

И. И. ХМАЛАДЗЕ, К. С. ЧИХЕЛИДЗЕ

**ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД  
ДЗИРУЛЬСКОГО ВЫСТУПА  
ЗАКАВКАЗСКОГО  
СРЕДИННОГО МАССИВА**

«МЕЦНИЕРЕБА»

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE

Труды, новая серия, вып. 94

И. И. ХМАЛАДZE, К. С. ЧИХЕЛИДZE

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД  
ДЗИРУЛЬСКОГО ВЫСТУПА  
ЗАКАВКАЗСКОГО  
СРЕДИННОГО МАССИВА



ТБИЛИСИ  
«МЕЦНИЕРЕБА»

1987

26.303 (2 Г)

УДК [553.251.1:553.548] (479,22)

X 641

В работе изложены результаты петроминералогического изучения древних кристаллических пород Дзиркульского выступа Закавказского срединного массива. Приведена химико-аналитическая характеристика 250 породообразующих минералов (роговых обманок, куммингтонитов, актинолитов, биотитов, мусковитов, гранатов). Произведен парагенетический анализ минералов сосуществующих с амфиболами и слюдами. На основании минеральных равновесий восстановлены РТ условия формирования гранитоидов и метаморфитов.

Книга рассчитана на петрологов и минералогов.

Редактор д-р геол.-мин. наук, проф. Д.М.Шенгелия

Рецензенты: д-р геол.-мин. наук, проф. Ш.И.Джавахишвили  
канд. геол.-мин. наук Р.А.Ахмедияни

X I904020000 20-87  
M 607(06)-87

© Издательство "Мецниереба",  
1987

## ВВЕДЕНИЕ

В основу настоящей петроминералогической работы положен фактический материал, собранный авторами в течение 1971-1980 гг. Впервые для Дзиркульского выступа произведен парагенетический анализ кристаллических пород. При этом особое внимание уделялось равнодействию между минералами переменного состава, химико-аналитической характеристике породообразующих минералов и РТ условиям образования минеральных парагенезисов. В результате проведенных исследований расшифрованы некоторые вопросы петрологии древнего субстрата этого региона.

Дзиркульский выступ Закавказского срединного массива является одним из наиболее сложных, но вместе с тем сравнительно хорошо изученных регионов развития древнего кристаллического субстрата. Наиболее детальные и планомерные исследования проводились начиная с 30-х годов под руководством акад. А.А.Твалчрелидзе и проф. Г.М.Смирнова. Вначале они проводились в практических целях, но параллельно должно было уделяться внимание геолого-петрографическим особенностям. Еще на первом этапе изучения кристаллического фундамента наиболее полные сведения, положившие начало современным взглядам на геологическое строение Дзиркульского выступа даны в работах П.Д.Гамкрелидзе и С.С.Чихелидзе (1933), А.А.Флоренского и Г.Л.Барсанова (1936), Г.М.Смирнова, Н.Ф.Татришвили, Т.Г.Казахавили (1937, 1938), Белякина и В.П.Петрова (1945) и др. Из ранних работ следует выделить работу П.А.Топурия (1938). Эта первая петрологическая работа по магматическим гранитам Дзиркульского выступа, в которой подробно описывается региональный процесс микроклинизации и не терявшая свою актуальность и в настоящее время.

В середине 30-х годов детальные исследования в восточной части Дзиркульского выступа были проведены С.С.Чихелидзе. Объемистая монография, обобщающая эти исследования, была опубликована позднее (1948).

Важная роль в изучении пород данного кристаллического выступа принадлежит многолетним петрологическим исследованиям Г.М.Баридзе и Н.Ф.Татришвили (1937, 1947, 1948, 1949, 1959, 1964) и др.

Вопросы геологии, минералогии, петрологии и геохимии освещены также в работах Г.В.Гвахария и др. (1965), Г.П.Лобжанидзе (1965), Г.А.Одикадзе (1960, 1969), И.И.Амаладзе (1966, 1968), Ш.А.Адамия (1968, 1984), М.Б.Абесадзе (1969, 1975), Ш.И.Джавахишвили (1970), Р.М.Манвелидзе (1970, 1983), И.П.Гамкрелидзе и др. (1979, 1981, 1985) и др.

Вместе с тем, в этом регионе в различное время были проведены геологические работы и составлены геологические карты различного

масштаба (геологические отчеты: Кахадзе, Канделаки, 1941; Чиковани и др., 1955; Джигаури, Торозов, 1958; Девдариани, Джавахишвили и др., 1980).

Несмотря на существование столь многочисленных исследований, главные породообразующие минералы за исключением полевых шпатов остаются недостаточно изученными. Предлагаемая работа является первой попыткой обобщения петроминералогических данных по этим минералам кристаллических пород Дзиркульского выступа Закавказского срединного массива.

#### Принятые в работе сокращения

Аб, ал - альбит	Мт - магнетит
Акт - актинолит	Му - мусковит
Альм - алмаз	Пп - пироксен
Анд - андалузит	Пир - пироп
Андр - андрадит	Пл - плагиоклаз
Би - биотит	Рог - роговая обманка
Гр - гранат	Сер - серицит
Грос - гроссуляр	Сил - силиманит
Грф - графит	Спес - спессартит
Кв - кварц	Сф - сфен
Кор - кордиерит	Турм - турмалин
Кш - калиевый полевой шпат	Хл - хлорит
Кум - куммингтонит	Шп - шпинель
	Эп - минералы группы эпидота

Цифры при символах железо-магнезиальных минералов ( $Bi_{60}$ ) - их общая железистость ( $Fe = \frac{Fe}{Fe + Mg}$ ), при символе плагиоклаза ( $Pl_{20}$ ) - означают содержание анортитового компонента, при калишпате ( $Kш_{21}$ ) - мольная доля альбита.

Номера анализов с индексом  $x$  выполнены на электронном рентгеновском микроанализаторе "САМЕСА", MS - 46.

#### ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Наиболее древние (докембрий-нижний палеозой) метаморфиты Дзиркульского выступа - амфиболиты, метабазиты, кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты пользуются подчиненным распространением в регионе. Встречаются они в виде ксенолитов и переработанных останцев величиной обычно до нескольких десятков метров (исключение составляют сравнительно крупные выходы амфиболитов и метабазитов в ущелье р. Чератхеви), в раннегерцинских гнейсовидных кварцевых диоритах и их гранитизированных разностях. В большинстве случаев наблюдаются постепенные взаимопереходы и чередование кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов, амфиболитов и метабазитов, а также взаимопереходы последних в гнейсовидные кварцевые диориты. Местами в гнейсовидные кварцевые диориты включены разно ориентированные угловатые ксенолиты почти неизмененных древних метаморфитов.

Амфиболиты и метабазиты состоят из зеленой роговой обманки (реже встречаются куммингтонит, сине-зеленая роговая обманка и актинолит) и плагиоклаза (андезин-лабрадор, нередко альбитизированный); присутствуют также биотит, минералы группы эпидота, хлорит, карбонат, сфен, рудные минералы и другие акцессоры, калишпат, кварц и в единичных случаях реликты пироксена. Появление некоторых из перечисленных минералов связано с наложенными процессами. По мере возрастания содержания биотита, хлорита, кварца и других минералов образуются различные кристаллические сланцы (Заридзе, 1970; Заридзе, Татришвили, 1959). Местами количество роговой обманки резко возрастает и появляются мономинеральные амфиболиты.

Наличие реликтовой диабазовой и порфировой структуры указывает на магматическую природу исходных пород амфиболитов, однако не исключена возможность существования амфиболитов и иного генезиса.

Наиболее крупный выход древних метабазитов расположен в ущелье р. Чератхеви, у с. Цхетиджвари. Здесь представлены плотные мелкозернистые габбро-диабазовые породы обычно массивной текстуры. Местами отчетливо наблюдаются полосчатость и разности, переходные к габбро-амфиболитам, но большей частью габбро-диабазы имеют настолько свежий вид, что их можно было бы принять за молодые образования, если бы не факт внедрения в эти породы не только позднегерцинских калишпатовых гранитов и аплитов, но и более древних раннегерцинских кварцевых диоритов (Гамкрелидзе и др., 1979, 1981).

Наряду с древними (останцы в гнейсовидных кварцевых диоритах) известны метабазиты в возрастном отношении, занимающие промежуточ-

ное положение между гнейсовидными кварцевыми диоритами и позднегерцинскими калишпатовыми гранитоидами, но по составу и степени метаморфизма почти не отличающиеся от первых.

Кристаллические сланцы Дзирульского выступа подразделяются на биотит-роговообманковые, биотитовые и двуслюдяные. Кроме того, подчиненным распространением пользуются силлиманит, кордиерит, андалузит, гранат, графит и шпинельсодержащие разности, нередко входящие также в состав древних биотитовых и двуслюдяных гнейсов.

Мигматиты, тесно ассоциирующиеся с описанными метаморфитами, формируются в результате пропитывания последних лейкократовым кварц-плагиоклазовым либо кварц-калишпатовым материалом. Надо, однако, подчеркнуть значительное преобладание мигматитов с гранитной неосомой, возникших в связи с внедрением позднегерцинских калишпатовых гранитоидов. Калишпатовые мигматиты некоторыми авторами рассмотрены как гранитогнейсы (Абесадзе, Цимакурдзе, 1976), другими — как метасоматические мигматиты (Гамкрелидзе, Думбадзе, 1985).

Исходные парагенетические ассоциации кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов отвечают амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Регрессивное изменение сланцев происходит в условиях зеленосланцевой фации.

Вторая группа метаморфитов, т.н. "свита филлитов", именуемая также нижнепалеозойской метаморфической свитой (Абесадзе, 1975), обнажается в виде двух обособленных выходов Бжиневого и Чорчано-Удлевского, заключенных главным образом в калишпатовые гранитоиды. Как известно, свите филлитов Чорчано-Удлевской полосы придается большое значение при датировке и корреляции древнейших образований Кавказа, так как в мраморах свиты была обнаружена фауна археоциат, указывающая на верхи нижнего кембрия (Барсанов, 1931) и катаграфии, по мнению исследователей также подтверждающие кембрийский возраст мраморов (Кожухаров, Боянов, 1971), а из филлитов определены палиноморфы силура и девона (Абесадзе и др., 1980).

Исследования, проведенные И.И.Хмаладзе совместно с группой сотрудников Геологического института (Гамкрелидзе и др., 1979, 1980, 1981) показали, что данные метаморфиты состоят из разновозрастных групп пород, большая часть которых находится в аллохтонном залежании и состоит по меньшей мере из двух покровных пластин, перекрытых Чешорским неавтохтонным комплексом (Чешорская свита по М.Б. Абесадзе, 1975). Установлена примерно следующая последовательность пород: слюдяные и гранатсодержащие кристаллические сланцы, метапесчаники, метаморфические сланцы (филлиты) с линзами мраморов и кварцитов, метаморфизованные диабаз-порфириновые и кварцпорфириновые вулканы, метаморфизованные конгломераты, гравелиты и песчаники. Последние являются регрессивными образованиями, содержат обломочный

материал почти всей гаммы доюрских пород, включая обломки туфов кварцевых порфиров и венчают разрез метаморфической свиты.

Вызывает интерес вопрос о первичном взаимоотношении герцинских калишпатовых гранитов с метаморфической свитой. Установлено, что в настоящее время контакты между названными породами почти всюду тектонические (Кожухаров, Боянов, 1971, 1972; Класония, 1972; Гамкрелидзе, 1965; Абесадзе и др., 1982; Гамкрелидзе и др., 1981; Гамкрелидзе, Думбадзе, 1985; Адамия, 1984). Однако некоторые исследователи в метасланцах во многих местах отмечают образование мигматитов и очковых сланцев, содержащих контактные минералы — зеленый биотит, турмалин, андалузит, а также тонкие жилы и порфиробласты калишпата и альбита. Все эти факты позволяют некоторым исследователям (Чихелидзе, 1948; Кожухаров, Боянов, 1971, 1972; Гамкрелидзе и др., 1981, 1985) говорить о первично контактовом воздействии герцинских гранитов на породы метаморфической свиты. В этом отношении интересны также данные И.И.Хмаладзе (1978) об образовании на приконтактных участках высокотемпературного графита.

Существует и другая точка зрения. Ш.А.Адамия (1984) на основании исследований последних лет "свиты филлитов" Чорчано-Удлевской полосы (Абесадзе, 1975; Адамия, Шавишвили, 1979; Абесадзе и др., 1980, 1982) заключает, что в эту "свиту" объединены совершенно различные по составу, генезису, возрасту и структуре образования, слагающие отдельные тектонические чешуи. Это — разновозрастные толщи филлитов, филлониты по различным кристаллическим сланцам и гранитоидам, милониты и катаклазиты по микроклиновым гранитам, гранитпорфирам и кварцевым порфирам, катаклазированные амфиболиты и др.

В строении Дзирульского выступа господствующее положение занимают гранитоиды, среди которых преобладают гнейсовидные кварцевые диориты (раннегерцинские) и их гранитизированные разности. Гнейсовидные кварцевые диориты состоят главным образом из плагиоклаза (андезин-олигоклаз), биотита и кварца, реже встречаются мусковит, калишпат и другие минералы. Различные метаморфические преобразования приводят к значительному видоизменению кварцевых диоритов и перераспределению слагающих их компонентов, вследствие чего на ряде участков наблюдается чрезмерная обогащенность породы теми или иными минералами — кварцем, биотитом, полевым шпатом. Образуется полосчатость.

На основании ряда геологических и петрологических признаков гнейсовидные кварцевые диориты принимаются нами за магматические (палингенные) образования (Чихелидзе, Хмаладзе, 1976). Возникновение первоначального палингенного расплава, давшего гнейсовидные кварцевые диориты, связано с высокотемпературным метаморфизмом, на что указывает ксенолиты кристаллических сланцев высокотемпературных

(около 700°C) субфации амфиболитовой фации. В окончательном их формировании большую роль сыграли явления гибрицизма. В процессе становления гнейсовидных кварцевых диоритов палеотемпература (600-660°C) и уровень летучести кислорода ( $10^{-15}$  -  $10^{-16.2}$ ) значительно превышали рассчитанные для процесса метасоматической гранитизации (Чихелидзе, Хмаладзе, 1976, 1977).

Гранитизация гнейсовидных кварцевых диоритов, а также других древних метаморфитов (амфиболиты, метабазиты, кристаллические сланцы, гнейсы) приводит к образованию метасоматических гранитоидов - как типично гранитового, так и более основного - адалмитового, банатитового и тоналитового состава и обширных полей мигматитов. Такое разнообразие обусловлено составом исходных пород и метасоматических растворов, богатых кремнием, калием и натрием.

Порфиробластовые разновидности метасоматических гранитоидов иногда по облику похожи на некоторые позднегерцинские калишпатовые гранитоиды (Рквийский интрузив), но детальное исследование порфиробластов (Манвелдидзе, 1970, 1983) показало, что последние, в отличие от калишпата рквийских гранитоидов, представлены высокоупорядоченными структурно-оптическими типами, образовавшимися в низкотемпературных (около 400°C) условиях. Процессу калишпатизации предшествует альбитизация плагиоклаза в широком масштабе, и поэтому в гранитизированных разностях кварцевых диоритов этот минерал представлен уже исключительно альбитом и реже олигоклазом.

Явления метасоматической гранитизации большинство исследователей генетически увязывают с образованием позднегерцинских гранитоидов. Таким образом, последние, несмотря на свое подчиненное распространение, играют значительную роль в окончательном становлении палеозойского фундамента Дзирульского выступа.

Позднегерцинские калишпатовые гранитоиды образуют жилы мощностью до нескольких метров или более крупные штокообразные тела. В северо-западной части Дзирульского выступа, в ущельях рр.Квирила, Буджа и Дзуса гнейсовидные кварцевые диориты прорваны сравнительно мощным телом (площадь выхода около 80 км<sup>2</sup>) порфировидного гранита, известного под названием Рквийского интрузива. Породы массивны, лишь местами слабо выражена параллельная ориентация слагающих минералов.

В составе порфировидных гранитоидов - кварц, плагиоклаз (часто зональный от альбита до андезита), калишпат, биотит, мусковит и хлорит. Аксессуары - апатит, циркон, сфен, магнетит, рутил, берилл, колумбит, пирит и др. Порфировидные выделения калишпата (размером до 10 см) представлены малоупорядоченными оптическими типами, а калишпат - гипидiomорфнозернистой основной массой с высокоупорядоченными структурными типами, на что указывает резко выраженная мик-

роклиновная решетка (Манвелдидзе, 1970). Морфологические особенности порфировых выделений и характера включений, согласно данным П.А. Толурия (1938) и Р.М.Манвелдидзе (1970, 1983), указывают на их первичный характер и возникновение из расплава в раннемагматической стадии. Формирование рквийских гранитов протекало в абиссальных условиях при высоких значениях летучести воды и ее парциального давления и при температуре не ниже 550°C (Чихелидзе, Хмаладзе, 1977). Высокие значения летучести воды и ее парциального давления указывают на то, что исходная магма Рквийской интрузии была богата летучими компонентами и обусловила развитие пегматитовых образований.

Среди равномернозернистых гранитоидов различаются биотитовые, двуслюдяные, аляскитовые, аллитовые (иногда гранатсодержащие), мусковитовые и, реже, биотит-роговообманковые.

Особый интерес представляют редкометалльные пегматитовые проявления позднегерцинских гранитоидов Дзирульского выступа. По составу здесь выделяются кварц-микроклиновое, гранат-кварц-микроклиновое, мусковит-кварц-микроклиновое, альбит-кварц-микроклиновое, турмалин-кварц-альбитовые и кварц-альбитовые пегматиты. В них присутствуют гранат, турмалин, берилл, колумбит, шпинель и др. минералы (Одикадзе, 1969).

В формировании позднегерцинских гранитоидов немаловажная роль принадлежит автометаморфизму.

Основные породы на Дзирульском выступе образуют многочисленные разновозрастные жильные и штоковые тела. Вопрос о возрасте основных пород является спорным, т.к. их взаимоотношение с боковыми образованиями не всегда доступно наблюдению. Наряду с амфиболитами и метабазитами здесь фиксируются также крупные тела габбро-диабазовых пород. Для палеозойских основных пород характерно содержание в них амфибола (преимущественно роговой оомамки) и основного плагиоклаза. Пироксен встречается очень редко. Только в работе П.Ф. Киясония (1973) упоминается о наличии в этих породах оливина, а также щелочных амфиболов - арфедсонита, паргасита и глаукофана.

#### АМФИБОЛЫ

В палеозойских образованиях Дзирульского выступа амфиболы представлены преимущественно обыкновенной, реже сине-зеленой роговой обманкой, куммингтонитом и актинолитом, входящими в состав древних амфиболитов, метабазитов и амфиболовых сланцев, гнейсовидных кварцевых диоритов и габбровых пород.

Роговая обманка является одним из ведущих компонентов в составе амфиболитов, метабазитов и габбро. В гнейсо-

видных кварцевых диоритах, где она встречается реже, роговая обманка образовалась в результате взаимодействия палинггенного расплава, давшего кварцевые диориты с ксенолитами основных пород. Роговая обманка образует призматические кристаллы (размером обычно 0,5–2 мм; в габбро-пегматитах – до 3–5 см) зеленого, темно-зеленого, светло-зеленого, синевато-зеленого и зеленовато-коричневого цвета.

В амфиболитах и метабазах роговая обманка встречается в парагенезисах  $\text{Rog}+\text{Пл}+\text{Би}$ ,  $\text{Rog}+\text{Пл}+(\text{Би}+\text{Кв}+\text{Сф}+\text{Эп})$ ,  $\text{Rog}+\text{Кум}+\text{Пл}+(\text{Би}+\text{Кв})$ . В единичных случаях наблюдаются реликты пироксена.

В гнейсовидных кварцевых диоритах роговая обманка наблюдается в парагенезисе  $\text{Rog}+\text{Пл}+\text{Би}+\text{Кв}$ .

Роговая обманка, широко представленная в габбровых породах, образующих по сравнению с амфиболитами и метабазами более крупные тела, фиксируется в минеральных парагенезисах  $\text{Rog}+\text{Пл}+\text{Кв}$ ,  $\text{Rog}+\text{Би}+\text{Пл}$ ,  $\text{Rog}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}$ ,  $\text{Rog}+\text{Би}+\text{Пл}+(\text{Кв}+\text{Клш})$ ,  $\text{Пир}+\text{Rog}+\text{Пл}$ ,  $\text{Пир}+\text{Rog}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Клш}$ .

Состав роговых обманок, кристаллические формулы и некоторые особенности состава приведены в табл. 1 и 2 и на диаграммах (рис. 1–6).

Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в роговых обманках меняется в пределах 6,29–13,00% (исключение составляет образец 3435). Содержание  $\text{CaO}$  довольно постоянное – от 10,05 до 12,78. Железистость роговых обманок из амфиболитов и метабазов варьирует в пределах 40–57, гнейсовидных кварцевых диоритов – 53–65, а габбро – 31–52.

Роговые обманки амфиболитов, метабазов, гнейсовидных кварцевых диоритов и габбро занимают, за редким исключением отдельные поля (см. рис. 1). Соотношение  $\frac{\text{Al}}{\text{Al}+\text{Fe}^{+2,+3}+\text{Mg}}$  примерно одинаково во всех роговых обманках, а по соотношению  $\frac{\text{Mg}}{\text{Al}+\text{Fe}^{+2,+3}}$  и  $\frac{\text{Fe}^{+2,+3}}{\text{Al}+\text{Fe}^{+2,+3}+\text{Mg}}$  роговые обманки, присутствующие в составе упомянутых групп пород, различны.

Как видно, роговые обманки в целом несколько более магнезиальны, нежели сосуществующие с ними биотиты.

На рис. 2 показана тенденция к возрастанию содержания  $\text{TiO}_2$  в роговых обманках из различных групп пород в связи с увеличением их железистости. Такая же картина наблюдается в более железистых синезеленых роговых обманках.

На рис. 3 и 4 отражена прямо пропорциональная зависимость между железистостью амфиболов и биотитов, а также амфиболов и вмещающих их пород. Рис. 5 и 6 наглядно показывают колебания в составе роговых обманок.

Синезеленая роговая обманка встречается сравнительно редко в амфиболитах, метабазах и амфибо-

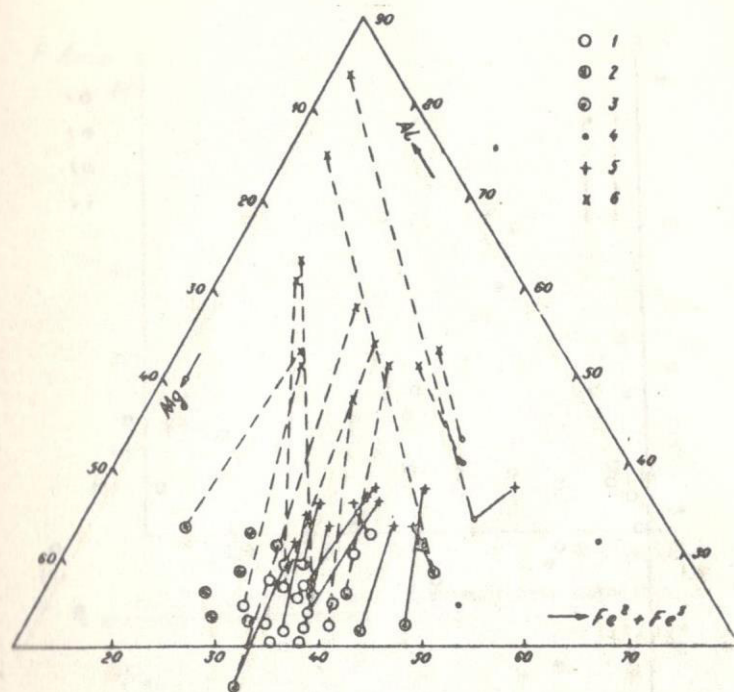


Рис. 1. Парагенезисы и составы роговых обманок и ассоциирующихся с ними железомagneзиальных минералов.

1 – роговая обманка из амфиболитов и метабазов; 2 – роговая обманка из гнейсовидных кварцевых диоритов; 3 – роговая обманка из габбро; 4 – синезеленая роговая обманка; 5 – биотит; 6 – порода.

ловых сланцах в парагенезисах  $\text{СзР}+\text{Аб}+\text{Кв}+\text{Сер}$ ,  $\text{СзР}+\text{Би}+\text{Аб}+\text{Эп}+\text{Хл}$  и в гранитоидах в парагенезисе  $\text{СзР}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Клш}+\text{Кв}$  в виде густоокрашенных в синезеленые и голубовато-зеленые цвета небольших (до 2–3 мм) призматических кристаллов. Местами в амфиболитах, вследствие метаморфической дифференциации, образуются мономинеральные прожилки синезеленых роговых обманок.

В табл. 3 и 4 приводятся состав, кристаллохимические формулы и особенности состава синезеленых роговых обманок. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в них по сравнению с обыкновенными роговыми обманками высокое; повышена также железистость – 67–90%. Содержание  $\text{MgO}$  резко падает, а  $\text{CaO}$  и щелочей примерно одинаковые в обоих минералах.

Наличие синеватых и голубоватых оттенков в окраске этого амфибола одним исследователем связывают с повышенной щелочностью,

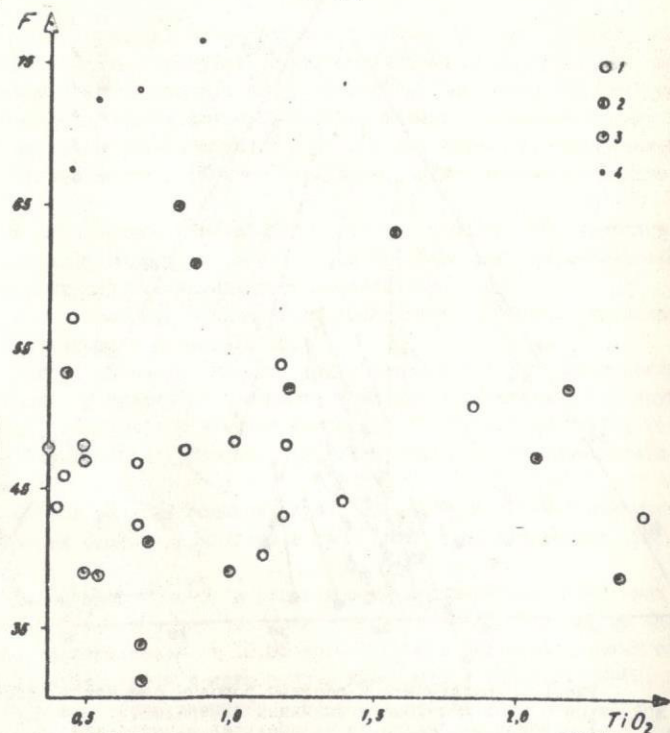


Рис.2. Соотношение между железистостью и  $TiO_2$  в роговых обманках.  
1 - роговая обманка из амфиболитов и метабазитов;  
2 - роговая обманка из гнейсовидных кварцевых диоритов;  
3 - роговая обманка из габбро; 4 - синие-зеленая роговая обманка.

Другие - с железистостью, а некоторые допускают, что на окраску амфибола влияют как повышение щелочности, так и железистости (за счет двухвалентного железа). Д.М.Шенгелиа (1975) и Н.Ф.Татришвили (1975) первыми указали на роль глинозема в образовании синие-зеленых роговых обманок.

Как уже говорилось, синие-зеленые роговые обманки Дзиркульского выступа отличаются повышенным содержанием как глинозема, так и железа (особенно двухвалентного).

Температура минералообразования для роговообманковых парагенезисов определена с помощью амфибол-плагноклазового термометра. В амфиболитах, гнейсовидных кварцевых диоритах и габбро роговая обманка образуется при  $T$  не ниже  $600-650^{\circ}C$ , а синие-зеленые роговые

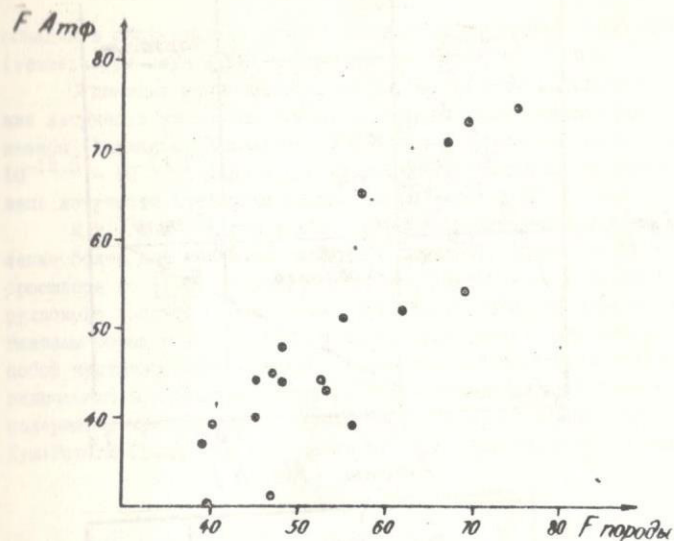


Рис.3. Соотношение между железистостью амфиболов и железистостью материнских пород.

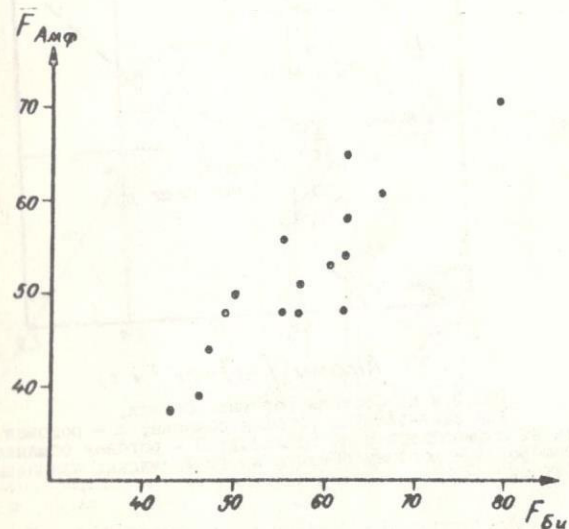


Рис.4. Соотношение между железистостью амфиболов и биотитов.



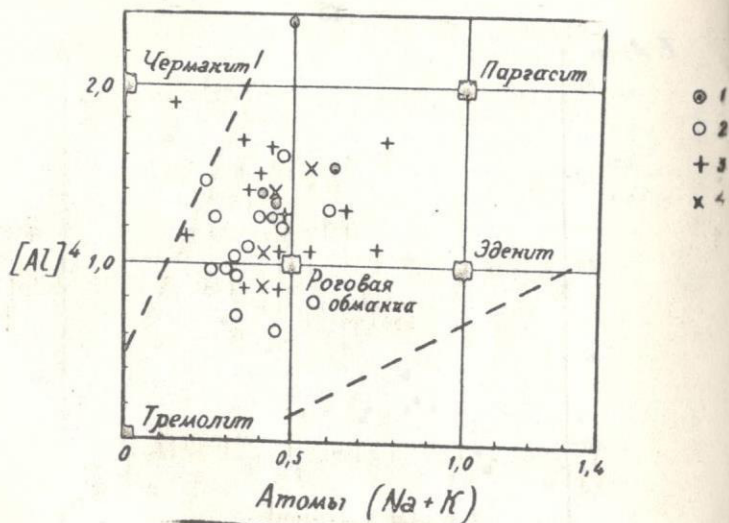


Рис. 5 и 6. Составы роговых обманок.  
1 - сине-зеленая роговая обманка; 2 - роговая обманка из амфиболитов и метабазитов; 3 - роговая обманка из габбро; 4 - роговая обманка из гнейсовидных кварцевых диоритов.

обманки в сравнительно низкотемпературных условиях - 400-450°C (температура определена в образцах 330 и 3418).

С помощью магнетитового геобарометра нами определены значения летучести кислорода пород, содержащих роговообманковые парагенезисы (Хмаладзе, Чхелидзе, 1976). Для габбровых пород они равны 10-12,5 - 10-13,1 бар, а для гнейсовидных кварцевых диоритов уровень летучести кислорода сравнительно низок - 10<sup>-21,0</sup> бар.

Куммингтонит образует бесцветные или тусклозеленые более или менее идиоморфные кристаллы, обычно очень тонко сросшиеся по [100] полисинтетическими двойниками. В породах Дзиргульского выступа куммингтонит встречается сравнительно редко и главным образом в т.н. сферических образованиях, представляющих собой частично переработанные ксенолиты амфиболитов и метабазитов, включенные в кварцевые диориты. Вот минеральные парагенезисы пород, содержащих куммингтонит - Кум+Рог+Би+Пл+Кв+Сф, в единичных случаях Кум+Рог+Би+Гр+Пл (рис. 7). Часто куммингтонит замещен актинолитом.

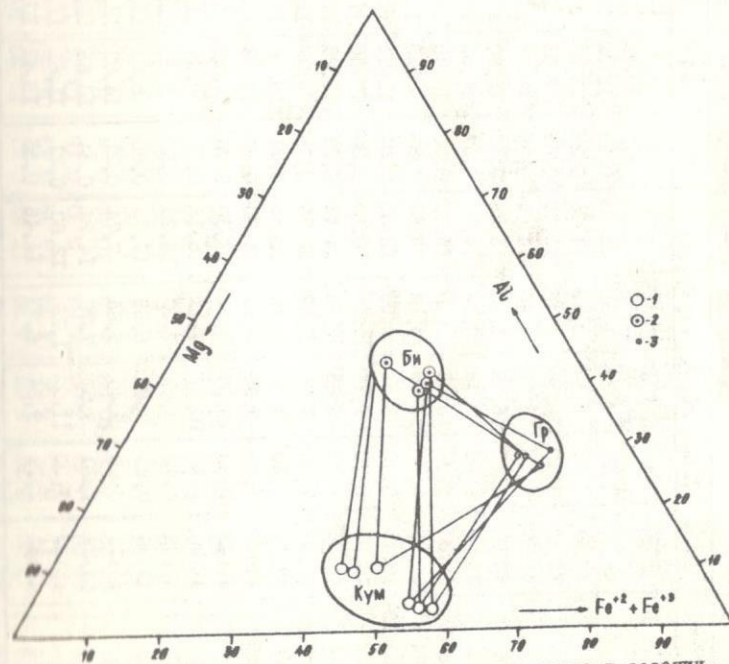


Рис. 7. Парагенезисы и составы куммингтонитов и ассоциирующихся с ними железомagneзиальных минералов.  
1 - куммингтонит; 2 - биотит; 3 - гранат.

Таблица I

Химический состав роговых обманок Дзиркульского выстуга

№ ообр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
122х	43,02		14,51	10,62			15,40	11,60	2,40				97,55
68х	43,74		10,10	18,40			10,86	12,01	2,20				97,31
51	46,39	1,18	9,39	1,89	13,68	0,28	11,32	12,78	1,09	0,14	0,26	1,26	99,66
62	47,61	1,08	8,17	3,89	11,34	0,28	12,55	12,21	0,91	0,41	0,23	1,10	99,78
65	42,83	1,17	10,96	4,48	15,30	0,39	9,35	12,44	1,14	0,82	0,11	0,72	99,71
67	47,97	1,39	6,78	2,40	14,04	0,35	11,73	12,55	0,68	0,55	0,20	1,21	99,85
398/99	50,00	0,35	6,29	1,46	15,28	0,40	10,90	10,83	1,20	0,60	0,27	2,88	100,46
465	47,76	0,68	7,48	3,22	14,04	0,57	10,55	11,79	0,80	0,50	0,10	2,50	99,99
478/80	46,30	0,84	10,05	3,20	15,30	0,35	11,48	10,05	0,34	0,80	0,44	1,07	99,92
3074	44,90	0,45	11,29	3,63	15,84	0,39	8,20	10,81	1,55	0,80	0,16	2,08	100,14
3323/28	49,45	0,42	6,87	2,90	13,32	0,64	11,21	11,03	0,90	0,40	0,18	2,82	100,15
3477	46,00	0,70	9,76	5,52	10,65	0,30	11,58	11,44	1,10	0,50	0,18	2,42	100,15
48/А	45,82	1,02	9,65	2,65	14,45	0,27	10,28	11,10	1,04	0,75	-	2,65	99,63
51/А	47,90	1,85	6,70	3,93	13,70	0,35	9,30	11,20	1,30	1,00	0,43	1,99	99,65
52/А	47,24	1,20	7,68	2,18	15,59	0,24	10,46	11,10	0,74	0,61	-	2,45	99,49
102/А	44,98	2,47	7,96	3,10	14,00	0,30	12,53	10,22	0,62	0,42	-	3,15	99,75
12	45,42	0,78	9,05	4,59	17,38	0,70	6,59	11,69	0,74	1,03	-	1,76	99,73
610	42,00	1,55	10,68	7,31	15,13	0,57	6,98	11,00	1,00	1,40	0,10	2,33	100,05
3177	47,25	0,40	6,87	3,28	16,20	0,50	9,31	11,13	0,90	0,80	0,22	2,90	99,76
1069	43,36	0,85	7,87	6,69	17,70	0,85	8,62	11,19	0,86	1,01	0,26	0,50	100,12
37	46,12	0,68	9,40	5,65	7,74	0,21	14,07	12,52	1,28	0,82	0,02	1,22	99,73
54	43,39	1,20	9,52	7,70	14,24	0,34	10,65	10,28	0,97	0,81	0,26	0,69	100,05
60	45,02	1,00	11,22	1,16	12,60	0,21	11,61	11,69	1,80	0,80	0,10	2,76	99,97
544	43,32	2,19	9,84	6,73	14,46	0,35	10,42	10,11	0,79	0,55	0,39	0,62	99,77

3004	46,68	0,30	8,67	3,36	14,04	0,39	10,50	11,69	0,90	0,80	0,10	2,10	99,53
3019	49,00	0,70	8,06	3,78	11,52	0,43	11,50	10,59	1,10	0,80	0,06	2,36	99,90
3045	46,41	0,50	9,35	4,39	13,39	0,43	10,36	11,14	1,00	0,80	0,14	1,96	99,87
3070	44,00	0,72	13,00	4,03	7,30	0,18	13,74	11,36	2,10	0,80	0,28	2,50	100,01
3097	45,88	2,06	10,09	6,15	10,44	0,04	10,08	12,12	0,14	0,61	0,06	1,44	99,90
3358	46,58	0,52	9,01	5,04	10,80	0,39	12,24	11,25	1,10	0,50	0,12	2,52	100,07
3435	49,20	0,50	5,40	4,33	11,70	0,42	13,70	11,40	1,10	0,30	0,14	1,86	100,05
2/А	45,26	0,50	9,64	6,60	9,90	0,21	10,12	12,40	2,10	0,90	0,41	2,06	100,10
1/Г	44,98	2,38	10,06	4,24	10,65	0,29	12,69	11,84	1,00	0,80	-	1,66	100,59

Примечание. 122х - кварцевый диорит ущ.р.Чератхеви; 68х - амфиболит ущ.р.Лопанисцкали; 51 - амфиболит, р.Чератхеви; 62 - метадиабаз, с.Цхетицхвари; 65 - амфиболит, р.Лашитхеви; 67 - метадиабаз, с.Цхетицхвари; 398/99 - метадиабаз, р.Квацатура; 465 - амфиболит, с.Хвани; 478/80 - метадиабаз, с.Чалвани; 3074, 3323/28 - метадиабаз, с.Уюиса; 3477 - метадиабаз, с.Чератхеви; 48/А, 51/А, 52/А - амфиболиты, р.Дзиркула; 102/А - метадиабаз, с.Цхетицхвари; 12 - гнейсовидный кварцевый диорит, р.Рикотула; 610 - гнейсовидный кварцевый диорит, р.Лашитхеви; 3177, 1069 - гнейсовидные кварцевые диориты, р.Рикотула; 610 - гнейсовидный кварцевый диорит, р.Лашитхеви; 3177, 1069 - гнейсовидные кварцевые диориты, р.Рикотула; 37 - калишатовые габбро, р.Рикотула; 54 - габбро, с.Ломиса; 60 - габбро-пегматит, с.Улмуца; 544 - габбро, р.Дзиркула; 3004, 3019, 3045 - габбро, р.Мачарула; 3070 - габбро, с.Уюиса; 3097 - габбро, с.Боряги; 3358 - габбро, р.Гезула; 3435 - габбро, р.Квирлиа; 2/А, 1/Г - габбро, р.Гезула (анализы 48/А, 51/А, 102/А замештованы из работы Абесадзе и Цемактуридзе - 1975, 1 - из работ Гвахария и др. - 1965).

Аналитики: Л.И.Басияшвили, Н.Д.Джабуа, Б.В.Кобяшвили, М.Г.Лазришвили, А.Г.Самидзе, Г.Н.Тархлишвили, В.А.Читашвили.

Кристаллохимические формулы роговых

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Ti
122 <sup>x</sup>		0,60	1,65	2,96		2,29		
66 <sup>x</sup>		0,63	1,92	2,42		2,29		
51	0,02	0,31	2,02	2,48	0,03	1,68	0,21	0,12
62	0,06	0,26	1,91	2,72	0,03	1,37	0,42	0,12
65	0,16	0,32	1,99	2,08	0,05	1,91	0,50	0,13
67	0,10	0,19	1,98	2,57	0,04	1,72	0,26	0,16
398/99	0,11	0,34	1,71	2,40	0,05	1,89	0,16	0,03
465	0,09	0,23	1,87	2,33	0,07	1,74	0,36	0,08
478/80	0,06	0,14	1,61	2,43	0,04	1,82	0,34	0,08
3074	0,16	0,45	1,73	1,82	0,05	1,97	0,41	0,04
3323/28	0,07	0,26	1,73	2,45	0,07	1,63	0,32	0,04
3477	0,09	0,32	1,80	2,54	0,03	1,30	0,60	0,08
48/A	0,14	0,30	1,76	2,28	0,04	1,79	0,29	0,12
51/A	0,20	0,38	1,82	2,10	0,04	1,75	0,44	0,20
52/A	0,10	0,21	1,76	2,31	0,03	1,93	0,25	0,13
102/A	0,07	0,17	1,60	2,72	0,03	1,71	0,33	0,20
12	0,20	0,22	1,90	1,50	0,09	2,22	0,53	0,09
610	0,28	0,29	1,80	1,60	0,07	1,93	0,85	0,17
3177	0,16	0,26	1,76	2,09	0,06	2,04	0,38	0,04
1069	0,20	0,26	1,89	1,93	0,11	2,11	0,74	-
37	0,16	0,35	1,94	3,04	0,02	0,94	0,62	0,08
54	0,16	0,28	1,60	2,31	0,03	1,73	0,84	0,09
60	0,14	0,50	1,86	2,56	0,02	1,56	0,12	0,11
544	0,10	0,24	1,66	2,26	0,04	1,76	0,73	0,21
3004	0,16	0,26	1,86	2,32	0,05	1,74	0,37	0,04
3019	0,16	0,32	1,66	2,50	0,05	1,40	0,42	0,08
3045	0,16	0,28	1,76	2,28	0,05	1,65	0,50	0,05
3070	0,14	0,58	1,75	2,94	0,02	0,88	0,43	0,07
3097	0,11	0,04	1,92	2,23	-	1,29	0,69	0,22
3358	0,08	0,30	1,71	3,00	0,05	1,28	0,53	0,05
3435	0,05	0,31	1,76	2,96	0,05	1,42	0,47	0,05
2/A	0,18	0,60	1,97	2,29	0,03	1,26	0,75	0,05
1/T	0,16	0,28	1,85	2,74	0,03	1,30	0,46	0,26

обманок Давирульского выступа

Al <sup>III</sup>	Al <sup>IV</sup>	Si	Ti <sup>IV</sup>	Fe <sup>+3</sup>	OH	Парагенезис
0,39	1,48	6,52				Рог+Би+Пл+Кв
	7,75	5,55				Рог+Пл+Эп+Сф
0,47	1,16	6,84	-	-	1,24	Рог <sub>43</sub> +Пл+Сф+Эп
0,36	1,05	6,95	-	-	1,07	Рог <sub>40</sub> +Пл+Би
0,33	1,60	6,40	-	-	0,74	Рог <sub>54</sub> +Пл+Би
0,24	0,94	7,06	-	-	1,20	Рог <sub>44</sub> +Пл+Би+Кв
0,60	0,60	7,40	-	-	2,82	Рог <sub>46</sub> +Пл+Би
0,42	0,90	7,10	-	-	2,44	Рог <sub>47</sub> +Кум+Пл+Би+Кв
0,20	1,41	6,59	-	-	1,06	Рог <sub>47</sub> +Кум+Пл+Би+Кв
0,70	1,29	6,71	-	-	2,06	Рог <sub>57</sub> +Би <sub>55</sub> +Пл
0,48	0,72	7,28	-	-	2,70	Рог <sub>44</sub> +Би <sub>47</sub> +Пл+Кв
0,44	1,25	6,75	-	-	2,34	Рог <sub>43</sub> +Пл <sub>53</sub> +Би+Кв
0,46	1,20	6,80	-	-	2,60	Рог <sub>48</sub> +Би <sub>55</sub> +Пл
0,57	0,74	7,26	-	-	1,96	Рог <sub>51</sub> +Би <sub>57</sub> +Пл+Сф
0,36	0,99	7,01	-	-	2,42	Рог <sub>48</sub> +Би <sub>57</sub> +Пл
	1,36	6,58	0,06	-	3,07	Рог <sub>43</sub> +Пл+Би
0,66	1,07	6,93	-	-	1,76	Рог <sub>65</sub> +Би <sub>62</sub> +Пл <sub>25</sub> +Кв
0,37	1,56	6,44	-	-	2,32	Рог <sub>63</sub> +Би+Пл+Кв
0,37	0,86	7,14	-	-	2,86	Рог <sub>53</sub> +Би <sub>60</sub> +Пл <sub>42</sub> +Кв
-	1,38	6,50	0,09	0,03	0,50	Рог <sub>61</sub> +Би <sub>66</sub> +Пл <sub>40</sub> +Кв
0,29	1,31	6,69	-	-	1,20	Рог <sub>34</sub> +Нир+Би+Пл <sub>47</sub> +Кум
-	1,63	6,33	0,04	-	0,70	Рог <sub>52</sub> +Пл <sub>48</sub> +Би+Кв
0,62	1,34	6,66	-	-	2,68	Рог <sub>39</sub> +Пл+Кв
-	1,68	6,28	0,04	-	0,62	Рог <sub>52</sub> +Пл+Би
0,47	1,05	6,95	-	-	2,08	Рог <sub>48</sub> +Пл+Кв
0,56	0,84	7,16	-	-	2,28	Рог <sub>42</sub> +Би+Пл+Кв
0,47	1,15	6,85	-	-	1,93	Рог <sub>45</sub> +Би <sub>49</sub> +Пл
0,55	1,65	6,35	-	-	2,40	Рог <sub>31</sub> +Нир+Пл
0,57	1,19	6,81	-	-	1,43	Рог <sub>47</sub> +Би+Пл+Кв
0,09	1,41	6,59	-	-	2,38	Рог <sub>38</sub> +Би+Пл+Кв
0,04	0,88	7,12	-	-	1,80	Рог <sub>39</sub> +Би <sub>46</sub> +Пл+Кв+Кум
0,61	1,11	6,89	-	-	2,02	Рог <sub>47</sub> +Би+Пл
0,21	1,49	6,51	-	-	1,60	

Таблица 3

Химический состав синие-зеленых роговых обманок Дзиргульского выступа

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
3418	43,88	0,65	15,37	4,82	16,70	0,35	4,00	10,26	1,10	0,50	0,14	2,38	100,15
3419	44,00	0,52	14,18	4,19	17,56	0,42	4,40	10,26	1,30	0,50	0,14	2,58	100,05
855	42,58	0,86	10,26	9,86	21,06	0,62	1,64	10,01	0,68	0,96	0,46	0,68	99,67
52	38,07	4,01	13,44	5,50	21,24	0,65	5,97	8,16	0,85	1,16	0,49	0,44	99,98
330	41,69	0,41	8,28	8,10	18,18	0,50	7,08	11,43	1,03	1,72	0,36	0,69	99,47

Примечание. 3418, 3419 - амфиболит, р. Квелаура, 855 - метасоматический гранитоид р. Квелаура, 52 - калищатовый гранит, р. Чератхеви, 330 - амфиолит, р. Рикотула (анализ 330)  
 замештован из работы Умаладзе, 1967)  
 Аналитики: Л. М. Басиашвили, Н. Д. Джабуа, Б. В. Кобышвили, Г. Н. Гархиншвили.

Таблица 4

Кристаллохимические формулы синие-зеленых роговых обманок Дзиргульского выступа

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Al <sup>III</sup>	Al <sup>IV</sup>	Si	Ti <sup>IV</sup>	OH	Парагенезис
3418	0,08	0,32	1,67	0,090	0,04	2,10	0,54	0,07	1,35	1,39	6,61	-	2,34	СзР74+Аб9+Кв+Сер
3419	0,08	0,36	1,67	0,99	0,05	2,22	0,47	0,05	1,20	1,33	6,67	-	2,54	СзР73+Аб+Кв+Сер
855	0,20	0,21	1,70	0,39	0,08	2,80	0,94	0,09	0,70	1,23	6,77	-	0,73	СзР90+Бж+Пл+Кш+Кв
52	0,24	0,26	1,38	1,31	0,08	2,62	0,60	0,38	-	2,32	5,62	0,06	0,46	СзР71+Бж79+Пл+Кш+Кв
330	0,33	0,30	1,89	1,64	0,06	2,35	0,95	-	-	1,50	6,45	0,05	0,74	СзР67+Бж+Аб9+Зл+Лл

Куммингтониты характеризуются высоким содержанием SiO<sub>2</sub> - от 51,05 до 54,07%. Содержание CaO - 0,63-3,00% (табл.5 и 6). Железистость куммингтонита лежит в пределах 44-56.

Минеральные парагенезисы и расчеты палеотемператур образования роговообманковых и куммингтонитовых парагенезисов амфиболитов и метабазитов свидетельствуют о их формировании в высокотемпературной части амфиболитовой фации.

Для куммингтонитсодержащих парагенезисов получены наиболее высокие температуры (табл.7).

Актинолит, пользующийся незначительным распространением, обычно является продуктом замещения роговой обманки или куммингтонита при ретроградном преобразовании пород. Минеральные парагенезисы актинолитсодержащих амфиболитов и метабазитов - Акт+Бж+Пл+Кв; Акт+Бж+Пл+Кв+Сф; Акт+Бж+Пл+Кв+Мг.

Состав актинолитов приведен в табл.8 и 9, а на рис.8 нанесены парагенезисы и состав актинолитов и ассоциирующихся с ними биотитов.

Таблица 5

Химический состав куммингтонитов Дзиргульского выступа

Оксиды	772	773	II9 <sup>X</sup>	30I8/I <sup>X</sup>	30I8/2 <sup>X</sup>	30I8/3 <sup>X</sup>
SiO <sub>2</sub>	53,40	54,07	51,03	51,20	50,21	52,05
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,31	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,57	3,06	1,61	4,07	1,42	1,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,84	6,71	29,51	26,49	31,51	30,00
FeO	16,20	16,72	-	-	-	-
MnO	0,43	0,43	-	-	-	-
MgO	15,00	15,21	14,16	15,04	13,04	13,02
CaO	3,00	1,72	0,70	0,71	0,63	0,70
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,20	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0,20	0,20	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,10	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,98	1,45	-	-	-	-
Сумма	100,11	100,08	97,01	97,51	97,81	97,37

Примечание. 772,773 - измененные амфиболиты, сел.Личи; 30I8/I<sup>X</sup>, 30I8/2<sup>X</sup>, 30I8/3<sup>X</sup> - амфиболиты р.Дзиргула; II9<sup>X</sup> - амфиболит, Рикотский перевал.

Аналитики: Н.Д.Джабуа, Т.А.Абуладзе.

Таблица 6

Кристаллохимические формулы кумингтонитов Даврульского воступа

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Tl	Al <sup>III</sup>	Al <sup>IV</sup>	Si	OH
772	0,03	0,05	0,48	3,28	0,05	1,98	0,63	0,02	0,46	0,16	7,84	1,96
773	0,03	0,05	0,26	3,30	0,05	2,03	0,73	0,03	0,49	0,12	7,88	1,41
119 <sup>1</sup>			0,12	3,17		3,72			0,29	0,29	7,70	
3018/1 <sup>1</sup>			0,11	3,31		3,27			0,31	0,40	7,60	
3018/2 <sup>1</sup>			0,10	2,92		3,98			0,26	0,26	7,74	
3018/3 <sup>1</sup>			0,12	2,92		3,80			0,16	0,13	7,87	

22

Таблица 7

Температура формирования минеральных парагенезисов с кумингтонитом

№ обр.	Парагенезис	Геологические термометры, t°С			
		Гранат-биоксит-биокситовый	Гранат-кумингтонитовый	Гранат-кумингтонитовый	Биоксит-кумингтонитовый
119 <sup>1</sup>	Ku <sub>54</sub> +For+Бм <sub>62</sub> +Гр <sub>84</sub> +Ш	650	610	610	650
3018/1 <sup>1</sup>	Ku <sub>50</sub> +For+Бм <sub>50</sub> +Гр <sub>81</sub> +Ш	620	615	615	590
3018/2 <sup>1</sup>	Ku <sub>58</sub> +For+Бм <sub>62</sub> +Гр <sub>80</sub> +Ш	720	690	690	720
3018/3 <sup>1</sup>	Ku <sub>56</sub> +For+Бм <sub>61</sub> +Гр <sub>77</sub> +Ш	715	700	700	630

Таблица 8

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Mn <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
805	54,54	0,24	3,48	2,57	13,50	0,49	14,95	8,81	0,27	0,13	0,34	0,50	99,92
791	52,38	0,25	3,91	0,88	16,20	0,35	12,26	10,80	0,30	0,25	0,14	2,10	99,82
792	54,36	0,13	5,10	0,66	10,30	0,35	14,04	11,03	0,35	0,50	0,20	2,70	99,72
489/90	48,04	0,78	3,99	4,64	15,43	0,37	13,08	11,32	0,62	0,48	0,20	0,97	99,92
1105	51,68	0,87	4,87	2,21	12,96	0,35	9,39	13,42	0,50	0,50	1,32	2,49	100,56
3368	50,05	0,25	5,78	2,20	13,68	0,57	13,00	10,70	0,90	0,40	0,14	2,38	100,05

Примечание. 805 - метабазит, Рикотский перевал; 791, 792 - амфиболит, р. Сабанела; 489/90 - амфиболит, д.т. с. Чаловани; 1105 - амфиболит, р. Рикотула; 3368 - метабазит, р. Рикотула, р. Рикотула. Аналитики: Н.Д. Давбуа, Б.В. Кошмановичи.

23

Таблица 9

Кристаллохимические формулы актинолитов Даврульского воступа

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Al <sup>IV</sup>	Si	OH	Парагенезис
805	0,02	0,09	1,35	3,18	0,06	1,61	0,27	0,03	0,38	0,20	0,48	Акт <sub>37</sub> +Бм <sub>43</sub> +Ш <sub>4</sub> +Кв
791	0,05	0,09	1,69	2,66	0,05	1,97	0,10	0,03	0,33	0,34	2,05	Акт <sub>44</sub> +Бм <sub>44</sub> +Ш <sub>4</sub> +Кв+Мт
792	0,09	0,09	1,70	3,02	0,05	1,24	0,07	0,01	0,75	0,12	7,88	Акт <sub>30</sub> +Бм <sub>42</sub> +Ш <sub>4</sub> +Кв
489/90	0,09	0,16	1,75	2,82	0,05	1,87	0,51	0,09	-	0,68	0,94	Акт <sub>46</sub> +Бм <sub>44</sub> +Кв+Сер
1105	0,09	0,14	2,13	2,08	0,04	1,62	0,25	0,10	0,54	0,32	7,68	Акт <sub>47</sub> +Бм <sub>49</sub> +Ш <sub>4</sub> +Кв
3368	0,06	0,26	1,66	2,79	0,07	1,65	0,24	0,03	0,22	0,76	7,24	Акт <sub>40</sub> +Бм <sub>44</sub> +Кв

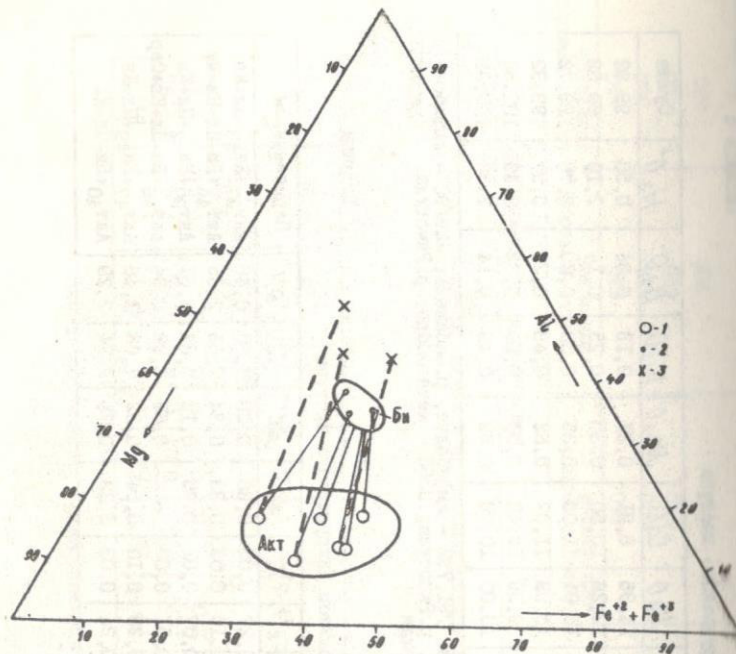


Рис.8. Парагенезис и составы актинолитов и ассоциирующихся с ними биотитов.  
1 - актинолит; 2 - биотит; 3 - порода.

В нижнепалеозойской метаморфической свите (филлиты) актинолит формируется в прогрессивной стадии регионального метаморфизма. Здесь выделяются отдельные пачки актинолитовых сланцев с парагенетической ассоциацией Акт+Аб+Сф+Эп+Кв, принадлежащей зеленосланцевой фации метаморфизма низкого давления.

#### БИОТИТЫ

В палеозойских породах Дзиркульского выступа биотит, являющийся наиболее распространенным железо-магnezияльным минералом, встречается в различных парагенезисах. Обычно он представлен чешуйками коричневого и реже зеленого цвета. В нижнепалеозойской свите биотит преимущественно зеленый.

В богатых СаО породах - останцах амфиболитов и метабазитов биотит играет подчиненную роль. Он всегда находится в парагенезисе с амфиболом и реже с гранатом и пироксеном.

Биотит широко распространен в кристаллических сланцах и гнейсах. В этих метаморфитах за счет биотита часто развивается силлиманит, но нередко наблюдается и обратное взаимоотношение этих минералов. Различаются следующие разновидности пород: гранат-оливиновые, силлиманит-слюдяные, гранат-андалузит-силлиманит-биотитовые, гранат-кордиерит-слюдяные, гранат-шпинель-биотитовые, реже гранат-турмалин-оливиновые.

В гнейсовидных кварцевых диоритах и их микроклинизированных разновидностях, пользующихся в Дзиркульском выступе господствующим распространением, содержание биотита часто достигает 30-35%. В них, наряду с новообразованиями биотита, вероятно присутствует и реликтовый биотит, унаследованный от пород субстрата - кристаллических сланцев и гнейсов. Нередко наблюдается неравномерное распространение биотита в породе. Он замещается хлоритом, мусковитом и магнетитом.

Как известно, по изменчивости состава биотитов можно определять условия (температуру, давление водяных паров, парциальное давление кислорода и воды, щелочность среды, степень метаморфизма и др.), при которых возник этот минерал.

Возрастание активности железа (и, следовательно, снижение активности магния) ведет к увеличению содержания  $TiO_2$  в биотите (Шенгелда, 1972). Подобная корреляционная зависимость наблюдается и в большинстве биотитов из палеозойских пород Дзиркульского выступа.

За некоторым исключением биотиты раннегерцинских гранитоидов, а также часть биотитов кристаллических сланцев и гнейсов характеризуются более высоким содержанием  $TiO_2$  и проявляют тенденцию к возрастанию содержания  $TiO_2$  с возрастанием железистости (рис.9). Другая часть биотитов гнейсов и кристаллических сланцев, как и биотиты амфиболитов и метабазитов, характеризуются низким содержанием  $TiO_2$ . Для биотитов из микроклинизированных гранитоидов наблюдается равномерный разброс фигуративных точек.

На рис.10 хорошо выражена прямо пропорциональная зависимость между железистостью биотита и породы, а на рис.4 - между железистостью биотита и амфибола.

Как известно, биотит чутко реагирует на любые изменения внешних условий минералообразующей среды. Большой интерес в этом отношении представляет анионная часть биотита, в которой вместе с гидроксильной группой принимают участие галогениды, в основном фтор, замещающий ОН группу. Приведенные немногочисленные аналитические данные свидетельствуют о довольно низком содержании фтора в биотитах из различных кристаллических пород Дзиркульского выступа (табл. 10), что, по мнению Г.А.Оджикадзе (1967), обусловлено общей геохимической особенностью данного региона.

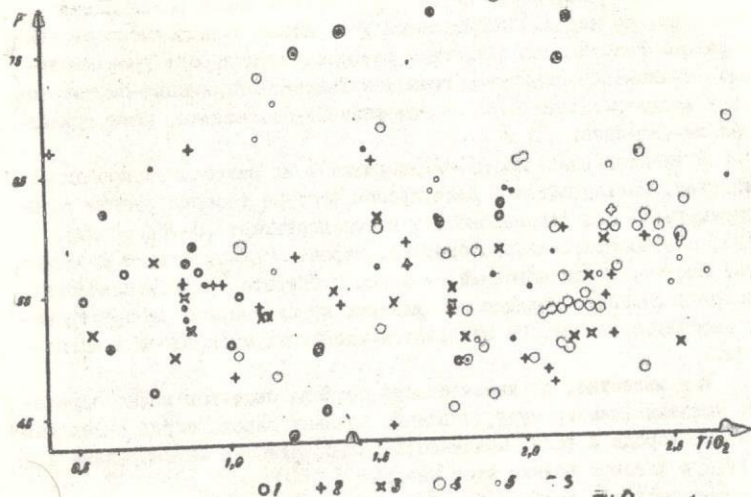


Рис.9. Соотношение между железистостью и  $TiO_2$  в биотитах.  
1 - биотит из амфиболитов и метабазитов; 2 - биотит из кристаллических сланцев; 3 - биотит из гнейсов; 4 - биотит из гнейсовидных кварцевых диоритов; 5 - биотит из метасоматических гранитоидов и мигматитов.

Таблица 10

Среднее содержание фтора<sup>х</sup> в биотитах из различных кристаллических пород Дзиркульского выступа

Порода	Среднее содержание, %	Число анализов
Кристаллические сланцы и гнейсы	0,232	4
Гнейсовидные кварцевые диориты	0,183	6
Микроклинизированные гранитоиды	0,155	6
Кальциевые гранитоиды	0,233	3

<sup>х</sup> Определение фтора проведено в геохимическом отделе Геологического института АН СССР аналитиками М.Ш.Мачавариани и Э.А.Кобахидзе

Как видно из табл.10, наименьшим содержанием фтора характеризуются биотиты из микроклинизированных гранитоидов, что, по мнению Д.М.Шенгелия (1972), обусловлено подчиненной ролью фтора, как наиболее кислотного минерализатора, в процессе микроклинизации, протекавшей в щелочной среде.

В большинстве случаев с возрастанием общей железистости био-

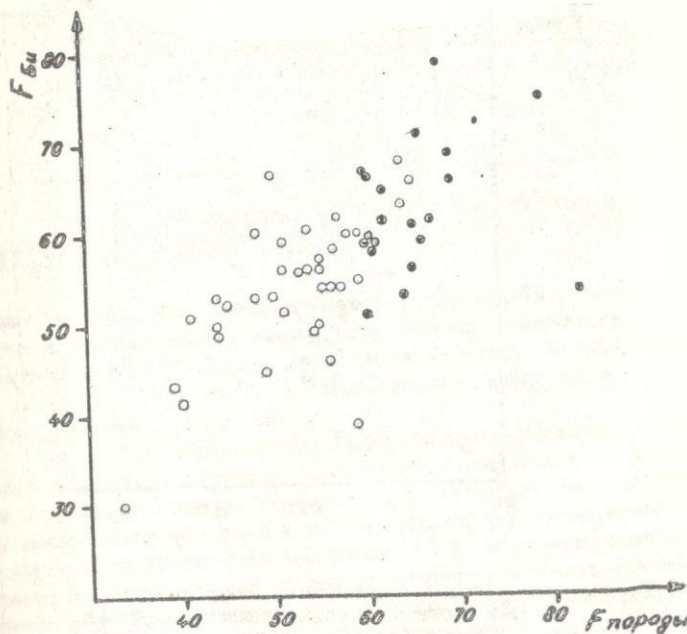


Рис.10. Соотношение между железистостью биотитов и железистостью материнских пород

тита увеличивается и содержание в нем фтора. В случае же биотитов из микроклинизированных пород такой закономерности не наблюдается (рис.11).

Поскольку по изменчивости состава биотитов можно определить термодинамические условия, в которых возник этот минерал, особенности состава биотитов и биотитсодержащие парагенезисом различных кристаллических пород заслуживают подробного рассмотрения.

#### Биотиты из амфиболитов, метабазитов и габбро

В данных породах наблюдаются однообразные биотитсодержащие парагенезисы - Би+Роф+Пл, Би+Роф+Пл+(Кв, Кпш, Сф, Эп), Би+Акт+Пл+Кв, сравнительно редко встречается Би+Роф+Кум+Пл и еще реже Би+Роф+Кум+Грс+Пл.

Химический состав, кристаллохимические формулы и особенности состава биотитов приведены в табл.11-13 и рис.12 и 13.

Глиноземистость и железистость биотита этих пород почти вос-

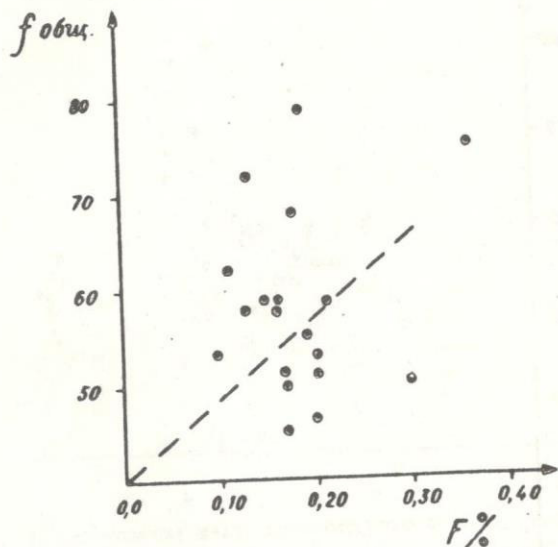


Рис. 11. Соотношение между железистостью биотитов и содержанием в них фтора

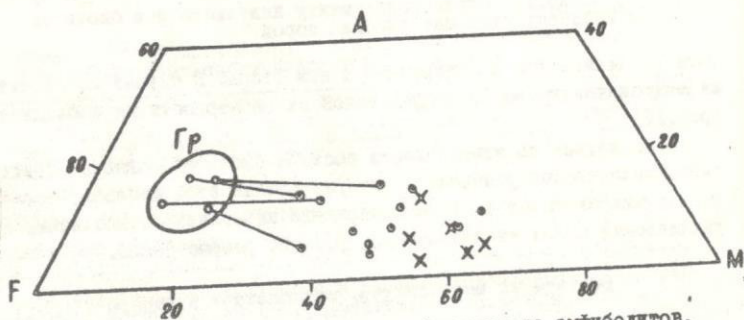


Рис. 12. АФМ диаграмма для биотитов из амфиболитов, метабазитов и габбро. Здесь и далее:  $A = (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO) / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO + FeO + MgO)$ ,  $M = MgO / (MgO + FeO)$ ,  $F = FeO / (MgO + FeO)$  в мол. кол.  
Условные обозначения: о - биотит из амфиболитов, х - биотит из габбро

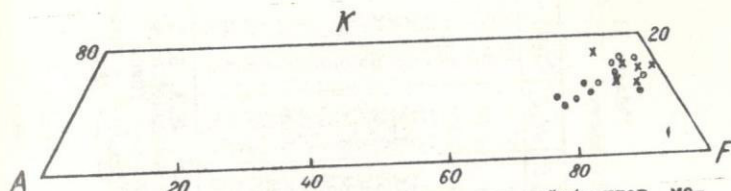


Рис. 13. АСF диаграмма для биотитов из амфиболитов, метабазитов и габбро. Здесь и далее:  $A = Al_2O_3 - (K_2O + a_2O + CaO)$ ,  $K = K_2O$ ,  $F = FeO + MgO + MnO$ , в мол. кол.

тоянны (см. табл. 13). Сравнительно высокоглиноземистые биотиты известны в куммингтонитсодержащих парагенезисах. Железистость породы и биотита меняется примерно в одинаковых пределах. На АФМ диаграмме (см. рис. 12) фигуративные точки биотитов из амфиболитов и из габбро попадают в разные поля.

Температура минералообразования Кум+Би+Гр ассоциации определялась по гранат-биотитовым, гранат-амфиболовым и биотит-амфиболовым термометрам (Перчук, Рябчиков, 1976). Интересно, что температуры, вычисленные для одного и того же образца характеризуются удивительной схожимостью (см. табл. 7 и 13). Исключение составляет образец 3018/3, в котором по гранат-биотитовым и гранат-кумингтонитовым парам получены примерно одинаковые значения температуры - соответственно 715°C и 700°C, а по биотит-кумингтонитовой паре - 630°C. Очевидно последняя фиксирует температуру разложения куммингтонита - Кум → Би. Следовательно, в амфиболитах температура биотит-кумингтонитовых парагенезисов довольно высокая и лежит в пределах 610-720°C, что соответствует высокотемпературной части амфиболитовой фации.

#### Биотиты из кристаллических сланцев и гнейсов

Кристаллические сланцы и гнейсы тесно связаны друг с другом - на каждом шагу можно наблюдать их взаимопереходы и чередование. В силу этого биотиты из этих образований рассматриваются нами вместе.

В кристаллических сланцах и гнейсах наиболее часто встречаются ассоциации Би+Пл+Кв и Би+Пл+Гр. Биотит здесь обычно темно-бурый. Гранат альмандинового ряда с содержанием альмандинового компонента в пределах 72-76% и с железистостью 71-93 (см. табл. 36). Местами в ксенолитах обнаруживаются равновесный с биотитом мусковит и силиманит. Последний представлен игольчатыми скоплениями, вытянутыми вдоль сланцеватости. Изредка встречается крупные кристаллы и шестиг.



Таблица II  
Химический состав оксидов из амфиболитов, метаосадитов и габбро Демрульского выступа

№ ообр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	Ca	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
II9/IX	35,83	1,92	18,19	23,71	8,21		8,21		8,20				96,06
II9A	35,10	1,32	21,14	19,70	13,40		13,40		6,90				97,65
3018/IX	36,58	1,29	20,16	18,78	10,42		10,42		6,85				94,08
3018/2X	36,81	1,70	20,11	24,85	8,40		8,40		6,55				98,42
3018/3X	35,11	1,92	19,10	25,03	9,07		9,07		6,90				97,13
805	37,18	1,20	15,71	8,98	9,91	0,34	12,56	0,68	0,20	7,90	2,12	3,10	99,88
792	35,83	1,40	17,22	9,74	8,31	0,41	12,74	0,90	0,20	7,99	2,00	3,27	99,96
II05	34,79	1,78	16,33	1,78	6,30	0,28	12,46	0,16	0,06	7,14	1,59	2,44	99,34
3074	36,45	1,05	15,13	5,88	16,02	0,18	10,20	2,67	0,50	7,20	0,40	3,10	99,62
3323/28	37,48	1,25	15,28	14,68	11,70	0,14	12,55	1,14	0,30	7,00	1,36	4,20	99,62
48/A	35,91	1,02	15,65	11,62	11,70	0,25	10,30	1,16	0,25	7,90	2,12	5,82	100,12
51/A	35,01	0,65	14,53	9,45	12,96	0,21	9,04	1,66	0,11	7,92	0,86	3,06	99,43
52/A	35,59	0,65	16,00	7,47	12,92	0,25	9,51	1,63	0,11	8,30	1,24	3,88	99,71
3045	36,70	1,12	15,47	5,62	14,40	0,25	11,46	1,75	0,40	7,80	1,40	4,00	99,68
3172	38,50	1,15	13,60	6,77	13,20	0,21	11,90	1,97	0,30	8,00	1,40	3,84	100,09
3435	39,06	1,07	13,09	13,88	13,33	0,28	12,40	0,90	0,40	8,00	1,46	4,78	100,58
47/A	37,42	1,00	16,70	9,71	9,18	0,21	9,52	0,40	0,70	8,50	1,46	4,78	99,58

Примечание. II9/IX и II9A - амфиболиты, Рикотский перевал; 3018/IX, 3018/2X, 3018/3X, 48/A, 51/A, 52/A - амфиболиты уш.р. Дзыркула; 805 - метаосадит уш.р. Рикотула; 792 - измененный амфиболит уш.р. Сабанела; II05 - амфиболит Р. Рикотула; 3074, 3323/28 - метаосадиты С. Уолса; 3045, 574/A - габбро, уш.р. Мачарула; 3172 - габбро-диорит, уш.р. Рикотула; 3435 - габбро, уш.р. Кварила; 47/A - габбро-диорит уш.р. Дзыркула; (анализы 48/A, 51/A, 52/A, 47/A выполнены из работи М.Б. Абессалова и Т.К. Димакурдише, 1975).

Аналитики: Н.Д. Джабуа, Г.Н. Гаркнишвили, В.А. Чаташвили.

Таблица IZ  
Кристаллохимические формулы оксидов из амфиболитов, метаосадитов и габбро Демрульского выступа

№ ообр.	Si	Al <sup>IV</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Mn	K	Na	Ca	OH
II9/IX	2,77	1,23		0,94	1,53	0,42		0,11		0,81			
II9A	2,52	1,48		1,44	1,18	0,31		0,07		0,64			
3018/IX	2,77	1,23		1,17	1,19	0,57		0,07		0,81			
3018/2X	2,71	1,29		0,92	1,52	0,45		0,09		0,61			
3018/3X	2,63	1,37		1,02	1,56	0,31		0,11		0,66			
805	2,84	1,16		1,42	0,63	0,24	0,51	0,07	0,02	0,76	0,03	0,06	1,58
792	2,72	1,28		1,43	0,55	0,25	0,55	0,08	0,03	0,76	0,03	0,07	1,64
II05	2,71	1,29	-	1,45	1,05	0,22	0,37	0,10	0,01	0,72	-	0,01	1,28
3074	2,80	1,20	-	1,20	1,03	0,17	0,40	0,06	0,01	0,70	0,06	0,22	1,60
3323/28	2,81	1,19	-	1,36	0,36	0,16	0,83	0,06	0,01	0,66	0,04	0,09	1,54
48/A	2,72	1,28	-	1,16	0,74	0,11	0,70	0,02	0,01	0,66	0,02	0,09	2,12
51/A	2,65	1,29	0,06	1,02	0,82	-	0,47	0,05	0,02	0,76	0,04	0,15	2,92
52/A	2,77	1,23	-	1,14	1,10	0,24	0,43	0,03	0,01	0,78	0,02	0,08	1,58
3045	2,78	1,22	-	1,30	0,91	-	0,32	0,06	0,02	0,80	0,04	0,08	1,96
3172	2,88	1,12	-	1,33	0,83	0,08	0,39	0,06	0,01	0,76	0,06	0,14	2,00
3435	2,90	1,10	-	1,37	0,37	0,04	0,77	0,06	0,02	0,78	0,04	0,07	1,90
47/A	2,78	1,22	-	1,05	0,57	0,25	0,55	0,06	0,01	0,80	0,10	0,03	2,36

Таблица 13

Особенности состава биотитов из амфиболитов, метабазитов и габбро Дзиркульского выступа

№ обр.	F	$\frac{Fe^{+2}}{Mg}$	$\alpha$	F поро- ды	T°C	T°C	Парагенезис
119/1	62	1,62	40	650 (Гр+Би)	650 (Би+Кум) 650 (Би+Гр)		Би <sub>62</sub> +Кум <sub>54</sub> +Гр <sub>84</sub> +Рог+Пл
119х	45	0,82	40				Би <sub>45</sub> +Кум+Рог+Гр+Пл
3018/1х	50	1,01	43	620 (Гр+Би)	590 (Би+Кум)		Би <sub>50</sub> +Кум <sub>50</sub> +Гр <sub>61</sub> +Рог+Пл
3018/2х	62	1,66	42	720 (Гр+Би)	720 (Би+Кум)		Би <sub>62</sub> +Кум <sub>58</sub> +Гр <sub>80</sub> +Рог+Пл
3018/3х	61	1,54	39	715 (Гр+Би)	630 (Би+Кум)		Би <sub>61</sub> +Кум <sub>56</sub> +Гр <sub>77</sub> +Рог+Пл
805	45	0,44	35	39			Би <sub>45</sub> +Рог+Акт+Пл+Кв
792	43	0,36	38	40			Би <sub>43</sub> +Рог+Акт+Пл+Кв
1105	49	0,72	34				Би <sub>49</sub> +Акт <sub>47</sub> +Пл+Кв
3074	55	0,88	34				Би <sub>55</sub> +Рог <sub>57</sub> +Пл
3323/28	47	0,26	35				Би <sub>47</sub> +Рог <sub>44</sub> +Пл+Кв
48/А	55	0,64	35				Би <sub>55</sub> +Рог <sub>48</sub> +Пл
51/А	57	0,80	35				Би <sub>57</sub> +Рог <sub>51</sub> +Пл+Сф
52/А	57	0,97	35	55			Би <sub>57</sub> +Рог <sub>48</sub> +Пл
3045	49	0,79	35				Би <sub>49</sub> +Рог <sub>48</sub> +Пл
3172	48	0,62	32	44			Би <sub>48</sub> +Рог+Пл+Кв
3435	46	0,29	31	56			Би <sub>46</sub> +Рог <sub>39</sub> +Пл+Кш+Кв
47/А	51	0,54	40				Би <sub>51</sub> +Рог+Пл+Кв+Кш

В отдельных случаях совместно с биотитом наблюдаются кордиерит либо кордиерит с гранатом и силиманитом и очень редко шпинель, андалузит и турмалин. Отмечаются парагенезисы Би+Му+Кор+Пл+Кв, Би+Кор+Сил+Кв+Пл+Му, Би+Гр+Сил+Анд+Пл+Кв, Би+Гр+Шп+Пл, Би+Кор+Гр+Сил+Шп+Пл, Би+Му+Гр+Тур+Кв+Пл.

Химический состав, кристаллохимические формулы и некоторые особенности состава биотитов из кристаллических сланцев и гнейсов приведены в табл.14-22, результаты анализа - на рис.14-21.

В тех гнейсах и кристаллических сланцах, где в парагенезисе минералов единственным железо-магнезиальным силикатом является биотит, наблюдается следующая картина: железистость биотита, за исключением единичных образцов, меняется в узком интервале 5I-6I и не отличается от таковой породы (см.табл.16). В двух образцах (223 и 3443) железистость и соотношение  $Fe^{+2}/Mg$  довольно низки - соответственно 30-36 и 32-30. В остальных образцах величина  $Fe^{+2}/Mg$  меняется в интервале 0,43-1,09. Железистость биотита в парагенезисе с гранатом и другими железо-магнезиальными минералами (см. табл.22) меняется в пределах 50-67, глиноземистость - 36-44, а величина  $Fe^{+2}/Mg$  за некоторым исключением лежит в пределах 0,71-1,35. Величина железистости породы приближается к железистости биотита, либо выше нее, что объясняется количественной ролью граната.

Температура минералообразования в кристаллических сланцах и гнейсах определена графитовым и гранат-биотитовым термометрами. Для графитсодержащих гранат-кордиерит-силиманитовых сланцев р.Квадаура температура минералообразования установлена 600-650°C (Хмаладзе, 1978). По гранат-биотитовому термометру в гнейсах и кристаллических сланцах фиксируется как низкотемпературный режим амфиболитовой фации порядка 520-550°C (см.табл.22, образцы 828 и 376), так и высокотемпературный - 650-700°C (см.табл.22, обр.31/К, 514/А и 628/А);

На основании экспериментальных данных Р.Ньютона (1966) и С. Ричардсона и их соавторов (1969) давление прогрессивного регионального метаморфизма для биотитсодержащих парагенезисов кристаллических сланцев и гнейсов Дзиркульского выступа оценено примерно в 2-2,5 кбар.

#### Биотиты из гнейсовидных кварцевых диоритов

Как уже отмечалось, среди гнейсовидных кварцевых диоритов наиболее распространены биотитовые разновидности. В роли главного минерала роговая обманка, как и мусковит, встречается редко. Мусковит обычно возникает в постмагматической стадии. В единичных случаях устанавливается равновесный с биотитом гранат. В табл.23-25 даны химический состав, кристаллохимические формулы и особенности состава биотитов

Таблица 14

Химический состав обоготов из кристаллических сланцев Дзиргульского выступа

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	MgO	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
K/18	35,70	1,60	19,70	7,31	12,21	0,28	9,25	0,67	0,20	8,50	3,06	100,02
223	36,13	1,13	16,01	4,60	10,22	0,26	18,06	-	0,10	8,11	3,09	99,31
3022	37,42	2,10	14,61	5,67	13,68	0,10	12,05	2,16	0,44	6,48	4,04	99,89
3060	35,45	2,13	15,31	8,01	14,58	0,35	8,68	1,02	0,32	8,20	3,82	99,90
3063	36,95	1,10	15,83	7,79	13,68	0,28	9,84	1,25	0,32	7,03	3,92	99,82
3168	37,80	1,55	16,20	6,91	10,65	0,22	11,95	0,55	0,20	8,70	3,70	99,88
3443	37,22	1,07	17,34	6,81	8,20	0,25	13,52	0,46	0,35	9,20	3,84	99,90
550/A	35,09	0,95	17,12	9,89	11,00	0,21	8,90	0,40	0,60	8,50	5,22	99,86
745/A	34,25	0,88	18,09	11,45	9,54	0,14	8,73	1,03	0,22	7,61	5,76	99,54
761/A	34,50	1,02	17,90	10,03	7,70	0,14	10,00	0,40	1,40	8,40	3,80	99,79
821/A	33,11	1,38	17,60	10,89	8,70	0,10	8,90	0,30	0,70	7,90	4,69	99,67
923/A	33,81	2,30	16,39	10,83	10,80	0,28	8,87	0,92	0,20	7,90	1,80	100,1
963/A	34,65	0,85	18,61	9,90	11,52	0,17	9,39	1,03	0,11	7,78	3,98	99,67

Примечание. K/18 - кристаллический сланец, с. Хелмосмудла; 223 - кристаллический сланец, р. Ридогула; 3022 - кристаллический сланец, с. Шроша; 3060, 3063 - кристаллический сланец, р. Гезрула; 3168 - кристаллический сланец (меланосом микрита), р. Сакоула; 3443 - кристаллический сланец, с. Беглеви; 550/A - кристаллический сланец, р. Дзиргула; 745/A - кристаллический сланец, р. Думала; 761/A - кристаллический сланец, р. Думала; 821/A - кристаллический сланец, р. Квандура; 923/A - кристаллический сланец, р. Мехтегура; 963/A - кристаллический сланец, р. Вилдзугра. (Анализ 550/A - 963/A - выполнены из работ М.Б. Любсадзе и Цмакурдзе (1975).)

Аналитики: Б.Д. Джаба, Г.Н. Тархиншвили, В.А. Чкашвили.

Таблица 15

Кристаллохимические формулы обоготов из кристаллических сланцев Дзиргульского выступа

№ обр.	Si	Al <sup>IV</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Mn	K	Na	Ca	OH
K/18	2,73	1,27	-	1,05	0,85	0,51	0,42	0,02	0,02	0,83	0,03	0,06	1,57
223	2,72	1,28	-	2,02	0,64	0,14	0,26	0,06	0,01	0,78	0,04	-	1,54
3022	2,80	1,20	-	1,35	0,86	0,09	0,33	1,11	-	0,62	0,06	0,17	2,02
3060	2,75	1,25	-	1,00	0,95	0,15	0,47	0,12	0,02	0,80	0,02	0,08	1,96
3063	2,81	1,19	-	1,11	0,87	0,22	0,45	0,06	0,02	0,68	0,04	0,10	1,98
3168	2,79	1,21	-	1,33	0,66	0,22	0,39	0,08	0,01	0,83	0,02	0,04	1,95
3443	2,77	1,23	-	1,50	0,51	0,29	0,38	0,06	0,01	0,88	0,04	0,03	1,92
550/A	2,64	1,36	-	1,00	0,69	0,16	0,56	0,05	0,02	0,82	0,10	0,03	2,60
745/A	2,55	1,45	-	0,97	0,59	0,14	0,64	0,05	0,01	0,72	0,02	0,08	2,84
761/A	2,67	1,33	-	1,16	0,50	0,31	0,59	0,06	-	0,82	0,22	0,03	1,96
821/A	2,58	1,42	-	1,03	0,57	0,20	0,63	0,08	-	0,78	0,10	0,02	2,42
923/A	2,52	1,44	0,04	0,99	0,67	-	0,57	0,13	0,03	0,76	0,02	0,07	2,98
963/A	2,63	1,37	-	1,06	0,73	0,29	0,57	0,04	0,01	0,76	0,02	0,08	2,02

Особенности состава биотитов из кристаллических сланцев  
Дзиркульского выступа

№ обр.	F	Fe <sup>+2</sup> / Mg	a	F поро- ды	Парагенезисы
K/18	55	0,81	45		Би <sub>55</sub> +Му+Кв+Пл+Кш
223	30	0,32	32	34	Би <sub>30</sub> +Му+Сил+Пл+Кв
3022	47	0,64	34		Би+Кв+Пл
3060	58	0,95	37		Би <sub>58</sub> +Пл+Кв+Кш
3063	54	0,79	37		Би <sub>54</sub> +Пл+Кв
3168	44	0,50	37		Би <sub>44</sub> +Пл+Кв
3443	37	0,34	39		Би <sub>37</sub> +Кв+Пл
550/А	56	0,69	40	54	Би <sub>56</sub> +Му+Пл+Кв
745/А	56	0,61	42		Би <sub>56</sub> +Пл+Кв
761/А	48	0,43	42		Би <sub>48</sub> +Пл+Кв
821/А	54	0,55	42		Би <sub>54</sub> +Му+Пл+Кв
923/А	56	0,68	39	55	Би <sub>56</sub> +Му+Пл+Кв
963/А	55	0,69	41		Би <sub>55</sub> +Пл <sub>19</sub> +Кв

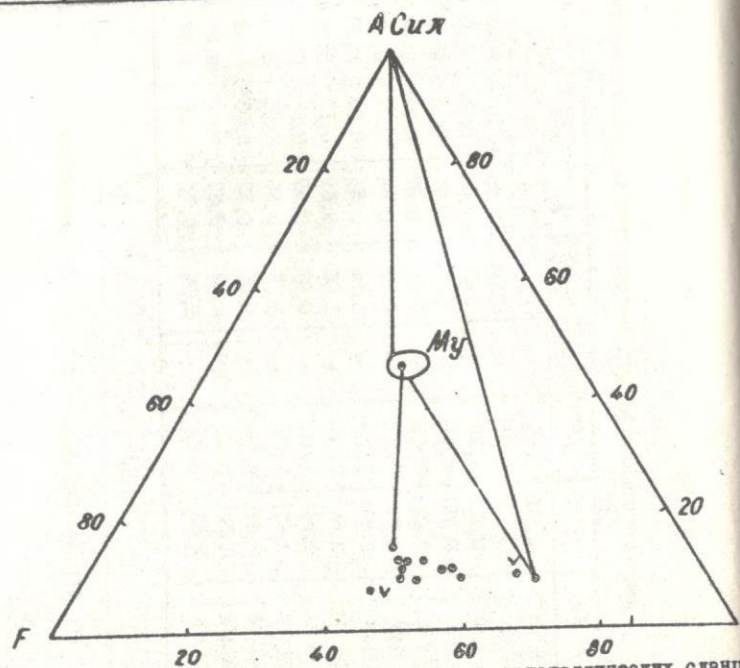


Рис. 14. АМ диаграмма для биотитов из кристаллических сланцев

Таблица 17

Химический состав биотитов из гнейсов Дзиркульского выступа

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
K/19	34,92	1,75	18,87	12,61	8,62	0,21	8,69	0,89	0,20	7,80	1,36	4,04	99,76
K/27	35,65	1,20	19,55	8,98	9,90	0,30	9,30	0,77	0,40	8,65	1,36	3,86	99,92
744	34,90	1,50	19,21	7,43	14,17	0,35	7,66	0,77	0,40	8,45	1,20	3,80	99,84
747	33,67	1,80	17,64	12,49	8,45	0,34	10,52	сл.	0,40	8,52	2,51	3,80	100,14
1180	32,69	2,12	17,93	7,81	12,94	0,28	10,03	-	0,10	9,40	2,70	4,01	100,01
1183	33,13	2,21	16,12	8,78	13,07	0,28	10,41	-	0,10	9,89	2,46	3,62	100,07
44/А	34,29	1,92	16,78	7,83	14,04	0,10	8,81	0,44	0,70	8,30	1,94	4,28	100,16
522/А	33,87	1,97	16,87	7,82	14,04	0,14	8,70	0,40	0,80	8,20	2,45	4,57	99,61
624/А	33,88	2,22	17,70	6,36	14,20	0,25	10,72	0,02	0,13	6,99	3,24	5,98	99,62
751/А	31,35	2,16	17,92	9,74	11,23	0,25	10,72	0,02	0,13	6,99	3,24	5,98	99,73
755/А	37,44	0,55	18,95	7,21	12,06	0,21	9,55	1,03	0,22	7,88	0,90	3,78	99,78

Примечание. K/19 - двуслойный плагиогнейс, р. Хелмосмула; K/27 - двуслойный плагиогнейс; 744, 747 - двуслойный силлиманитовый гнейс, р. Сакбула; 1180, 1183 - двуслойные гнейсы, р. Дзиркула; 44/А, 522/А - орогенный гнейс, р. Дзиркула; 624/А, 751/А, 755/А - двуслойный гнейс, р. Лу-мала; 941/А - двуслойный гнейс, р. Мекхетра. (Анализ 44/А, 522/А, 624/А, 751/А, 755/А - замствованы из работы Абсадзе, Димакуридзе, 1975)

Аналитики: Н.Д. Дзабуа, Б.В. Кошманвили, И.П. Гархншвили, В.А. Читашвили.

Кристаллохимические формулы биотитов из гнейсов Дзиркульского выступа

№ обр.	Si	Al <sup>IV</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Mn	K	Na	Ca	OH
K/19	2,60	1,40	-	1,04	0,54	0,26	0,76	0,11	0,01	0,80	0,03	0,06	2,18
K/27	2,69	1,31	-	1,05	0,65	0,42	0,51	0,07	0,02	0,84	0,05	0,06	1,92
744	2,68	1,32	-	0,87	0,95	0,40	0,42	0,09	0,03	0,82	0,06	0,06	1,94
747	2,58	1,42	-	1,20	0,54	0,17	0,78	0,10	0,02	0,82	0,03	-	1,94
II80	2,54	1,46	-	1,16	0,84	0,18	0,45	0,12	0,02	0,94	0,02	-	2,08
II83	2,60	1,40	-	1,21	0,86	0,09	0,51	0,13	0,02	0,98	0,02	-	1,90
44/A	2,64	1,36	-	0,94	0,90	0,17	0,45	0,13	0,02	0,78	0,04	0,11	2,18
522/A	2,60	1,40	-	1,00	0,92	0,12	0,45	0,11	0,80	0,80	0,10	0,03	2,40
624/A	2,60	1,40	-	1,00	0,91	0,21	0,36	0,13	-	0,80	0,12	0,03	2,34
751/A	2,37	1,60	0,03	1,20	0,71	-	0,52	0,15	0,01	0,68	0,02	-	3,0
755/A	2,79	1,21	-	1,07	0,75	0,45	0,41	0,03	0,01	0,76	0,02	0,08	1,88

Особенности состава биотитов из гнейсов Дзиркульского выступа

№ обр.	F	Fe <sup>+3</sup> /Mg	a	F породн	Парагенезис
K/19	55	0,55	43		Би <sub>55</sub> +Му+Пл+Кв
K/27	53	0,62	45		Би <sub>53</sub> +Му+Пл+Кв+Кш
744	61	1,09	44	62	Би <sub>61</sub> +Му+Сил+Пл+Кш+Кв
747	57	0,45	40		Би <sub>57</sub> +Му+Сил+Пл+Кв
II80	53	0,72	40		Би <sub>53</sub> +Му+Пл+Кв
II83	53	0,70	36		Би <sub>53</sub> +Му+Пл+Кв
44/A	59	0,96	40	61	Би <sub>59</sub> +Пл+Кв+Кш
522/A	58	0,92	39	60	Би <sub>58</sub> +Пл+Кв+Кш
624/A	56	0,92	41	53	Би <sub>56</sub> +Му+Пл+Кв+Кш
751/A	51	0,59	39		Би <sub>51</sub> +Му+Пл+Кв
755/A	52	0,70	43		Би <sub>52</sub> +Му+Пл <sub>15</sub> +Кв

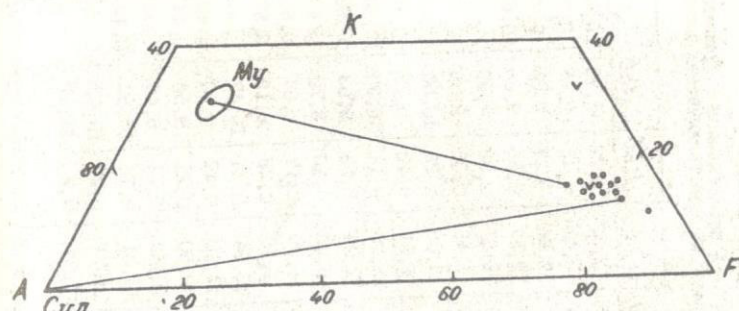


Рис. 15. АКФ диаграмма для биотитов из кристаллических сланцев

из гнейсовидных кварцевых диоритов. По результатам анализов составлены диаграммы (рис. 22 и 23). Железистость биотита (см. табл. 25) меняется в пределах 46–65, глиноземистость довольно постоянная – 34–45,  $Fe^{+2}/Mg$  в подавляющем большинстве случаев колеблется в интервале 0,70–1,18. Железистость биотитосодержащих пород то больше, то меньше железистости биотита. Железистость тех пород, в которых биотит представлен в парагенезисе с амфиболом или гранатом, всегда несколько превышает таковую биотита, что объясняется содержанием в породе этих минералов.

В гнейсовидных кварцевых диоритах температура минералообразования определена по амфибол-плаггиоклазовому термометру – 600°C (обр. 1069 и 3177) и по гранат-биотитовому термометру – 660°C (обр. 1198/99; табл. 25).

Химический состав биотитов (в парагенезисе с гранатом и другими железно-магнетезными минералами) из кристаллических сланцев и гнейсов

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
15/к	36,54	1,55	18,87	5,77	13,82	0,28	8,75	0,69	0,20	8,40	1,26	3,70	99,83
26/к	36,33	1,55	19,59	5,48	13,55	0,28	8,67	0,77	0,30	8,90	1,14	3,46	100,02
31/к	36,67	1,75	18,17	6,77	12,66	0,27	9,05	0,77	0,40	8,55	1,37	3,75	100,18
828	35,80	1,22	18,32	7,65	12,57	0,28	9,66	0,67	0,30	8,20	1,26	3,77	99,70
28	33,40	2,30	17,71	9,95	13,61	0,36	7,99	-	0,10	8,97	1,77	3,70	99,86
796	35,22	0,97	19,24	9,90	9,46	0,38	9,36	0,88	0,30	8,50	1,64	4,02	99,87
376	36,26	0,81	20,53	5,17	13,86	0,26	10,50	1,14	0,39	7,58	1,30	2,10	99,90
3427	37,06	0,95	15,96	17,02	5,61	0,43	9,23	0,45	0,90	8,20	1,26	3,24	100,51
514/А	33,50	0,88	18,20	8,63	15,20	0,14	6,30	0,30	0,80	7,70	4,07	4,27	99,89
554/А	33,18	2,27	16,26	8,69	12,24	0,28	9,63	0,92	0,25	8,20	2,12	6,04	100,08
556/А	34,20	1,60	17,20	14,80	9,20	0,10	8,70	0,40	0,50	7,00	2,60	3,37	99,67
628/А	33,36	1,47	17,85	8,58	14,96	0,17	6,64	0,66	0,25	8,00	3,41	4,73	100,06
636/А	34,07	0,42	18,28	16,31	8,10	0,28	6,19	0,57	0,43	6,84	1,80	6,72	100,01
766/А	31,52	2,35	20,80	6,33	13,94	0,44	10,47	-	0,10	7,62	3,16	2,74	99,47
769/А	34,50	1,22	18,60	9,69	11,10	0,42	8,10	0,40	0,80	7,90	2,70	4,80	100,23
1381/А	35,50	1,75	15,58	10,17	9,90	0,21	9,56	0,44	0,70	8,00	1,92	6,22	99,95
753/А	35,88	0,75	18,44	11,35	10,62	0,24	8,48	1,03	0,22	7,30	1,42	4,12	99,85
754/А	33,80	2,00	17,50	7,11	11,34	0,14	10,30	0,40	0,35	7,90	4,31	4,46	99,61
777/А	34,70	2,52	20,58	4,19	14,74	0,20	10,43	0,35	0,06	8,12	1,24	2,43	99,56
1021/А	33,47	2,09	19,11	8,23	11,25	0,22	11,12	-	0,13	7,09	2,83	4,40	99,94

41  
Примечание. 15/к - кордиеритовый двуслюдяной гнейс, р.Квирилла; 26/к - кордиеритовый двуслюдяной гнейс, р.Хелмосмула; 31/к - гранат-шпинель-кордиерит биотитовый гнейс, р.Хелмосмула; 828 - гранат-биотитовый гнейс, р.Черемела; 28 - шпинельсодержащий гранат-биотитовый рстит, р.Сабанела; 796 - гранат-турмалин-двуслюдяной гнейс, р.Сабанела; 376 - гранат-биотитовый гнейс, р.Думала; 3427 - гранат-биотитовый кристаллический сланец, р.Квадаура; 514/А - двуслюдяной гранатовый кристаллический сланец, р.Сабанела; 554/А и 556/А - гранат-биотитовый кристаллический сланец, р.Дзирула; 628/А - силлиманит-гранат-биотитовый кристаллический сланец, р.Думала; 636/А, 638/А - гранат-биотитовый кристаллический сланец, р.Думала; 766/А - гранат-андалузит-силлиманит-биотитовый кристаллический сланец, р.Дзирула; 769/А - то же, р.Думала; 1381/А - гранат-двуслюдяной кристаллический сланец, р.Квирилла; 753/А - кордиерит-биотитовый гнейс, р.Думала; 754/А - силлиманит-кордиерит-биотитовый кристаллический сланец, р.Думала; 777/А - силлиманит-кордиерит-двуслюдяной гнейс, р.Думала; 1021/А - гранат-кордиерит-двуслюдяной кристаллический сланец, р.Хелмосмула. (Анализы 514/А-1021/А заимствованы из работы М.Б.Абесадзе и Г.К.Цимакурдзе, 1975).  
Аналитики. Н.Д.Джабуа, Б.В.Кобиашвили, Т.Н.Тархншвили, В.А.Читаишвили.

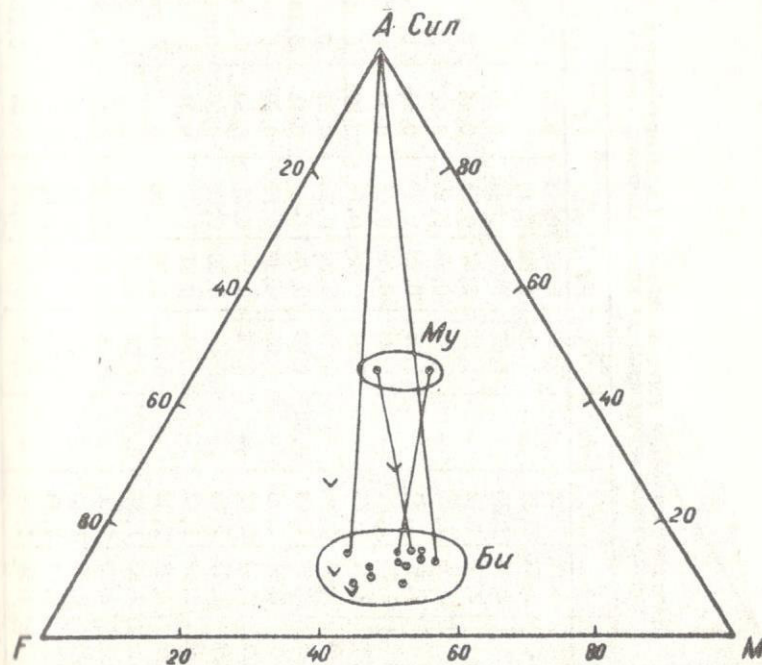


Рис.16. АФМ диаграмма для биотитов из гнейсов

Б. И.И.Умаладзе, К.С.Чихалидзе

Таблица 21

Кристаллохимические формулы биотитов (в парагенезисе с гранатом и другими железомagnesийными минералами) из кристаллических сланцев и гнейсов Давидовского выступа

№ сор.	Si	Al <sup>IV</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Mn	K	Na	Ca	OH
15/К	2,76	1,24	-	0,99	0,87	0,44	0,22	0,08	0,02	0,85	0,02	0,06	1,86
26/К	2,74	1,26	-	0,98	0,86	0,49	0,31	0,09	0,02	0,86	0,04	0,06	1,74
31/К	2,75	1,25	-	1,01	0,86	0,35	0,40	0,10	0,02	0,84	0,06	0,06	1,84
828	2,88	1,12	-	1,16	0,84	0,13	0,46	0,07	0,02	0,84	0,03	0,06	2,00
28	2,59	1,41	-	0,92	0,88	0,22	0,58	0,14	0,02	0,88	0,02	-	1,88
796	2,66	1,34	-	1,05	0,59	0,37	0,56	0,05	0,03	0,84	0,03	0,07	2,02
376	2,79	1,21	-	1,20	0,88	0,65	0,30	0,05	0,01	0,74	0,06	0,09	0,98
3427	2,74	1,26	-	1,04	0,36	0,16	0,97	0,04	0,03	0,80	0,14	0,05	1,72
514/А	2,64	1,36	-	0,74	0,99	0,33	0,51	0,05	-	0,78	0,12	0,02	2,22
554/А	2,49	1,43	0,08	1,08	0,76	-	0,41	0,13	0,02	0,78	0,02	0,07	3,08
556/А	2,64	1,36	-	1,00	0,59	0,21	0,87	0,09	-	0,68	0,08	0,03	1,74
628/А	2,58	1,42	-	0,76	0,97	0,21	0,50	0,09	0,01	0,80	0,04	0,05	2,42
636/А	2,51	1,49	-	0,68	0,50	0,09	0,90	0,02	0,01	0,64	0,06	0,04	3,28
766/А	2,48	1,52	-	1,23	0,91	0,41	0,37	0,13	0,03	0,76	0,02	-	1,44
769/А	2,61	1,39	-	0,91	0,70	0,26	0,55	0,07	0,03	0,76	0,12	0,03	2,42
1381/А	2,62	1,35	0,03	1,05	0,61	-	0,54	0,10	0,01	0,76	0,10	0,03	3,04
753/А	2,69	1,31	-	0,95	0,67	0,31	0,64	0,04	0,01	0,70	0,02	0,08	2,14
754/А	2,62	1,38	-	1,19	0,74	0,22	0,41	0,11	0,01	0,78	0,04	0,03	2,28
777/А	2,67	1,33	-	1,19	0,95	0,54	0,24	0,14	0,01	0,80	0,01	0,03	1,22
1021/А	2,54	1,46	-	1,25	0,71	0,24	0,46	0,12	0,01	0,68	0,02	-	2,22

Таблица 22

Особенности состава биотитов (в парагенезисе с гранатом и другими железомagnesийными минералами) из кристаллических сланцев и гнейсов

№ обр.	F	Fe <sup>2+</sup> /Mg	F поро- ды	Т°С	Парагенезисы	
15/К	55	0,88	43		Би <sub>55</sub> +Кор+Му+Кв+Пл+Кш	
26/К	54	0,88	45		Би <sub>64</sub> +Кор+Грф+Му+Кв+Пл	
31/К	55	0,85	42	650(Би+Гр)	Би <sub>55</sub> +Гр <sub>81</sub> +Кор+Шп+Пл	
828	53	0,73	33	550(Би+Гр)	Би <sub>53</sub> +Гр <sub>87</sub> +Кв+Пл	
28	60	0,95	40	67	Би <sub>60</sub> +Гр+Шп+Пл	
796	52	0,57	44	55	Би <sub>52</sub> +Гр+Му+Турм+Кв+Пл	
376	50	0,75	44	66	520(Би+Гр)	Би <sub>50</sub> +Гр <sub>86</sub> +Кв+Пл
3427	56	0,35	38	52	Би <sub>56</sub> +Гр+Кв+Пл	
514/А	67	1,34	43	60	700(Би+Гр)	Би <sub>67</sub> +Гр <sub>82</sub> +Кв+Пл
554/А	54	0,71	38	57	Би <sub>54</sub> +Гр+Кв+Пл	
556/А	59	0,59	39		Би <sub>59</sub> +Гр+Пл <sub>15</sub> +Кв	
628/А	66	1,27	42	60	700(Би+Гр)	Би <sub>66</sub> +Гр <sub>82</sub> +Му+Сил+Пл <sub>23</sub> +Кв
636/А	67	0,73	43	60		Би <sub>67</sub> +Гр+Му+Пл <sub>15</sub> +Кв
766/А	51	0,74	43	60		Би <sub>51</sub> +Сил+Анд+Гр+Пл <sub>25</sub> +Кв
769/А	58	0,77	43			Би <sub>58</sub> +Сил+Анд+Гр+Пл <sub>25</sub> +Кв
1381/А	53	0,58	38			Би <sub>53</sub> +Пл <sub>17</sub> +Гр+Кв
753/А	58	0,70	42	52		Би <sub>58</sub> +Кор+Пл+Кв
754/А	49	0,61	41			Би <sub>49</sub> +Му+Сил+Кор+Пл+Кв
777/А	50	0,79	44			Би <sub>50</sub> +Му+Кор+Сил+Пл+Кв
1021/А	48	0,57	41			Би <sub>48</sub> +Му+Кор+Нр+Пл <sub>25</sub> +Кв

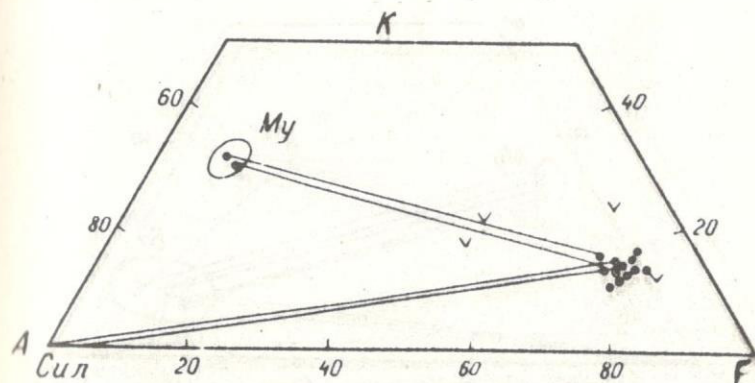


Рис. 17. АКФ диаграмма для биотитов из гнейсов

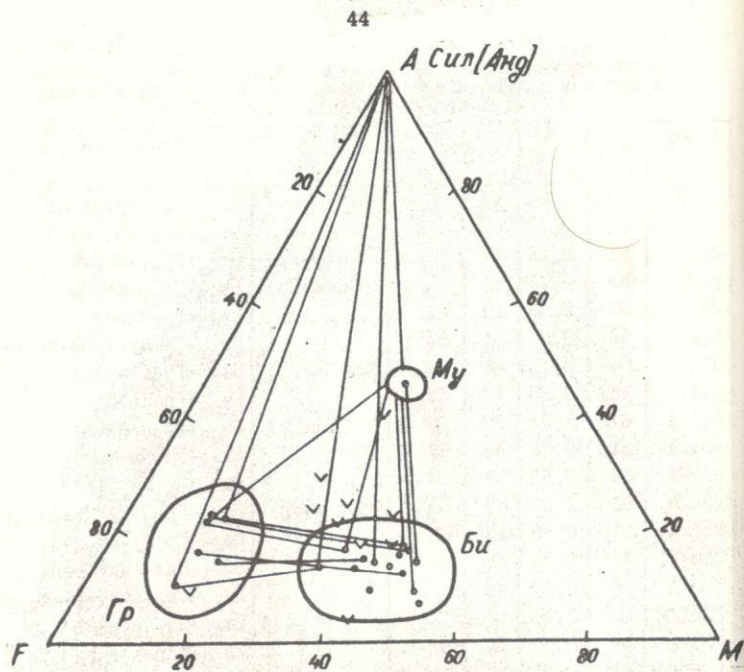


Рис.18. АФМ диаграмма для парагенезисов Би+Гр из кристаллических сланцев и гнейсов

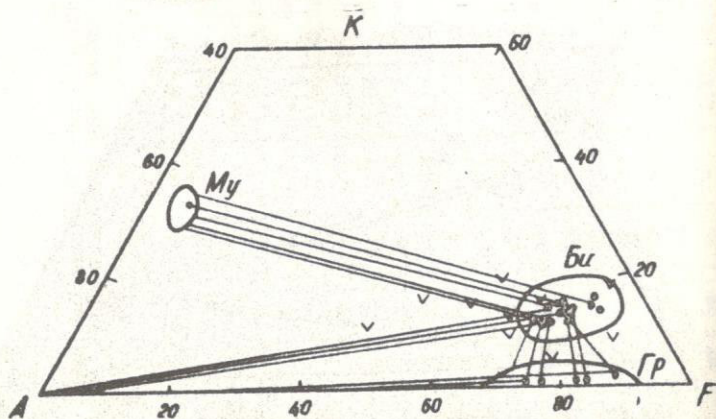


Рис.19. АКФ диаграмма для парагенезисов Би+Гр из кристаллических сланцев и гнейсов

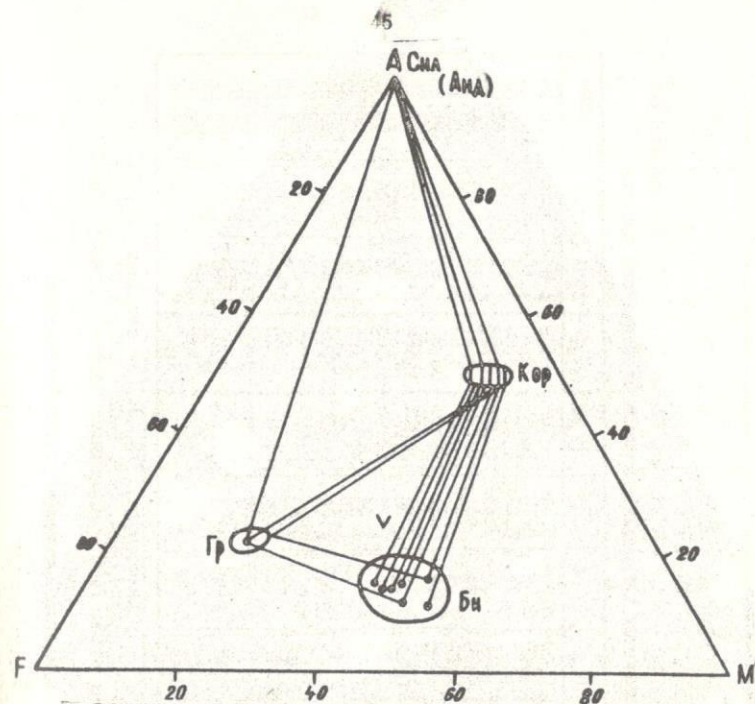


Рис.20. АФМ диаграмма для парагенезисов Би+Кор+Гр из кристаллических сланцев и гнейсов

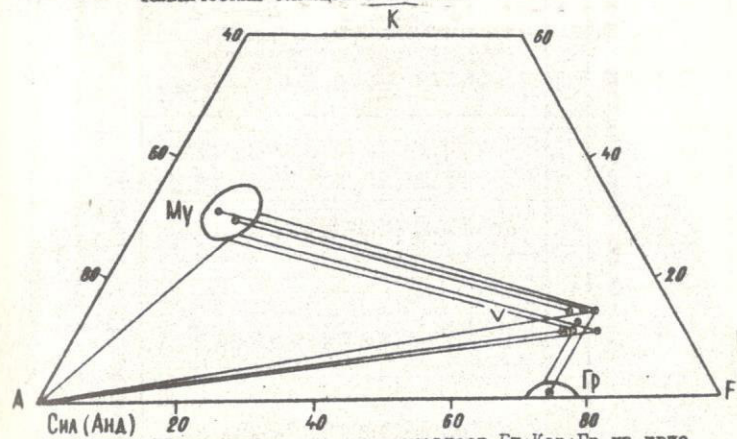


Рис.21. АКФ диаграмма для парагенезисов Би+Кор+Гр из кристаллических сланцев и гнейсов



Таблица 23  
Химический состав биотитов из гнейсовидных кварцевых джоритов Дзыркульского выступа

№ ообр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
16/к	34,50	1,74	19,60	11,90	9,40	0,12	8,90	0,39	0,40	8,20	1,84	3,20	100,14
779	36,12	1,50	18,32	7,90	12,22	0,40	9,09	0,77	0,30	8,50	1,16	3,76	100,04
22	32,94	1,90	18,57	7,84	12,82	0,27	9,44	0,26	0,31	8,64	3,45	3,64	100,08
84	37,07	0,80	16,40	5,48	14,22	0,21	10,06	сл.	0,70	9,88	1,83	3,66	99,82
446	33,57	1,07	16,59	10,90	6,30	0,58	8,66	сл.	0,55	8,21	2,55	3,69	99,82
545	33,98	2,19	17,70	10,23	10,96	0,51	9,54	сл.	0,50	8,52	3,57	3,57	100,10
716	33,03	1,79	12,86	11,58	11,22	0,32	13,65	сл.	0,50	8,35	2,94	3,41	99,95
1027	33,39	2,31	15,20	10,08	11,99	0,27	9,74	—	0,52	9,60	2,65	4,20	99,96
1044	32,65	2,44	16,42	10,08	14,22	0,32	7,74	0,30	0,21	9,12	2,06	4,12	99,68
1185	32,23	2,12	18,33	5,19	14,95	0,27	10,63	1,94	0,10	10,03	2,40	3,24	99,49
3002	34,59	2,01	15,48	4,64	16,38	0,28	9,68	1,02	0,27	6,62	1,39	4,28	99,95
3035	35,68	2,06	17,05	7,74	12,78	0,21	9,27	1,24	0,16	8,20	1,58	3,64	99,87
3054	36,19	2,28	16,98	5,23	14,73	0,35	9,27	0,45	0,20	7,89	1,43	3,85	99,80
3159	36,45	2,40	15,50	6,26	13,92	0,14	11,26	0,45	0,36	8,80	1,70	3,56	99,64
3170	36,30	2,50	14,96	6,55	13,85	0,22	9,15	0,80	0,25	9,20	1,55	3,50	99,63
3398	33,84	1,87	17,68	12,89	10,82	0,38	9,19	0,76	0,30	8,20	1,44	3,60	99,97
3410	36,52	1,02	17,00	3,25	16,56	0,25	10,89	0,46	0,30	9,00	1,26	3,32	99,83
717	34,86	1,74	14,21	6,36	14,40	0,51	13,94	—	0,40	8,35	1,28	3,53	99,67
1069	33,80	2,00	16,66	11,97	14,40	0,38	8,25	0,53	0,15	8,40	1,50	3,62	99,66
3177	34,90	2,30	15,45	8,17	15,95	0,28	8,66	1,76	0,25	7,20	1,26	3,54	99,72
1198/99	32,49	2,13	12,11	14,29	12,31	0,40	11,24	—	0,10	9,12	2,17	3,46	99,82

Примечание. Гнейсовидные кварцевые джориты: 16/к - р.Хелмосытла; 779, 3410 - сел.Джи; 22, 717, 3170-3177 - р.Рикотула; 84, 3159 - р.Сакоула; 446, 545, 3002, 3035, 3102, 1198/99 - р.Джорула; 1027, 1044 - р.Мачарула; 1185, 1409 - р.Кырма; 3398 - с.Равия; 1069 - с.Хунез.

АНАЛИТИКИ: Н.Д.Джабуа, Б.В.Кобамшвили, Г.Н.Тархнишвили, В.А.Читаишвили.

Таблица 24

Кристаллохимические формулы биотитов из гнейсовидных кварцевых джоритов гранитоидов Дзыркульского выступа

№ ообр.	Si	Al <sup>IV</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Ti	Mn	K	Na	Ca	OH
16/к	2,70	1,30	—	1,04	0,62	0,50	0,74	0,10	—	0,82	0,06	0,03	1,67
779	2,70	1,30	—	1,01	0,76	0,31	0,80	0,09	0,03	0,82	0,04	0,06	1,88
22	2,58	1,42	—	1,10	0,83	0,29	0,46	0,11	0,02	0,86	0,04	0,02	1,87
84	2,85	1,15	—	1,15	0,91	0,41	0,33	0,05	0,01	0,96	0,02	—	1,95
446	2,73	1,27	—	1,05	0,43	0,32	1,09	0,07	0,04	0,86	0,11	—	2,00
545	2,70	1,30	—	1,13	0,73	0,37	0,61	0,13	0,03	0,86	0,09	—	1,89
716	2,61	1,19	0,20	1,64	0,74	—	0,49	0,11	0,02	0,84	0,08	—	1,79
1027	2,61	1,39	—	1,15	0,78	—	0,59	0,13	0,01	0,96	0,04	—	2,18
1044	2,56	1,44	—	0,90	0,93	0,41	0,59	0,14	0,02	0,90	0,28	0,02	2,16
1185	2,51	1,49	—	1,24	0,97	0,30	0,31	0,12	0,02	1,00	0,02	—	1,68
3002	2,64	1,36	—	1,38	1,04	0,03	0,27	0,11	0,01	0,64	0,04	0,15	2,16
3035	2,72	1,28	—	1,10	0,82	0,25	0,44	0,11	0,02	0,80	0,02	0,08	1,86
3054	2,75	1,25	—	1,05	0,94	0,27	0,30	0,13	0,02	0,76	0,04	0,10	1,94
3159	2,79	1,21	—	1,28	0,83	0,19	0,36	0,13	0,01	0,86	0,03	0,04	1,81
3170	2,80	1,20	—	1,13	0,89	0,16	0,38	0,14	0,01	0,90	0,04	0,06	1,86
3398	2,59	1,41	—	1,05	0,69	0,19	0,75	0,05	0,03	0,80	0,05	0,06	1,84
3410	2,81	1,19	—	1,25	1,06	0,35	0,19	0,06	0,01	0,88	0,05	0,04	1,69
717	2,69	1,29	0,02	1,59	0,93	—	0,35	0,10	0,03	0,82	0,06	—	1,81
1069	2,71	1,29	—	1,00	0,96	0,28	0,72	0,12	0,01	0,85	0,02	0,04	0,90
3177	2,71	1,29	—	1,00	1,03	0,11	0,48	0,13	0,02	0,71	0,04	0,14	1,83
1198/99	2,58	1,10	0,32	1,33	0,81	—	0,54	0,12	0,03	0,52	0,02	—	1,82

Особенности состава биотитов из гнейсовидных кварцевых диоритов Дзиркульского выступа

№ обр.	F	Fe <sup>2+</sup> /Mg	a	F пород	T°C	Парагенезис
16/х	57	0,76	43			Би <sub>57</sub> +Му+Пл+Кв
779	60	0,75	38	48		Би <sub>60</sub> +Му+Пл+Кв+Клш
22	54	0,75	42	44		Би <sub>54</sub> +Пл+Кв
84	51	0,79	38	42		Би <sub>51</sub> +Пл+Кв
446	59	0,41	38	66		Би <sub>59</sub> +Пл+Кв
545	53	0,65	40	64		Би <sub>53</sub> +Пл+Кв+Эп
716	46	0,45	28			Би <sub>46</sub> +М+Пл+Кв
1027	54	0,68	45			Би <sub>54</sub> +Пл+Кв
1044	63	1,03	38			Би <sub>63</sub> +Пл+Кв
1185	53	0,79	39			Би <sub>53</sub> +Пл+Кв
3002	49	0,76	34			Би <sub>49</sub> +Пл+Кв
3035	53	0,74	39	48		Би <sub>53</sub> +Пл+Кв
3054	54	0,89	40			Би <sub>54</sub> +Пл+Кв+Клш
3159	48	0,64	36			Би <sub>48</sub> +Пл+Кв
3170	53	0,79	36	50		Би <sub>53</sub> +Пл+Кв
3398	58	0,66	39			Би <sub>58</sub> +Пл+Кв
3410	50	0,85	38	52		Би <sub>50</sub> +Пл+Кв
717	45	0,58	30	49		Би <sub>45</sub> +Рог+Пл+Кв
1069	63	0,96	37		600(Пл+Рог)	Би <sub>63</sub> +Рог <sub>61</sub> +Пл <sub>40</sub> +Кв
3177	60	1,03	36		600(Пл+Рог)	Би <sub>60</sub> +Рог <sub>53</sub> +Пл <sub>42</sub> +Кв
1198/99	56	0,61	27		600(Би+Гр)	Би <sub>56</sub> +Гр <sub>80</sub> +Пл+Кв

#### Биотиты из метасоматических гранитоидов и мигматитов

Биотиты из этих групп пород нами объединяются вместе по генетическим соображениям.

В метасоматических гранитоидах встречается так же, как и в предыдущей группе пород, однообразные парагенезисы. Разница лишь в том, что в метасоматических гранитоидах наряду с плагиоклазом микроклин является главным, а иногда и господствующим минералом. Мусковит встречается чаще и его количество возрастает по мере повышения интенсивности гранитизации. Местами наблюдаются равновесные с биотитом реликты роговой обманки. В отдельных образцах обнаруживается гранат, что дает возможность определить температуру минералообразования.

Химический состав, кристаллохимические формулы и особенности состава биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов

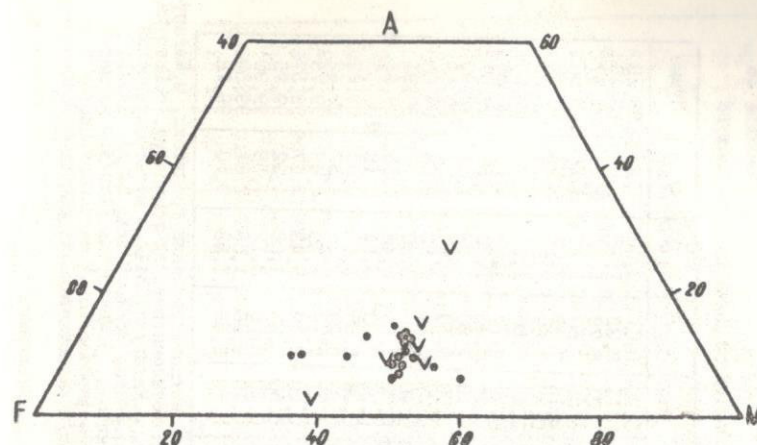


Рис. 22. АФМ диаграмма для биотитов из гнейсовидных кварцевых диоритов

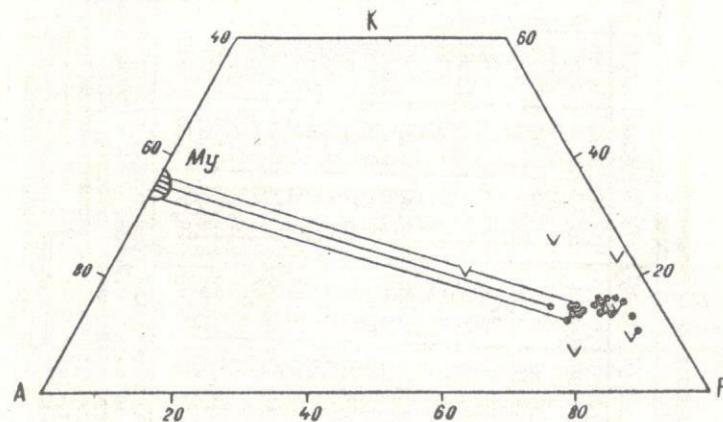


Рис. 23. АКФ диаграмма для биотитов из гнейсовидных кварцевых диоритов

приводятся в табл. 26–28 и на рис. 24 и 25.

Железистость и глиноземистость биотита меняются в довольно широком интервале – соответственно 53–71 и 32–48,  $Fe^{2+}/Mg = 0,60–1,42$ . Железистость породы за некоторым исключением, меньше железистости биотита.

Температура минералообразования в метасоматических гранитоидах определена в нескольких образцах (см. рис. 28). По гранит-био-

Химический состав биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов Дендрюльского воступа

№ ообр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	MgO	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O	Сумма
64	34,97	1,16	14,00	10,07	17,46	0,28	6,95	с.л.	0,20	2,00	4,22	99,26
66	34,48	2,01	18,07	9,64	18,10	0,52	5,93	1,26	0,11	4,42	3,60	99,49
1031	33,23	1,12	16,96	9,56	14,60	0,44	9,22	-	0,02	8,78	3,99	99,67
3036	35,55	1,46	16,31	9,97	12,88	0,45	9,18	0,87	0,50	7,75	3,61	100,06
3052	34,61	1,96	16,18	10,78	14,67	0,35	9,64	0,26	0,16	7,46	4,02	99,86
3064	35,25	1,46	15,31	6,88	18,18	0,39	7,54	1,14	0,32	7,89	3,55	99,89
3075	35,68	0,95	16,15	8,27	16,70	0,50	7,80	1,48	0,40	7,34	3,60	99,89
3271	34,55	1,96	14,03	5,76	17,82	0,43	9,07	0,79	0,32	1,30	3,50	99,87
3442	36,43	1,68	15,43	5,86	14,40	0,32	8,14	1,12	0,13	4,63	4,04	99,92
3454	34,56	1,70	15,52	11,27	9,90	0,21	6,80	0,40	0,70	1,82	4,21	99,80
361/А	33,48	1,48	19,58	7,80	12,56	0,25	11,38	с.л.	0,27	1,34	4,06	99,80
500/А	34,80	1,70	16,80	13,00	9,70	0,14	7,60	0,40	0,60	3,30	3,90	99,94
547/А	33,20	2,30	16,60	9,10	15,70	0,21	7,20	0,40	0,70	2,40	4,15	99,96
549/А	32,16	1,90	16,64	8,62	13,50	0,14	9,20	0,92	0,25	3,54	5,18	100,05
619/А	35,08	2,22	17,70	7,50	14,20	0,21	10,01	с.л.	0,06	2,45	4,57	99,62
624/А	33,88	0,85	18,79	6,36	14,20	0,14	8,70	0,40	0,90	1,50	4,48	99,75
728/А	34,91	0,85	17,67	10,55	10,44	0,21	8,97	0,46	0,11	2,43	4,17	99,57
942/А	35,75	0,47	17,64	5,52	14,22	0,28	8,57	1,20	0,50	2,68	4,92	99,70
1429/А	33,05	2,47	16,27	9,80	13,09	0,32	8,96	1,20	0,10	3,12	4,58	99,58
19	33,24	2,54	16,20	11,97	14,49	0,44	8,71	0,16	0,10	1,56	2,91	99,58
12	33,24	2,54	16,20	11,97	14,49	0,44	8,71	0,16	0,10	1,56	2,91	99,58
59	33,90	2,10	15,73	17,99	16,59	0,36	9,10	-	0,10	1,53	2,50	99,78

Примечание. 64, 66 - метасоматические гранитоиды, с. Ледаера; 1031 - метасоматический гранитоид, р. Магару-ла; 3036, 3052 - мигматит, с. Широ; 3064 - порфиобластный метасоматический гранитоид, р. Газрула; 3095 - метасоматический гранит, с. Борги; 3271 - мигматит, р. Магарула; 3442 - метасоматический гранитоид, с. Бослези; 3454 - метасоматический гранит, с. Убаса; 38/А, 500/А, 547/А, 549/А, 561/А - мигматит, р. Дзирула; 619/А - метасоматический гранитоид, р. Магарула; 1429/А - мигматит, р. Лаврица; 19 - метасоматический гранит, р. Дзирула; 12 - порфиобластный метасоматический гранит, р. Дзирула; 59 - то же, с. Улмуца. (Анализ 38/А - 1429/А выполнены из работы М. Б. Абесадзе и Г. К. Цымакурдзе, 1975.)

Аналитики: Н. Д. Джабуа, Г. Н. Тархншвили, Б. В. Кобляшвили, В. А. Чуганшвили.

Таблица 27

Кристаллохимические формулы биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов Дендрюльского воступа

№ ообр.	Si	Al <sup>IV</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Mn	K	Na	Ca	OH
64	2,75	1,25	-	0,81	1,15	0,04	0,66	0,06	0,02	0,80	0,02	-	2,22
66	2,74	1,26	-	0,70	1,20	0,14	0,57	0,07	0,03	0,84	0,02	0,10	1,82
1031	2,62	1,38	-	1,08	0,96	0,30	0,44	0,11	0,02	0,88	-	-	2,08
3036	2,71	1,29	-	1,06	0,83	0,23	0,58	0,06	0,03	0,74	0,07	0,07	1,83
3052	2,69	1,31	-	0,76	0,96	0,18	0,63	0,08	0,02	0,74	0,02	0,10	2,08
3064	2,75	1,25	-	0,91	1,18	0,16	0,40	0,11	0,03	0,79	0,04	0,09	1,84
3095	2,76	1,24	-	0,87	1,08	0,23	0,48	0,05	0,03	0,79	0,06	0,06	1,96
3271	2,68	1,29	0,03	1,37	1,16	-	0,31	0,11	0,03	0,67	0,04	0,12	1,83
3442	2,82	1,18	-	1,05	1,08	0,22	0,33	0,08	0,03	0,80	0,06	0,06	1,80
3454	2,65	1,35	-	0,93	0,92	0,08	0,65	0,09	0,02	0,70	0,02	0,03	2,06
38/А	2,70	1,30	-	0,80	0,65	0,15	0,79	0,10	0,01	0,82	0,06	0,03	2,20
500/А	2,61	1,39	-	0,95	0,82	0,34	0,46	0,09	0,01	0,72	0,04	-	2,10
547/А	2,71	1,29	-	0,88	0,63	0,26	0,76	0,10	0,01	0,84	0,10	0,03	1,82
549/А	2,59	1,41	-	0,84	1,02	0,12	0,53	0,13	0,02	0,70	0,10	0,09	2,16
561/А	2,47	1,53	-	1,05	0,87	0,03	0,50	0,11	-	0,68	0,04	0,07	2,64
619/А	2,74	1,26	-	1,16	1,03	0,24	0,44	0,15	0,01	0,82	0,01	-	1,32
624/А	2,60	1,40	-	1,00	0,91	0,21	0,36	0,13	0,01	0,80	0,12	0,03	2,34
728/А	2,61	1,39	-	1,09	0,65	0,27	0,59	0,04	-	0,68	0,02	0,08	2,24
942/А	2,86	1,14	-	1,07	0,80	0,54	0,46	0,05	0,01	0,86	0,02	0,04	1,18
1429/А	2,58	1,42	-	0,98	0,91	0,17	0,31	0,14	0,02	0,78	0,08	0,10	2,50
19	2,57	1,43	-	1,03	0,85	0,06	0,56	0,14	0,02	0,80	0,02	-	2,28
12	2,66	1,34	-	1,04	0,97	-	0,72	0,15	0,03	0,94	0,02	0,01	1,48
59	2,71	1,29	-	1,08	1,11	0,19	0,48	0,12	0,02	1,00	0,02	-	1,34

Особенности состава биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов Дэриульского выступа

№ обр.	F	Fe <sup>2+</sup> /Mg	a	F пород	T°C	Парагенезис
64	68	1,42	33	66	390 (Пл+Кш)	Би <sub>68</sub> +Пл+Кш+Кв
66	72	1,73	36	64	390 (Пл+Кш)	Би <sub>72</sub> +Пл+Кш+Кв
1031	56	0,89	40			Би <sub>56</sub> +Пл+Кш+Кв
3036	57	0,78	38			Би <sub>57</sub> +Пл+Кш+Кв
3052	67	1,25	39			Би <sub>67</sub> +Пл+Кш+Кв
3064	63	1,30	36	64		Би <sub>63</sub> +Пл+Кш+Кв
3095	64	1,24	38	65		Би <sub>64</sub> +Пл+Кш+Кв
3271	52	0,85	32			Би <sub>52</sub> +Пл+Кш+Кв
3442	57	1,03	36			Би <sub>57</sub> +Пл+Кш+Кв
3454	63	0,99	36			Би <sub>63</sub> +Пл+Кш+Кв
38/A	64	0,82	39			Би <sub>64</sub> +Пл+Кш+Кв
500/A	57	0,86	44			Би <sub>57</sub> +Му+Пл+Кш+Кв
547/A	61	0,71	40			Би <sub>61</sub> +Му+Пл+Кш+Кв
549/A	65	1,22	39	62		Би <sub>65</sub> +Му+Пл <sub>15</sub> +Кш+Кв
561/A	56	0,82	40			Би <sub>56</sub> +Му+Пл+Кв
619/A	56	0,89	36	65		Би <sub>56</sub> +Пл+Кш+Кв
624/A	56	0,92	41			Би <sub>56</sub> +Му+Пл+Кш+Кв
728/A	53	0,60	41			Би <sub>53</sub> +Му+Пл <sub>15</sub> +Кш+Кв
942/A	54	0,75	42	56		Би <sub>54</sub> +Му+Пл+Кш+Кв
1249/A	55	0,93	42			Би <sub>55</sub> +Му+Пл+Кш+Кв
19	58	0,82	38	46	530 (Би+Гр)	Би <sub>58</sub> +Гр <sub>89</sub> +Пл+Кш+Кв
12	62	0,93	33	57	450 (Пл+Рог)	Би <sub>62</sub> +Рог <sub>65</sub> +Пл <sub>25</sub> +Кш+Кв
59	59	1,02	35	66	540 (Пл+Рог)	Би <sub>59</sub> +Рог+Пл+Кш+Кв

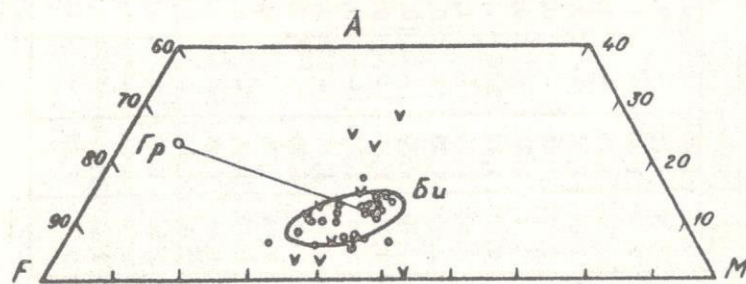


Рис. 24. АФМ диаграмма для биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов

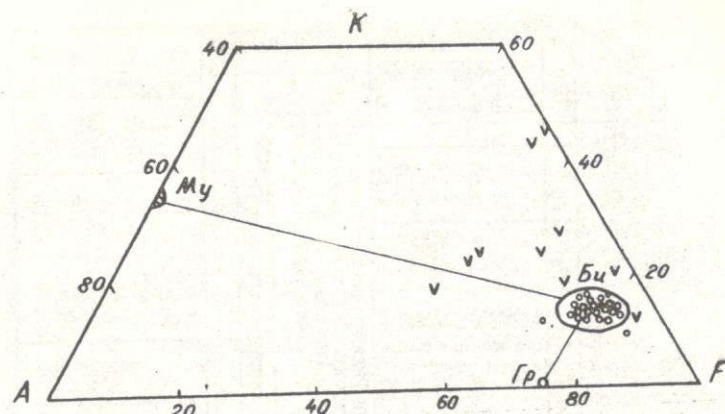


Рис. 25. АКФ диаграмма для биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов

титовому термометру она равняется 530°C (обр.19). Примерно такая же температура была установлена по биотит-роговообманковой паре - 540°C (обр.59), а по плагиоклаз-роговообманковому термометру получено сравнительно низкое значение - 450°C (обр.12). Возникновение же калишпата в этих парагенезисах происходит в значительно более низкотемпературных условиях - 390°C (обр.64 и 66).  
Летучесть кислорода ( $f_{O_2}$ ), рассчитанная по магнетитовому геобарометру, низкая -  $10^{-22}$  бар (Чихелидзе, Хмаладзе, 1976).

#### Биотиты из калишпатовых гранитоидов

В подавляющем большинстве случаев биотит из калишпатовых гранитоидов является единственным темнокрасным минералом в породе. Местами за счет биотита образуется мусковит. В гибридных калишпатовых гранитоидах совместно с биотитом сосуществует амфибол. Химический состав, кристаллохимические формулы и особенности биотитов из этих гранитоидов приводятся в табл. 29-31 и на рис. 26 и 27. Железистость биотита, за исключением образца 16 высокая - 60-87. Значение  $Fe^{2+}/Mg$  в биотитах из этой группы также высокое - примерно от 1,0 до 3,31. Глиноземистость биотита 34-46. Железистость породы то больше, то меньше железистости породы.

Температура кристаллизации биотитосодержащих парагенезисов определена по дуполевошпатовому термометру (обр.16 и 1195). Нижний предел кристаллизации калишпата равен примерно 550°C, т.е. возникновение биотита связано с более высокотемпературными условиями.

Таблица 29  
Химический состав олигитов из калишпатовых гранитов Дзиркульского выступа

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	Ca	MgO	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
1401 <sup>X</sup>	35,16	2,10	22,61	22,28	4,41	0,51	0,46	0,54	4,41	7,49	1,80	3,60	94,05
103 <sup>X</sup>	33,35	2,06	20,36	29,35	2,29	0,23	0,05	0,76	7,52	7,52	0,76	3,85	95,23
85 <sup>X</sup>	36,90	2,15	22,00	25,01	4,23	0,51	0,05	0,80	8,04	8,04	0,76	3,85	98,33
23/К	32,80	2,24	19,90	12,90	8,40	0,23	0,32	2,73	7,80	7,80	0,36	3,16	99,55
16	35,29	2,71	16,15	6,40	11,27	0,39	0,32	5,15	14,99	6,90	0,16	3,50	99,60
52	34,54	1,92	15,48	5,74	25,20	0,43	0,40	8,64	4,59	5,10	0,36	3,16	99,53
556/59	35,86	1,23	13,60	8,82	19,44	0,36	0,40	5,15	11,16	9,80	0,16	3,50	99,55
47	32,92	2,53	17,06	7,93	15,54	0,21	0,15	1,45	8,64	9,12	0,94	4,04	99,78
1195	32,00	2,40	19,62	6,23	18,26	0,21	0,15	1,45	6,81	7,40	0,94	4,62	100,09

Примечание. Калишпатовые гранитоиды: 1401<sup>X</sup> - из приконтактовой части Рквийского интрузива; 103<sup>X</sup> - с. Улumba; 85<sup>X</sup> - в. Чидиссикали; контакт биолитов и гранитов: 23/К - Р. Хелмосмудла; 16 - с. Вакса; 47 - в. Дзиркула; 52 - р. Чератхеви; 556/59 - Р. Одоружа; 1195 - с. Рквиза.  
Аналитики: Т.А. Асумладзе, Б.В. Кошибидзе, М.И. Лазаршвили, В.А. Читашвили, Л.Д. Цецелдзе

Таблица 30  
Кристаллохимические формулы олигитов из калишпатовых гранитов Дзиркульского выступа

№ обр.	Si	Al <sup>IV</sup>	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Mn	K	Na	Ca	OH
1401 <sup>X</sup>	2,78	1,22	0,52	1,47	0,89	0,75	0,12	0,03	0,76	0,06	0,04	1,84
103 <sup>X</sup>	2,69	1,31	0,27	1,98	0,62	0,36	0,13	0,07	0,90	0,04	0,22	1,66
85 <sup>X</sup>	2,82	1,18	0,48	1,60	0,80	0,36	0,12	0,15	0,78	0,06	0,09	1,84
23/К	2,52	1,48	0,67	0,62	0,32	0,34	0,07	0,03	0,66	0,06	0,09	1,84
16	2,64	1,36	0,96	0,70	0,06	0,52	0,15	0,03	0,52	0,04	0,09	1,84
52	2,74	1,26	0,54	1,29	0,19	0,34	0,17	0,03	0,94	0,06	0,09	1,84
556/59	2,84	1,16	0,61	1,01	0,14	0,46	0,14	0,02	0,90	0,02	0,12	2,34
47	2,57	1,43	1,00	1,17	0,22	0,35	0,18	0,01	0,72	0,02	0,12	2,34
1195	2,45	1,55	0,78	1,17	0,22	0,35	0,18	0,01	0,72	0,02	0,12	2,34

Таблица 31

Особенности состава биотитов из калишпатовых гранитоидов Дзиркульского выступа

№ обр.	F	Fe <sup>+2</sup> /Mg	a	F поро- ды	T <sup>o</sup> C	Парагенезисы
1401 <sup>X</sup>	74	2,84	51			Би <sub>74</sub> +Пл+Кшп+Кв+Сил
103 <sup>X</sup>	87	-	46			Би <sub>87</sub> +Пл+Кшп+Кв
85 <sup>X</sup>	77	3,31	49			Би <sub>77</sub> +Пл+Кшп+Кв
23/К	59	0,64	44			Би <sub>59</sub> +Му+Пл+Кшп+Кв
16	39	0,42	34	58	550 (Пл+Кшп)	Би <sub>39</sub> +Пл <sub>31</sub> +Кшп <sub>19</sub> +Кв
52	79	3,07	36	67		Би <sub>79</sub> +СвРог <sub>71</sub> +Пл+Кшп
556/59	75	2,10	34	78		Би <sub>75</sub> +Пл+Кшп+Кв
47	60	1,01	39	59		Би <sub>60</sub> +Пл+Кшп+Кв
1195	66	1,49	43		550 (Пл+Кшп)	Би <sub>66</sub> +Пл <sub>28</sub> +Кшп <sub>17</sub> +Му

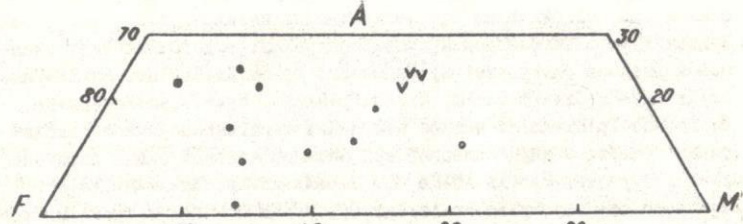


Рис. 26. АФМ диаграмма для калишпатовых гранитоидов

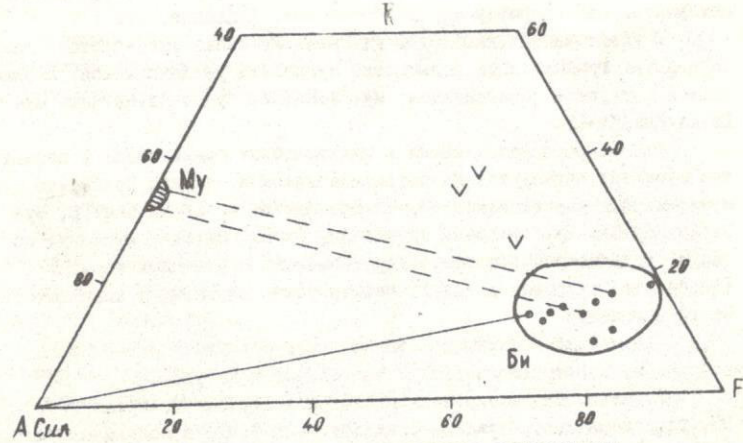


Рис. 27. АФВ диаграмма для калишпатовых гранитоидов

В калищатовых гранитоидах по данным о составе биотита определены летучесть кислорода и воды и парциальное давление воды, которое достигает почти 2 кбар (Чихелидзе, Хмаладзе, 1977). Летучесть кислорода рассчитана и по магнетитовому геобарометру (Чихелидзе, Хмаладзе, 1976).

#### МУСКОВИТЫ

Мусковиты в породах Дзиркульского выступа распространены несколько меньше, нежели биотиты. Устанавливаются серицитизация и мусковитизация плагиоклаза, биотита, граната, кордиерита и андалузита в регрессивной стадии метаморфизма. В кристаллических сланцах встречается равновесный с биотитом мусковит. Наблюдается собирательная перекристаллизация серицита с образованием индивидуальных чешуек мусковита. Особенно широко развивались процессы перекристаллизации серицита в нижнепалеозойской метаморфической свите при преобразовании серицитовых филлитов в двуслюдяные кристаллические сланцы под воздействием позднегерцинских калищатовых гранитоидов. Минеральные парагенезисы мусковитосодержащих кристаллических сланцев и гнейсов следующие: Му+Би+Пл+Кв, Му+Би+Пл+Кв+Кпш, Му+Би+Сил+Пл+Кв, Му+Би+Сил+Гф+Пл+Кв, Му+Би+Гр+Пл+Кв, Му+Би+Сил+Кор+Пл+Кв, Му+Би+Кор+Гр+Пл+Кв. В четыре последних парагенезиса часто входит также графит. В нижнепалеозойской метаморфической свите парагенезисы следующие: Сер+Хл+Аб+Кв+Гф, Сер+Хл+Аб+Кв, Му+Би+Кв+Аб+Эп, Му+Би+Кв+Аб+Кпш, Му+Би+Кв+Аб+Кпш+Гр, Му+Би+Аб+Кв+Кпш+Турм (мы предполагаем, что и гранат, графит, турмалин, калишпат и некоторые другие минералы возникли в этих образованиях в результате наложенных контактово-гидротермальных процессов; Хмаладзе, 1978).

В гнейсовидных кварцевых диоритах мусковит встречается реже. По мере их гранитизации количество мусковита увеличивается. Наблюдаются следующие парагенезисы: Му+Би+Пл+Кв, Му+Би+Пл+Кв+Кпш, Му+Би+Пл+Кпш+Кв+Гр.

Широко распространенный в калищатовых гранитоидах и пегматитах мусковит образуется на постмагматической стадии. Примерные мусковитовые парагенезисы: Му+Пл+Кпш+Кв+Кв, Му+Кв+Пл+Кпш+Гр, Му+Пл+Би+Кпш+Кв, Му+Кпш+Аб+Кв, Му+Аб+Кв, Му+Кв. Нередко мусковит образуется также в контактово-гидротермально измененных породах (альбититы, грейзены и т.д.), генетически связанных с калищатовыми гранитоидами.

Химический состав, кристаллические формулы и особенности состава мусковитов приведены в табл. 32-34 и на рис. 28.

Железистость мусковитов меняется в широком интервале - 39-93, глиноземистость лежит в пределах 0,86-0,97, а содержание парагонитовой составляющей мусковита - 3,8-28,1.

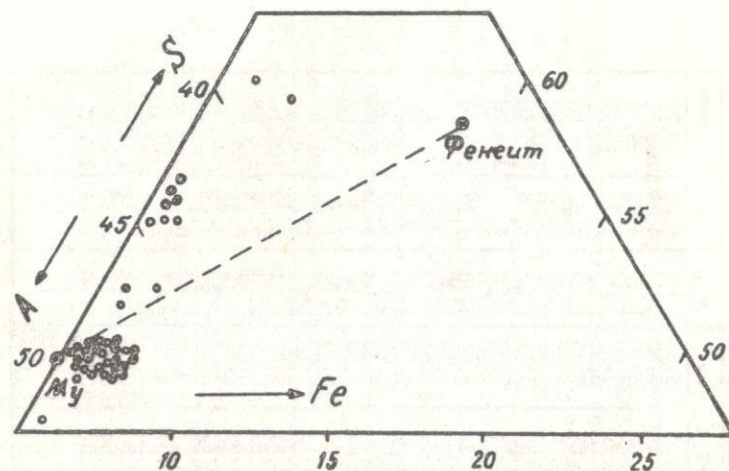


Рис. 28. А F диаграмма для мусковитов,  $A = Al + Fe^{+3}$ ,  $S = Si$ ,  $F = Fe^{+2} + Mg + Aln$  в атомн. %

На диаграмме (см. рис. 28) большинство фигуративных точек мусковита расположено около точки мусковита, а некоторые (мусковиты из гидротермально измененных пород и филлитов) отклоняются в сторону фигуративной точки фенгита.

Мусковит и биотитосодержащие парагенезисы кристаллических сланцев и гнейсов Дзиркульского выступа формируются в высокотемпературных условиях - 600-700°C, при давлении примерно 2-2,5 кбар.

В калищатовых гранитоидах и пегматитах устанавливаются как сравнительно низкотемпературные (290-340°C), так и более высокотемпературные (380-430°C) мусковиты.

#### ГРАНАТ

Гранат является характерным минералом кристаллических сланцев, гнейсов и редкометальных пегматитов (ср. Проша и Сазано). В амфиболитах и метабазитах этот минерал встречается редко. В калищатовых гранитах и некоторых метасоматических гранитоидах гранат относится к аксессуарам.

Гранаты из кристаллических пород Дзиркульского выступа принадлежат пиральспитам (табл. 36 и рис. 29) с относительно небольшим содержанием андрадита и гроссуляра. Наиболее высокое содержание последних зафиксировано в гранатах из амфиболитов. На диаграмме

Химический состав мусковитов Деврульского выступа

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
15/К	46,96	0,33	32,38	0,90	0,78	0,05	0,99	0,70	0,85	9,50	1,04	5,30	99,78
К/18	46,99	0,31	32,92	1,03	0,88	0,05	0,76	0,90	0,95	9,50	0,76	4,66	99,71
К/19	46,47	0,26	33,35	0,70	0,73	0,05	0,87	0,72	0,90	9,40	1,50	4,80	99,75
26/К	47,52	0,35	31,94	0,99	0,60	0,05	0,68	0,78	0,90	8,40	1,30	5,42	99,64
74	48,93	0,09	31,42	2,99	0,70	0,03	0,87	0,78	0,90	8,20	1,23	5,01	99,90
193	52,02	0,29	28,35	0,83	0,63	сл.	1,13	1,25	1,70	10,51	1,23	4,62	99,86
3310	53,71	0,29	34,26	0,23	1,54	сл.	1,73	1,25	0,54	10,51	0,81	4,70	100,21
1039	46,98	0,43	36,34	0,60	0,66	0,03	0,92	сл.	0,67	9,54	1,46	5,37	100,30
771/48	44,28	0,28	31,30	4,85	-	0,16	1,20	0,08	0,72	9,50	4,12	4,68	100,30
К/01	44,45	0,31	32,80	5,20	0,78	0,10	1,40	0,10	1,25	9,80	3,75	4,68	100,34
К/03	41,15	0,25	32,70	5,45	0,45	сл.	1,30	0,57	1,58	8,50	4,15	4,92	100,37
К/06	40,72	0,31	33,06	1,11	0,81	0,03	1,63	0,57	1,40	9,14	1,30	5,92	99,81
3133	45,81	0,15	34,47	1,87	0,75	0,04	0,87	0,54	0,54	8,64	2,23	5,28	99,52
1193	43,68	0,50	34,17	2,50	0,21	0,03	1,14	0,29	0,35	8,72	1,68	5,87	99,33
3386/87	46,52	0,29	30,80	3,63	0,36	0,03	1,14	1,02	0,67	10,06	2,07	5,36	99,95
3386/88	45,25	0,22	32,42	1,74	0,72	0,03	1,14	0,79	0,87	9,33	2,04	5,96	99,79
9	45,04	0,38	32,71	3,99	0,90	0,03	1,14	0,68	0,67	9,69	2,95	5,96	99,87
1208	42,01	0,15	32,63	3,29	0,94	0,44	0,92	0,12	0,54	10,89	2,98	6,47	99,78
А/1	43,10	0,38	31,95	5,10	1,62	0,15	0,95	0,10	1,40	9,35	3,72	3,48	100,21
72	44,48	0,13	30,43	0,57	0,27	0,02	0,64	0,10	0,54	9,72	1,84	3,48	99,68
83	44,35	0,13	34,53	1,77	0,48	0,02	0,91	-	0,54	10,08	1,73	5,74	100,18
10	42,79	0,18	32,24	3,41	0,17	0,49	1,23	-	0,40	9,14	2,95	6,47	99,78
12	43,22	0,18	32,10	2,06	0,20	0,52	1,60	0,10	0,40	9,12	2,47	5,98	99,80
31	44,37	0,16	33,76	3,37	0,09	0,11	0,98	0,13	0,54	9,36	1,92	5,10	99,95
33	43,15	0,16	33,20	4,23	0,17	0,11	0,98	-	0,67	9,54	2,67	3,37	99,97
9	44,15	0,08	33,89	2,70	0,19	0,11	1,29	0,13	0,54	9,55	2,49	3,37	99,54
11	42,94	0,21	33,12	4,50	1,14	0,08	1,08	0,12	0,54	9,54	2,49	5,88	99,65
13	43,76	0,11	33,33	1,12	1,83	0,38	1,43	0,12	0,54	10,08	2,03	5,54	100,22
15	43,79	0,22	33,65	1,49	1,78	0,22	0,88	0,13	0,54	10,26	1,70	5,33	99,99
16	44,34	0,03	33,41	1,63	1,82	0,16	0,84	-	0,54	10,44	1,68	5,28	100,17

Примечание. 15/К - кордиерит-двуосный гнейс, р. Кыргыла; К/18 - двуосный кристаллический сланец,

р. Хелмосмула; К/19 - биогитовый плагиогнейс, р. Хелмосмула; 26/К - графит-кордиерит-двуосный гнейс, р. Хелмосмула; 74 - гранат-кордиерит-андалузит-двуосный гнейс, р. Чертамела; 193 - кварц-сиринцит-жюльит-альбит-графитовый сланец, р. Чертамела; 3310 - двуосный плагио-гнейс, р. Чертамела; 193 - кварц-

сиринцит-жюльит-альбит-графитовый сланец, р. Чертамела; 771/48 - гнейсовидный кварцевый диорит, р. Даврула;

мела; 1039 - двуосный гнейс, с. Шроша; 771/48 - гнейсовидный кварцевый диорит, р. Даврула;

КД/01, КД/03 - гнейсовидные кварцевые диориты, с. Рквия; КД/06 - то же, с. Шроша; 3133 - мигматит,

с. Бертангачела; 977 - калищатовый гранит, р. Мачарула; 1193 - то же, с. Рквия; 3357 - то же, р. Ма-

чарула; 3386/87, 3383/88 - то же, с. Рквия; 9, 1208 - то же, с. Шроша; А/1 - то же, с. Рквия; 72,

83, 10, 12, 31, 63, 6, 11, 13, 15, 18, 21, 1014, 1015, 1207 - пегматит, с. Шроша; 1217/1218 - то

же, с. Сазано; ПБ/540, П/532, ПБ/377, П/214 - то же, с. Шроша; 3292 - грейзен, р. Чертамела;

17 - грейзенизированный пегматит, с. Шроша; 3396 - контактовый порода, с. Рквия. (Анализ КД/01-

КД/06, А/1, ПБ/540-П/214 выполнены из работ Олджатзе, 1969.)

Аналитики: Н.Д. Джабу, Г.Н. Гаркишвили, В.В. Кошманов, В.А. Чугашвили, Л.М. Басмашвили.

21	43,20	0,12	33,04	1,82	1,81	0,19	0,91	0,54	0,54	9,72	2,49	6,01	99,85
1014	42,98	0,13	34,11	2,66	0,35	0,06	0,49	0,54	0,54	10,22	2,27	5,87	99,62
1015	43,70	0,07	35,67	1,09	0,44	0,03	0,24	0,43	0,54	11,32	2,06	5,13	100,19
1207	41,67	0,16	33,10	3,91	0,90	0,03	0,57	0,54	0,54	10,89	2,57	6,84	100,18
1217	42,57	-	34,92	0,32	0,81	0,03	0,49	0,64	0,64	11,04	2,88	6,40	100,03
1218	43,44	0,08	34,00	4,86	1,80	0,03	0,40	0,43	0,43	11,34	1,73	6,12	100,16
П/540	43,44	0,15	34,17	4,92	1,94	0,03	0,35	0,58	0,58	9,95	2,10	4,90	101,17
П/532	43,45	0,15	37,82	0,95	0,17	0,24	0,22	0,82	0,82	9,79	3,45	3,60	99,32
ПБ-377	43,87	0,12	33,77	4,50	1,51	0,17	0,25	1,34	1,34	9,60	0,96	4,50	99,96
П/377	44,18	0,12	33,77	3,83	1,73	0,22	0,27	0,80	0,80	7,80	1,18	5,19	99,46
П/214	47,02	-	33,59	2,30	0,25	0,24	0,27	1,44	1,44	8,78	0,32	5,14	99,51
3292	42,64	0,15	31,33	0,33	1,44	сл.	1,22	0,52	0,52	9,36	2,90	6,18	99,70
17	50,15	0,12	32,88	1,15	0,80	0,32	0,92	0,40	0,40	8,25	0,12	4,66	100,06
3396	50,15	0,12	32,88	1,01	0,54	-	0,65	0,56	0,56	8,25	0,12	4,66	100,06

Примечание. 15/К - кордиерит-двуосный гнейс, р. Кыргыла; К/18 - двуосный кристаллический сланец,

р. Хелмосмула; К/19 - биогитовый плагиогнейс, р. Хелмосмула; 26/К - графит-кордиерит-двуосный гнейс, р. Хелмосмула; 74 - гранат-кордиерит-андалузит-двуосный гнейс, р. Чертамела; 193 - кварц-

сиринцит-жюльит-альбит-графитовый сланец, р. Чертамела; 3310 - двуосный плагио-гнейс, р. Чертамела; 193 - кварц-

сиринцит-жюльит-альбит-графитовый сланец, р. Чертамела; 771/48 - гнейсовидный кварцевый диорит, р. Даврула;

мела; 1039 - двуосный гнейс, с. Шроша; 771/48 - гнейсовидный кварцевый диорит, р. Даврула;

КД/01, КД/03 - гнейсовидные кварцевые диориты, с. Рквия; КД/06 - то же, с. Шроша; 3133 - мигматит,

с. Бертангачела; 977 - калищатовый гранит, р. Мачарула; 1193 - то же, с. Рквия; 3357 - то же, р. Ма-

чарула; 3386/87, 3383/88 - то же, с. Рквия; 9, 1208 - то же, с. Шроша; А/1 - то же, с. Рквия; 72,

83, 10, 12, 31, 63, 6, 11, 13, 15, 18, 21, 1014, 1015, 1207 - пегматит, с. Шроша; 1217/1218 - то

же, с. Сазано; ПБ/540, П/532, ПБ/377, П/214 - то же, с. Шроша; 3292 - грейзен, р. Чертамела;

17 - грейзенизированный пегматит, с. Шроша; 3396 - контактовый порода, с. Рквия. (Анализ КД/01-

КД/06, А/1, ПБ/540-П/214 выполнены из работ Олджатзе, 1969.)

Аналитики: Н.Д. Джабу, Г.Н. Гаркишвили, В.В. Кошманов, В.А. Чугашвили, Л.М. Басмашвили.

Кристаллохимические формулы мусковитов Дзиркульского выстула

№ ообр.	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Mn	Ti	K	Na	Ca	OH
15/K	3,13	0,87	0,10	0,04	1,66	0,05	-	0,01	0,80	0,12	0,05	2,36	
K/18	3,15	0,85	0,08	0,05	1,74	0,05	-	0,01	0,82	0,12	0,06	2,08	
K/19	3,12	0,88	0,09	0,04	1,76	0,03	-	0,01	0,80	0,12	0,05	2,14	
26/K	3,17	0,83	0,07	0,03	1,68	0,03	-	0,01	0,80	0,12	0,05	2,40	
74	3,24	0,76	0,07	0,04	1,69	0,05	-	-	0,74	0,12	0,06	2,30	
193	3,43	0,57	0,19	0,03	1,53	0,13	-	0,04	0,60	0,10	0,04	2,18	
3310	3,51	0,49	0,11	0,03	1,70	0,04	-	0,01	0,54	0,22	0,09	2,0	
1039	3,14	0,86	0,07	0,07	1,83	0,01	-	0,01	0,80	0,08	-	2,10	
771/48	3,04	0,96	0,08	0,03	1,71	0,03	-	0,02	0,78	0,08	-	2,30	
KU/01	3,0	1,0	0,13	-	1,60	0,25	-	0,01	0,86	0,22	0,01	2,20	
KU/03	2,91	1,09	0,15	-	1,65	0,28	-	0,01	0,88	0,16	0,01	1,80	
KU/06	2,88	1,12	0,14	0,05	1,61	0,29	-	0,01	0,76	0,22	0,01	1,96	
3133	3,04	0,96	0,16	0,02	1,62	0,05	-	-	0,78	0,10	0,04	2,62	
977	2,52	1,08	0,08	0,04	1,63	0,09	-	0,01	0,74	0,06	-	2,80	
1193	2,93	1,07	0,13	0,01	1,62	0,13	-	0,02	0,74	0,04	0,02	2,62	
3357	3,10	0,90	0,11	0,02	1,52	0,19	-	0,01	0,84	0,08	0,07	2,38	
3386/87	3,05	0,95	0,09	0,04	1,65	0,09	-	0,01	0,80	0,12	0,06	2,40	
3383/88	2,99	1,01	0,11	0,05	1,56	0,09	-	0,02	0,82	0,08	0,05	2,54	
9	2,88	1,12	0,09	0,05	1,45	0,18	0,02	-	0,76	0,06	0,01	2,94	
1208	2,85	1,15	0,02	0,09	1,45	0,12	-	0,01	0,94	0,04	-	3,14	
Al/I	3,06	0,94	0,10	-	1,73	0,27	0,01	0,02	0,74	0,20	0,01	1,64	
72	2,96	1,04	0,06	0,02	1,81	0,03	-	-	0,82	0,06	-	2,44	

№ ообр.	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Mn	Ti	K	Na	Ca	OH
83	2,96	1,04	0,09	0,03	1,67	0,08	-	0,02	-	0,86	0,08	-	2,56
10	2,91	1,09	0,12	-	1,48	0,18	0,02	0,01	0,76	0,04	-	-	2,94
12	2,95	1,05	0,11	0,12	1,52	0,09	0,03	0,01	0,80	0,04	0,01	0,01	2,74
31	3,06	0,94	0,11	-	1,80	0,17	-	-	0,82	0,06	0,01	0,01	2,34
63	2,92	1,08	0,10	0,01	1,53	0,20	-	0,01	0,80	0,08	-	-	2,34
6	3,07	0,93	0,12	0,07	1,84	0,14	-	-	0,88	0,06	-	-	1,54
11	2,93	1,07	0,11	0,12	1,58	0,07	-	0,01	0,82	0,08	0,01	0,01	2,77
13	2,96	1,04	0,14	0,10	1,61	0,05	0,02	-	0,86	0,06	0,01	0,01	2,50
15	3,02	0,98	0,08	0,10	1,75	0,07	0,01	0,01	0,90	0,08	0,01	0,01	2,44
18	3,00	1,00	0,06	0,10	1,65	0,08	0,01	-	0,88	0,06	-	-	2,38
21	2,93	1,07	0,09	0,10	1,56	0,09	0,01	-	0,84	0,06	-	-	2,70
1014	2,89	1,11	0,04	0,02	1,67	0,13	-	-	0,86	0,06	-	-	2,60
1015	3,06	0,94	0,02	0,02	1,97	0,05	-	-	1,00	0,04	-	-	2,40
1207	2,84	1,16	0,05	0,04	1,41	0,19	-	-	0,94	0,06	-	-	3,10
1217	2,87	1,13	0,05	0,04	1,65	0,01	-	-	0,94	0,08	-	-	2,88
1218	2,90	1,10	0,04	0,10	1,62	0,04	-	-	0,96	0,04	-	-	2,78
III/540	2,93	1,07	0,03	0,10	1,66	0,24	-	0,01	0,76	0,08	-	-	2,20
II/532	2,99	1,01	0,02	0,01	2,05	0,05	0,01	0,01	0,86	0,10	-	-	1,58
III/377	3,02	0,98	0,02	0,09	1,77	0,23	0,01	-	0,86	0,18	-	-	1,66
II/377	3,00	1,00	0,02	0,10	1,70	0,19	0,01	-	0,84	0,10	-	-	2,04
II/214	3,14	0,86	0,03	0,01	1,77	0,11	0,01	-	0,66	0,14	-	-	2,28
3292	3,26	0,74	0,12	0,07	1,71	0,01	-	-	0,74	0,10	0,05	-	2,28
17	2,91	1,09	0,09	0,04	1,55	0,16	0,02	0,08	0,80	0,04	-	-	2,80
3396	3,28	0,72	0,06	0,03	1,81	0,04	-	-	0,68	0,14	0,04	-	2,02



Особенности состава мусковитов Дзиркульского выступа

№ обр.	Содержание парагонита мол. %		T°C	Парагенезис
	a	F		
15/К	0,92	48	12,2	Му+Би+Кор+Кв+Пл+Кшп
К/18	0,93	56	12,9	Му+Би+Пл+Кшп+Кв
К/19	0,93	45	13,0	Мд+Би+Пл+Кв
26/К	0,94	48	13,0	Му+Би+Кор+Грф+Кв+Пл
74	0,94	55	14,0	Му+Би+Гр <sub>81</sub> +Анд+Кор+Пл+Кв
193	0,86	47	14,6	Сер+Хл+Ал+Грф+Кв
3310	0,91	39	28,1	Му+Би+Гр+Пл+Кв
1039	0,97	53	7,5	Му+Би+Пл+Кв
771/48	0,93	44	9,8	Му+Би <sub>50</sub> +Пл <sub>29</sub> +Кв+Гр
КД/01	0,92	67	20,5	
КД/03	0,92	65	16,1	
КД/06	0,90	71	22,4	
3133	0,89	33	11,8	Му+Би+Пл+Кшп+Кв
977	0,93	61	8,5	Му+Пл+Кшп+Кв
1193	0,87	52	5,6	Му+Би <sub>77</sub> +Пл <sub>32</sub> +Кшп <sub>21</sub> +Кв
3357	0,92	65	9,4	Му+Пл+Кшп+Кв
3386/87	0,92	70	9,7	Му+Би+Пл+Кшп+Кв
3383/88	0,88	55	9,6	Му+Би+Кшп+Пл+Кв
9	0,88	72	7,8	395 Му+Кшп+Пл+Кв
1208	0,92	89	4,7	290 Му+Кшп+Пл+Кв
АД/1	0,97	73	20,7	
72	0,96	43	7,2	380 Му+Ал+Кшп+Кв
83	0,93	57	6,9	375 Му+Кшп+Ал+Кв
10	0,91	70	6,0	340 Му+Ал+Кв
12	0,88	66	5,8	330 Му+Ал+Кв
31	0,94	61	7,4	385 Му+Ал+Кшп+Кв
63	0,93	69	9,8	430 Му+Кшп+Ал+Кв
6	0,95	62	7,3	385 Му+Кшп+Ал+Кв
11	0,87	64	7,3	385 Му+Кшп+Ал+Кв
13	0,86	52	6,9	375 Му+Ал+Кшп+Кв
15	0,90	66	6,8	375 Му+Ал+Кшп+Кв
18	0,90	68	6,8	375 Му+Ал+Кшп+Кв
21	0,89	68	7,2	380 Му+Кшп+Ал+Кв
1014	0,98	76	7,7	395 Му+Кшп+Ал+Кв
1015	0,98	77	5,0	300 Му+Кшп+Ал+Кв
1207	0,98	82	7,1	375 Му+Ал+Кшп+Кв

Продолжение таблицы 34

№ обр.	Содержание парагонита мол. %		T°C	Парагенезис
	a	F		
1217	0,91	56	7,8	400 Му+Ал+Кшп+Кв
1218	0,92	78	4,8	290 Му+Ал+Кшп+Кв
ПБ/540	0,93	91	9,6	
П/532	0,97	65	11,0	
ПБ/377	0,94	93	16,8	
П/377	0,93	92	11,3	
П/214	0,97	81	17,8	
3292	0,90	43	12,3	470 Му+Ал+Би+Кв
17	0,88	69	5,7	330 Му+Ал+Кв
3396	0,90	54	17	Му+Кшп+Сил+Кв

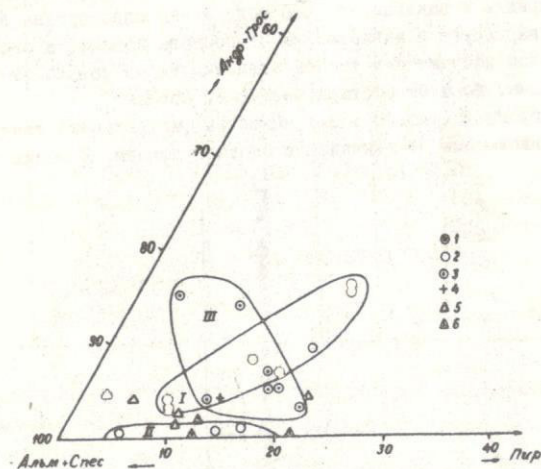


Рис. 29. Компонентный состав гранатов из метаморфитов и гранитоидов.  
 I - гранаты из амфиболитов и metabазитов; 2 - кристаллических сланцев; 3 - гнейсов; 4 - филлита; 5 - гнейсовидных кварцевых диоритов и метасоматических гранитоидов; 6 - калишпатовых гранитов.  
 I - поле гранатов амфиболитов и metabазитов, II - кристаллических сланцев, III - гнейсов.

(Альм+Спес) - Пир - (Грос+Андр) также видно, что минимальное количество уграндитового компонента установлено в гранатах из кристаллических сланцев, а гранаты гнейсов являются как бы промежуточными. В этих породах гранат образуется в прогрессивной стадии регионального метаморфизма. Именно в них были зафиксированы высокие значения температуры (гл.2 и 3), в целом соответствующие температурным условиям анатексиса гранитных пород.

Несмотря на малочисленность проанализированных образцов граната из метаморфических пород Дзирульского выступа (табл.35 и 36, рис.29) по полученным данным устанавливается увеличение пиррового и снижение спессартинового компонентов с усилением метаморфизма (Перчук,1970; Корнев,1980; Шенгелиа, Кецховели,1982).

Содержание спессартинового компонента некоторыми авторами рассматривается как индикатор РТ условий метаморфизма (Миясиро, 1976). По мнению К.Б.Кекежинскаса (1977), оно в основном определяется, с одной стороны, количеством граната в породе, а с другой - содержанием марганца в ней. Д.М.Шенгелиа и Д.Н.Кецховели (1982) при изучении гранатов из метapelитов буульгенской серии и лаштракской свиты пришли к заключению, что содержание спессартина в гранате сильно варьирует в зависимости от состава породы, а состав граната в целом находится в тесной зависимости не только от степени метаморфизма, но и от состава вмещающей породы.

На диаграммах (рис.30 и 31) нанесены фигуративные точки гранатов вне зависимости от генезиса и состава породы. В обоих случа-

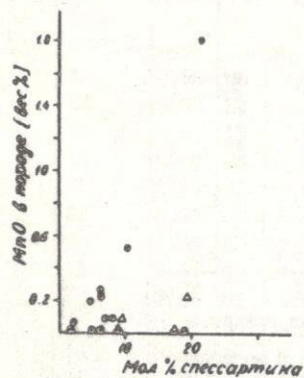


Рис.30. Корреляция содержания спессартина в гранате с  $MnO : (MnO + FeO + MgO)$  в породе

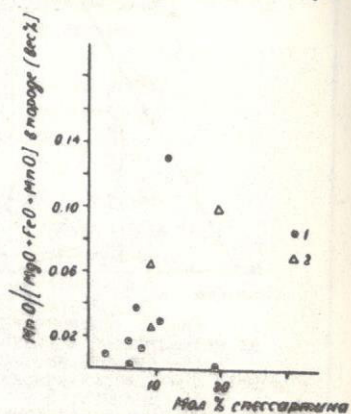


Рис.31. Корреляция содержания спессартина в гранате с  $MnO$  в породе.

1 - гранаты из метаморфических пород; 2 - гранаты из гранитоидов

Компонентный состав гранатов из метаморфитов и гранитоидов Дзирульского выступа

№ обр.	Пир.	Альм.	Спес.	Андр.	Грос.	MnO	MnO/(MgO+FeO+MnO)		Парагенезис
3018/1 <sup>X</sup>	17,4	71,4	4,4	6,8	-				Гр81+Би50+Кум50+Рог+Пл
3018/2 <sup>X</sup>	18,7	61,2	3,9	-	16,2				Гр80+Би62+Кум58+Рог+Пл
3018/3 <sup>X</sup>	18,7	61,7	3,3	5,1	11,2				Гр78+Би61+Кум56+Рог+Пл
119 <sup>X</sup>	13,9	74,7	3,6	-	7,8				Гр84+Би62+Кум54+Рог+Пл
62 <sup>X</sup>	8,6	79,5	8,3	-	3,6				Гр90+Рог40+Пл+Би+Пир
514/А	18,7	65,5	7,0	8,8	-	0,28	0,039		Гр81+Би67+Пл+Кв
629/А	17,9	75,9	5,3	0,9	-				Гр81+Би+Му+Сил+Кор+Кв
636/А	14,1	68,5	16,8	-					Гр83+Би67+Му+Пл15+Кв
766/А	5,4	74,7	19,3	0,6	-				Гр93+Би51+Сил+Анд+Пл25+Кв
525/А	21,1	66,5	10,1	2,3	-	0,56	0,030		Гр77+Му+Пл+Кв+Хл
74	17,6	72,5	4,7	4,2	1				Гр81+Би+Му+Анд+Кор+Пл+Кв
828	10,6	69,8	5,0	5,0	9,6				Гр87+Би53+Пл+Кв
31/К	17,0	72,0	6,5	4,5	-	0,24	0,019		Гр81+Би53+Кор+Сил+Шп+Пл
797	13,0	74,5	7,9	4,6	-	0,07	0,014		Гр84+Му+Турм+Пл+Кв
376 <sup>X</sup>	11,8	62,3	21,8	-	4,1	1,78	0,134		Гр86+Би50+Пл+Кв
187 <sup>X</sup>	3,6	77,8	3,1	-	15,5				Гр95+Му+Хл+Грф+Пл+Кв
68 <sup>X</sup>	5,6	70,8	19,7	-	3,9	0,25	0,102		Гр93+Би+Пл+Кш+Кв
19	9,8	81,0	7,7	1,5	0	0,10	0,026		Гр89+Би58+Пл+Кш+Кв
1198/99	20,7	62,2	13,5	3,6	-				Гр80+Би56+Пл+Кв
968	12,4	60,4	27,2	-	-				Гр92+Му+Пл+Кш+Кв
21/78	1,6	83,9	9,7	-	4,8	0,07	0,067		Гр98+Му+Пл+Кш+Би
4	11,9	62,7	23,8	1,6	-				Гр84+Му+Пл+Кш+Кв
24 <sup>X</sup>	8,9	70,4	17,9	-	2,8	0,07	0,390		Гр89+Би+Пл+Кв

ях содержание спессартина коррелируется с содержанием марганца и отношением  $MnO/(MnO+FeO+Mg)$ .

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное изучение породообразующих минералов (амфиболов, биотитов, мусковитов и гранатов) кристаллических пород Дзирульско-го выступа Закавказского срединного массива дали возможность определить некоторые особенности этих минералов, получить генетическую информацию о них и сделать выводы о характере магматического и метаморфического минералообразования.

Из группы амфиболов изучены обыкновенная и сине-зеленая роговая обманка, куммингтонит и актинолит.

Таблица 36  
Химический состав гранатов из метаморфитов и гранитоидов Дзиргульского выступа

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
3018/1 <sup>X</sup>	37,10		20,50	33,20	2,00	4,40	2,30					99,50
3018/2 <sup>X</sup>	36,60		20,80	30,30	1,80	4,60	5,60					99,70
3018/3 <sup>X</sup>	39,80		21,10	29,30	1,50	4,80	6,00					99,70
119 <sup>X</sup>	38,40		21,60	31,40	1,50	3,30	2,60					98,80
62 <sup>X</sup>	37,74		21,91	33,26	3,41	2,00	1,20					99,52
514/A	40,06	0,60	15,80	7,10	23,60	3,80	2,50	0,80	0,50	0,25		97,51
629/A	40,00	0,18	18,04	1,43	30,22	1,79	4,05	1,28	0,30	0,40	0,24	97,99
636/A	40,52	0,06	19,80	0,50	27,09	6,68	3,13	0,67	0,31	0,48	0,46	99,80
766/A	40,32	0,06	20,01	0,50	26,86	6,96	3,14	0,67	0,28	0,42	0,62	99,83
525	39,07	0,35	19,15	2,29	28,80	5,13	4,20	0,99				99,98
74	41,00	0,05	19,72	9,18	21,60	1,91	4,08	1,72	0,30	0,30		99,32
828	39,56	0,05	19,55	12,23	18,54	2,05	2,55	4,88	0,30	0,40		99,46
31/K	39,32	0,05	19,55	17,40	14,97	2,73	4,09	1,50	0,30	0,30		99,67
797	39,00	0,05	19,55	18,05	14,40	3,54	3,35	1,60	0,30	0,30		99,60
376 <sup>X</sup>	40,75		21,14	25,86	7,80	2,41	1,20					99,16
187 <sup>X</sup>	36,80		22,40	32,60	1,20	0,90	5,10					99,00
68 <sup>X</sup>	40,27		21,24	27,24	7,51	1,21	1,10					98,57
19	39,26	0,18	19,49	7,15	26,77	3,10	2,32	0,50	0,10	0,10		99,47

1198	38,96	0,17	19,52	6,28	22,24	4,81	4,16	1,02	0,01			99,17
968	37,98	0,14	17,42	6,78	23,41	10,53	2,72		0,13	0,13	0,15	99,39
980/78	37,08	0,14	18,03	8,35	15,40	17,92	1,17		0,06	0,12	0,14	98,41
21/78	40,40	0,09	19,55	14,10	19,62	3,83	0,41	1,50	0,30	0,30		99,56
4	39,67	0,05	18,82	4,52	20,54	12,41	2,61	0,47	0,10	0,38	0,05	99,78
24 <sup>X</sup>	41,00		21,35	27,24	6,82	1,90	0,90					99,21

Примечание. 3018/1<sup>X</sup>, 3018/2<sup>X</sup>, 3018/3<sup>X</sup> - амфиболиты, р. Дзигула; 119<sup>X</sup> - амфиболит, Рикотский перевал;

62<sup>X</sup> - метабазит, р. Чератхеви; 514/A - кристаллический сланец, р. Сабанела; 629/A и 636/A - кристаллические сланцы, р. Думала; 766/A - кристаллический сланец, р. Дзигула; 525/A - хлоритизированный плагиогнейс, истоки р. Дзигула; 74 и 828 - плагиогнейс, р. Укершела; 31/K - гнейс, р. Хелмосмула; 797 - грейзенизированный плагиогнейс, р. Сабанела; 376<sup>X</sup> - плагиогнейс, р. Думала; 187<sup>X</sup> - гранат-мусковит-графитовый сланец (филлит), р. Рихлиаботи-ре; 68<sup>X</sup> - метасоматический гранит, с. Брили; 19 - микроклинизированный кварцевый диорит, р. Дзигула; 1198 - гнейсовидный кварцевый диорит, р. Дзигула; 968 и 980/78 - граниты, с. Шрома; 21/78 - гранит, р. Хелмосмула; 4 и 24<sup>X</sup> - аплиты, р. Рикотула (Анализ 514/A-525/A - замештованы из работ М.Б. Абесадзе и Г.М. Цмакурджидзе, 1975).

Анализчики: Т.А. Абуладзе, В.Д. Бугрова, Н.С. Дзидзигури, Л.М. Баснашвили, Б.В. Кобашивили, Н.Д. Джабуа, М.Г. Царлишвили.

Роговая обманка является главным породообразующим минералом в амфиболитах и метабазах Дзирюльского выступа. В роговообманковых ассоциациях биотит встречается часто, а гранат — редко. Местами в габброидах наблюдается калиевый полевой шпат. По содержанию глинозема изученные роговые обманки во всех породах примерно одинаковы, а по магнезиальности и железистости несколько различны. Выявлено, что роговые обманки из амфиболитов и габброидов более магнезиальны, а из гнейсовидных кварцевых диоритов — более железисты. Устанавливается тенденция к возрастанию содержания  $TiO_2$  в роговых обманках из различных групп пород в связи с увеличением их железистости. Четко выражена прямая зависимость между железистостью материнских пород и роговых обманок, а также между роговыми обманками и ассоциирующимися с ними биотитами. В частности, с увеличением в породах железистости или количества биотитов возрастает железистость роговых обманок. Роговые обманки в целом несколько более магнезиальны, чем сосуществующие с ними биотиты. Минеральные парагенезисы и расчеты палеотемператур показали, что роговая обманка образуется в высокотемпературных (600–650°C) условиях.

Сине-зеленая роговая обманка в амфиболитах и метабазах наблюдается сравнительно редко. Содержание  $Al_2O_3$  в сине-зеленых роговых обманках выше, чем в обыкновенных; завышена и железистость, а содержание  $MgO$  резко падает,  $CaO$  и щелочи примерно в том же количестве, что и обыкновенных роговых обманках. Сине-зеленая роговая обманка богата глиноземом и железом и образована в низкотемпературных (400–450°C) условиях.

Куммингтонит встречается только в амфиболитах и притом очень редко. В парагенезисе с куммингтонитом широко развиты роговая обманка и биотит. Местами наряду с ними встречается и гранат. Куммингтониты характеризуются высоким содержанием  $SiO_2$ , его железистость находится в пределах 44–56. Расчеты палеотемператур по Би-Гр — термометру (650–720°C) и по Кум-Гр (610–700°C) показали, что куммингтонитосодержащие парагенезисы наиболее высокотемпературны (высокотемпературная часть амфиболитовой фации) среди метаморфитов Дзирюльского выступа.

Актинолит менее характерный минерал амфиболитов и метабазов Дзирюльского выступа. В нижнепалеозойских филлитах он формируется в прогрессивной стадии регионального метаморфизма, а в остальных случаях развивается по роговой обманке в процессе регрессивного преобразования пород. Минеральные парагенезисы актинолитосодержащих пород принадлежат к зелено-сланцевой фации метаморфизма низкого давления.

Биотит — наиболее широко распространенный железо-магнезиальный минерал метаморфитов Дзирюльского выступа. Для изученных био-

титов характерно низкое содержание фтора, широкие вариации отношений  $Fe^{+2}/Mg$  и колебания в сравнительно узких пределах величины железистости и глиноземистости. Сравнительно высокие значения (больше единицы) отношений  $Fe^{+2}/Mg$  имеют биотиты из куммингтонитосодержащих амфиболитов и метабазов. Для кристаллических сланцев и гнейсов, помимо парагенезисов Би, Би+Гр, Би-Кор, Би+Гр+Кор, характерно развитие андалузита, силлиманита, мусковита, плагиоклаза, кварца, графита и шпинели. Биотитосодержащие парагенезисы этих пород принадлежат метаморфическим сериям низких давлений. Температура формирования кристаллических сланцев и гнейсов, определена различными термометрами (520–700°C); она соответствует средним и высоким температурным условиям амфиболитовой фации. При этом давление, оцененное по положению тройной точки полиморфов глинозема (Newton, 1966; Richardson et al., 1969), отвечает примерно 2–2,5 кбар. Биотит широко развит также в гнейсовидных кварцевых диоритах, в частности гранитизированных их разностях и калишпатовых гранитоидах. В биотитах последнего комплекса соотношение  $Fe^{+2}/Mg$  довольно высокое — примерно, от единицы до 3,07. В большинстве биотитов из палеозойских метаморфитов Дзирюльского выступа возрастание активности железа обуславливает увеличение содержания  $TiO_2$ . Устанавливается, что биотиты раннегерцинских гранитоидов, за некоторым исключением, характеризуются повышенным содержанием  $TiO_2$ .

Мусковит является главным породообразующим минералом в кристаллических сланцах, гнейсах и слабометаморфизованных сланцах (филлитах), калишпатовых гранитоидах и пегматитах. Железистость мусковитов варьирует в широком интервале — 39–93, глиноземистость — 0,86–0,97, а содержание парагонитовой составляющей — 3,8–28,1. В кристаллических сланцах и гнейсах в мусковитосодержащих ассоциациях развиты кварц, плагиоклаз, биотит, гранат, андалузит, силлиманит, кордиерит, графит, турмалин. Для мусковитосодержащих пород зафиксирована высокая (600–700°C) температура их формирования. Мусковитосодержащие минеральные ассоциации филлитов относятся к андалузитовому типу регионального метаморфизма. В калишпатовых гранитоидах и пегматитах устанавливаются сравнительно высокотемпературные (380–430°C) и низкотемпературные (290–340°C) минеральные парагенезисы. Первые парагенезисы наблюдаются в гранитах, аплитах и аплитовой части зональных пегматитов, вторые — характерны для постмагматически переработанных гранитов.

Гранат является характерным минералом кристаллических сланцев, гнейсов и редкометаллических пегматитов. Он принадлежит к пиральспитам с относительно небольшим содержанием андрадита и гроссуляра. С усилением метаморфизма повышается содержание пиропового и снижающегося — спессартинового компонентов. Устанавливается, что в мета-

морфитах Дзирульского выступа гранат образуется в прогрессивной стадии регионального метаморфизма. В гранатосодержащих породах зафиксированы высокие значения температуры, в целом соответствующие температурным условиям анатексиса гранитных пород.

Ниже приводится сравнительная характеристика амфиболов, биотитов и мусковитов кристаллических пород Южного склона Большого Кавказа в пределах Софийского поднятия и Дзирульского выступа Закавказского среднего массива, давшая возможность выявить сходные и индивидуальные черты процессов метаморфизма и гранитообразования.

Роговая обманка — главный породообразующий минерал в богатых фемических составляющими метаморфитах этих регионов. Сопоставление показывает, что наиболее близкие по составу роговообманковые ассоциации (почти аналогичные парагенезисы), наблюдаются в амфиболитах (метабазах) и амфиболовых сланцах буульгенской серии и Дзирульского выступа. Только биотит в роговообманковых ассоциациях буульгенской серии встречается реже, а диопсид чаще, нежели в метаморфитах Дзирульского выступа. Помимо этого, в Дзирульском выступе в метаморфизованных габброидах местами наблюдается калиевый полевой шпат, а в роговообманковых метаморфитах гранат развивается реже, чем в буульгенской серии.

Сравнение составов роговых обманок амфиболитов и амфиболовых сланцев указанных регионов показывает, что роговые обманки буульгенской серии и Дзирульского выступа близки по составу. Некоторое отличие заключается в следующем: роговые обманки буульгенской серии сравнительно богаты алюминием, а содержание в них  $Fe^{+2} + Fe^{+3}$  и  $Mg$  и железистости меняется в более широком интервале. Равновесные с биотитом роговые обманки в Дзирульском выступе менее магнезиальны, нежели в метаморфитах буульгенской серии. В сравниваемых регионах с возрастанием железистости пород увеличивается и железистость роговой обманки.

Минеральные парагенезисы и расчеты палеотемператур роговообманковых парагенезисов амфиболитов и амфиболовых сланцев буульгенской серии и Дзирульского выступа свидетельствуют о их формировании в высокотемпературной части амфиболитовой фации при давлении более низком, чем 4 кбар.

В амфиболитах и метабазах Дзирульского выступа отмечаются богатые алюминием и железом сине-зеленые роговые обманки, образованные в сравнительно низкотемпературных условиях (около 400°C).

Куммингтонит широко распространенный минерал в обогащенных  $CaO$ ,  $FeO$  и  $MgO$  метаморфических породах буульгенской серии, а в Дзирульском выступе он встречается редко, в частности, в ксенолитах амфиболитов и метабазов в парагенезисе  $Por+Pl+Kum+Bi+Kv+Sp(Gr)$ . В метаморфитах буульгенской серии в парагенезисе с куммингтонитом

широко развит гранат, редко встречается жедрит.

Минеральные парагенезисы куммингтонитосодержащих метаморфитов Дзирульского выступа и буульгенской серии соответствуют температурной части амфиболитовой фации. Куммингтонитосодержащие парагенезисы этих регионов образовались в условиях низких давлений — максимальное давление было ниже давления, характерного для тройной точки полиморфных модификаций.

Актинолит не характерен для пород кристаллических сланцев, амфиболитов, метабазов Дзирульского выступа и пород гвандринской, клычской и дамхурцевской свит Южного склона Большого Кавказа. Он лишь в нижнепалеозойских филлитах Дзирульского выступа образуется в прогрессивной стадии регионального метаморфизма низких давлений, а во всех остальных случаях обычно развивается по роговой обманке при регрессивном преобразовании пород. Минеральные парагенезисы метаморфитов этих регионов совершенно идентичны и принадлежат к зеленосланцевой фации метаморфизма низкого давления.

Жедрит и антофиллит в метаморфитах Дзирульского выступа не наблюдаются. В большинстве случаев антофиллит встречается в метаморфизованных ультрамифитах, залегающих в гвандринской и клычской свитах.

Жедрит обнаружен в метаморфитах гвандринской и лаштракской свит (Шенгелиа и др., 1978). В лаштракской свите жедрит образуется в кианитовом типе регионального метаморфизма — третий барический подтип (Миясиро, 1976). В гвандринской свите жедрит возникает в промежуточном барическом подтипе регионального метаморфизма низкого давления. Он не развивается при барическом подтипе андалузитового типа регионального метаморфизма, характеризующемся наименьшими величинами давления (Шенгелиа, Кецовети, 1982). По-видимому, отсутствие жедрита в богатых  $Al_2O_3$  метаморфитах Дзирульского выступа, является результатом соответствующих условий самого низкого давления (первый барический подтип по А. Миясиро).

Биотит — наиболее широко распространенный железомagneзиальный минерал кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, метабазов и филлитов Дзирульского выступа и метаморфитов буульгенской и лабинской серии Южного склона Большого Кавказа. Сравнительная характеристика биотитосодержащих метapelитов свидетельствует о том, что наиболее сходными образованиями являются кристаллические сланцы и гнейсы Дзирульского выступа и метapelиты буульгенской серии, а также филлиты и породы верххлостысской свиты. Отличие кристаллических сланцев и гнейсов Дзирульского выступа и метapelитов буульгенской серии выявляется лишь наличием в последней ставролита и изредка жедрита. Общим для них, помимо железо-магнезиальных минералов и их парагенезисов  $Bi+Gr$ ,  $Bi+Kor$ ,  $Bi+Gr+Kor$ , является развитие андалузи-

та, силлиманита, мусковита, плагиоклаза, кварца, графита и шпинели. Биотитсодержащие парагенезисы названных регионов, принадлежащие метаморфическим сериям низких давлений, по минеральным ассоциациям резко отличаются от метapelитов лабинской серии, принадлежащей к метаморфическим сериям умеренных и повышенных давлений.

Особенности состава биотита в метapelитах Дзирuльского выступа и породах буульгенской серии не содержащих железомagneзиальные минералы показывает, что биотит в первом регионе имеет более низкую величину  $Fe^{+2}/Mg$  нежели биотиты второго региона.

Сравнение биотитов с ассоциацией Би+Гр свидетельствует о том, что биотиты из метаморфитов Дзирuльского выступа выявляют более низкую величину  $Fe^{+2}/Mg$ , по другим признакам они в целом тождественны. Сравнимые парагенезисы формируются в высокотемпературных условиях, причем биотиты из метapelитов Дзирuльского выступа более высокотемпературны и соответствуют температурным условиям анатексиса гранитоидов.

Биотиты из пород с ассоциацией Би+Гр+Кор метаморфитов Дзирuльского выступа опять-таки показывают более низкую величину  $Fe^{+2}/Mg$ , температурные же условия их формирования одинаковы, но несколько более низки, нежели в ассоциациях Би+Гр.

Сравнительный анализ биотитсодержащих парагенезисов богатых СаО метаморфитов Дзирuльского выступа и Южного склона Большого Кавказа показывает, что амфиболиты и амфиболовые сланцы и метабазиты этих регионов несмотря на большое сходство, выявляют также некоторые отличия. В частности, в метаморфитах буульгенской и лабинской серии встречается жедрит, а куммингтонит в Дзирuльском выступе распространен реже.

Мусковит широко развит в метаморфитах Южного склона Кавказа в лабинской и буульгенской сериях, а в Дзирuльском выступе он наблюдается, в основном, в кристаллических сланцах, гнейсах и слабометаморфизованных сланцах (филлитах). Мусковит главный породообразующий минерал гранитоидов и перматитов Дзирuльского выступа; на Южном склоне Большого Кавказа мусковитизированные гранитоиды развиты среди метаморфитов буульгенской серии.

Сравнительный анализ мусковитсодержащих ассоциаций метаморфитов указанных регионов показывает, что наиболее сходные ассоциации мусковитсодержащих пород имеются в кристаллических сланцах и гнейсах Дзирuльского выступа и метapelитах гвандринской свиты, а также в нижнепалеозойской метаморфической свите (в филлитах) Дзирuльского выступа и верхнелистобисской свите. В кристаллических сланцах и гнейсах Дзирuльского выступа и метapelитах гвандринской свиты в мусковитсодержащих ассоциациях развиты кварц, плагиоклаз, биотит, гранат, андалузит, силлиманит, кордиерит, графит, шпинель.

Дополнительно в гвандринской свите широко развит тауролит и очень редко хлорит и скаполит, а в Дзирuльском выступе калиевый полевой шпат. Особенности состава сравниваемых мусковитов показывают, что они выявляют большое сходство и редко отличаются от мусковитов других групп кристаллических пород.

Мусковитсодержащие парагенезисы метapelитов Дзирuльского выступа формируются в температурном интервале 600-700°C, а гвандринской свиты - 430-680°C. Здесь следует отметить, что для Дзирuльского выступа установлена температура формирования лишь высокотемпературных парагенезисов, содержащих гранат, силлиманит и кордиерит. В мусковитсодержащих парагенезисах гвандринской свиты аналогичные (630-680°C) высокие температуры были зафиксированы также в силлиманитовых, гранатовых и кордиеритовых ассоциациях; низкие температуры характерны лишь для мусковитизированных и хлоритизированных гранитоидов, залегающих в гвандринской свите. Давление при прогрессивном региональном метаморфизме для мусковитовых парагенезисов кристаллических сланцев и гнейсов Дзирuльского выступа находится в пределах 2-2,5 кбар, а в метapelитах гвандринской свиты - несколько высокое (2-3,5 кбар).

Мусковитсодержащие минеральные ассоциации нижнепалеозойской метаморфической свиты Дзирuльского выступа и верхнелистобисской свиты выявляют полную аналогию и являются низкотемпературными образованиями андалузитового типа регионального метаморфизма.

Мусковитсодержащие ассоциации лабинской серии, принадлежащие к типу регионального метаморфизма умеренных и повышенных давлений не имеют аналогов среди кристаллических образований Дзирuльского выступа Закавказского срединного массива.

#### ЛИТЕРАТУРА

Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа - состав, строение, становление. - В кн.: Тектоника и металогения Кавказа. - Тр./Геол. ин-та АН ГССР, нов.сер., 1984, вып.86, с.3-104.

Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). - Геотектоника, 1979, №1, с.77-84.

Абесадзе М.Б. Новые данные о расчленении метаморфических сланцев (филлитов) Дзирuльского кристаллического массива. - Сообщ. АН ГССР, 1975, т.79, №3, с.645-648.

Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины - магматизм и метаморфизм / Абесадзе М.Б., Кекелия М.Д., Мгелашвили Т.Н., Цмакурдзе Г.К., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д. - Тез. докл. II семинара по геодинамике Кавказа. Тбилиси, Мецхиереба,

Ю. И. И. Хмаладзе, К.С. Чхелидзе

1980, с.3-5.

✓ Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоскраины (магматизм и метаморфизм) / Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелашвили Т.Н., Цимакуридзе Г.К., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д., - В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа - М., Наука, 1982, с.30-41.

✓ Абесадзе М.Б., Цимакуридзе Г.К. Гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа Закавказского срединного массива. - Сообщ. АН ГССР, 1976, т.84, №1, с.133-136.

Абесадзе М.Г., Цимакуридзе Г.К., Пландерова Е. Новые данные о возрасте метаморфических сланцев Дзирульского массива (Грузия). - Geologische praxe, Spravy 74, Geologicky ustav D. Stura, Bratislava, 1980, с. 137-143.

Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д. Формации восточной части Дзирульского выступа Закавказского срединного массива. - В кн.: Крупномасштабное геологическое картирование метаморфических формаций на примере Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1985, с.58-74.

Фрагмент офиолитов в Дзирульском кристаллическом массиве. Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. - Сообщ. АН ГССР, 1979, т.96, №2, с.381-384.

Офиолиты Дзирульского массива и некоторые вопросы домезозойской истории Кавказа. Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. - Тез.докл.П семинара по геодинамике Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1980, с.23-25.

Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса. / Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. - Геотектоника, 1981, №5, с.23-33.

▷ Джавахишвили Ш.И. Кристаллические сланцы южного склона Большого Кавказа. - Тр./Геол.ин-т АН ГССР, нов.сер., 1970, вып.23, 193с.

✓ Заридзе Г.М. Эндогенные формации орогенных областей. - М., Недра, 1970, 307 с.

✓ Заридзе Г.М. О базальтовом субстрате древнейшего геосинклинального пояса Кавказа. - В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия №7. М., Наука, 1970, с.185-189.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. - М., Госгеолтехиздат, 1959, 253 с.

Кепежинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия средне-температурных метapelитов. - Тр./Ин-т геол. и геофиз., СО АН СССР, вып.295, 1977, 196 с.

Классония П.Ф. Главные этапы формирования кристаллического субстрата Грузинской глыбы. - Тр./ТГУ, А 3(144), 1972, с.165-177.

Классония П.Ф. К вопросу о генезисе древних габброидов Дзирульского кристаллического массива. - Сообщ. АН ГССР, 1973, т.70, №2, с.377-380.

Кожухаров Д., Боянов И. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, №6, с.42-47.

Кожухаров Д., Боянов И. Стратиграфия и структура метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива. - Списание на Българского геологическо дружество, 1972, XXXIII, кн.3, с.311-322.

Корнев Т.Я. Гранаты метаморфических толщ Енисейского кряжа. - Геол. и геоф., 1980, №8, с.42-47.

Манвелидзе Р.М. Расчленение гранитоидов Дзирульского массива по различным структурно-оптическим типам кали-натровых полевых шпатов. / Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1970, 26 с.

✓ Манвелидзе Р.М. Геолого-петрографическое значение калишпатов гранитоидов Грузии. - Тбилиси, Мецниереба, 1983, 124 с.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. - Наука, М., 1965.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. - М., Мир, 1976, 535 с.

Одикадзе Г.Л. Распределение тантала, ниобия, олова, фтора в слюдах из гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского кристаллического массива. - Геохимия, №8, 1967, с.916-926.

Одикадзе Г.Л. Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких и рудных элементов. / Автореф. докт. дис., Тбилиси, 1969, 62 с.

Перчук Л.Л. Равновесие породообразующих минералов. - М., Наука, 1970, 390 с.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. - М., Недра, 1976, 287 с.

▷ Татришвили Н.Ф. Кристаллохимические особенности амфиболов в метаморфитах Большого Кавказа. - Сообщ. АН ГССР, 1975, т.79, №3, с.641-644.

Топурия П.А. Рквийский интрузив порфиroidного гранита в Дзирульском массиве. Бюлл. геол. ин-та Грузии, т.Ш, вып.4, 1938, с.361-475.

▷ Хмаладзе И.И. Синие-зеленая роговая обманка из амфиболов Дзирульского массива. - Изв. геол. об-ва Грузии, 1967, т.5, №1, с.51-54.

✓ Хмаладзе И.И. Графитовые образования в Дзирульском кристаллическом выступе Закавказского срединного массива. - Сообщ. АН ГССР, 1978, т.90, №3, с.621-624.

▷ Чихелидзе К.С., Хмаладзе И.И. Летучесть кислорода при формировании кристаллических пород Дзирульского выступа Грузинской глыбы. - Сообщ. АН ГССР, 1976, т.81, №3, с.633-636.

▷ Чихелидзе К.С., Хмаладзе И.И. О термодинамических условиях

формирования пород Дзиркульского выступа Грузинской глыбы. - Сообщ. АН ГССР, 1977, т.86, №1, с.137-140.

Чихелидзе С.С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзиркульского массива (на груз.яз., рез. на русск.). - /Тр.Геол. ин-т АН ГССР, сер.геол. IУ(IX)<sub>3</sub>, 1948, т.IУ(IX)<sub>3</sub>, 214 с.

Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. - Тр./ГИН АН ГССР, нов.сер., вып.34, 1972, 248 с.

Шенгелиа Д.М. Синие-зеленые роговые обманки метаморфических пород. - В сб.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических горных пород, Л., Наука, 1975.

Шенгелиа Д.М., Кецховели Д.Н. Региональный метаморфизм низких и умеренных давлений в Абхазии. - Тбилиси, Мецниереба, 1982, 207 с.

Newton R.C. Kyanite Andalusite Equilibrium from 700° to 800°C, Science, v.153, 1966, p.170-172.

Richardson S.W., Gilbert M.C., Bell P.M. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate and triple point. Am.J.Sci., v.257, 1969, p.259-272.

Введение	3
Геолого-петрологическая характеристика палеозойских метаморфических и магматических пород	5
Амфиболы	9
Бiotиты	24
Бiotиты из амфиболитов, metabазитов и габбро	27
Бiotиты из кристаллических сланцев и гнейсов	29
Бiotиты из гнейсовидных кварцевых диоритов	33
Бiotиты из метасоматических гранитоидов и мигматитов	48
Бiotиты из калишатовых гранитоидов	53
Мусковиты	56
Гранат	57
Заключение	65
Литература	73



Напечатано по постановлению Редакционно-издательского  
совета Академии наук Грузинской ССР

ИБ 3287

Редактор издательства	Г.П. Бокучава
Худож. редактор	Г.А. Ломидзе
Техредактор	Э.Б. Бокерия
Корректор	С.Н. Качкачуря

Сдано в произ. II.2.87 ; Подписано к печати 4.08.86; Формат  
бумаги 60x84  $\frac{1}{16}$  ; Бумага офсетная ; Печать офсетная ;  
Усл.печ.л. 4,8 ; Усл.кр.-отт. 5,1; Уч.-изд.л. 4,0 ;

УЭ 01224                      Тираж 500 ;                      Заказ №549

Цена 60 коп.

---

Издательство "Мецниереба", Тбилиси 380060, ул.Кутузова,19

Типография АН ГССР, Тбилиси, 380060, ул.Кутузова,19

Иракий Иракиевич Хмаладзе  
Кетеван Савельевна Чихелидзе

Породообразующие минералы кристаллических пород  
Дзиркульского выступа Закавказского орогенного  
массива

Тбилиси  
"Мецниереба"  
1987