-во ИЛ, 1951.
- Тернер Ф. Дж. Пересмотр метаморфических фаций. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I, 1961.
- Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во ИЛ, 1961.
- Фаворская М. А. Неонитрузии Верхней Сванетии. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 84, сер. петрогр., № 27, 1947.
- Ферсман А. Е. Письменная структура пегматитов и причины ее возникновения. Изв. Росс. Акад. наук, № 12, 1915.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд-во АН СССР, М., 1940.
- Шабьинин Л. И. Еще раз о значении железистости фемических минералов. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 12, 1958.
- Шенгелиа Д. М. Последовательность метаморфических процессов в амфиболитовых сланцах Северо-Уральского массива (Северный Кавказ). В сб.: «Вопросы геологии Грузии». К XXII сессии Международн. геол. конгресса. Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1964.
- Шенгелиа Д. М. Петрология Дарьяльского массива. Тр. Геол. ин-та АН СССР, нов. сер., вып. IV. Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1965.
- Шенгелиа Д. М. О процессах мобилизации в древних кристаллических породах Северной Осетии. Изв. Геол. об-ва Грузии АН СССР, т. V, вып. 2, 1967.
- Шенгелиа Д. М., Кецховели Д. Н. О Северо-Кавказских зональных плагиоклазах метаморфического происхождения. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 1, 1968.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. Изд-во ИЛ, 1962.
- Barth T. Die Temperature der Anatex des Urgebirges in Südlichsten Norwegen. Centralof. f. Min., A. 1929.
- Bowen N. L. The evolution of the igneous rocks. Princeton Univ. Press. 1928.
- Bowen N. L. Experiment as an aid to the understanding of the natural world. Proceed. Nat. Sci., 106, 1954.
- Chao E. T. Granitization and basification by diffusion. Norsk. Geol., t. 29., 1951.
- Chapman C. A. Quartz veins formed by metamorphic differentiation aluminous schists. Amer. Miner. 1950.
- Eskola P. The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr., Bd. 6, H. 1—2, 1920.
- Eskola P. Postmagmatic potash metasomatism of granite. Bull. Comm. Geol. Finl., n 172, 1956.
- Fischer G. Granit und Sial. Geol. Rundschau. n 39, 1951.
- Fuster I. M. Formation par metasomatose de quelques structures ronecs dans les plagioclases caniques. Bull. Com. geol. Finlandes, 166, 1954.
- Holmquist P. I. Om pegmatit palingenes och ptygmatisck veckning. Geol. Fören. Förh. XLII, 1920.
- Kingsley L., Wells A., Wooldrinde S. W. Rock group of jersey with special reference to intrusive phenomena of Rones.-Proc. Geol. Ass. vol. 42, 1931.
- Kuennen Ph. H. Observation and experiments on ptygmatic folding. Bull. Com. Geol. Finl., n 123, 1938.
- Ljunggren P. Banded gneisses from Gothenburg end their transformations. Geol. Fören. Förh. 79, 1957.
- Mehnert K. R. Zur Frage des Stoffhaushalts anatektischer Gesteine. Neues Ib. Miner. Abh. 82, 1951.
- Mehnert K. R. Petrographic und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald, III, Neues Ib. Miner., Abh., 98, 1962.
- Mellis O. Zur Genesis den Melsinkits. Geol. Fören. i Stockh. Förh., Bd. 54, H. 4, 1932.
- Milch L. Über dynamometamorphe Erscheinungen an einem Nordischen Granitgneiss. Neues Ib. f. Min., 11, 1900.
- Misch P. Zoned plagioclase in metamorphic rocks. Amer. Min., 3—4, 1955.
- Nockolds S. R. Some theoretical aspects contamination in acid magmad. Journ. Geol., vol. 41, n 6, 1933.
- Perrin R. et Roubault M. Le Granite et les reactions a l'état solide. Serv. carte geol. Algerie Bull. 4,5^{me} ser., 1939.
- Read H. H. A note on „ptygmatic folding“ in Sutherland granite complex. Geol. surv. Scotland. Sum. Rept. for 1, 1927, part II, Mem. Geol. Surv., 1928.
- Read H. H. The Geology of Central Sutherland. Mem. Geol. Surv., Scotland, 1931.
- Rittman E. D. Use of zoned plagioklase as an indicator of provenance. J. Sediment Petrol. 33, N 2, 1964.
- Sander B. Studienreisen in Grundgebirge Finlands. Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien, 1914.
- Sauer A. Das alte Grundgebirge Deutschlands. C. R. IX Congr. Geol. Int. Vienne, Fas. II, 1903.
- Shaller W. T. Origin of graphic granite. Amer. Min., 11, N 3, 1926.
- Shaller W. T. Mineral replacement pegmatites. Amer. Min. 12, N 3, 1927.
- Sederholm I. I. Über ptygmatische Faltungen. Neues Ib. f. Min., Bd. 26, 1913.
- Sederholm I. I. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of South-western Finland. II. The region around the Baröundfjörd. Bull. Com. Geol. Finl., N 77, 1926.
- Schairer I. E., Bowen N. L. Preliminary report on equilibrium relations between feldspathoids, alkali-feldspars and silica. Trans. Amer. Geophys. Union, 16 th Ann. Meeting. 1935.

- Scheumann K. H. Metatexis und Metablastesis. Tschermaks Mineral und petrogr. Mitt., Bd. 48, 1937.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 (synthetic granites). Carnegie Inst. of Washington, Year Book, N 51, 1952.
- Tuttle O. F. Origine et la classification des andtes à la lumière des études expérimentales dans le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . Sci. de la Terre, Nancy, 1955.
- Wenk E. Berechnung von Stoffaustauschvorgängen. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 34, 1954.
- Wilson G. Ptygmatic structure and their formation. Geol. Mag., v. 89, N 1, 1952.
- Wimmenauer W. Cordieritführende Gesteine in Grundgebirge des Schai-nslandgebietes. Neues Ib. Miner. Abh., 80, 1950.
-

ИЛЛЮСТРАЦИИ

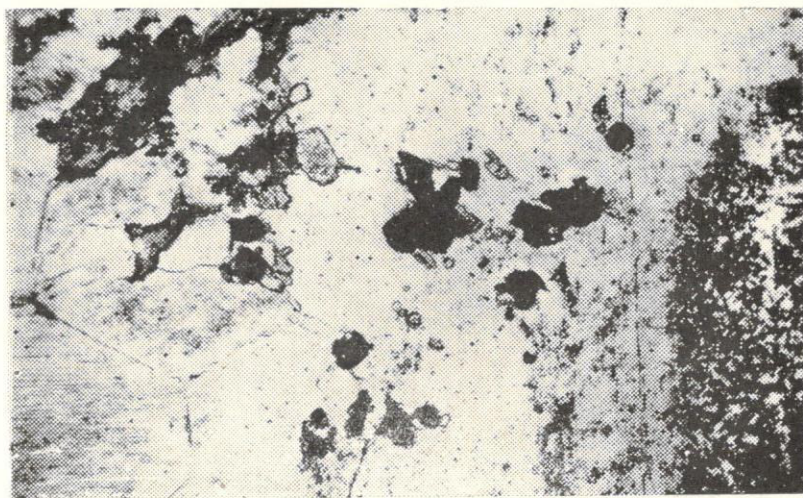


Рис. 1. Апатит приурочен к магнетиту. Без анализатора; $\times 35$.



Рис. 2. Микроклин образуется за счет плагиоклаза и продуктов разложения биотита. Ник. +; $\times 30$.

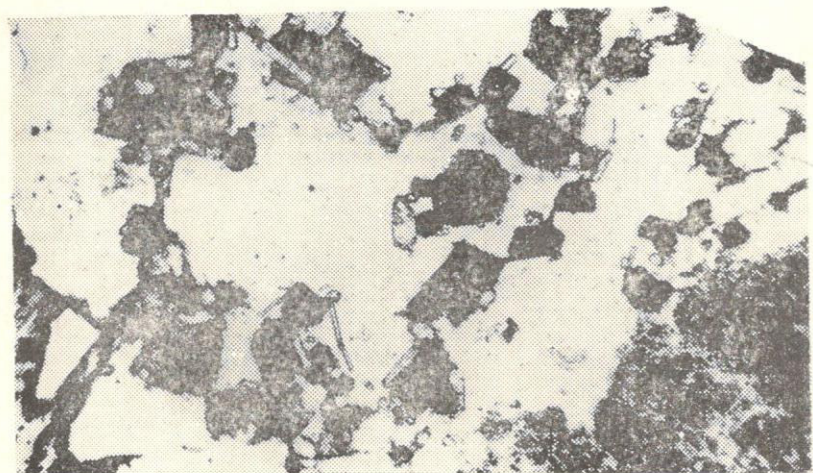
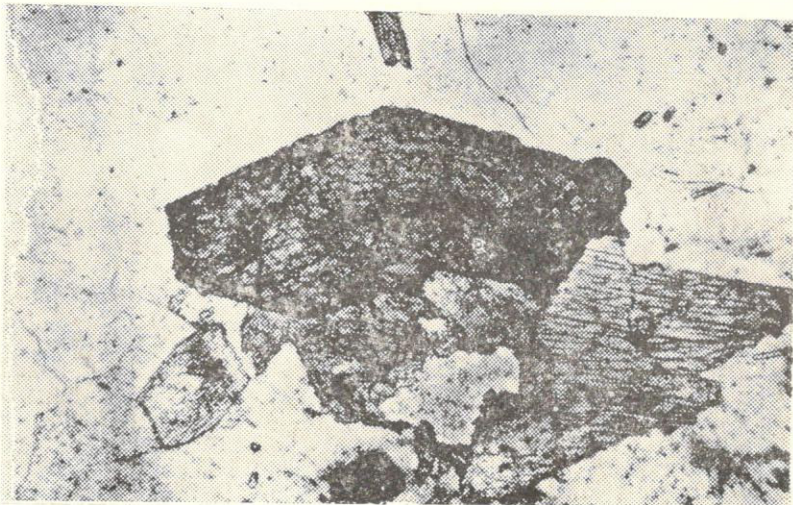


Рис. 5. Пространственно связанные друг с другом ильменит и апатит. Без анализатора; $\times 35$.

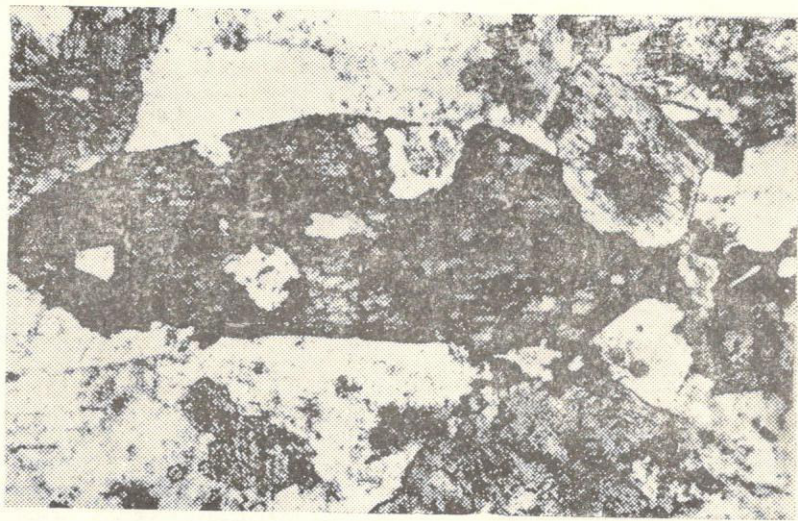


Рис. 3 и 4. Полные псевдоморфозы сфена по роговой обманке. Без анализатора; $\times 30$.

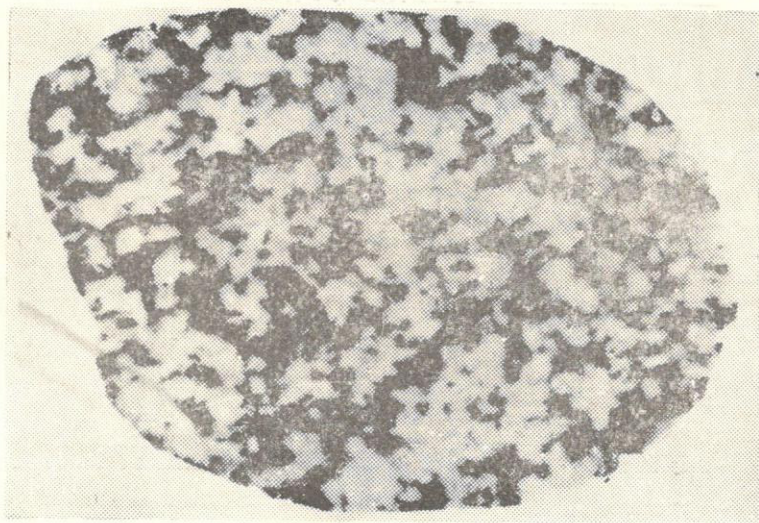


Рис. 6. Альбитизированный диорит. Натуральн. величина.

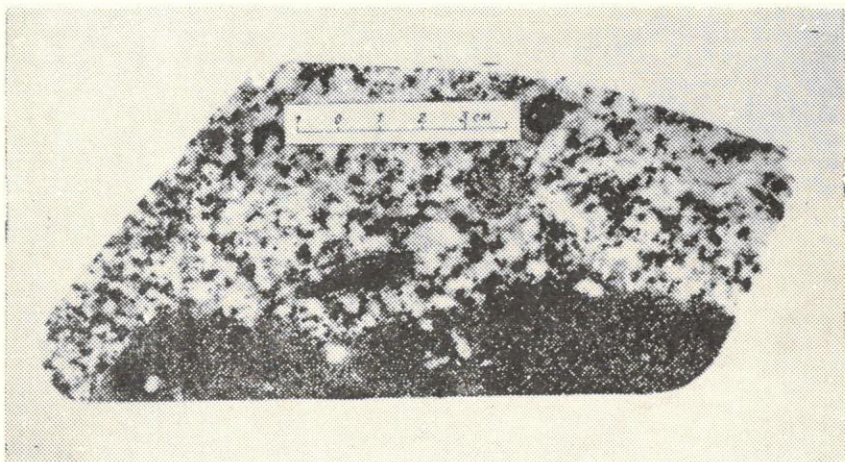


Рис. 7. Окварцованный роговообманковый диорит-порфирит; в контакте с гранитоидом наблюдаются порфиробласты плагиоклаза.

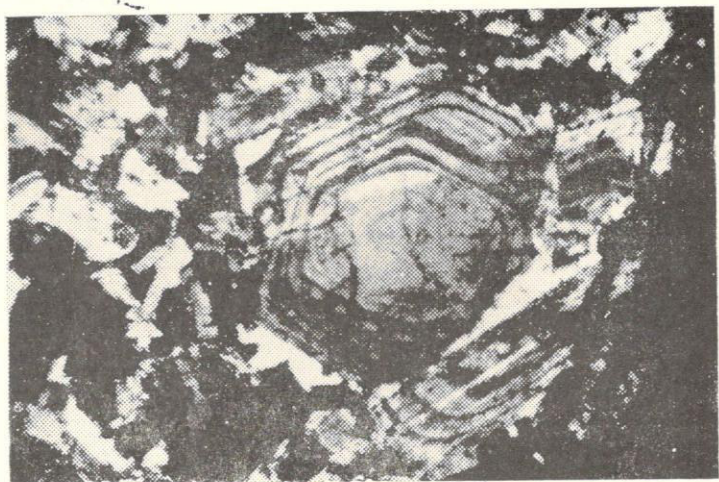


Рис. 8. Зональные порфиробласты плагиоклаза в окварцованном роговообманковом диорит-порфирите. Деталь рис. 7. Ник. +; $\times 25$.

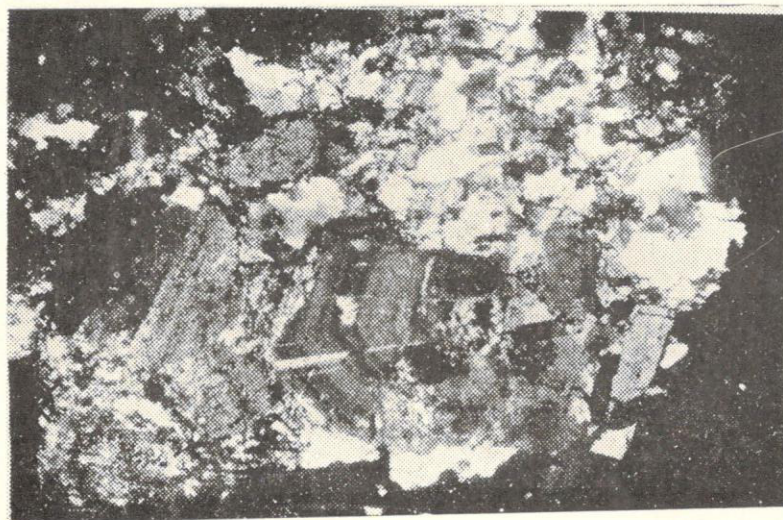


Рис. 9. Порфиробластический зональный плагиоклаз в кварц-плагиоклаз-биотитовых кристаллических сланцах. Ник. +; $\times 20$.



Рис. 10. Порфиробластический зональный плагиоклаз в кварц-плагиоклаз-двуслюдяном кристаллическом сланце. Ник. +; $\times 10$.

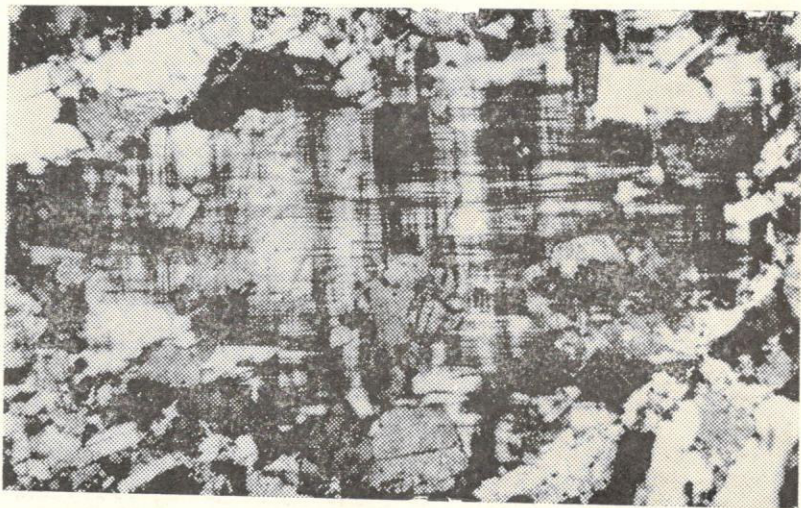


Рис. 11. Микроклин замещает минералы основной массы. Ник. +; $\times 20$.

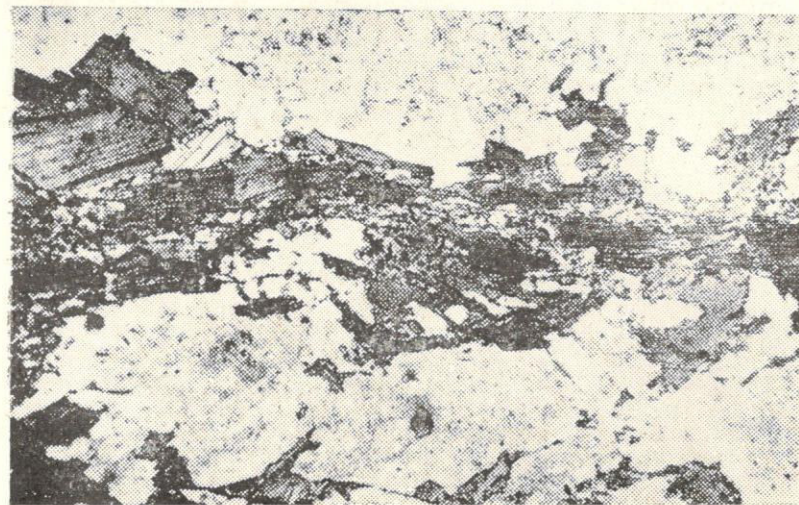


Рис. 13. Мобилизованный биотит имеет жилкообразную форму. Без анализатора; $\times 20$.

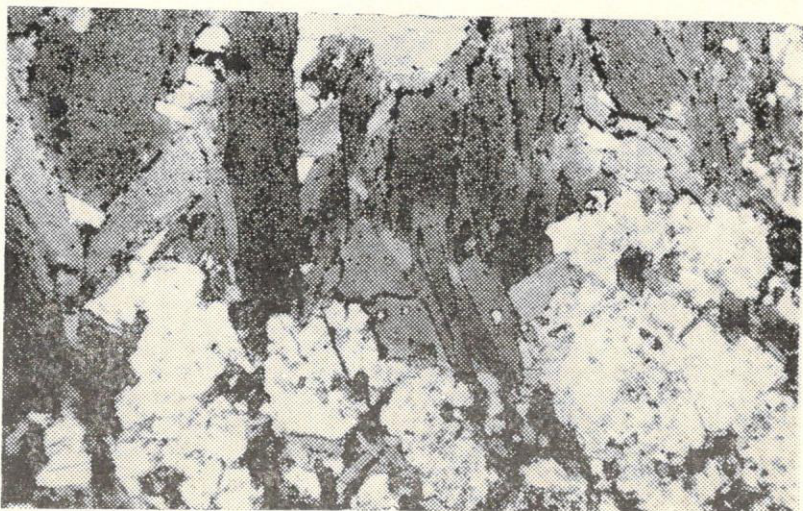


Рис. 12. Лейкократовые и меланократовые минералы породы обособлены друг от друга. Без анализатора; $\times 20$.

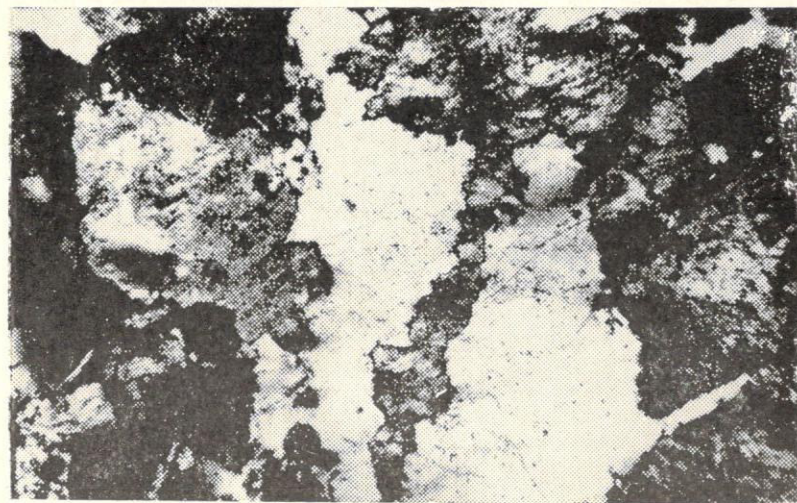


Рис. 14. Коррозия и замещение кварцем плагиоклаза. Без анализатора; $\times 20$.



Рис. 15. С вмещающими гранитоидами лейкократовая жила имеет четкие контакты.

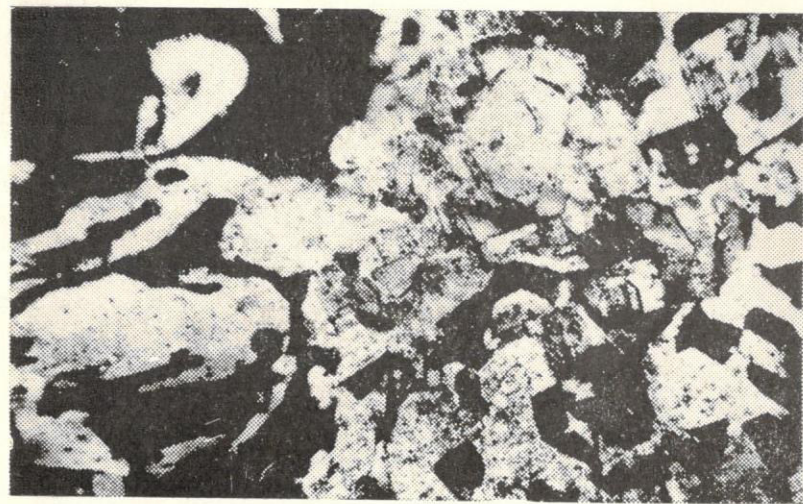


Рис. 17. С микроклин-пертитом и плагиоклазом пегматитообразно срощен кварц. Ник. +; $\times 26$.

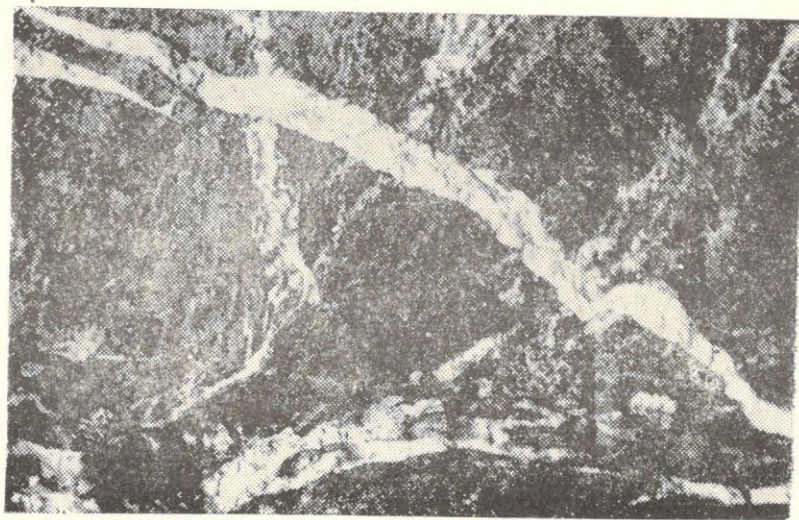


Рис. 16. Границы метасоматических жил с вмещающими породами то постепенные расплавчатые, то более или менее четкие.



Рис. 18. Кварц графически срощен с микроклином и содержащимся в нем плагиоклазом. Ник. +; $\times 26$.

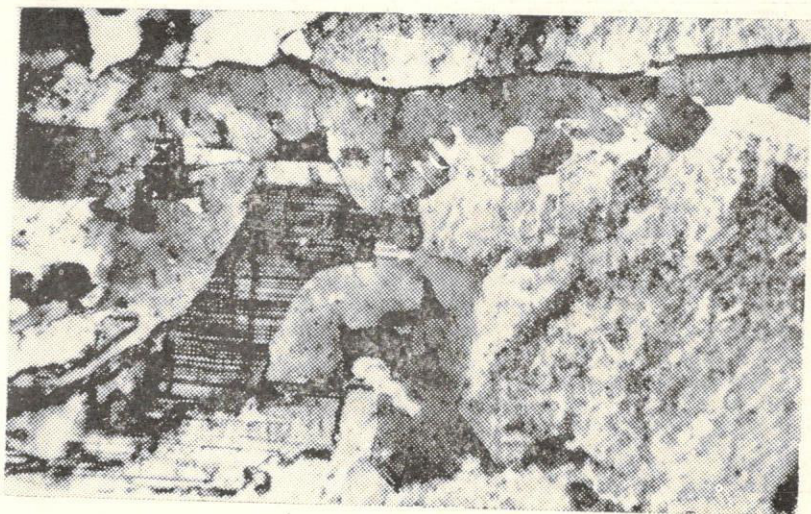


Рис. 19. Жилкообразный, причудливой формы, одновременно угасающий кварц корродирует плагиоклаз и микроклин. Ник. +; $\times 30$.

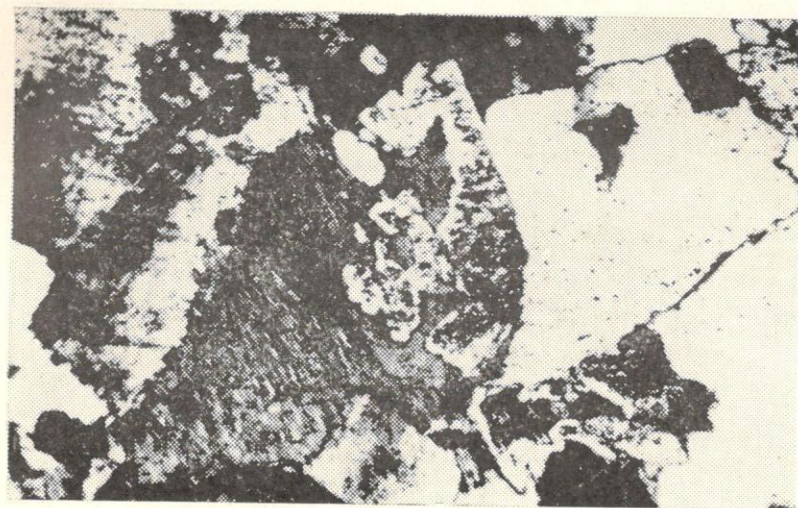


Рис. 21. Микроклин замещает плагиоклаз. В центре корродированный плагиоклаз. Ник. +; $\times 26$.

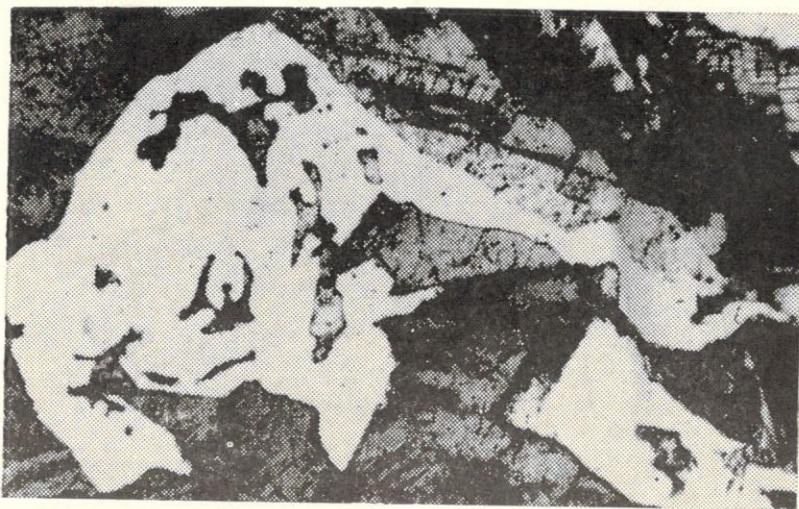


Рис. 20. В кварце содержатся остачцы корродированного плагиоклаза, имеющего ихтиоглиптовидные формы. Ник. +; $\times 30$.

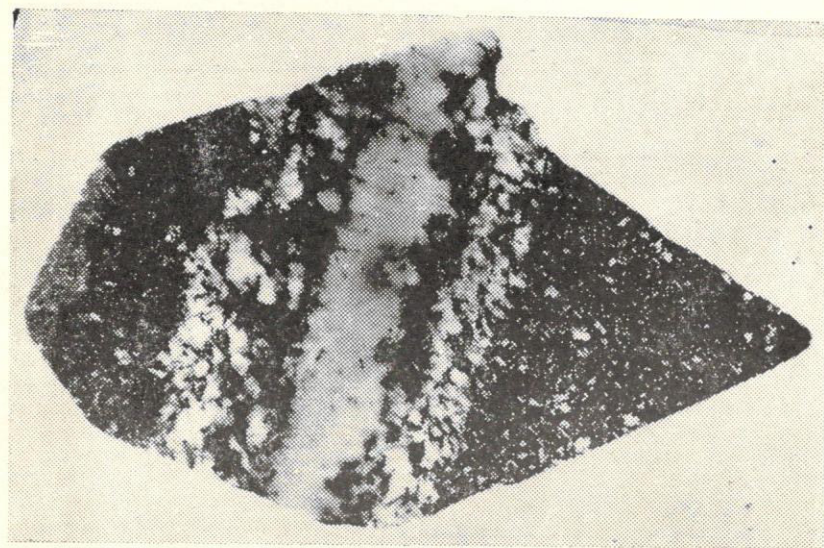
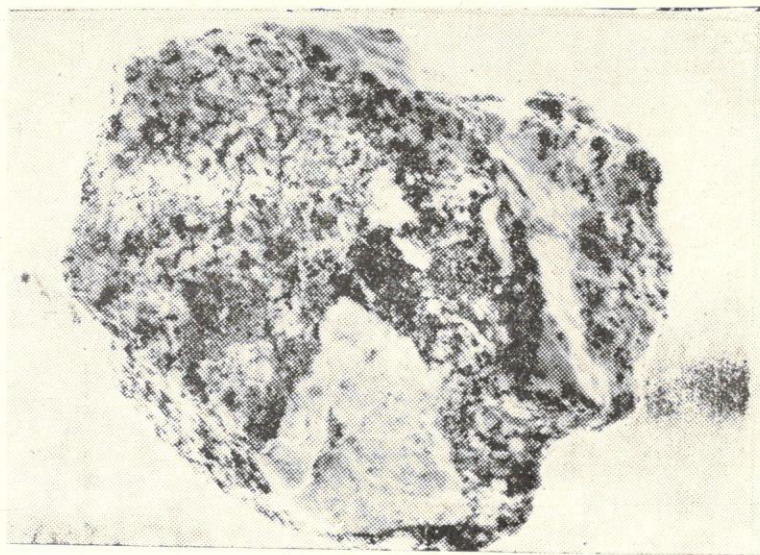
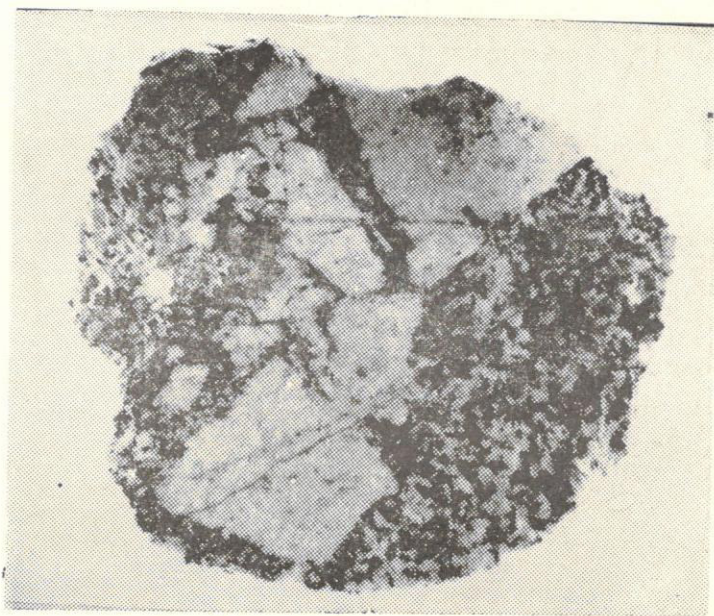


Рис. 22. В габброиде наблюдается зональная лейкократовая жила. Центральная часть жилы представлена альбитом, периферическая—плагиоклаз-роговообманковой породой. Левый берег р. Цей. $\times 4/5$, натур. величина.



а



б

Рис. 23. а и б. Псевдопорфиробласты альбита в гранодиорите. Левый берег р. Цей. $\times 4/5$, натур. величина.

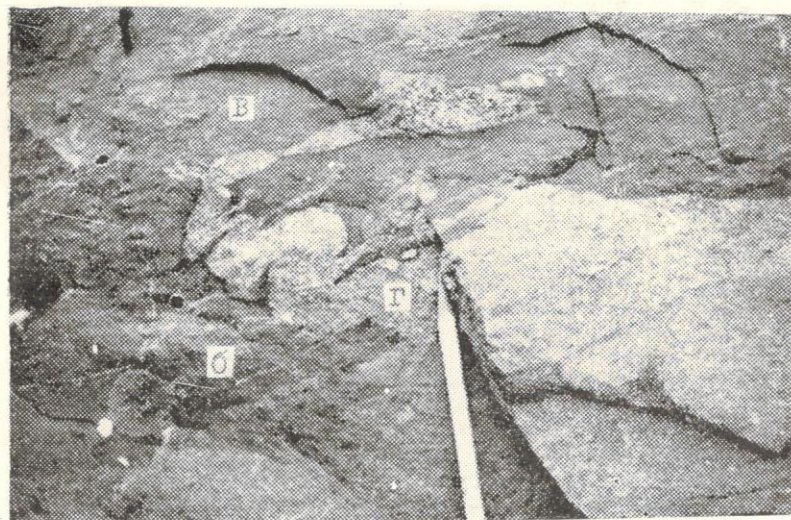


Рис. 24. б — биотитово-роговообманковый микродиорит-порфирит; в — среднезернистый биотитовый кварцевый диорит; г — средне- и крупнозернистый биотитовый плаггиогранит.

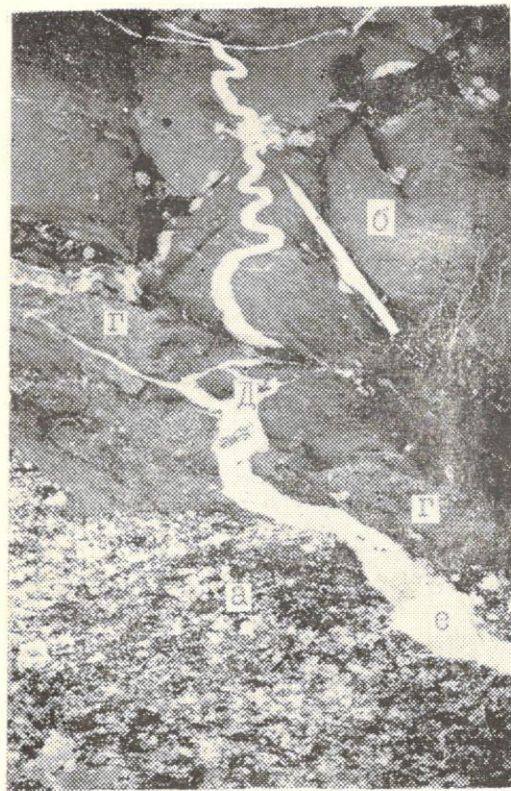


Рис. 25. а — порфиробластический биотитовый кварцевый диорит; б — биотитово-роговообманковый микродиорит-порфирит; в — среднезернистый биотитовый плаггиогранит; д — плагиоальскитовый пегматит; е — кварц-микрклино-плаггиоклазовая жила.

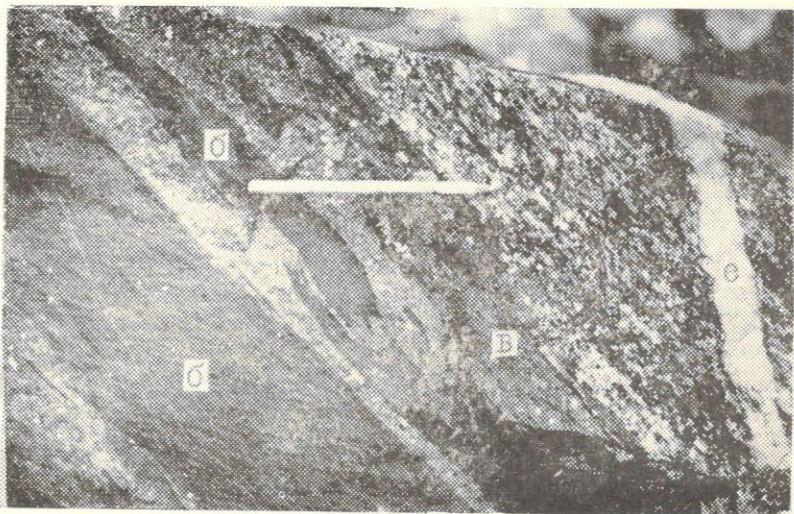


Рис. 26. а — порфиробластический биотитовый кварцевый диорит;
 б — биотитово-роговообманковый микродиорит-порфирит;
 в — среднезернистый биотитовый кварцевый диорит;
 г — средне- и крупнозернистый биотитовый плагиогранит;
 е — кварц-микроклин-плагиоклазовая жила.

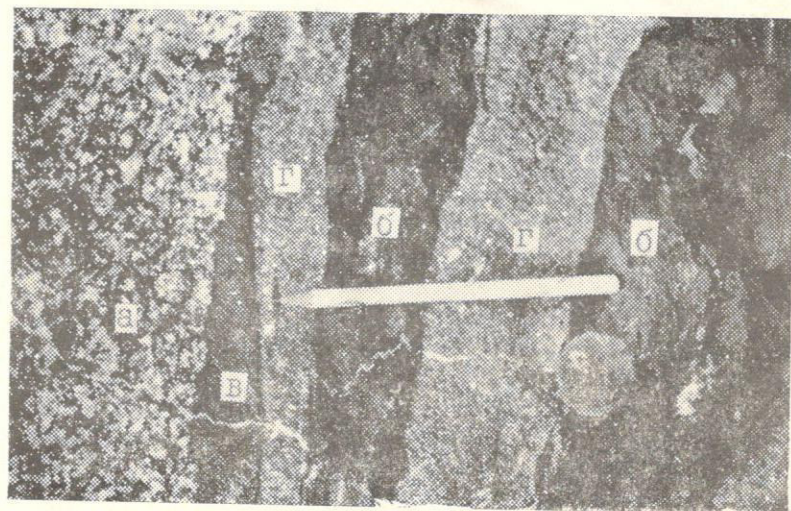


Рис. 27. а — порфиробластический биотитовый кварцевый диорит;
 б — биотитово-роговообманковый микродиорит-порфирит;
 в — среднезернистый биотитовый кварцевый диорит;
 г — средне- и крупнозернистый биотитовый плагиогранит.

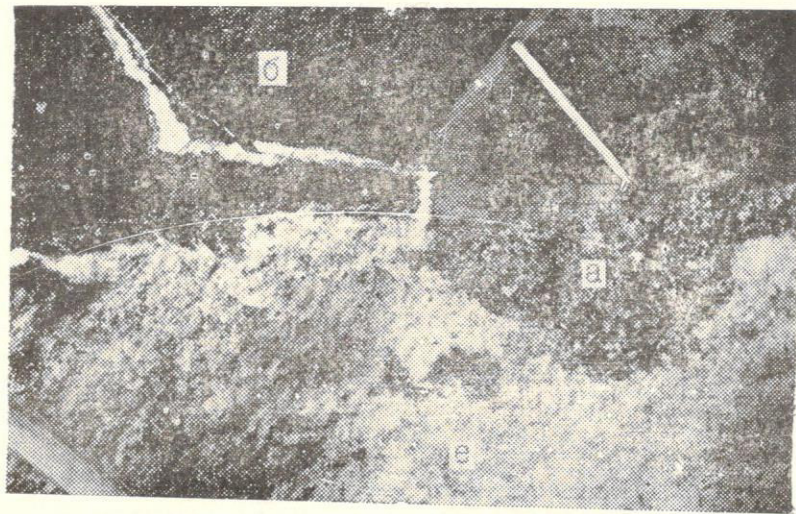


Рис. 28. а — порфиробластический биотитовый кварцевый диорит;
 б — биотитово-роговообманковый микродиорит-порфирит;
 е — кварц-микроклин-плагиоклазовая жила.



Рис. 29. Роговообманковые жилки секут роговообманковый кварцевый диорит и плагиоаплитовую жилку. Левый берег р. Цей. $\times 3/4$.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
История исследования и главные черты геологического строения района	5
Петрографическое описание пород Цейского массива	12
Кварцевые диориты	12
Гранодиориты	23
Ксенолиты основных магматических пород	28
Метаморфизм ксенолитов основных магматических пород и некоторые генетические вопросы	42
Ксенолиты кристаллических сланцев	55
Лейкократовые жилы	64
Кварц-эпидотовые и роговообманковые жилки	72
Генезис кварцевых диоритов и гранодиоритов Цейского массива	77
Явление гибридизма	77
Изменения состава гибридных пород при метасоматозе и некоторые генетические вопросы	81
Контакты цейских гранитоидов. О возрасте цейских гранитоидов	90
Выводы	98
Литература	104
Иллюстрации	111

Дали Николаевна Кецховели

ПЕТРОЛОГИЯ ЦЕЙСКОГО МАССИВА

Напечатано по постановлению Редакционно-Издательского Совета
Академии наук Грузинской ССР

*

Редактор издательства Т. П. Бокучава
Техредактор Э. Б. Бокерия
Корректор Л. В. Геловани

Сдано в набор 15.7.1971; Подписано к печати 17.3.72;
Формат бумаги 60×90¹/₁₆; Печатных л. 8.25; Уч.-Издат. л. 7.67;
УЭ 00946; Тираж 700; Заказ № 1758
Цена 65 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство «Мецниереба» АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова 19