

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. ДЖАНЕЛИДЗЕ

Труды, новая серия, вып. 94

12

И. И. ХМАЛАДЗЕ, К. С. ЧИХЕЛИДЗЕ

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД  
ДЗИРУЛЬСКОГО ВЫСТУПА  
ЗАКАВКАЗСКОГО  
СРЕДИННОГО МАССИВА



26.303 (2 Г)

УДК [553.251.1:553.548] (479.22)

Х 641

В работе изложены результаты петроминералогического изучения древних кристаллических пород Дзиурульского 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 РГ условия формирования гранитоидов и метаморфитов.

Книга рассчитана на петрологов и минералогов.

Редактор д-р геол.-мин. наук, проф.

Д.И.Шенгелия

Рецензенты: д-р геол.-мин. наук, проф. Ш.И.Джавахишвили

канд. геол.-мин. наук

Р.А.Ахвадзеани

I 1904020000  
M 607(06)-87 20-87



Издательство "Мечниереба",  
1987

## ВВЕДЕНИЕ

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

Дзиурльский 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 должное внимание уделялось и геолого-петрографическим особенностям. Еще на первом этапе изучения кристаллического фундамента наиболее полные сведения, положившие начало современным взглядам на геологическое строение Дзиурльского 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. Казахашвили (1937, 1938), Белянкина и В.П. Петрова (1945) и др. Из ранних работ следует выделить работу П.А. Топурия (1938). Эта первая петрологическая работа по магматическим гранитам Дзиурльского выступа, в которой подробно описывается региональный процесс микроклинанизации и не терявшая свою актуальность и в настоящее время.

В середине 30-х годов детальные исследования в восточной части Дзиурльского 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. Зарядзе 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. Хмаладзе (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: Каходзе, Канделаки, 1941; Чикованы 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 Дзирульского выступа Закавказского срединного массива.

#### Принятые в работе сокращения

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

Цифры при символах железо-магнезиальных минералов ( $Би_{60}$ ) – их общая железистость ( $Fe = \frac{Fe}{Fe + Mg}$ ), при символе плагиоклаза ( $Пл_{20}$ ) – означают содержание аортитового компонента, при калишпате ( $Кшп_{21}$ ) – мольная доля альбита.

Номера анализов с индексом <sup>x</sup> выполнены на электронном рентгеновском микронализаторе "CAMECA", MS - 46.

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Наиболее древние (докембрий-нижний палеозой) метаморфиты Дзириульского 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, оfen, рудные минералы и другие акцессоры, калишпат, кварц и в единичных случаях реликты пироксена. Появление некоторых из перечисленных минералов связано с наложенным 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 (останци 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 Дзиурульского выступа подразделяются на биотит-роговообманковые, биотитовые и двуслюдянные. Кроме того, подчиненным распространением пользуются силиманит, кордиерит, андалузит, гранат, графит и шпинельсодержащие разности, нередко входящие также в состав древних биотитовых и двуслюдянных 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, Цимакуридзе, 1976), другими — как метасоматические мигматиты (Гамкрелидзе, Думбадзе, 1985).

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

Вторая группа метаморфитов, т.н. "свита филлитов", именуемая также нижнепалеозойской метаморфической свитой (Абесадзе, 1975), обнаруживается в виде двух обособленных выходов Бжиневского и Чорчано-Уцлевского, заключенных главным образом в калишпатовые гранитоиды. Как известно, свите филлитов Чорчано-Уцлевской полосы придается большое значение при датировке и корреляции древнейших образований Кавказа, так как в мраморах свите 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 залегании и состоит по меньшей мере из двух покровных пластин, перекрытых Чешорским неоавтохтонным комплексом (Чешорская свита по М.Б. Абесадзе, 1975). Установлена примерно следующая последовательность пород: слюдянные и гранатсодержащие кристаллические сланцы, метапесчаники, метаморфические сланцы (филлиты) с линзами мраморов и кварцитов, метаморфизованные диабаз-порfirитовые и кварцпорfirитовые вулканиты, метаморфизованные конгломераты, гравелиты и песчаники. Последние являются регressive образованиями, содержат обломочный

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

Возникает 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; Киласония, 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 контактовые минералы – зеленый биотит, турмалин, андалузит, а также тонкие жилы и порфироблесты калишпата и альбита. Все эти факты позволяют некоторым исследователям (Чихелидзе, 1948; Кожухаров, Боянов, 1971, 1972; Гамкрелидзе и др., 1981, 1985) говорить о первично kontaktовом воздействии герцинских гранитов на породы метаморфической свиты. В этом отношении интересны также данные И.И.Хмаладзе (1978) об образовании на приконтактовых участках высокотемпературного графита.

Существует и другая точка зрения. Ш.А.Адамия (1984) на основании исследований последних лет "свиты филлитов" Чорчана-Уцлевской 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 чешуй. Это – разновозрастные толщи филлитов, филлониты по различным кристаллическим сланцам и гранитоидам, милониты и катаклазиты по микроклиновым гранитам, гранитпорфирям 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 (паллингенные) образования (Чихелидзе, Хмаладзе, 1976). Возникновение первоначального палингенного расплава, давшего гнейсовидные кварцевые диориты, связано с высокотемпературным метаморфизмом, на что указывают ксенолиты кристаллических сланцев высокотемпературных

(около 700°С) субфации амфиболитовой фации. В окончательном их формировании большую роль сыграли явления гибридизма. В процессе становления гнейсовидных кварцевых диоритов палеотемпература (600–660°С) 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 – адамелитового, базальтового 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 (Манвелидзе, 1970, 1983) показало, что последние, в отличие от калишпата рквийских гранитоидов, представлены высокоупорядоченными структурно-оптическими типами, образовавшимися в низкотемпературных (около 400°С) 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 связывают 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 Эзуса 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. Аксессоры – алатит, циркон, сфен, магнетит, рутил, берилл, колумбит, пирит и др. Порфировидные выделения калишпата (размером до 10 см) представлены малоупорядоченными оптическими типами, а калишпат – гипидиоморфозернистой основной массой с высокоупорядоченными структурными типами, на что указывает резко выраженная мик-

реклиновая решетка (Манвелидзе, 1970). Морфологические особенности порфировых выделений и характера включений, согласно данным П.А. Топурия (1938) и Р.М.Манвелидзе (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, двуслюдянные, аляскитовые, аллитовые (иногда гранатсодержащие), мусковитовые и, реже, биотит-роговообманковые.

Особый интерес представляют редкометальные пегматитовые проявления позднегерцинских гранитоидов Дзиурульского выступа. По составу здесь выделяются кварц-микреклиновые, гранат-кварц-микреклиновые, мусковит-кварц-микреклиновые, альбит-кварц-микреклиновые, 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 Дзиурульском 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 амфиболя (преимущественно роговой обманки) и основного пластиоклаза. Пироксен встречается очень редко. Только в работе Н.Ф. Киласония (1973) упоминается о наличии в этих породах оливина, а также щелочных амфиболов - арредсонита, паргасита и глаукорана.

### АМФИБОЛЫ

В палеозойских образованиях Дзиурульского выступа амфиболы представлены преимущественно обыкновенной, реже сине-зеленою 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 палингенного 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-зелено-го, светло-зеленого, синевато-зеленого и зеленовато-коричневого цвета.

В амфиболитах и метабазитах роговая обманка встречается в парагенезисах Рог+Пл+Би, Рог+Пл<sub>±</sub> (Би+Кв+Сф+Эп), Рог+Кум+Пл<sub>±</sub> (Би+Кв). В единичных случаях наблюдаются реликты пироксена.

В гнейсовидных кварцевых диоритах роговая обманка наблюдается в парагенезисе Рог+Пл+Би+Кв.

Роговая обманка, широко представленная в габбровых породах, образующих по сравнению с амфиболитами и метабазитами более крупные тела, фиксируется в минеральных парагенезисах Рог+Пл+Кв, Рог+Би+Пл, Рог+Би+Пл<sub>±</sub>Кв, Рог+Би+Пл<sub>±</sub> (Кв+Кш), Пир+Рог+Пл, Пир+Рог+Би+Пл<sub>±</sub>Кш.

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

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

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

Как видим, 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 синевозеленых 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.

Сине-зеленая роговая обманка встречается сравнительно редко в амфиболитах, метабазитах и амфибо-

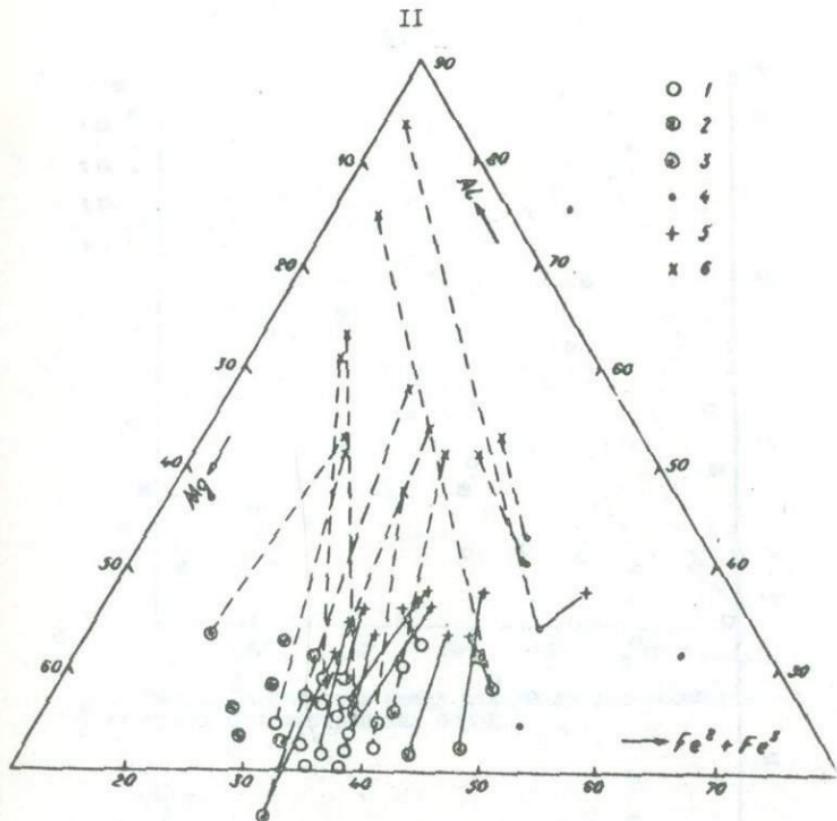


Рис. I. Парагенезисы и составы роговых обманок и ассоциирующихся с ними железомагнезиальных минералов.

1 - роговая обманка из амфиболитов и метабазитов; 2 - роговая обманка из гнейсовидных кварцевых диоритов; 3 - роговая обманка из габбро; 4 - сине-зеленая роговая обманка; 5 - биотит, 6 - порода.

ловых сланцах в парагенезисах  $\text{CaP}+\text{Ab}+\text{Kv}+\text{Ser}$ ,  $\text{CaP}+\text{Bi}+\text{Ab}+\text{Ep}+\text{Hl}$  и в гранитоидах в парагенезисе  $\text{CaP}+\text{Bi}+\text{Pl}+\text{Km}+\text{Kv}$  в виде густоокрашенных в сине-зеленые и голубовато-зеленые цвета небольших (до 2–3 мм) призматических кристаллов. Местами в амфиболитах, вследствие метаморфической дифференциации, образуются мономинеральные прожилки сине-зеленых роговых обманок.

В табл. 3 и 4 приводятся состав, кристаллохимические формулы и особенности состава сине-зеленых роговых обманок. Содержание  $\text{MgO}_3$  в них по сравнению с обычными роговыми обманками высокое; повышенна 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 амфиболя одни исследователи связывают с повышенной щелочностью,

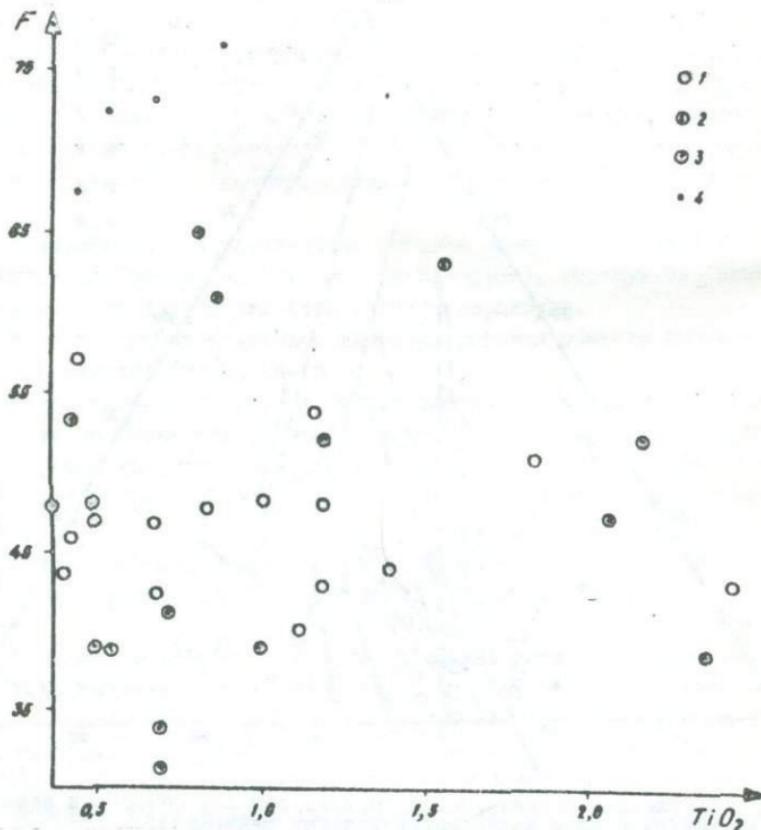


Рис. 2. Соотношение между железистостью и  $TiO_2$  в роговых обманках.

1 - роговая обманка из амфиболитов и метабазитов;  
2 - роговая обманка из гнейсовидных кварцевых диоритов;  
3 - роговая обманка из габбро; 4 - сине-зеленая роговая обманка.

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

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

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

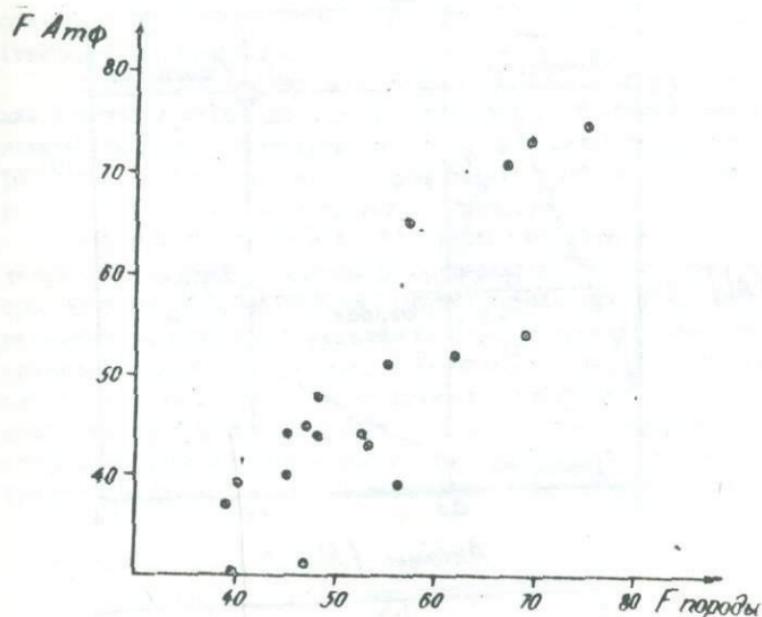


Рис.3. Соотношение между железистостью амфиболов и железистостью материнских пород.

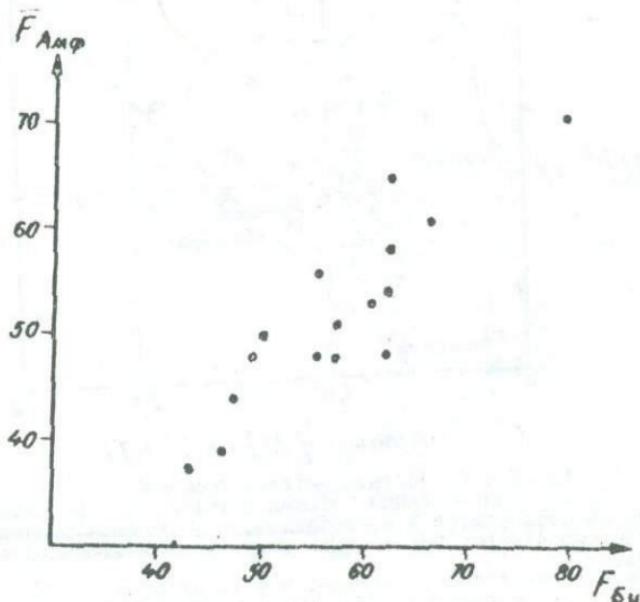


Рис.4. Соотношение между железистостью амфиболов и биотитов.

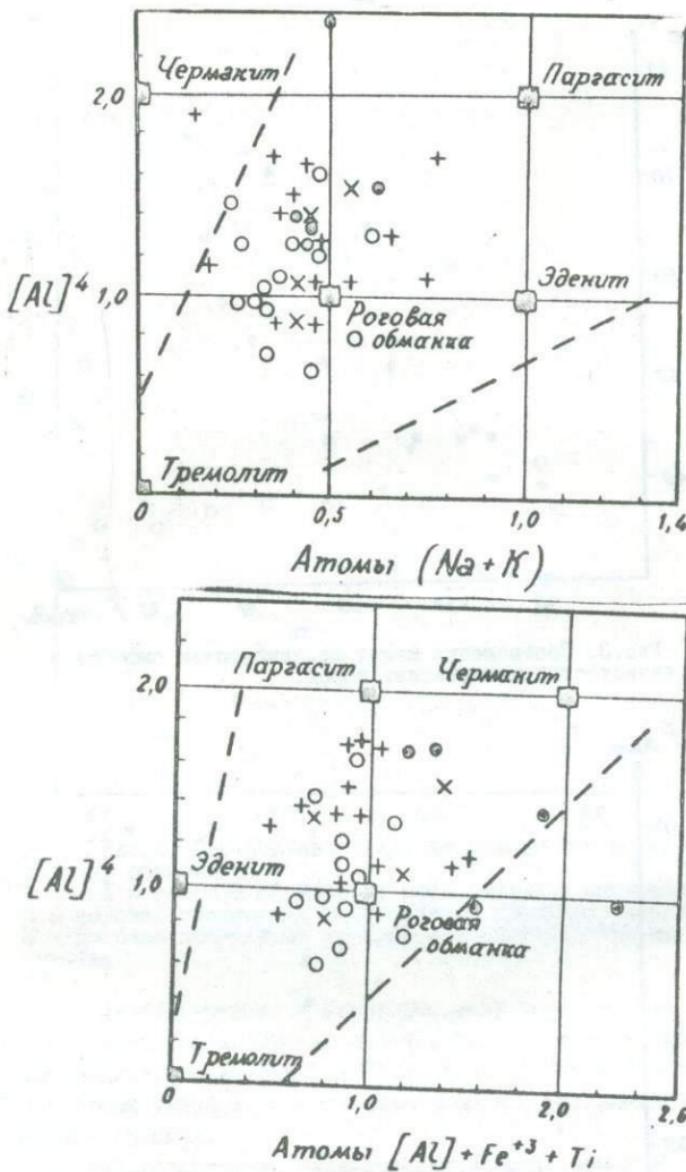


Рис. 5 и 6. Составы роговых обманок.

I - сине-зеленая роговая обманка; 2 - роговая обманка из амфиболитов и метабазитов; 3 - роговая обманка из габбро; 4 - роговая обманка из гнейсовых кварцевых диоритов.

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

С помощью магнетитового геобарометра нами определены значения летучести кислорода пород, содержащих роговообманковые парагенезисы (Хмаладзе, Чихелидзе, 1976). Для габбровых пород они равны  $10^{-12,5}$  –  $10^{-13,1}$  бар, а для гнейсовидных кварцевых диоритов уровень летучести кислорода сравнительно низок –  $10^{-21,0}$  бар.

Куммингтонит образует бесцветные или тусклозеленые более или менее идиоморфные кристаллы, обычно очень тонко сросшиеся по [100] полисинтетическими двойниками. В породах Дзирульского 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.

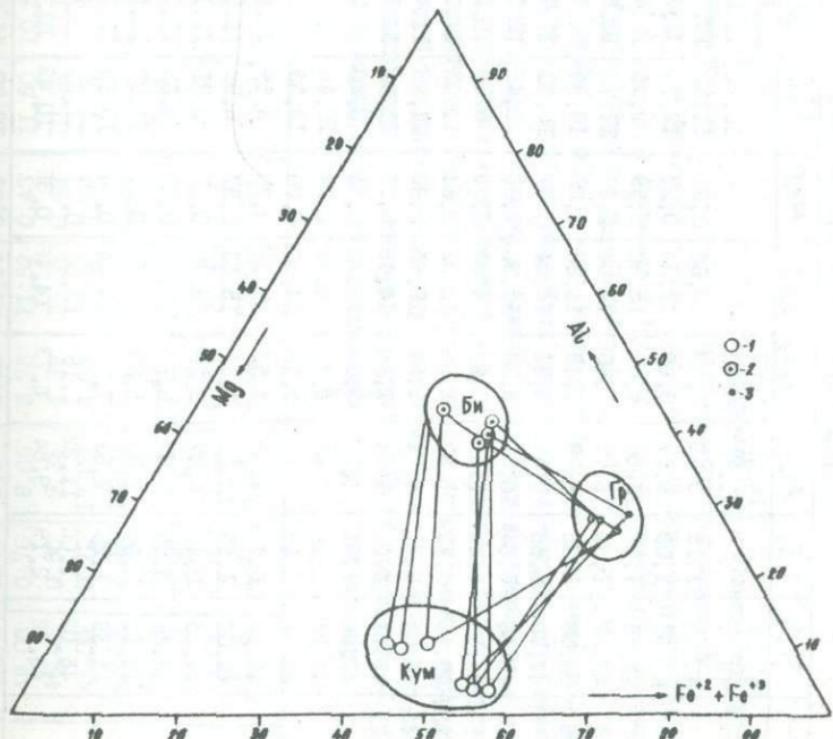


Рис.7. Парагенезисы и составы куммингтонитов и ассоциирующихся с ними железомагнезиальных минералов.  
1 – куммингтонит; 2 – биотит; 3 – гранат.

Таблица I

## Химический состав роговых обманок Дзирульского выступа

# обр.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	Сумма
122*	43,02		14,51	10,62			15,40	11,60	2,40				97,55
68*	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	I,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	I,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	I,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	0,50	0,34	0,44	I,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	100,10
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	100,14
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/A	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/A	47,90	1,85	6,70	3,93	13,70	0,35	9,30	11,20	1,30	1,00	0,43	I,99	99,65
52/A	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/A	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	-	I,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	I,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	I,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	I,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	I4,04	0,39	10,50	II,69	0,90	0,80	0,10	2,10	99,53
3019	49,00	0,70	8,06	3,78	II,52	0,43	II,50	10,59	I,10	0,80	0,06	2,36	99,90
3045	46,41	0,50	9,35	4,39	I3,39	0,43	10,36	II,14	I,00	0,80	0,14	I,96	99,87
3070	44,00	0,72	I3,00	4,03	7,30	0,18	I3,74	II,36	2,10	0,80	0,28	2,50	I00,01
3097	45,88	2,06	I0,09	6,15	I0,44	0,04	I0,08	I2,12	0,14	0,61	0,06	I,44	99,90
3358	46,58	0,52	9,01	5,04	I0,80	0,39	I2,24	II,25	I,10	0,50	0,12	2,52	I00,07
3435	49,20	0,50	5,40	4,33	II,70	0,42	I3,70	II,40	I,10	0,30	0,14	I,86	I00,05
2/A.	45,26	0,50	9,64	6,60	9,90	0,21	I0,12	I2,40	2,10	0,90	0,41	2,06	I00,10
I/T	44,98	2,38	I0,06	4,24	I0,65	0,29	I2,69	II,84	I,00	0,80	-	I,66	I00,59

Примечание. I22<sup>X</sup> - кварцевый диорит ущ.р.Чератхеви; 68<sup>X</sup> - амфиболит ущ.р.Лопанисткали;  
 51 - амфиболит, р.Чератхеви; 62 - метадиабаз, с.Цхетиджвари; 65 - амфиболит, р.Лашнатхеви;  
 67 - метадиабаз, с.Цхетиджвари; 398/99 - метадиабаз, р.Квадаура; 465 - амфиболит, с.Хвани;  
 478/80 - метагаббро, с.Чалвани; 3074, 3323/28 - метадиабаз, с.Убиса; 3477 - метадиабаз,  
 с.Чератхеви; 48/A, 51/A, 52/A - амфиболиты, р.Дзирула; 102/A - метагаббро, с.Цхетиджвари;  
 12 - гнейсовидный кварцевый диорит, р.Рикотула; 610 - гнейсовидный кварцевый диорит, р.Лашнатхеви;  
 3177,1069 - гнейсовидные кварцевые диориты, р.Рикотула; 37 - калишпатовые габбро,  
 р.Рикотула; 54 - габбро, с.Ломиса; 60 - габбро-пегматит, с.Улумба; 544 - габбро, р.Дзирула;  
 3004,3019,3045 - габбро, р.Мачарула; 3070 - габбро, с.Убиса; 3097 - габбро, с.Борити; 3358 -  
 габбро, р.Гезрула; 3435 - габбро, р.Квирила; 2/A, I/T - габбро, р.Гезрула (анализы 48/A, 51/A,  
 102/A заимствованы из работы Абесадзе и Чимакуридзе - 1975, I - из работы Гвахария и др. - 1965).

Аналитики. Л.И.Басиашвили, Н.Д.Джабуа, Б.В.Кобиашвили, М.Г.Лазришвили, А.Г.Салладзе,  
 Г.Н.Тархнишвили, В.А.Читаишвили.

## Кристаллохимические формулы роговых

# обр.	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Tl
I22		0,60	1,65	2,96		2,29		
68 <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
I2	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
I069	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
I/T	0,16	0,28	1,85	2,74	0,03	1,30	0,46	0,26

Таблица 2

обманок Дзиурульского выступа

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

Таблица 3

## Химический состав сине-зеленых роговых обманок Дзирульского выступа

# обр.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	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. Квадаура, 855 - метасоматический гранитоид р. Квадаура, 52 - калишпатовый гранит, р. Чератхеви, 330 - амфиболит, р. Рикотула (анализ 330

заимствован из работы Хмаладзе, 1967).

Аналитики. Л.М.Басиашвили, Н.Д.Джабуа, Б.В.Кобишвили, Г.Н.Тархнишвили.

Таблица 4

## Кристаллохимические формулы сине-зеленых роговых обманок Дзирульского выступа

# обр.	$K$	$Na$	$Ca$	$Mg$	$Mn$	$Fe^{+2}$	$Fe^{+3}$	$Ti$	$Al''$	$Al'''$	$Si$	$Ti'''$	$OH$	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	$CzP_{74}+Ab_9+Kv+Ser$
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	$CzP_{73}+Ab+Kv+Ser$
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	$CzP_{90}+Bii+Pl+Kli+Kv$
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	$CzP_{71}+Bii_{79}+Pl+Kli+Kv$
330	0,33	0,30	1,89	1,64	0,06	2,35	0,95	-	-	1,50	6,45	0,05	0,74	$CzP_{67}+Bii+Ab_8+Ep+Xl$

Куммингтониты характеризуются высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  - от 51,05 до 54,07%. Содержание  $\text{CaO}$  - 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 куммингтонитов содержащих парагенезисы получены наиболее высокие температуры (табл. 7).

**Актиноолит**, пользующийся незначительным распространением, обычно является продуктом замещения роговой обманки или куммингтонита при ретроградном преобразовании пород. Минеральные парагенезисы актиноолита содержащих амфиболитов и метабазитов - Акт+Би+Пл+Кв; Акт+Би+Пл+Кв+Сф; Акт+Би+Пл+Кв+Мт.

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

Таблица 5

## Химический состав куммингтонитов Дзиурульского выступа

Оксиды	772	773	II9 <sup>X</sup>	3018/1 <sup>X</sup>	3018/2 <sup>X</sup>	3018/3 <sup>X</sup>
$\text{SiO}_2$	53,40	54,07	51,03	51,20	50,21	52,05
$\text{TiO}_2$	0,19	0,31				
$\text{Al}_2\text{O}_3$	3,57	3,06	1,61	4,07	1,42	1,60
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	5,84	6,71	29,51	26,49	31,51	30,00
$\text{FeO}$	16,20	16,72				
$\text{MnO}$	0,43	0,43				
$\text{MgO}$	15,00	15,21	14,16	15,04	13,04	13,02
$\text{CaO}$	3,00	1,72	0,70	0,71	0,63	0,70
$\text{Na}_2\text{O}$	0,20	0,20				
$\text{K}_2\text{O}$	0,20	0,20				
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,10	0,10				
$\text{H}_2\text{O}^+$	1,98	1,45				
Сумма	100,11	100,08	97,01	97,51	97,81	97,37

Примечание. 772, 773 - измененные амфиболиты, сел. Личи; 3018/1<sup>X</sup>, 3018/2<sup>X</sup>, 3018/3<sup>X</sup> - амфиболиты р. Дзиула; II9<sup>X</sup> - амфиболит, Рикотский перевал.

Аналитики: Н.Д. Джабуа, Т.А. Абуладзе.

Таблица 6

## Кристаллохимические формулы куммингтонитов Давиульского выступа

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Mn	$Fe^{+2}$	$Fe^{+3}$	Tl	$Al'''$	$Al''$	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
II9 <sup>x</sup>			0,12	3,17			3,72			0,29	7,70	
3018/1 <sup>x</sup>			0,11	3,31			3,27		0,31	0,40	7,60	
3018/2 <sup>x</sup>			0,10	2,92			3,98			0,26	7,74	
3018/3 <sup>x</sup>			0,12	2,92			3,80		0,16	0,13	7,87	

3

Таблица 7

## Температура формирования минеральных парагенезисов с куммингтонитом

№ обр.	Парагенезисы	Геологические термометры, °C		
		Гранат-биотито-биотитовый	Гранат-куммингтонитовый	Биотит-куммингтонитовый
II9 <sup>x</sup>	Кум <sub>54</sub> +Рог+Би <sub>62</sub> +Гр <sub>84</sub> +Ил	650	610	650
3018/1 <sup>x</sup>	Кум <sub>50</sub> +Рог+Би <sub>50</sub> +Гр <sub>81</sub> +Ил	620	615	590
3018/2 <sup>x</sup>	Кум <sub>58</sub> +Рог+Би <sub>62</sub> +Гр <sub>80</sub> +Ил	720	690	720
3018/3 <sup>x</sup>	Кум <sub>56</sub> +Рог+Би <sub>61</sub> +Гр <sub>77</sub> +Ил	715	700	630

Таблица 8

## Химический состав актинолитов Дзиурульского выступа

# обр.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	FeO	MnO	$MgO$	CaO	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	Сумма
805	54,64	0,24	3,48	2,57	13,50	0,49	14,95	8,81	0,27	0,13	0,34	0,50	99,92
79I	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
II05	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; 79I, 792 - амфиболит, р. Сабанела; 489/90 - амфиболит, с. Чаловани; II05 - амфиболит, р. Рикотула; 3368 - метагаббро, р. Рикотула.

Аналитики. Н.Д. Джабуа, Б.В. Кобишвили

23

Таблица 9

## Кристаллохимические формулы актинолитов Дзиурульского выступа

# обр.	K	Na	Ca	Mg	Mn	$Fe^{+2}$	$Fe^{+3}$	Ti	$Al^{+4}$	$Al^{+5}$	Si	OH	Парагенезис
805	0,02	0,09	1,35	3,18	0,06	1,61	0,27	0,03	0,38	0,20	7,80	0,48	Акт <sub>37</sub> +Би <sub>43</sub> +Пл+Кв
79I	0,05	0,09	1,69	2,66	0,05	1,97	0,10	0,03	0,33	0,34	7,66	2,05	Акт <sub>44</sub> +Би+Пл+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	2,61	Акт <sub>30</sub> +Би <sub>42</sub> +Пл+Кв
489/90	0,09	0,16	1,75	2,82	0,05	1,87	0,51	0,09	-	0,68	6,98	0,94	Акт <sub>46</sub> +Би+Пл+Кв+Сер
II05	0,09	0,14	2,13	2,08	0,04	1,62	0,25	0,10	0,54	0,32	7,68	2,46	Акт <sub>47</sub> +Би <sub>49</sub> +Пл+Кв
3368	0,06	0,26	1,66	2,79	0,07	1,65	0,24	0,03	0,22	0,76	7,24	2,29	Акт <sub>40</sub> +Би+Пл+Кв

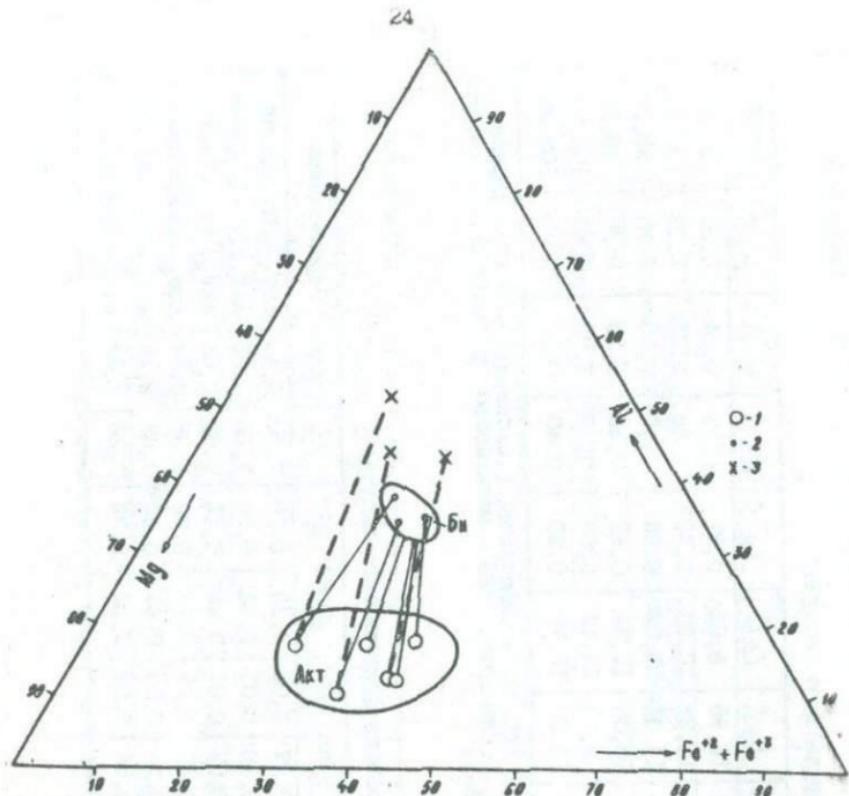


Рис.8. Парагенезисы и составы актинолитов и ассоциирующихся с ними биотитов.

I - 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+Ab+Cf+Ep+Kv, принадлежащей зеленосланцевой фации метаморфизма низкого давления.

#### БИОТИТЫ

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

В богатых CaO 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-слюдяные, силлиманит-слюдяные, гранат-андалузит-силлиманит-биотитовые, гранат-кордиерит-слюдяные, гранат-шипинель-биотитовые, реже гранат-турмалин-слюдяные.

В гнейсовидных кварцевых диоритах и их микроклинизированных разностях, пользующихся в Дзиурльском 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 определить 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 (Шенгелиа, 1972). Подобная корреляционная зависимость наблюдается и в большинстве биотитов из палеозойских пород Дзиурльского 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 OH группу. Приведенные немногочисленные аналитические данные свидетельствуют о довольно низком содержании фтора в биотитах из различных кристаллических пород Дзиурльского выступа (табл. 10), что, по мнению Г.Л. Одикаладзе (1967), обусловлено общей геохимической особенностью данного региона.

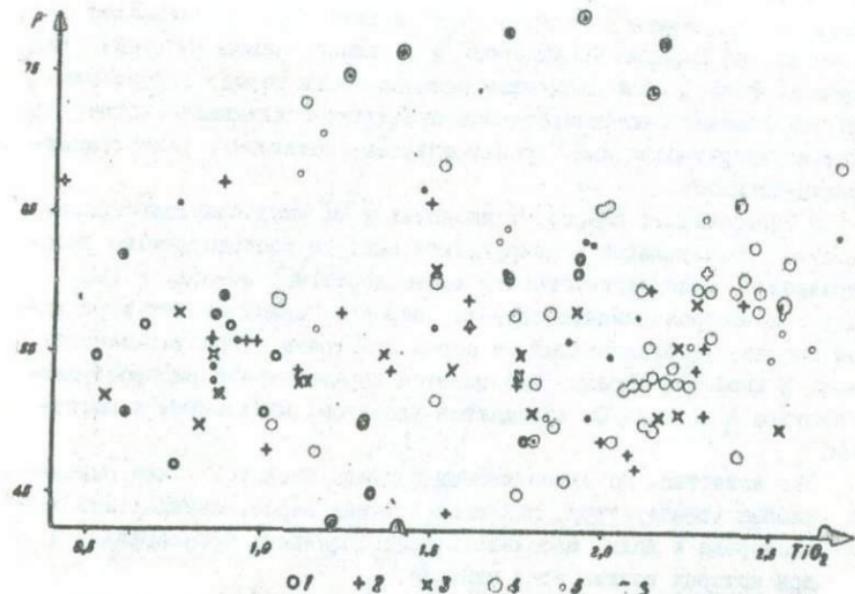


Рис. 9. Соотношение между железистостью и  $TiO_2$  в биотитах.

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>X</sup> в биотитах из различных кристаллических пород Дзирульского выступа

П о р о д а	Среднее со- д содержание, %	Число анализов
Кристаллические сланцы и гнейсы	0,232	4
Гнейсовидные кварцевые диориты	0,183	6
Микроклинизированные гранитоиды	0,155	6
Калишпатовые гранитоиды	0,233	3

<sup>X</sup> Определение фтора проведено в геохимическом отделе Геологического института АН ГССР 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.И.Шенгелиса (1972), обусловлено подчиненной ролью фтора, как наиболее кислотного минерализатора, в процессе микроклинизации, протекавшем в щелочной среде.

В большинстве случаев с возрастанием общей железистости био-

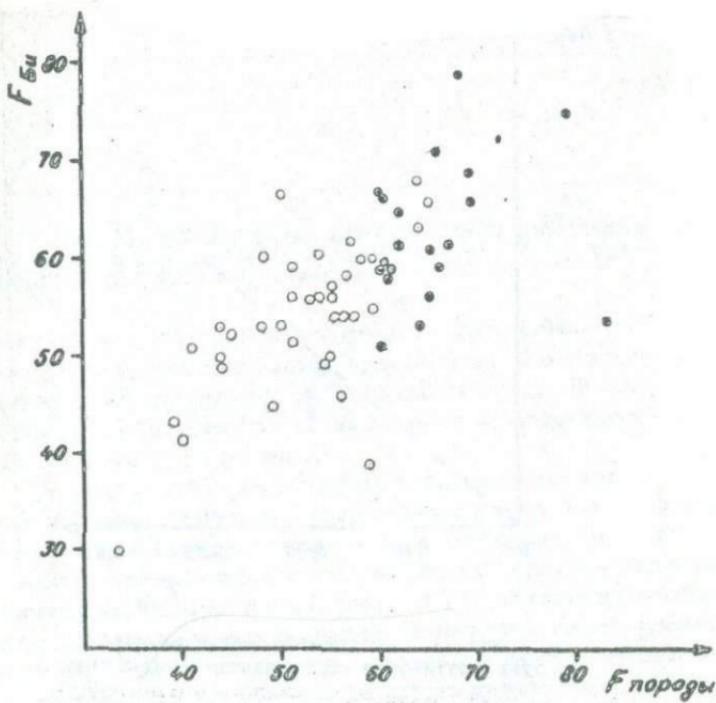


Рис.10. Соотношение между железистостью биотитов и железистостью материнских пород

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

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

#### Биотиты из амфиболитов, метабазитов и габбро

В данных породах наблюдаются однообразные биотитсодержащие парагенезисы – Би+Рог+Пл, Би+Рог+Пл<sub>±</sub>(Кв, Кпш, Сф, Эп), Би+Акт+Пл+Кв, сравнительно редко встречается Би+Рог+Кум+Пл и еще реже Би+Рог+Кум+Гр+Пл.

Химический состав, кристаллохимические формулы и особенности состава биотитов приведены в табл. II–I3 и рис. I2 и I3.

Глиноземистость и железистость биотита этих пород почти по-

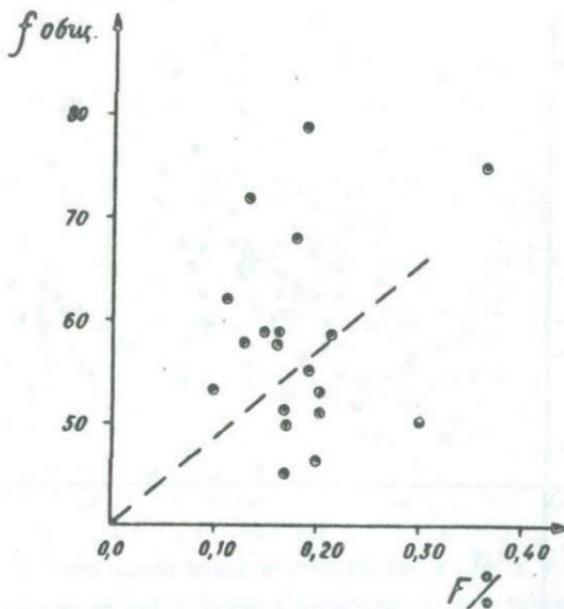


Рис. II. Соотношение между железистостью биотитов и содержанием в них фтора

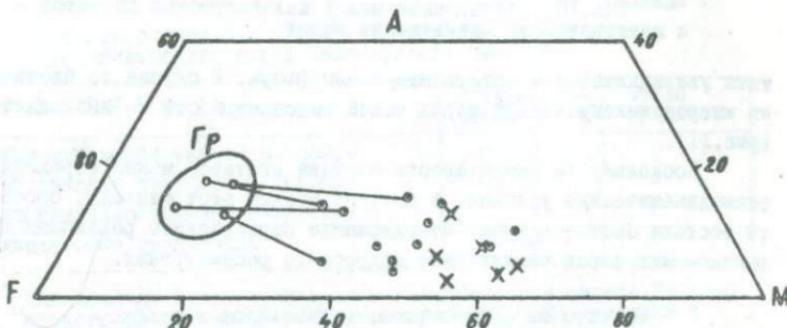


Рис. I2. АМФ диаграмма для биотитов из амфиболитов, метабазитов и габбро. Здесь и далее:  $A = (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO)/Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO + FeO$ ,  $M = MgO/(MgO + FeO)$ ,  $F = FeO/(MgO + FeO)$  в мол. кол.

Условные обозначения: о - биотит из амфиболитов, х - биотит из габбро

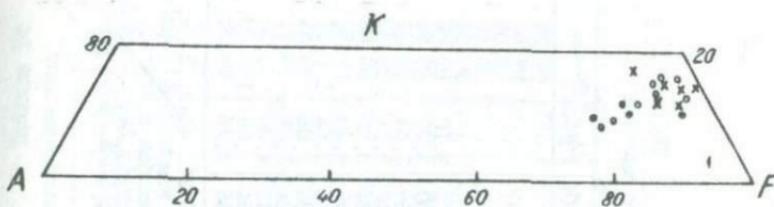


Рис. I3. AIF диаграмма для биотитов из амфиболитов, метабазитов и габбро. Здесь и далее: A=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O+CaO), K=K<sub>2</sub>O, F=FeO+MgO+MnO, в мол. кол.

тояны (см.табл.I3). Сравнительно высокоглиноземистые биотиты известны в куммингтонитсодержащих парагенезисах. Железистость породы и биотита меняется примерно в одинаковых пределах. На AIF диаграмме (см.рис.I2) 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 удовлетворительной сходимостью (см.табл.7 и I3). Исключение составляет образец 3018/3, в котором по гранат-биотитовым и гранат-куммингтонитовым парам получены примерно одинаковые значения температуры – соответственно 715°C и 700°C, а по биотит-куммингтонитовой паре 630°C. Очевидно последняя фиксирует температуру разложения куммингтонита – Кум→Би. Следовательно, в амфиболитах температура биотит-куммингтонитовых 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 встречаются крупные кристаллы и шестики.

Таблица II

Химический состав биотитов из амфиболитов, метабазитов и габбро Дзириульского выступа

# обр.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	FeO	MnO	$MgO$	Ca	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	Сумма
II9/I <sup>X</sup>	35,83	I,92	18,19	23,71			8,21			8,20			96,06
I18 <sup>X</sup>	35,10	I,32	21,14	19,70			13,40			6,90			97,65
3018/I <sup>X</sup>	36,58	I,29	20,16	18,78			10,42			6,85			94,08
3018-2 <sup>X</sup>	36,81	I,70	20,11	24,85			8,40			6,55			98,42
3018/3 <sup>X</sup>	35,11	I,92	19,10	25,03			9,07			6,90			97,13
805	37,18	I,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	I,40	17,22	9,74	8,31	0,41	12,74	0,80	0,20	7,99	2,00	3,27	99,96
II05	34,79	I,78	16,33	I,78	6,30	0,28	12,46	0,16	0,06	7,14	I,59	2,44	99,34
3074	36,45	I,05	15,13	5,88	16,02	0,18	10,20	2,67	0,50	7,20	0,40	3,14	99,82
3323/28	37,48	I,25	15,28	I4,68	5,75	0,21	12,55	I,12	0,30	7,00	I,34	3,10	99,66
48/A	35,91	I,02	15,65	II,62	II,70	0,14	10,30	I,14	0,22	6,86	I,36	4,20	99,62
51/A	35,01	0,90	14,53	9,45	12,96	0,28	9,04	I,86	0,25	7,90	2,12	5,82	100,12
52/A	35,59	0,65	16,00	7,47	16,92	0,21	9,81	I,03	0,11	7,92	0,86	3,06	99,63
3045	36,70	I,12	15,47	5,62	14,40	0,25	II,46	0,97	0,30	8,30	I,24	3,88	99,71
3172	38,50	I,15	13,60	6,77	13,20	0,21	II,90	I,75	0,40	7,80	0,40	4,00	99,68
3435	39,06	I,07	13,09	I3,88	6,33	0,28	12,40	0,90	0,30	8,00	0,94	3,84	100,09
47/A	37,42	I,00	16,70	9,71	9,18	0,21	9,52	0,40	0,70	8,50	I,46	4,78	99,58

Примечание. II9/I<sup>X</sup> и I18<sup>X</sup> - амфиболиты, Рикотский перевал; 3018/I<sup>X</sup>, 3018/2<sup>X</sup>, 3018/3<sup>X</sup>, 48/A, 51/A, 52/A - амфиболиты ущ. р.Дзириула; 805 - метабазит ущ.р.Рикотула; 792 - измененный амфиболит ущ.р.Саданела; II05 - амфиболит р.Рикотула; 3074, 3323/28 - метабазит с.Убиса; 3045, 574/A - габбро, ущ.р.Мачарула; 3172 - габбро-диорит, ущ.р.Рикотула; 3435 - габбро, ущ.р.Квариала; 47/A - габбро-диорит ущ.р.Дзириула; (анализы 48/A, 51/A, 52/A, 47/A заимствованы из работы М.Б.Абесадзе и Г.К.Цимакуридзе, 1975).

Аналитики: Н.Д.Джасуа, Г.Н.Тархнишвили, В.А.Читашвили.

Таблица I2

Кристаллохимические формулы биотитов из амфиболитов, метабазитов и габбро Дакрульского выступа

#обр.	Si	Al <sup>IV</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Al <sup>V</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Mn	K	Na	Ca	DH
II9/I <sup>X</sup>	2,77	I,23		0,94	I,53	0,42		0,II		0,8I			
II9 <sup>X</sup>	2,52	I,48		I,44	I,I8	0,3I		0,07		0,64			
3018/I <sup>X</sup>	2,77	I,23		I,I7	I,I9	0,57		0,07		0,8I			
3018/2 <sup>X</sup>	2,7I	I,29		0,92	I,52	0,45		0,09		0,6I			
3018/3 <sup>X</sup>	2,63	I,37		I,02	I,56	0,3I		0,II		0,66			
805	2,84	I,I6		I,42	0,63	0,24	0,5I	0,07	0,02	0,76	0,03	0,06	I,58
792	2,72	I,28		I,43	0,55	0,25	0,55	0,08	0,03	0,76	0,03	0,07	I,64
II05	2,7I	I,29	-	I,45	I,05	0,22	0,37	0,10	0,0I	0,72	-	0,0I	I,28
3074	2,80	I,20	-	I,20	I,03	0,17	0,40	0,06	0,0I	0,70	0,06	0,22	I,60
3323/28	2,8I	I,I9	-	I,36	0,36	0,16	0,83	0,06	0,0I	0,66	0,04	0,09	I,54
48/A	2,72	I,28	-	I,16	0,74	0,II	0,70	0,02	0,0I	0,66	0,02	0,09	2,12
5I/A	2,65	I,29	0,06	I,02	0,82	-	0,47	0,05	0,02	0,76	0,04	0,15	2,92
52/A	2,77	I,23	-	I,I4	I,I0	0,24	0,43	0,03	0,0I	0,78	0,02	0,08	I,58
3045	2,78	I,22	-	I,30	0,9I	-	0,32	0,06	0,02	0,80	0,04	0,08	I,96
3I72	2,88	I,I2	-	I,33	0,83	0,08	0,39	0,06	0,0I	0,76	0,06	0,14	2,00
3435	2,90	I,I0	-	I,37	0,37	0,04	0,77	0,06	0,02	0,78	0,04	0,07	I,90
47/A	2,78	I,22	-	I,05	0,57	0,25	0,55	0,06	0,0I	0,80	0,10	0,03	2,36

Таблица 13

Особенности состава биотитов из амфиболитов, метабазитов и габбро Дзириульского выступа

№ обр.	F	$\frac{Fe^{+2}}{Mg}$	$\alpha$	$f_{\text{поро-}}^{\text{ды}}$	$T^{\circ}\text{C}$	$T^{\circ}\text{C}$	Парагенезисы
II9 <sup>X/1</sup>	62	1,62	40		650(Гр+Би)	650(Би+Кум) 650(Би+Гр)	Би <sub>62</sub> +Кум <sub>54</sub> +Рог <sub>84</sub> +Рог+Пл
II9 <sup>X</sup>	45	0,82	40				Би <sub>45</sub> +Кум+Рог+Гр+Пл
3018/I <sup>X</sup>	50	1,01	43		620(Гр+Би)	590(Би+Кум)	Би <sub>50</sub> +Кум <sub>50</sub> +Гр <sub>81</sub> +Рог+Пл
3018/2 <sup>X</sup>	62	1,66	42		720(Гр+Би)	720(Би+Кум)	Би <sub>62</sub> +Кум <sub>58</sub> +Гр <sub>80</sub> +Рог+Пл
3018/3 <sup>X</sup>	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
II105	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/A	55	0,64	35				Би <sub>55</sub> +Рог <sub>48</sub> +Пл
51/A	57	0,80	35				Би <sub>57</sub> +Рог <sub>51</sub> +Пл+Сф
52/A	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+Кпш+Кв
47/A	51	0,54	40				Би <sub>51</sub> +Рог+Пл+Кв+Кпш

В отдельных случаях совместно с биотитом наблюдаются кордиерит либо кордиерит с гранатом и силиманином 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. I4-22, результаты анализа - на рис. I4-21.

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. I6). 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 0,7I - 1,35. Величина железистости породы приближается к железистости биотита, либо выше ее, что объясняется количественной ролью граната.

Температура минералообразования в кристаллических сланцах и гнейсах определена графитовым и гранат-биотитовым термометрами. Для графитсодержащих гранат-кордиерит-силлуманиновых 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. 3I/K, 5I4/A и 628/A);

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 Дзириульского выступа оценено примерно в 2-2,5 кбар.

#### Биотиты из гнейсовидных кварцевых диоритов

Как уже отмечалось, среди гнейсовидных кварцевых диоритов наиболее распространены биотитовые разности. 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 I4

## Химический состав биотитов из кристаллических сланцев Дзириульского выступа

# обр.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	Сумма
K/18	35,70	1,60	19,70	7,31	12,21	0,28	9,25	0,67	0,20	8,50	1,54	3,06	100,02
223	36,13	1,13	16,01	4,60	10,22	0,26	18,06	-	0,10	8,11	1,59	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	1,14	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	1,93	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	1,83	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	1,45	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	1,64	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	1,98	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	1,84	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	4,50	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	5,40	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	6,00	100,1
963/A	34,65	0,85	18,61	9,90	11,52	0,17	9,39	1,03	0,11	7,78	1,68	3,98	99,67

Примечание. K/18 - кристаллический сланец, р.Хелмосмула; 223 - кристаллический сланец, р.Рикотула; 3022 - кристаллический сланец, с.Шроша; 3060, 3063 - кристаллический сланец, р.Гезрула; 3168 - кристаллический сланец (меланосома мигматита), р.Сакбула; 3443 - кристаллический сланец, с.Беглеви; 550/A - кристаллический сланец, р.Дзириула; 745/A - кристаллический сланец, р.Думала; 761/A - кристаллический сланец, р.Думала; 821/A - кристаллический сланец, р.Квадаура; 923/A - кристаллический сланец, р.Мечхетура; 963/A - кристаллический сланец, р.Вашлевура. (Анализы 550/A - 963/A - заимствованы из работы М.Б.Абесадзе и Чимакуридзе, 1975).

Аналитики: Н.Д.Джабуа, Г.Н.Тархнишвили, В.А.Читашвили.

Таблица 15

Кристаллохимические формулы биотитов из кристаллических сланцев Дзирульского выступа

№ обр.	S.	$\Delta C^{+}$	$Fe^{+3}$	Mg	$Fe^{+2}$	$\Delta C^{+1}$	$Fe^{+3}$	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	I,II	-	0,62	0,06	0,17	2,02
3060	2,75	1,25	-	1,00	0,95	0,15	0,47	0,I2	0,02	0,80	0,02	0,08	1,96
3063	2,81	1,19	-	I,II	0,87	0,22	0,45	0,06	0,02	0,68	0,04	0,10	1,98
3168	2,79	1,21	-	I,33	0,66	0,22	0,39	0,08	0,01	0,83	0,02	0,04	1,95
3443	2,77	1,23	-	I,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	-	I,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	-	I,16	0,50	0,31	0,59	0,06	-	0,82	0,22	0,03	1,96
821/A	2,58	1,42	-	I,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,I3	0,03	0,76	0,02	0,07	2,98
963/A	2,63	1,37	-	I,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  
Дзиурульского выступа

№ обр.	F	$F_{Fe}^{+2}/Mg$	a	F поро-дм	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/A	56	0,69	40	54	Би <sub>56</sub> +Му+Пл+Кв
745/A	56	0,61	42		Би <sub>56</sub> +Пл+Кв
761/A	48	0,43	42		Би <sub>48</sub> +Пл+Кв
821/A	54	0,55	42		Би <sub>54</sub> +Му+Пл+Кв
923/A	56	0,68	39	55	Би <sub>56</sub> +Му+Пл+Кв
963/A	55	0,69	41		Би <sub>55</sub> +Пл <sub>19</sub> +Кв

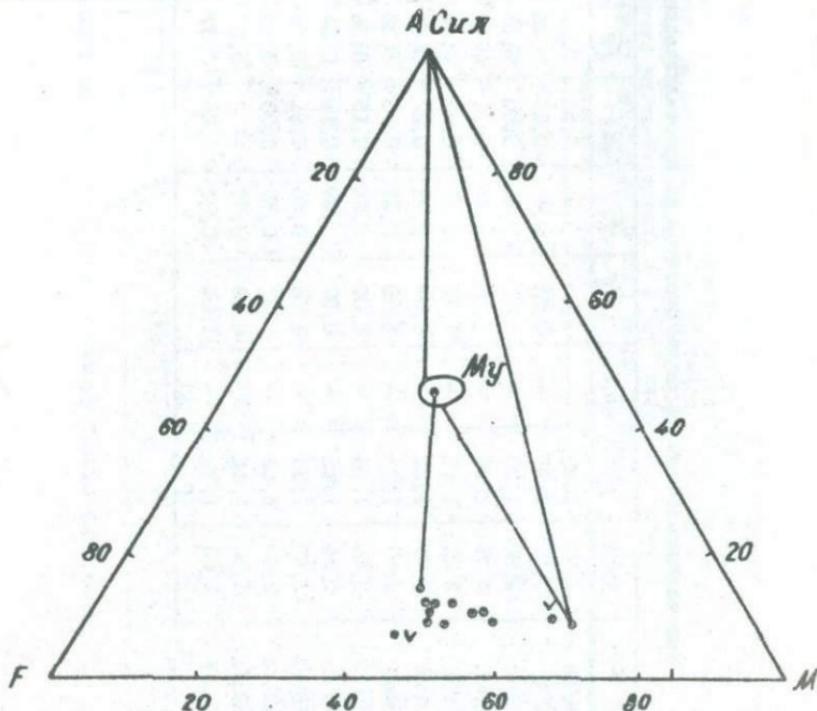


Рис. 14. АМФ диаграмма для биотитов из кристаллических сланцев

Таблица I7

## Химический состав биотитов из гнейсов Дзирульского выступа

# обр.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	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
II80	32,69	2,12	17,93	7,81	12,94	0,28	10,03	-	0,10	9,40	2,70	4,01	100,01
II83	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/A	34,29	2,27	16,78	7,83	14,04	0,28	8,21	1,39	0,25	7,90	2,54	4,28	100,16
522/A	33,87	1,92	16,87	7,82	14,04	0,10	8,81	0,44	0,70	8,30	1,94	4,80	99,61
624/A	33,88	2,22	17,70	6,36	14,20	0,14	8,70	0,40	0,80	8,20	2,45	4,57	99,62
751/A	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/A	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 - двуслюдянной плагиогнейс, р.Хелмосмула; K/27 - двуслюдянной плагиогнейс; 744, 747 - двуслюдянной силиманитовый гнейс, р.Сакбула; II80, II83 - двуслюдянные гнейсы, р.Дзирула; 44/A, 552/A - биотитовый гнейс, р.Дзирула; 624/A, 751/A, 755/A - двуслюдянной гнейс, р.Думала; 941/A - двуслюдянный гнейс, р.Мечхетура. (Анализы 44/A, 522/A, 624/A, 751/A, 755/A - заимствованы из работы Абесадзе, Чимакуридзе, 1975).

Аналитики: Н.Д.Джабуа, Б.В.Кобиашвили, Г.Н.Тархнишвили, В.А.Читайшвили.

Таблица I8

## Кристаллохимические формулы биотитов из гнейсов Дзириульского выступа

№ обр.	<i>Si</i>	<i>Al<sup>IV</sup></i>	<i>Fe<sup>+3</sup></i>	<i>Mg</i>	<i>Fe<sup>+2</sup></i>	<i>Al<sup>VI</sup></i>	<i>Fe<sup>+3</sup></i>	<i>Ti</i>	<i>Mn</i>	<i>K</i>	<i>Na</i>	<i>Ca</i>	<i>OH</i>
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	0,10	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

Таблица 19

Особенности состава биотитов из гнейсов Давибульского выступа

№ обр.	F	$Fe^{+2}/Mg$	a	F породы	Парагенезисы
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
522A	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+Кв

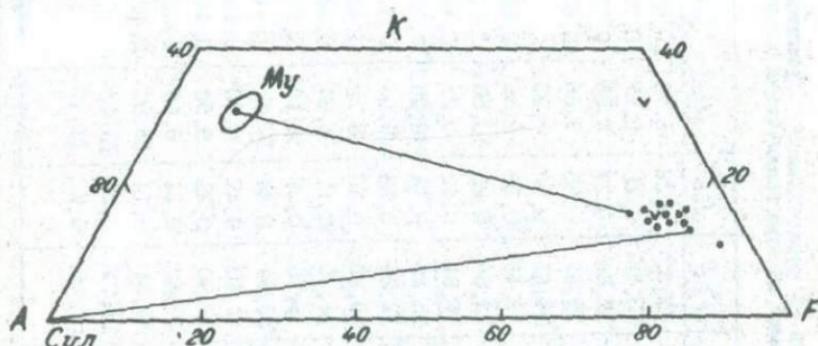


Рис.15. АГФ-диаграмма для биотитов из кристаллических сланцев

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 биотитсодержащих 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-плагиоклазовому термометру –  $600^{\circ}\text{C}$  (обр. I069 и 3177) и по гранат-биотитовому термометру –  $660^{\circ}\text{C}$  (обр. II98/99; табл.25).

Таблица 20

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

№ обр.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	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/A	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/A	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/A	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/A	33,36	1,47	17,85	8,58	14,96	0,17	6,64	0,66	0,25	8,00	3,41	4,73	100,08
636/A	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/A	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/A	34,50	1,22	18,60	9,69	11,10	0,42	8,10	0,40	0,80	7,80	2,70	4,80	100,23
I381/A	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/A	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/A	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/A	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
I021/A	33,47	2,09	19,11	8,23	11,25	0,22	11,12	-	0,13	7,09	2,83	4,40	99,94

Примечание. 15/К - кордиеритовый двуслюдянной гнейс, р.Квишила; 26/К - кордиеритовый двуслюдянной гнейс, р.Хедмосмула; 31/К - гранат-шпинель-кордиерит биотитовый гнейс, р.Хедмосмула; 828 - гранат-биотитовый гнейс, р.Черимела; 28 - шпинельсодержащий гранат-биотитовый рестит, р.Сакубла; 796 - гранат-турмалин-двуслюдянной гнейс, р.Сабанела; 376 - гранат-биотитовый гнейс, р.Думала; 3427 - гранат-биотитовый кристаллический сланец, р.Квадаура; 514/А - двуслюдянной гранатовый кристаллический сланец, р.Сабанела; 554/А и 556/А - гранат-биотитовый кристаллический сланец, р.Дизиула; 628/А - силиманит-гранат-биотитовый кристаллический сланец, р.Цумала; 636/А, 638/А - гранат-биотитовый кристаллический сланец, р.Думала; 766/А - гранат-андезит-силлиманит-биотитовый кристаллический сланец, р.Дизиула; 769/А - то же, р.Думала; 1381/А - гранат-двуслюдянной кристаллический сланец, р.Кирила; 753/А - кордиерит-биотитовый гнейс, р.Думала; 754/А - силиманит-кордиерит-биотитовый кристаллический сланец, р.Думала; 777/А - силлиманит-кордиерит-двуслюдянной гнейс, р.Думала; 1021/А - гранат-кордиерит-двуслюдянной кристаллический сланец, р.Хедмосмула. (Анализы 514/А-1021/А заимствованы из работы М.Б.Абесадзе и Г.К.Цимакуридзе, 1975).  
Аналитики. Н.Д.Джабуа, Б.В.Кобишвили, Т.Н.Тархнишвили, В.А.Читашвили.

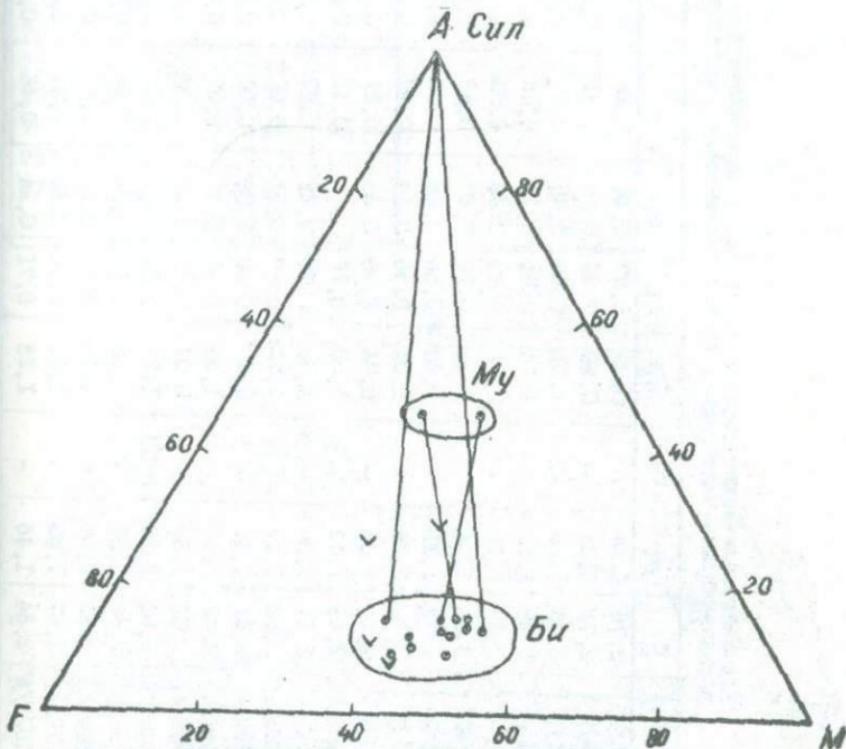


Рис.16. AFM диаграмма для биотитов из гнейсов

Таблица 21

Кристаллохимические формулы биотитов (в парагенезисе с гранатом и другими железо-магнезиальными минералами) из кристаллических сланцев и гнейсов Дзирульского 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
I5/K	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/K	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/K	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/A	2,64	1,36	-	0,74	0,99	0,33	0,51	0,05	-	0,78	0,12	0,02	2,22
554/A	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/A	2,64	1,36	-	1,00	0,59	0,21	0,87	0,09	-	0,68	0,08	0,03	1,74
628/A	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/A	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/A	2,48	1,52	-	1,23	0,91	0,41	0,37	0,13	0,03	0,76	0,02	-	1,44
769/A	2,61	1,39	-	0,91	0,70	0,26	0,55	0,07	0,03	0,76	0,12	0,03	2,42
I38I/A	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/A	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/A	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/A	2,67	1,33	-	1,19	0,95	0,54	0,24	0,14	0,01	0,80	0,01	0,03	1,22
102I/A	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 железо-магнезиальными минералами) из кристаллических сланцев и гнейсов

№ обр.	F	$\frac{Fe}{Mg}$	F поро- дн	T°C	Парагенезис
I5/К	55	0,88	43		Би <sub>55</sub> +Кор+Му+Кв+Пл+Кш
26/К	54	0,88	45		Би <sub>54</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	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)
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)
636/А	67	0,73	43	60	Би <sub>67</sub> +Гр+Му+Пл <sub>25</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
I381/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
I021/А	48	0,57	41		Би <sub>48</sub> +Му+Кор+Пл <sub>25</sub> +Кв

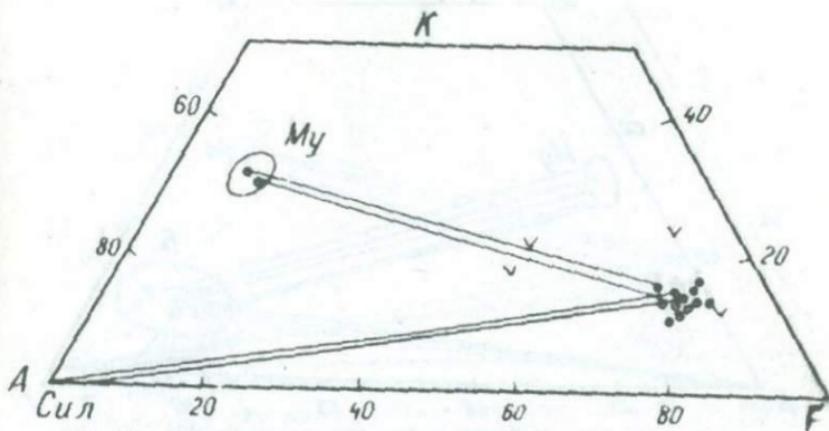


Рис. I7. АКФ диаграмма для биотитов из гнейсов

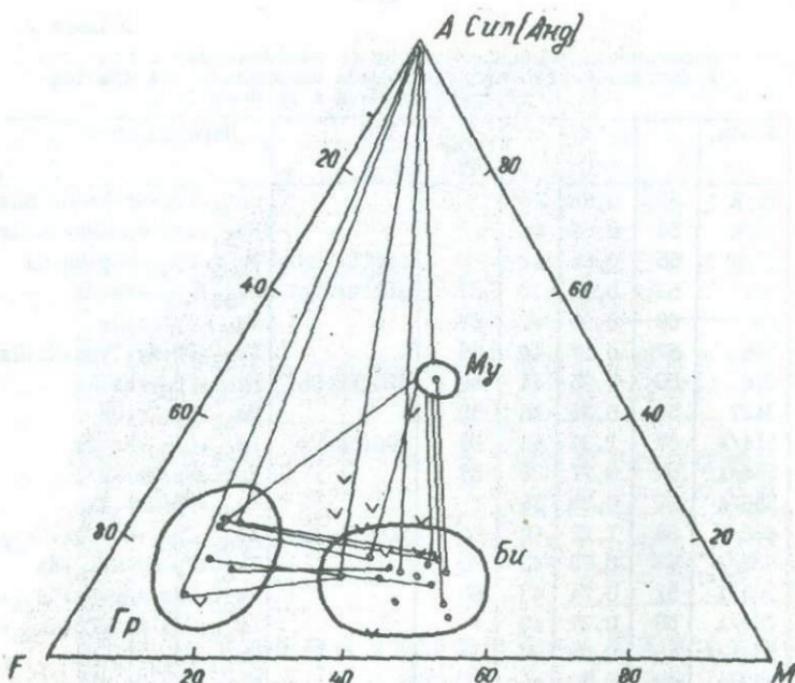


Рис.18. АФМ диаграмма для парагенезисов Би+Гр из кристаллических сланцев и гнейсов

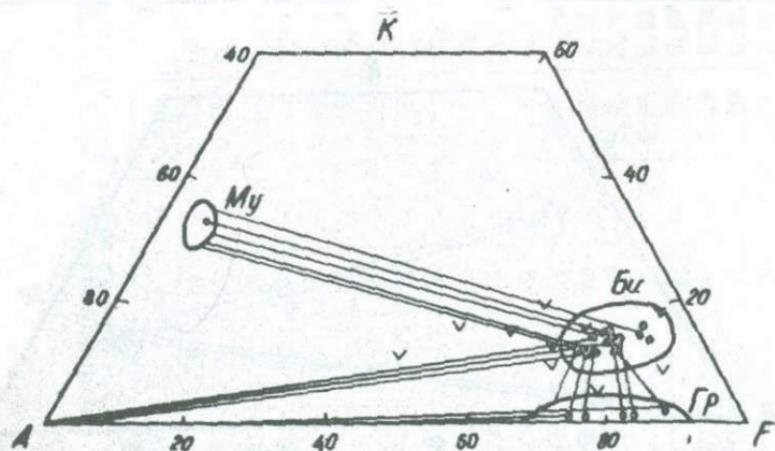


Рис.19. АКГ диаграмма для парагенезисов Би+Гр из кристаллических сланцев и гнейсов

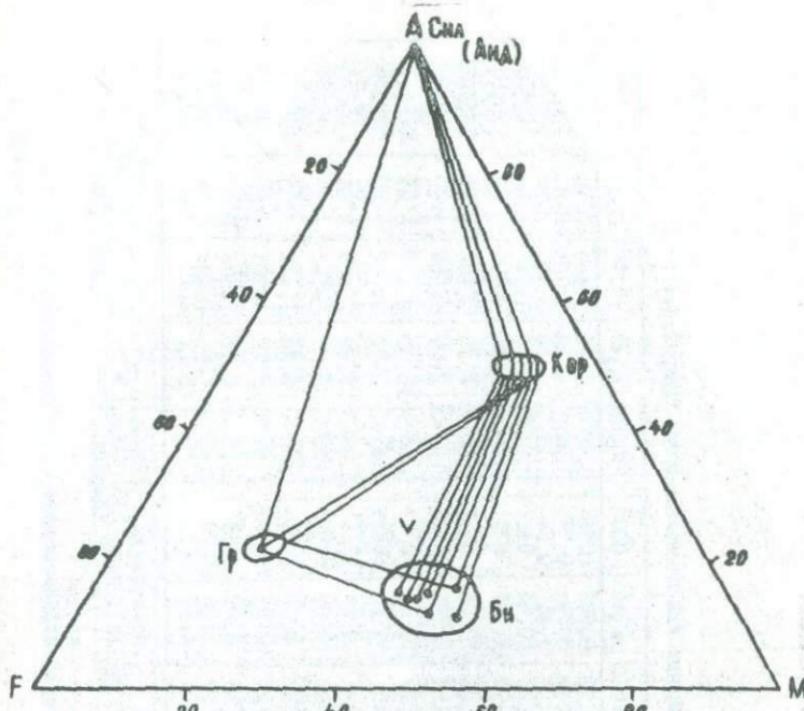


Рис. 20. АМ диаграмма для парагенезисов Би+Кор+Гр из кристаллических сланцев и гнейсов

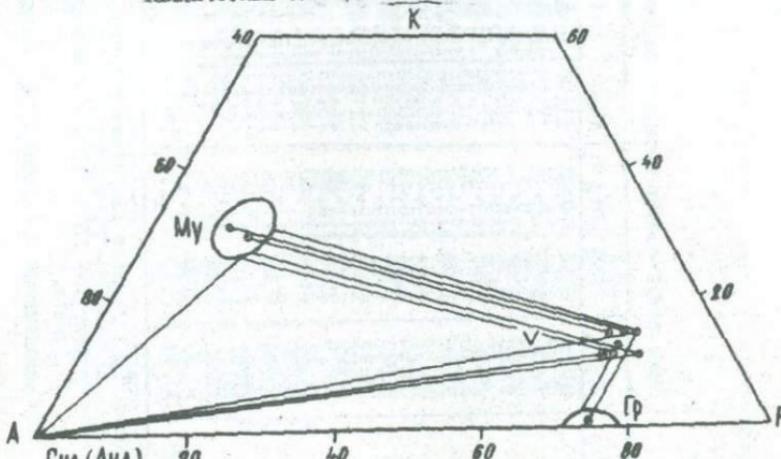


Рис. 21. АКФ диаграмма для парагенезисов Би+Кор+Гр из кристаллических сланцев и гнейсов

Таблица 23

## Химический состав биотитов из гнейсовидных кварцевых диоритов Дзириульского выступа

№ обр.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	Сумма
I6/К	34,50	1,74	19,60	II, 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.	0,21	9,88	1,83	3,66	99,82
446	33,57	1,07	16,59	17,90	6,30	0,58	8,66	сл.	0,70	8,21	2,55	3,69	99,82
545	33,98	2,19	17,70	10,23	10,96	0,51	9,54	сл.	0,65	8,52	2,25	3,57	100,10
716	33,03	1,79	12,86	II, 58	II, 22	0,32	13,95	сл.	0,50	8,35	2,94	3,41	99,95
I027	33,39	2,31	15,20	10,08	II, 99	0,27	9,95	-	0,32	9,60	2,65	4,20	99,96
I044	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
II85	32,23	2,12	18,33	5,19	14,95	0,27	10,63	-	0,10	10,03	2,40	3,24	99,49
3002	34,59	2,01	15,48	4,64	16,38	0,21	12,14	1,94	0,27	6,62	1,39	4,28	99,95
3035	35,68	2,06	17,05	7,74	12,78	0,28	9,68	1,02	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	1,24	0,36	7,89	1,43	3,85	99,80
3159	36,45	2,40	15,50	6,26	12,92	0,14	II, 26	0,45	0,20	8,80	1,70	3,56	99,64
3170	36,30	2,50	14,96	6,55	13,85	0,22	9,85	0,80	0,25	9,20	1,55	3,60	99,63
3398	33,84	0,87	17,68	II, 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	14,49	0,51	13,94	-	0,40	8,35	1,28	3,53	99,67
I069	33,80	2,00	16,66	II, 97	14,40	0,38	8,25	0,53	0,15	8,40	1,50	1,62	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
II98/99	32,49	2,13	12,11	14,29	12,31	0,40	II, 24	-	0,10	9,12	2,17	3,46	99,82

Примечание. Гнейсовидные кварцевые диориты: I6/К - р.Хелмосмула; 779, 3410 - сел.Личи; 22, 717, 3170-3177 - р.Рикотула; 84, 3159 - р.Сакбула; 446, 545, 3002, 3035, 3102, II98/99 - р.Дзириула; I027, I044 - р.Мачарула; II85, I409 - р.Квирила; 3398 - с.Рквия; I069 - с.Хунеки.

Аналитики: Н.Д.Джабуа, Б.В.Кобишвили, Г.Н.Тархнишвили, В.А.Читашвили.

Таблица 24

Кристаллохимические формулы биотитов из гнейсовых кварцевых диоритов гранитоидов  
Дзиурульского выступа

# опр.	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
I6/k	2,70	I,30	-	I,04	0,62	0,50	0,74	0,10	-	0,82	0,06	0,03	I,67
779	2,70	I,30	-	I,01	0,76	0,31	0,80	0,09	0,03	0,82	0,04	0,06	I,88
22	2,58	I,42	-	I,10	0,83	0,29	0,46	0,11	0,02	0,86	0,04	0,02	I,87
84	2,85	I,15	-	I,15	0,91	0,41	0,33	0,05	0,01	0,96	0,02	-	I,95
446	2,73	I,27	-	I,05	0,43	0,32	I,09	0,07	0,04	0,86	0,11	-	2,00
545	2,70	I,30	-	I,13	0,73	0,37	0,61	0,13	0,03	0,86	0,09	-	I,89
716	2,61	I,19	0,20	I,64	0,74	-	0,49	0,11	0,02	0,84	0,08	-	I,79
I027	2,61	I,39	-	I,15	0,78	-	0,59	0,13	0,01	0,96	0,04	-	2,18
I044	2,56	I,44	-	0,90	0,93	0,41	0,59	0,14	0,02	0,90	0,28	0,02	2,16
II85	2,51	I,49	-	I,24	0,97	0,30	0,31	0,12	0,02	I,00	0,02	-	I,68
3002	2,64	I,36	-	I,38	I,04	0,03	0,27	0,11	0,01	0,64	0,04	0,15	2,16
3035	2,72	I,28	-	I,10	0,82	0,25	0,44	0,11	0,02	0,80	0,02	0,08	I,86
3054	2,75	I,25	-	I,05	0,94	0,27	0,30	0,13	0,02	0,76	0,04	0,10	I,94
3I59	2,79	I,21	-	I,28	0,83	0,19	0,36	0,13	0,01	0,86	0,03	0,04	I,81
3I70	2,80	I,20	-	I,13	0,89	0,16	0,38	0,14	0,01	0,90	0,04	0,06	I,86
3398	2,59	I,41	-	I,05	0,69	0,19	0,75	0,05	0,03	0,80	0,05	0,06	I,84
3410	2,81	I,19	-	I,25	I,06	0,35	0,19	0,06	0,01	0,88	0,05	0,04	I,69
717	2,69	I,29	0,02	I,59	0,93	-	0,35	0,10	0,03	0,82	0,06	-	I,81
I069	2,71	I,29	-	I,00	0,96	0,28	0,72	0,12	0,01	0,85	0,02	0,04	0,90
3I77	2,71	I,29	-	I,00	I,03	0,11	0,48	0,13	0,02	0,71	0,04	0,14	I,83
II98/99	2,58	I,10	0,32	I,33	0,81	-	0,54	0,12	0,03	0,92	0,02	-	I,82

Таблица 25

Особенности состава биотитов из гнейсовых кварцевых диоритов Дзиурульского выступа

# обр.	F	$\text{Fe}^{+2}/\text{Mg}$	a	породы	T°C	Парагенезисы
I6/к	57	0,76	43			Би <sub>57</sub> +Му+Пл+Кв
779	60	0,75	38	48		Би <sub>60</sub> +Му+Пл+Кв+Кли
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
I027	54	0,68	45			Би <sub>54</sub> +Пл+Кв
I044	63	1,03	38			Би <sub>63</sub> +Пл+Кв
II85	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+Кли
3I59	48	0,64	36			Би <sub>48</sub> +Пл+Кв
3I70	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
I069	63	0,96	37		600(Пл+Рог)	Би <sub>63</sub> +Рог <sub>61</sub> +Пл <sub>40</sub> +Кв
3I77	60	1,03	36		600(Пл+Рог)	Би <sub>60</sub> +Рог <sub>53</sub> +Пл <sub>42</sub> +Кв
II98/99	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 встречаются 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 во 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

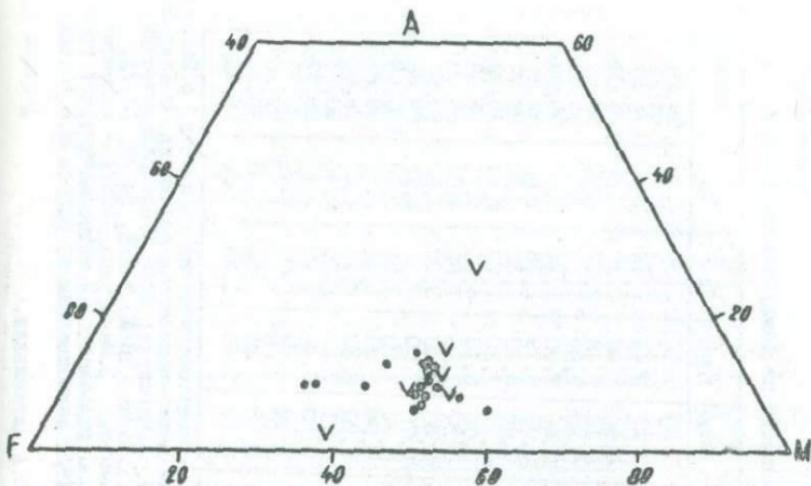


Рис.22. АИФ диаграмма для биотитов из гнейсовых кварцевых диоритов

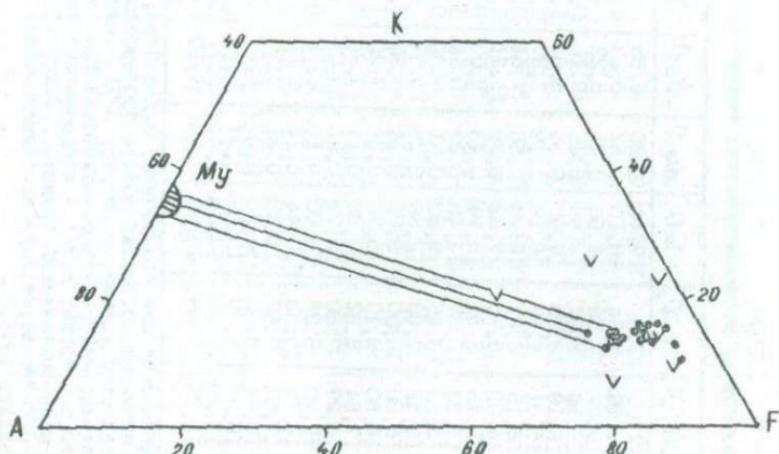


Рис.23. АКФ диаграмма для биотитов из гнейсовых кварцевых диоритов

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,  $Fe^{+3}/Mg = 0,60-1,42$ . Железистость породы за некоторым исключением, меньше железистости биотита.

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

Таблица 26

Химический состав биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов Дзирульского выступа

# обр.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^+$	$H_2O^-$	Сумма
64	34,97	I,10	14,00	10,07	I7,46	0,28	6,95	сл.	0,20	8,01	2,00	4,22	99,26
66	34,48	I,16	14,96	9,64	I8,I0	0,52	5,93	I,26	0,II	8,31	I,42	3,60	99,49
103I	33,23	2,01	I8,07	7,56	I4,60	0,44	9,22	-	0,02	8,78	I,75	3,99	99,67
3036	35,55	I,12	I6,96	9,97	I2,88	0,45	9,18	0,87	0,50	7,60	I,37	3,61	100,06
3052	34,61	I,46	I6,18	I0,78	I4,67	0,35	6,64	I,26	0,16	7,46	2,27	4,02	99,86
3064	35,25	I,96	I5,31	6,88	I8,I8	0,39	7,87	I,14	0,32	7,89	I,15	3,55	99,89
3095	35,68	0,95	I6,15	8,27	I6,70	0,50	7,54	0,76	0,40	7,80	I,34	3,80	99,89
327I	34,55	I,96	I4,09	5,76	I7,82	0,39	II,8I	I,48	0,32	6,79	I,28	3,60	99,85
3442	36,45	I,45	I5,43	5,86	I6,94	0,43	9,07	0,79	0,45	8,20	I,30	3,50	99,87
3454	34,56	I,68	I5,83	II,27	I4,40	0,32	8,14	I,12	0,13	7,20	I,23	4,04	99,92
38/A	34,19	I,70	I5,58	I3,26	9,90	0,21	6,80	0,40	0,70	8,I0	4,63	4,2I	99,68
500/A	33,48	I,48	I9,52	7,80	I2,56	0,25	II,38	сл.	0,27	7,18	I,82	4,06	99,80
547/A	34,80	I,70	I6,80	I3,00	9,70	0,14	7,60	0,40	0,60	8,40	3,30	3,50	99,94
549/A	33,20	2,30	I6,60	9,I0	I5,70	0,21	7,20	I,10	0,70	7,00	2,40	4,15	99,66
56I/A	32,16	I,90	I7,64	8,62	I3,50	0,14	9,20	0,92	0,25	7,00	3,54	5,18	100,05
619/A	35,08	2,6I	I6,27	7,50	I5,79	0,21	II,0I	сл.	0,06	8,35	I,4I	2,53	99,82
624/A	33,88	2,22	I7,70	6,36	I4,20	0,14	8,70	0,40	0,80	8,20	2,45	4,57	99,62
728/A	34,9I	0,85	I8,79	I0,55	I0,44	0,14	9,80	I,03	0,II	7,15	I,50	4,48	99,75
942/A	35,66	0,85	I7,67	7,67	II,88	0,21	8,97	0,46	0,20	8,40	5,43	2,17	99,57
1429/A	33,75	2,47	I7,64	5,52	I4,22	0,28	8,57	I,20	0,50	8,00	2,68	4,92	99,75
19	33,05	2,53	I6,27	9,80	I3,09	0,32	8,96	-	0,10	8,08	3,12	4,58	99,90
12	33,24	2,54	I4,20	II,97	I4,49	0,44	8,71	0,16	0,10	9,26	I,56	2,9I	99,58
59	33,90	2,10	I5,73	7,99	I6,59	0,36	9,10	-	0,10	9,88	I,53	2,50	99,78

Примечание. 64, 66 - метасоматические гранитоиды, с. Ледабера; 103I - метасоматический гранитоид, р. Магарула; 3036, 3052 - мигматит, с. Шроша; 3064 - профиробластовый метасоматический гранитоид, р. Гезрула; 3095 - метасоматический гранит, с. Борити; 327I - мигматит, р. Магарула; 3442 - метасоматический гранитоид, с. Бослеви; 3454 - метасоматический гранитоид, с. Убиса; 38/A, 500/A, 547/A, 549/A, 56I/A - мигматит, р. Дзирила; 619/A - метасоматический гранитоид, р. Мачарула; 1429/A - мигматит, р. Квирила; 19 - метасоматический гранит, р. Дзирила; I2 - профиробластовый метасоматический гранит, р. Дзирила; 59 - то же, с. Улумба. (Анализы 38/A - 1429/A заимствованы из работы М.Б. Абесадзе и Г.К. Чимакуридзе, 1975.)

Аналитики: Н.Д. Джабуа, Г.Н. Тархнишвили, Б.В. Кобишвили, В.А. Читашвили.

Таблица 27

## Кристаллохимические формулы биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов Дзиурульского выступа

№ обр.	Si	$\text{Al}^{IV}$	$\text{Fe}^{+3}$	$\text{Mg}$	$\text{Fe}^{+2}$	$\text{Al}^{VI}$	$\text{Fe}^{+3}$	Ti	Mn	K	Na	Ca	OH
64	2,75	I,25	-	0,81	I,15	0,04	0,66	0,06	0,02	0,80	0,02	-	2,22
66	2,74	I,26	-	0,70	I,20	0,14	0,57	0,07	0,03	0,84	0,02	0,10	I,82
103I	2,62	I,38	-	I,08	0,96	0,30	0,44	0,II	0,02	0,88	-	-	2,08
3036	2,71	I,29	-	I,06	0,83	0,23	0,58	0,06	0,03	0,74	0,07	0,07	I,83
3052	2,69	I,31	-	0,76	0,96	0,18	0,63	0,08	0,02	0,74	0,02	0,10	2,08
3064	2,75	I,25	-	0,91	I,18	0,16	0,40	0,II	0,03	0,79	0,04	0,09	I,84
3095	2,76	I,24	-	0,87	I,08	0,23	0,48	0,05	0,03	0,79	0,06	0,06	I,96
327I	2,68	I,29	0,03	I,37	I,16	-	0,31	0,II	0,03	0,67	0,04	0,12	I,83
3442	2,82	I,18	-	I,05	I,08	0,22	0,33	0,08	0,03	0,80	0,06	0,06	I,80
3454	2,65	I,35	-	0,93	0,92	0,08	0,65	0,09	0,02	0,70	0,02	0,09	2,06
38/A	2,70	I,30	-	0,80	0,65	0,15	0,79	0,10	0,01	0,82	0,06	0,03	2,20
500/A	2,61	I,39	-	0,95	0,82	0,34	0,46	0,09	0,01	0,72	0,04	-	2,10
547/A	2,71	I,29	-	0,88	0,63	0,26	0,76	0,10	0,01	0,84	0,10	0,03	I,82
549/A	2,59	I,41	-	0,84	I,02	0,12	0,53	0,13	0,02	0,70	0,10	0,09	2,16
561/A	2,47	I,53	-	I,05	0,87	0,03	0,50	0,II	-	0,68	0,04	0,07	2,64
619/A	2,74	I,26	-	I,16	I,03	0,24	0,44	0,15	0,01	0,82	0,01	-	I,32
624/A	2,60	I,40	-	I,00	0,91	0,21	0,36	0,13	0,01	0,80	0,12	0,03	2,34
728/A	2,61	I,39	-	I,09	0,65	0,27	0,59	0,04	-	0,68	0,02	0,08	2,24
942/A	2,86	I,14	-	I,07	0,80	0,54	0,46	0,05	0,01	0,86	0,02	0,04	I,18
1429/A	2,58	I,42	-	0,98	0,91	0,17	0,31	0,14	-0,02	0,78	0,08	0,10	2,50
19	2,57	I,43	-	I,03	0,85	0,06	0,56	0,14	0,02	0,80	0,02	-	2,28
I2	2,66	I,34	-	I,04	0,97	-	0,72	0,15	0,03	0,94	0,02	0,01	I,48
59	2,71	I,29	-	I,08	I,II	0,19	0,48	0,12	0,02	I,00	0,02	-	I,34

Таблица 28

Особенности состава биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов Дзиурльского выступа

# обр.	F	$\frac{Fe^{+2}}{Mg}$	a	F поро- ды	T°C	Парagenезис
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
I03I	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
327I	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
I249/A	55	0,93	42			Би <sub>55</sub> +Му+Пл+Кш+Кв
I9	58	0,82	38	46	530(Би+Гр)	Би <sub>58</sub> +Гр <sub>89</sub> +Пл+Кш+Кв
I2	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

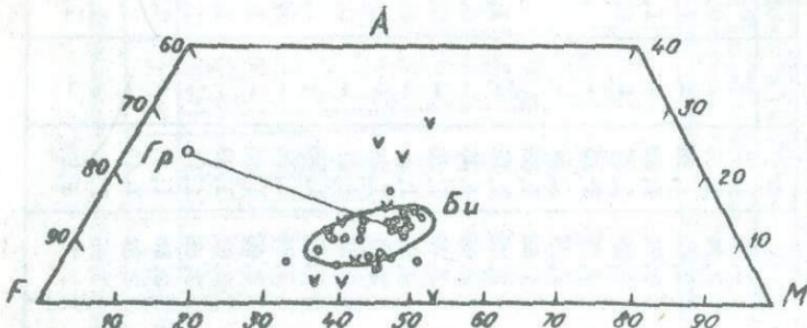


Рис. 24. AFM диаграмма для биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов

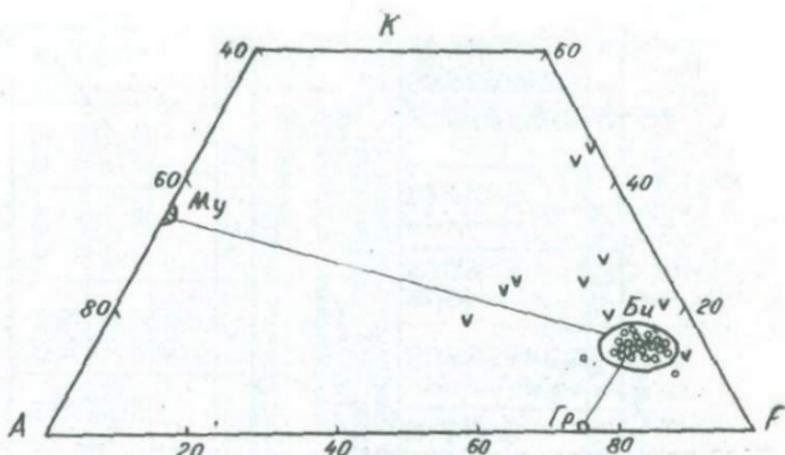


Рис. 25. AKF диаграмма для биотитов из метасоматических гранитоидов и мигматитов

титовому термометру она равняется  $530^{\circ}\text{C}$  (обр. I9). Примерно такая же температура была установлена по биотит-роговообманковой паре –  $540^{\circ}\text{C}$  (обр. 59), а по плагиоклаз-роговообманковому термометру получено сравнительно низкое значение –  $450^{\circ}\text{C}$  (обр. I2). Возникновение же калишпата в этих парагенезисах происходит в значительно более низкотемпературных условиях –  $390^{\circ}\text{C}$  (обр. 64 и 66).

Летучесть кислорода ( $\chi_{\text{O}_2}$ ), рассчитанная по магнетитовому геобарометру, низкая –  $10^{-22}$  бар (Чихелидзе, Хмаладзе, 1976).

#### Биотит из калишпатовых гранитоидов

В подавляющем большинстве случаев биотит из калишпатовых гранитоидов является единственным темноцветным минералом в породе. Местами за счет биотита образуется мусковит. В гибридных калишпатовых гранитоидах совместно с биотитом существует 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 I6 высокая – 60–87. Значение  $\text{Fe}^{+2}/\text{Mg}$  в биотитах из этой группы также высокое – примерно от 1,0 до 3,31. Глиноzemистость биотита 34–46. Железистость породы то больше, то меньше железистости породы.

Температура кристаллизации биотитсодержащих парагенезисов определена по двуполевомагнитовому термометру (обр. I6 и II95). Нижний предел кристаллизации калишпата равен примерно  $550^{\circ}\text{C}$ , т.е. возникновение биотита связано с более высокотемпературными условиями.

Таблица 29

## Химический состав биотитов из калишпатовых гранитов Дзиурульского 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	Mg <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
I401 <sup>x</sup>	35,16	2,10	22,61		22,28		4,41			7,49			94,05
I03 <sup>x</sup>	33,35	2,06	20,36		29,35		2,29			7,82			95,23
85 <sup>x</sup>	36,90	2,15	22,00		25,01		4,23			8,04			98,33
23/к	32,80	1,24	19,90	I2,90	9,60	0,51	8,40	0,54	0,46	7,80	I,80	3,60	99,55
I6	35,29	2,71	16,15	6,40	II,27	I,23	I4,99	-	0,05	6,90	0,76	3,85	99,60
52	34,54	I,92	15,48	5,74	25,20	0,39	4,59	2,73	0,32	5,10	0,36	3,16	99,53
556/59	35,86	I,23	13,60	8,82	19,44	0,43	I,16	5,15	0,40	9,80	0,16	3,50	99,55
47	32,92	2,53	I7,06	7,93	15,54	0,36	8,64	-	-	9,12	I,84	4,04	99,98
II95	32,00	2,40	19,62	6,23	18,26	0,21	6,81	I,45	0,15	7,40	0,94	4,62	100,09

Примечание. Калишпатовые гранитоиды: I401<sup>x</sup> - из приконтактовой части Рквийского интрузива; I03<sup>x</sup> - с. Улумба; 85<sup>x</sup> - р. Нинисискали, контакт филлитов и гранитов; 23/к - р. Хедмосмула; I6 - с. Вакиса; 47 - р. Дзиурула; 52 - р. Чератхеви; 556/59 - р. Годорула; II95 - с. Рквия.

Аналитики: Т.А. Абуладзе, Б.В. Кобиашвили, М.Г. Лазришвили, В.А. Читашвили, Л.Д. Чхеидзе

Таблица 30  
Кристаллохимические формулы биотитов из калишпатовых гранитов Дзиурульского 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
I401 <sup>x</sup>	2,78	I,22	0,52	I,47	0,89		0,12		0,76			
I03 <sup>x</sup>	2,69	I,31	0,27	I,98	0,62		0,13		0,80			
85 <sup>x</sup>	2,82	I,18	0,48	I,60	0,80		0,12		0,78			
23/к	2,52	I,48	0,96	0,62	0,32	0,75	0,07	0,03	0,76	0,06	0,04	I,84
I6	2,64	I,36	I,67	0,70	0,06	0,36	0,15	0,07	0,66	-	-	I,92
52	2,74	I,26	0,54	I,67	0,19	0,34	0,11	0,03	0,52	0,04	0,22	I,66
556/59	2,84	I,16	0,61	I,29	0,11	0,52	0,07	0,03	0,94	0,06	0,09	I,84
47	2,57	I,43	I,00	I,01	0,14	0,46	0,14	0,02	0,90	-	-	2,02
II95	2,45	I,55	0,78	I,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  
Дзиурульского выступа

№ обр.	F	$\frac{Fe^{+2}}{Mg}$	a	F поро- ды	T°C	Парагенезис
I401 <sup>X</sup>	74	2,84	51			Би <sub>74</sub> +Пл+Каш+Кв+Сил
I03 <sup>X</sup>	87	-	46			Би <sub>87</sub> +Пл+Каш+Кв
85 <sup>X</sup>	77	3,31	49			Би <sub>77</sub> +Пл+Каш+Кв
23/R	59	0,64	44			Би <sub>59</sub> +Му+Пл+Каш+Кв
I6	39	0,42	34	58	550(Пл+Каш)	Би <sub>39</sub> +Пл <sub>31</sub> +Каш <sub>19</sub> +Кв
52	79	3,07	36	67		Би <sub>79</sub> +СаРог <sub>71</sub> +Пл+Каш
566/59	75	2,10	34	78		Би <sub>75</sub> +Пл+Каш+Кв
47	60	1,01	39	59		Би <sub>60</sub> +Пл+Каш+Кв
II95	66	1,49	43		550(Пл+Каш)	Би <sub>66</sub> +Пл <sub>28</sub> +Каш <sub>17</sub> +Му

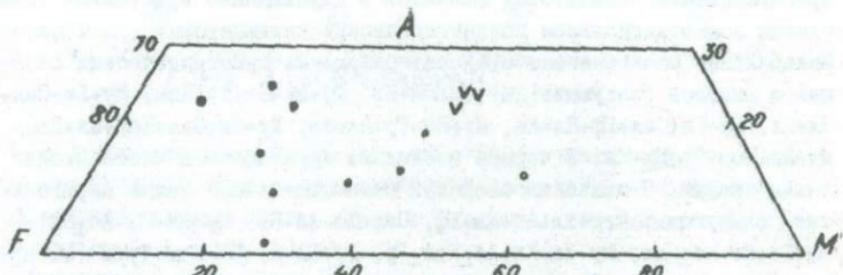


Рис.26. АФМ диаграмма для калишпатовых гранитоидов

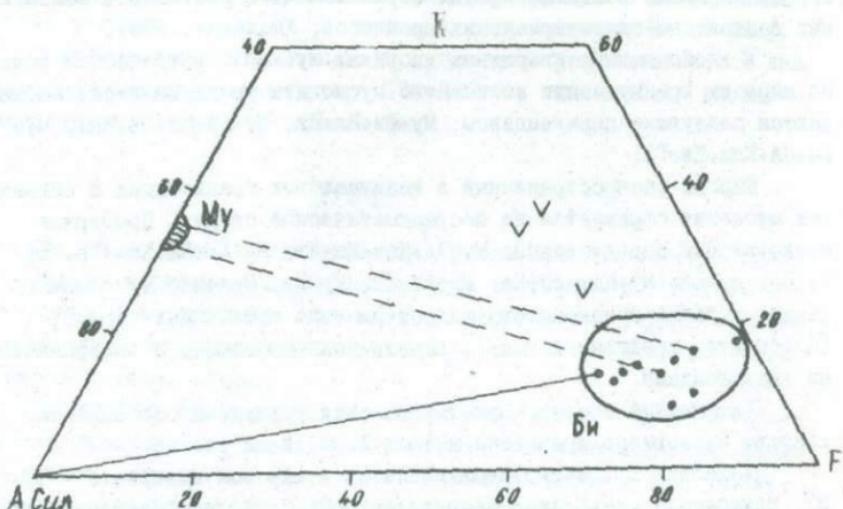


Рис.27. АКФ диаграмма для калишпатовых гранитоидов

В калишпатовых 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 Дзиурльского выступа распространены несколько меньше, нежели биотиты. Устанавливаются серицитизация и мусковитизация пластика, биотита, граната, кордиерита и андалузита в регressiveйной 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 двуслюдянные кристаллические сланцы под воздействием позднегерцинских калишпатовых гранитоидов. Минеральные парагенезисы мусковитсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов следующие:  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}$ ,  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{Кпш}$ ,  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Сил}+\text{Пл}+\text{Кв}$ ,  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Сил}+\text{Гр}+\text{Пл}+\text{Кв}$ ,  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Гр}+\text{Пл}+\text{Кв}$ ,  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Сил}+\text{Кор}+\text{Пл}+\text{Кв}$ ,  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Кор}+\text{Гр}+\text{Пл}+\text{Кв}$ . В четыре последних парагенезиса часто входит также графит. В нижнепалеозойской метаморфической свите парагенезисы следующие:  $\text{Сер}+\text{Хл}+\text{Аб}+\text{Кв}+\text{Гр}$ ,  $\text{Сер}+\text{Хл}+\text{Аб}+\text{Кв}$ ,  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Кв}+\text{Аб}+\text{Эп}$ ,  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Кв}+\text{Аб}+\text{Кпш}$ ,  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Кв}+\text{Аб}+\text{Кпш}+\text{Гр}$ ,  $\text{Му}+\text{Би}+\text{Аб}+\text{Кв}+\text{Кпш}+\text{Турм}$  (мы предполагаем, что и гранат, графит, турмалин, калишпат и некоторые другие минералы возникли в этих образованиях в результате наложенных kontaktово-гидротермальных процессов; Хмаладзе, 1978).

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

Широко распространенный в калишпатовых гранитоидах и пегматитах мусковит образуется на постмагматической стадии. Примерные мусковитовые парагенезисы:  $\text{Му}+\text{Пл}+\text{Кпш}+\text{Кв}+\text{Кв}$ ,  $\text{Му}+\text{Кв}+\text{Пл}+\text{Кпш}+\text{Гр}$ ,  $\text{Му}+\text{Пл}+\text{Би}+\text{Кпш}+\text{Кв}$ ,  $\text{Му}+\text{Кпш}+\text{Аб}+\text{Кв}$ ,  $\text{Му}+\text{Аб}+\text{Кв}$ ,  $\text{Му}+\text{Кв}$ . Нередко мусковит образуется также в kontaktово-гидротермально измененных породах (альбититы, грейзены и т. д.), генетически связанных с калишпатовыми 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 парамонитовой составляющей мусковита – 3,8–28,1.

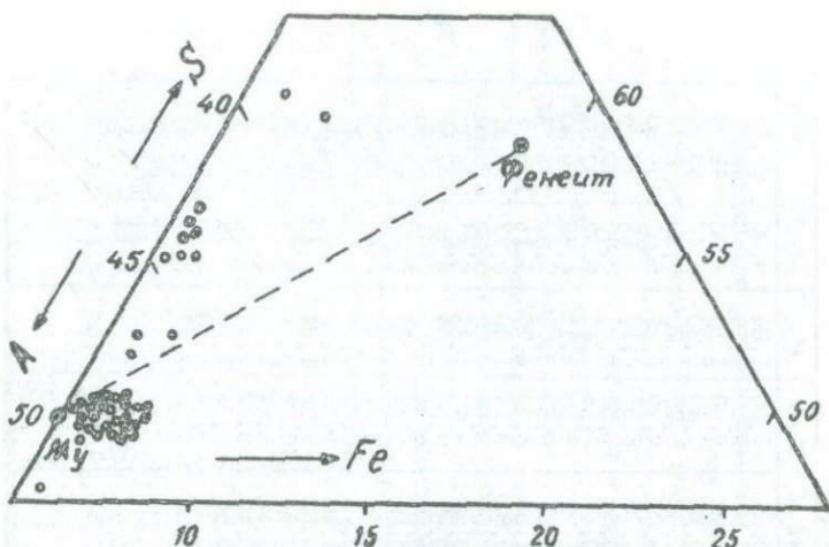


Рис. 28. А F диаграмма для мусковитов,  $A = Al + Fe^{+3}$ ,  $S = Si$ ,  
 $F = Fe^{+2} + Mg + Mn$  в атомн. %

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 биотит, содержащие парагенезис кристаллических сланцев и гнейсов Дзиурульского выступа формируются в высокотемпературных условиях – 600–700°C, при давлении примерно 2–2,5 кбар.

В калишпатовых 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 (сс. Шроша и Сазано). В амфиболитах и метабазитах этот минерал встречается редко. В калишпатовых гранитах и некоторых метасоматических гранитоидах гранат относится к акцессориям.

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

Таблица 32

## Химический состав мусковитов Дзирульского 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	H <sub>2</sub> O <sup>1</sup>	Сумма
I5/K	46,96	0,33	32,38	0,90	0,78	0,05	0,99	0,70	0,85	9,50	I,04	5,30	99,78
K/18	46,99	0,31	32,92	I,03	0,88	0,05	0,76	0,90	0,95	9,50	0,76	4,66	99,71
K/19	46,47	0,26	33,35	0,70	0,73	0,05	0,87	0,72	0,90	9,40	I,50	4,80	99,75
26/K	47,52	0,35	31,94	0,70	0,60	0,05	0,68	0,78	0,90	9,40	I,30	5,42	99,64
74	48,93	0,09	31,42	0,99	0,70	0,05	0,75	0,78	0,90	8,70	I,20	5,20	99,71
I93	52,02	0,86	26,97	2,69	0,63	0,03	I,87	0,57	0,82	7,20	I,23	5,01	99,90
33I0	53,71	0,29	28,36	0,85	0,54	сл.	I,13	I,25	I,70	6,51	0,90	4,62	99,86
IU39	46,98	0,20	34,25	0,23	I,26	сл.	0,73	0,54	I0,51	0,81	4,70	I00,21	
77I/48	44,28	0,43	36,34	0,60	0,66	0,03	0,92	-	0,67	9,54	I,46	5,37	I00,30
KU/01	42,45	0,28	31,30	4,85	-	0,12	I,20	0,08	I,72	9,50	4,12	4,68	I00,30
KU/03	41,15	0,31	32,80	5,20	-	0,16	I,40	0,10	I,25	9,80	3,75	3,82	99,74
KU/06	40,72	0,25	32,70	5,45	0,78	0,10	I,30	0,14	I,58	8,50	4,70	4,15	I00,37
3133	45,81	-	33,06	I,11	0,45	сл.	I,63	0,57	0,82	9,14	I,30	5,92	99,81
977	43,68	0,15	34,47	I,87	0,75	0,04	0,87	-	0,54	8,64	2,23	6,28	99,52
I193	43,68	0,50	34,17	2,50	0,21	0,03	I,33	0,29	0,35	8,72	I,68	5,87	99,33
3357	46,52	0,29	30,80	3,63	0,36	0,03	I,14	I,02	0,67	I0,06	0,07	5,36	99,95
3386/87	45,25	0,22	32,42	I,73	0,72	0,03	I,03	0,79	0,87	9,33	2,04	5,36	99,79
3383/88	45,04	0,38	32,71	I,74	0,90	-	I,14	0,68	0,67	9,69	0,96	5,96	99,87
9	42,31	0,13	32,09	3,93	0,94	0,44	0,92	0,12	0,54	8,94	2,95	6,47	99,78
I208	42,01	0,15	32,63	2,29	I,62	0,03	0,24	-	0,43	I0,89	2,98	6,94	I00,21
All/I	43,10	0,38	31,95	5,10	-	0,15	0,95	0,10	I,40	9,35	3,72	3,48	99,68
72	44,48	0,13	36,43	0,57	0,27	0,02	0,64	-	0,54	9,72	I,84	5,49	I00,13
83	44,35	0,13	34,53	I,77	0,48	0,02	0,91	-	0,54	I0,08	I,73	5,74	I00,28
I0	42,79	0,18	32,24	3,46	I,17	0,49	I,23	-	0,40	8,94	2,95	6,47	99,78
I2	43,22	0,18	32,10	2,01	2,10	0,52	I,60	0,10	0,40	9,12	2,47	5,98	99,80
3I	44,37	0,13	33,76	3,37	0,09	0,11	I,08	0,13	0,54	9,36	I,92	5,10	99,96
63	43,77	0,16	33,20	4,23	0,17	0,06	0,98	-	0,67	9,54	I,90	5,29	99,97
6	44,15	0,08	33,89	2,70	I,19	0,11	I,29	-	0,54	9,55	2,67	3,37	99,54
I1	42,94	0,21	33,12	I,50	2,14	0,08	I,08	0,13	0,54	9,54	2,49	5,88	99,65
I3	43,76	0,11	33,33	I,12	I,83	0,33	I,43	0,12	0,54	I0,08	2,03	5,54	I00,22
I5	43,79	0,22	33,65	I,49	I,78	0,22	0,88	0,13	0,54	I0,26	I,70	5,33	99,99
I6	44,34	0,03	33,41	I,63	I,82	0,16	0,84	-	0,54	I0,44	I,68	5,28	I00,17

2I	43,20	0,12	33,04	I,82	I,81	0,19	0,91	-	0,54	9,72	2,49	6,01	99,85
10I4	42,98	0,13	34,II	2,66	0,35	0,06	0,49	-	0,54	10,22	2,27	5,87	99,62
10I5	43,70	0,07	35,67	I,09	0,44	0,03	0,24	-	0,43	II,32	2,06	5,13	100,19
I207	41,67	0,16	32,10	3,91	0,90	0,03	0,57	-	0,54	10,89	2,57	6,84	100,18
I217	42,53	-	34,92	0,32	0,81	-	0,49	-	0,64	II,04	2,88	6,40	100,03
I218	42,57	0,08	34,00	0,86	1,80	0,03	0,40	-	0,43	II,04	2,83	6,12	100,16
II/540	43,44	0,15	34,17	4,92	I,94	0,03	0,35	-	0,58	8,94	1,75	4,90	101,17
II/532	43,45	0,15	37,82	0,95	0,17	0,24	0,22	-	0,82	9,95	2,10	3,45	99,32
II-377	43,87	0,15	33,84	4,50	I,51	0,17	0,25	-	I,34	9,79	0,35	3,60	99,37
II/377	44,18	0,12	33,77	3,63	I,73	0,22	0,25	-	0,80	9,60	0,96	4,50	99,96
II/214	47,52	-	33,59	2,30	0,25	0,24	0,27	-	I,12	7,80	1,18	5,19	99,46
3292	49,02	0,14	31,33	0,33	I,44	с.л.	I,22	0,68	0,82	8,78	0,92	5,14	99,81
I7	42,64	0,15	32,88	3,15	0,80	0,32	0,92	-	0,40	9,36	2,90	6,18	99,70
3396	50,15	0,12	32,88	I,01	0,54	-	0,65	0,56	I,12	8,25	0,12	4,66	100,06

Примечание. I5/K - кордиерит-двуслюдянной гнейс, р.Квирила; K/18 - двуслюдянной кристаллический сланец, р.Хелмосмула; K/19 - биотитовый плагиогнейс, р.Хелмосмула; 26/K - графит-кордиерит-двуслюдянной гнейс, р.Хелмосмула; 74 - гранат-кордиерит-андалузит-двуслюдянной гнейс, р.Чхеримела; I93 - кварц- $\text{Ca}$  сирцит-хлорит, альбит-графитовый сланец, р.Чератхеви; 3310 - двуслюдянной плагио-гнейс, р.Чхеримела; I039 - двуслюдянной гнейс, с.Шроша; 77I/48 - гнейсовидный кварцевый диорит, р.Даираула; КД/01, КД/03 - гнейсовидные кварцевые диориты, с.Рквия; КД/06 - то же, с.Шроша; 3I33 - мигматит, с.Вертквищела; 977 - калишпатовый гранит, р.Мачарула; II93 - тоже, с.Рквия; 3357 - то же, р.Мачарула; 3386/87, 3383/88 - то же, с.Рквия; 9, I208 - то же, с.Шроша; АЛ/I - то же, с.Рквия; 72, 83, 10, I2, 3I, 63, 6, II, I3, I5, I8, 2I, 10I4, 10I5, I207 - пегматит, с.Шроша; I2I7/I2I8 - то же, с.Сазано; II/540, II/532, II/377, II/214 - то же, с.Шроша; 3292 - грейзен, р.Чхеримела; I7 - грейзенизированный пегматит, с.Шроша; 3396 - контактовая порода, с.Рквия. (Анализы КД/01-КД/06, АЛ/I, II/540-II/214 заимствованы из работы Одикадзе, 1969.)

Аналитики: И.Д.Джабуа, Г.Н.Тархнишвили, В.В.Кобишвили, В.А.Читашвили, Л.М.Басиашвили.

Таблица 33

## Кристаллохимические формулы мусковитов Дзирульского выступа

Б о б р.	Si	$Al^{IV}$	Mg	$Fe^{+2}$	$Al^{VI}$	$Fe^{+3}$	Mn	Ti	K	Na	Ca	OH
I5/K	3,13	0,87	0,10	0,04	1,66	0,05	-	0,01	0,80	0,12	0,05	2,36
K/I8	3,15	0,85	0,08	0,05	1,74	0,05	-	0,01	0,82	0,12	0,06	2,08
K/I9	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
I93	3,43	0,57	0,19	0,03	1,53	0,13	-	0,04	0,60	0,10	0,04	2,18
33I0	3,51	0,49	0,11	0,03	1,70	0,04	-	0,01	0,54	0,22	0,09	2,0
I039	3,14	0,86	0,07	0,07	1,83	0,01	-	0,01	0,80	0,08	-	2,10
77I/48	3,04	0,96	0,08	0,03	1,71	0,03	-	0,02	0,78	0,08	-	2,30
KД/01	3,0	1,0	0,13	-	1,60	0,25	-	0,01	0,86	0,22	0,01	2,20
KД/03	2,91	1,09	0,15	-	1,65	0,28	-	0,01	0,88	0,16	0,01	1,80
KД/06	2,88	1,12	0,14	0,05	1,61	0,29	-	0,01	0,76	0,22	0,01	1,96
3I33	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
II93	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	2,64
9	2,88	1,12	0,09	0,05	1,45	0,18	0,02	-	0,76	0,06	0,01	2,94
I208	2,85	1,15	0,02	0,09	1,45	0,12	-	0,01	0,94	0,04	-	3,14
AI/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

83	2,96	I,04	0,09	0,03	I,67	0,08	-	-	0,86	0,08	-	2,56
I0	2,91	I,09	0,12	-	I,48	0,18	0,02	0,01	0,76	0,04	-	2,94
I2	2,95	I,05	0,11	0,12	I,52	0,09	0,03	0,01	0,80	0,04	0,01	2,74
3I	3,06	0,94	0,11	-	I,80	0,17	-	-	0,82	0,06	0,01	2,34
63	2,92	I,08	0,10	0,01	I,53	0,20	-	0,01	0,80	0,08	-	2,34
6	3,07	0,93	0,12	0,07	I,84	0,14	-	-	0,88	0,06	-	I,54
II	2,93	I,07	0,11	0,12	I,58	0,07	-	0,01	0,82	0,08	0,01	2,77
I3	2,96	I,04	0,14	0,10	I,61	0,05	0,02	-	0,86	0,06	0,01	2,50
I5	3,02	0,98	0,08	0,10	I,75	0,07	0,01	0,01	0,90	0,08	0,01	2,44
I8	3,00	I,00	0,08	0,10	I,65	0,08	0,01	-	0,88	0,06	-	2,38
2I	2,93	I,07	0,09	0,10	I,56	0,09	0,01	-	0,84	0,06	-	2,70
I0I4	2,89	I,11	0,04	0,02	I,67	0,13	-	-	0,86	0,06	-	2,60
I0I5	3,06	0,94	0,02	0,02	I,97	0,05	-	-	I,00	0,04	-	2,40
I207	2,84	I,16	0,05	0,04	I,41	0,19	-	-	0,94	0,06	-	3,10
I2I7	2,87	I,13	0,05	0,04	I,65	0,01	-	-	0,94	0,08	-	2,88
I2I8	2,90	I,10	0,04	0,10	I,62	0,04	-	-	0,96	0,04	-	2,78
IIБ/540	2,93	I,07	0,03	0,10	I,66	0,24	-	0,01	0,76	0,08	-	2,20
II/532	2,99	I,01	0,02	0,01	2,05	0,05	0,01	0,01	0,86	0,10	-	I,58
IIБ/377	3,02	0,98	0,02	0,09	I,77	0,23	0,01	-	0,86	0,18	-	I,66
II/377	3,00	I,00	0,02	0,10	I,70	0,19	0,01	-	0,84	0,10	-	2,04
II/2I4	3,14	0,86	0,03	0,01	I,77	0,11	0,01	-	0,66	0,14	-	2,28
3292	3,26	0,74	0,12	0,07	I,71	0,01	-	-	0,74	0,10	0,05	2,28
I7	2,91	I,09	0,09	0,04	I,55	0,16	0,02	0,08	0,80	0,04	-	2,80
3396	3,28	0,72	0,06	0,03	I,81	0,04	-	-	0,68	0,14	0,04	2,02

Таблица 34

Особенности состава мусковитов Дзиурульского выступа

№ обр.	a	F	Содер- жание шара- гонита мол.%	T°C	Парагенезисы
15/К	0,92	48	12,2		Му+Би+Кор+Кв+Пл+Кш
К/18	0,93	56	12,9		Му+Би+Пл+Кш+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
I93	0,86	47	14,6	500	Сер+Хл+Ал+ГрФ+Кв
3310	0,91	39	28,1		Му+Би+Гр+Пл+Кв
I039	0,97	53	7,5		Му+Би+Пл+Кв
77I/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		
3I33	0,89	33	II,8		Му+Би+Пл+Кш+Кв
977	0,93	61	8,5		Му+Пл+Кш+Кв
II93	0,87	52	5,6		Му+Би <sub>77</sub> +Пл <sub>32</sub> +Кш <sub>21</sub> +Кв
3357	0,92	65	9,4		Му+Пл+Кш+Кв
3386/87	0,92	70	9,7		Му+Би+Пл+Кш+Кв
3383/88	0,88	55	9,6		Му+Би+Кш+Пл+Кв
9	0,88	72	7,8	395	Му+Кш+Пл+Кв
I208	0,92	89	4,7	290	Му+Кш+Пл+Кв
АЛ/I	0,97	73	20,7		
72	0,96	43	7,2	380	Му+Ал+Кш+Кв
83	0,93	57	6,9	375	Му+Кш+Ал+Кв
10	0,91	70	6,0	340	Му+Ал+Кв
12	0,88	66	5,8	330	Му+Ал+Кв
3I	0,94	61	7,4	385	Му+Ал+Кш+Кв
63	0,93	69	9,8	430	Му+Кш+Ал+Кв
6	0,95	62	7,3	385	Му+Кш+Ал+Кв
II	0,87	64	7,3	385	Му+Кш+Ал+Кв
I3	0,86	52	6,9	375	Му+Ал+Кш+Кв
I5	0,90	66	6,8	375	Му+Ал+Кш+Кв
I8	0,90	68	6,8	375	Му+Ал+Кш+Кв
2I	0,89	68	7,2	380	Му+Кш+Ал+Кв
I0I4	0,98	76	7,7	395	Му+Кш+Ал+Кв
I0I5	0,98	77	5,0	300	Му+Кш+Ал+Кв
I207	0,98	82	7,1	375	Му+Ал+Кш+Кв

№ обр.	<i>a</i>	F	Содержание шаро- гонаита моль. %	T°C	Парагенезис
I217	0,91	56	7,8	400	Му+Ал+Кш+Кв
I218	0,92	78	4,8	290	Му+Ал+Кш+Кв
ШБ/540	0,93	91	9,6		
II/532	0,97	65	II,0		
ШБ/377	0,94	93	16,8		
II/377	0,93	92	II,3		
II/214	0,97	81	II,8		
3292	0,90	43	II,3	470	Му+Ал+Би+Кв
I7	0,88	69	5,7	330	Му+Ал+Кв
3396	0,90	54	II,7		Му+Кш+Сил+Кв

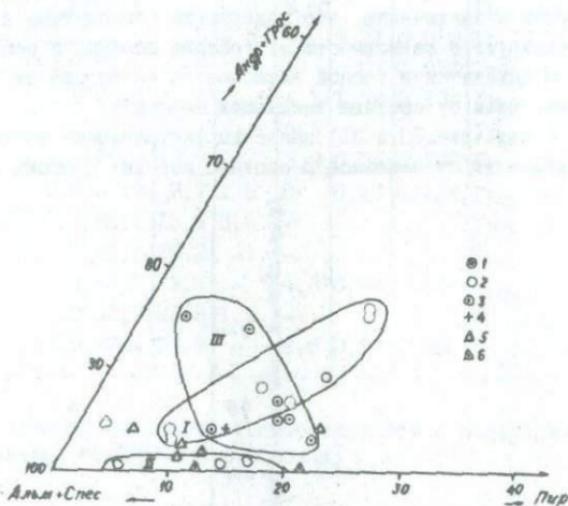


Рис. 29. Компонентный состав гранатов из метаморфитов и гранитоидов.

1 - гранат из амфиболитов и метабазитов; 2 - кристаллических сланцев; 3 - гнейсов; 4 - филлита; 5 - гнейсогидрических кварцевых диоритов и метасоматических гранитоидов; 6 - калишпатовых гранитов.

I - поле гранатов амфиболитов и метабазитов, 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 Дзиурульского выступа (табл. 35 и 36, рис. 29) по полученным данным устанавливается увеличение пиролового 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 (Миясира, 1976). По мнению К.Б.Кележинская (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 метапелитов 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-

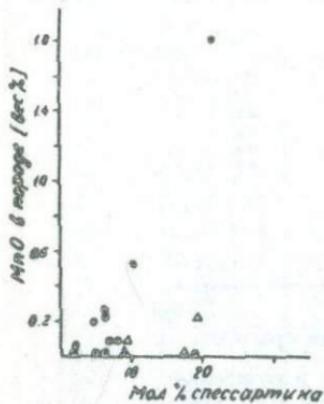


Рис. 30. Корреляция содержания спессартина в гранате с  $MnO / (MnO + FeO + MnO)$  в породе

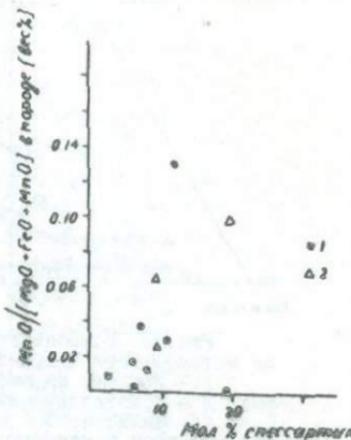


Рис. 31. Корреляция содержания спессартина в гранате с  $MnO / (MnO + FeO + MnO)$  в породе.

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

Компонентный состав гранатов из метаморфитов и  
гранитоидов Дзиурльского выступа

№ обр.	Пир.	Алм.	Спес.	Андр.	Грос.	$MnO$	$MnO / (MgO + FeO + MnO)$	Парагенезисы
3018/1 <sup>X</sup>	I7,4	7I,4	4,4	6,8	-			Гр <sub>81</sub> +Би <sub>50</sub> +Кум <sub>50</sub> +Рог+Пл
3018/2 <sup>X</sup>	I8,7	6I,2	3,9	-	I6,2			Гр <sub>80</sub> +Би <sub>62</sub> +Кум <sub>58</sub> +Рог+Пл
3018/3 <sup>X</sup>	I8,7	6I,7	3,3	5,I	II,2			Гр <sub>78</sub> +Би <sub>61</sub> +Кум <sub>56</sub> +Рог+Пл
II9 <sup>X</sup>	I3,9	74,7	3,6	-	7,8			Гр <sub>84</sub> +Би <sub>62</sub> +Кум <sub>54</sub> +Рог+Пл
62 <sup>X</sup>	8,6	79,5	8,3	-	3,6			Гр <sub>90</sub> +Рог <sub>40</sub> +Пл+Би+Пир
5I4/A	I8,7	65,5	7,0	8,8	-	0,28	0,039	Гр <sub>81</sub> +Би <sub>67</sub> +Пл+Кв
629/A	I7,9	75,9	5,3	0,9	-			Гр <sub>81</sub> +Би+Му+Сил+Кор+Кв
636/A	I4,I	68,5	16,8	-				Гр <sub>83</sub> +Би <sub>67</sub> +Му+Пл <sub>15</sub> +Кв
766/A	5,4	74,7	I9,3	0,6	-			Гр <sub>93</sub> +Би <sub>51</sub> +Сил+Анд+Пл <sub>25</sub> +Кв
525/A	II,I	66,5	10,I	2,3	-	0,56	0,030	Гр <sub>77</sub> +Му+Пл+Кв+Хл
74	I7,6	72,5	4,7	4,2	I			Гр <sub>81</sub> +Би+Му+Анд+Кор+Пл+Кв
828	I0,6	69,8	5,0	5,0	9,6			Гр <sub>87</sub> +Би <sub>53</sub> +Пл+Кв
3I/K	I7,0	72,0	6,5	4,5	-	0,24	0,019	Гр <sub>81</sub> +Би <sub>53</sub> +Кор+Сил+Иш+Пл
797	I3,0	74,5	7,9	4,6	-	0,07	0,014	Гр <sub>84</sub> +Му+Турм+Пл+Кв
376 <sup>X</sup>	II,8	62,3	2I,8	-	4,I	I,78	0,134	Гр <sub>86</sub> +Би <sub>50</sub> +Пл+Кв
I87 <sup>X</sup>	3,6	77,8	3,I	-	I5,5			Гр <sub>95</sub> +Му+Хл+Граф+Пл+Кв
68 <sup>X</sup>	5,6	70,8	I9,7	-	3,9	0,25	0,102	Гр <sub>93</sub> +Би+Пл+Каш+Кв
I9	9,8	8I,0	7,7	I,5	0	0,10	0,026	Гр <sub>89</sub> +Би <sub>58</sub> +Пл+Каш+Кв
II98/99	20,7	62,2	I3,5	3,6	-			Гр <sub>80</sub> +Би <sub>56</sub> +Пл+Кв
968	I2,4	60,4	27,2	-	-			Гр <sub>92</sub> +Му+Пл+Каш+Кв
2I/78	I,6	83,9	9,7	-	4,8	0,07	0,067	Гр <sub>98</sub> +Му+Пл+Каш+Би
4	II,9	62,7	23,8	I,6	-			Гр <sub>84</sub> +Му+Пл+Каш+Кв
24 <sup>X</sup>	8,9	70,4	I7,9	-	2,8	0,07	0,390	Гр <sub>89</sub> +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 Дзиурльского 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 изучена обыкновенная и сине-зеленая роговая обманка, куммингтонит и актинолит.

Таблица 36

Химический состав гранатов из метаморфитов и гранитоидов Дзирульского выступа

# обр.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	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
II9 <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	2,50	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	4,86	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
I87 <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
I9	39,26	0,18	19,49	7,15	26,77	3,10	2,32	0,50	0,10	0,10	0,10		99,47

II98	38,96	0,17	19,52	8,28	22,24	4,81	4,16	I,02	0,01				99,17
968	37,98	0,14	I7,42	6,78	23,4I	10,53	2,72		0,13	0,13	0,15		99,39
980/78	37,08	0,14	I8,03	8,35	15,40	I7,92	I,17		0,06	0,12	0,14		98,4I
2I/78	40,40	0,09	I9,55	I4,I0	I9,62	3,83	0,4I	I,50	0,30	0,30	-		99,56
4	39,67	0,05	I8,82	4,52	20,54	I2,4I	2,6I	0,47	0,10	0,38	0,05		99,78
24 <sup>X</sup>	4I,00		I1,35		27,24	6,82	I,90	0,90					99,2I

Примечание. 3018/1<sup>X</sup>, 3018/2<sup>X</sup>, 3018/3<sup>X</sup> - амфиболиты, р.Дзирула; II9<sup>X</sup> - амфиболит, Рикотский перевал; 62<sup>X</sup> - метабазит, р.Чератхеви; 5I4/A - кристаллический сланец, р.Сабанела; 629/A и 636/A - кристаллические сланцы, р.Думала; 766/A - кристаллический сланец, р.Дзирула; 525/A - хлоритизированный плагиогнейс, истоки р.Дзирула; 74 и 828 - плагиогнейсы, р.Чхеримеда; 3I/K - гнейс, р.Хелмосмула; 797 - грейзенизированный плагиогнейс, р.Сабанела; 376<sup>X</sup> - плагиогнейс, р.Думала; I87<sup>X</sup> - гранат-мусковит-графитовый сланец (филлит), р.Рихилабоги-ра; 68<sup>X</sup> - метасоматический гранит, с.Брили; I9 - микроклинизированный кварцевый диорит, р.Дзирула; II98 - гнейсовидный кварцевый диорит, р.Дзирула; 968 и 980/78 - граниты, с.Шроша; 2I/78 - гранит, р.Хелмосмула; 4 и 24<sup>X</sup> - аплиты, р.Рикотула (Анализы 5I4/A-525/A - заимствованы из работы М.Б.Абесадзе и Г.М.Цимакуридзе, 1975).  
 Аналитики: Т.А.Абуладзе, В.Д.Бугрова, Н.С.Дзидзигури, Л.М.Басиашвили, Б.В.Кобишвили, Н.Д.Джабуа, М.Г.Лазришвили.

Роговая обманка является главным породообразующим минералом в амфиболитах и метабазитах Дзирульского 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 существующие с ними биотиты. Минеральные парагенезисы и расчеты палеотемператур показали, что роговая обманка образуется в высокотемпературных ( $600\text{--}650^\circ\text{C}$ ) условиях.

Сине-зеленая роговая обманка в амфиболитах и метабазитах наблюдается сравнительно редко. Содержание  $Al_2O_3$  в сине-зеленых роговых обманках выше, чем в обычных; завышена и железистость, а содержание  $MgO$  резко падает,  $CaO$  и щелочи примерно в том же количестве, что и обычных роговых обманках. Сине-зеленая роговая обманка богата глиноземом и железом и образована в низкотемпературных ( $400\text{--}450^\circ\text{C}$ ) 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 ( $650\text{--}720^\circ\text{C}$ ) и по Кум-Гр ( $610\text{--}700^\circ\text{C}$ ) показали, что куммингтониты – содержащие парагенезисы наиболее высокотемпературны (высокотемпературная часть амфиболитовой фации) среди метаморфитов Дзирульского выступа.

Актиноолит менее характерный минерал амфиболитов и метабазитов Дзирульского 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 актиноолита – содержащих пород принадлежат к зелено-сланцевой фации метаморфизма низкого давления.

Биотит – наиболее широко распространенный железо-магнезиальный минерал метаморфитов Дзирульского выступа. Для изученных био-

тилов характерно низкое содержание фтора, широкие вариации отношений  $Fe^{+2}/Mg$  и колебания в сравнительно узких пределах величин железистости и глиноземистости. Сравнительно высокие значения (больше единицы) отношений  $Fe^{+2}/Mg$  имеют биотиты из куммингтонитсодержащих амфиболитов и метабазитов. Для кристаллических сланцев и гнейсов, помимо парагенезисов Би, Би+Гр, Би+Кор, Би+Гр+Кор, характерно развитие андалузита, силиманита, мусковита, плагиоклаза, кварца, графита и шинели. Биотитсодержащие парагенезисы этих пород принадлежат метаморфическим сериям низких давлений. Температура формирования кристаллических сланцев и гнейсов, определена различными термометрами ( $520\text{--}700^{\circ}\text{C}$ ); она соответствует средне- и высокотемпературным 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 Дзиурульского 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 мусковитсодержащих ассоциациях развиты кварц, плагиоклаз, биотит, гранат, андалузит, силиманит, кордиерит, графит, турмалин. Для мусковитсодержащих пород зафиксирована высокая ( $600\text{--}700^{\circ}\text{C}$ ) температура их формирования. Мусковитсодержащие минеральные ассоциации филлитов относятся к андалузитовому типу регионального метаморфизма. В калишпатовых гранитоидах и пегматитах устанавливаются сравнительно высокотемпературные ( $380\text{--}430^{\circ}\text{C}$ ) и низкотемпературные ( $290\text{--}340^{\circ}\text{C}$ ) минеральные парагенезисы. Первые парагенезисы наблюдаются в гранитах, аplitах и аплитовой части зональных пегматитов, вторые – характерны для постмагматически переработанных гранитов.

Гранат является характерным минералом кристаллических сланцев, гнейсов и редкометальных пегматитов. Он принадлежит к пираль-сплитам с относительно небольшим содержанием андрадита и гроссуляра. С усилением метаморфизма повышается содержание пиропового и снижается – спессартинового компонентов. Устанавливается, что в мета-

морфитах Дзиурульского выступа гранат образуется в прогрессивной стадии регионального метаморфизма. В гранатсодержащих 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 Дзиурульского выступа Закавказского срединного массива, давшая возможность выявить сходные и индивидуальные черты процессов метаморфизма и гранитообразования.

Роговая обманка – главный пордообразующий минерал в богатых фемических составляющими метаморфитах этих регионов. Сопоставление показывает, что наиболее близкие по составу роговообманковые ассоциации (почти аналогичные парагенезисы), наблюдаются в амфиболитах (метабазитах) и амфиболовых сланцах буульгенской серии и Дзиурульского выступа. Только биотит в роговообманковых ассоциациях буульгенской серии встречается реже, а диопсид чаще, нежели в метаморфитах Дзиурульского выступа. Помимо этого, в Дзиурульском 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 Дзиурульского 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 Дзиурульском 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 Дзиурульского выступа свидетельствуют о их формировании в высокотемпературной части амфиболитовой фации при давлении более низком, чем 4 кбар.

В амфиболитах и метабазитах Дзиурульского 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 Дзиурульском выступе он встречается редко, в частности, в ксенолитах амфиболитов и метабазитов в парагенезисе Рог-Пл+Кум-Би-Кв-Сф(Гр). В метаморфитах буульгенской серии в парагенезисе с куммингтонитом

широко развит гранат, редко встречается жедрит.

Минеральные парагенезисы куммингтонитсодержащих метаморфитов Дзиурульского выступа и буульгенской серии соответствуют высокотемпературной части амфиболитовой фации. Куммингтонитсодержащие 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, метабазитов Дзиурульского выступа и пород гвандринской, кличской и дамхурцевской свит Южного склона Большого Кавказа. Он лишь в нижнепалеозойских филлитах Дзиурульского выступа образуется в прогрессивной стадии регионального метаморфизма низких давлений, а во всех остальных случаях обычно развивается по роговой обманке при регressiveivном преобразовании пород. Минеральные парагенезисы метаморфитов этих регионов совершенно идентичны и принадлежат к зеленосланцевой фации метаморфизма низкого давления.

Жедрит и антофиллит в метаморфитах Дзиурульского выступа не наблюдаются. В большинстве случаев антофиллит встречается в метаморфизованных ультрамафитах, залегающих в гвандринской и кличской 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 подтипа (Миясира, 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, Кецховели, 1982). По-видимому, отсутствие жедриста в богатых  $\text{Al}_2\text{O}_3$  метаморфитах Дзиурульского выступа, является результатом соответствующих условий самого низкого давления (первый барический подтипа по А. Миясира).

Биотит – наиболее широко распространенный железомагнезиальный минерал кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, метабазитов и филлитов Дзиурульского выступа и метаморфитов буульгенской и лабинской серий Южного склона Большого Кавказа. Сравнительная характеристика биотитсодержащих метапелитов свидетельствует о том, что наиболее сходными образованиями являются кристаллические сланцы и гнейсы Дзиурульского выступа и метапелиты буульгенской серии, а также филлиты и породы вершильстбисской свиты. Отличие кристаллических сланцев и гнейсов Дзиурульского выступа и метапелитов буульгенской серии выявляется лишь наличием в последней ставролита и изредка жедриста. Общим для них, помимо железо-магнезиальных минералов и их парагенезисов Би+Гр, Би+Кор, Би+Гр+Кор, является развитие андалузи-

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

Особенности состава биотита в метапелитах Дзиурульского выступа и породах буульгенской серии не содержащих железомагнезиальные минералы показывает, что биотит в первом регионе имеет более низкую величину  $Fe^{+1}/Mg$  нежели биотиты второго региона.

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

Биотиты из пород с ассоциацией Би+Гр+Кор метаморфитов Дзиурульского 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 CaO метаморфитов Дзиурульского 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 серий встречается жедрит, а куммингтонит в Дзиурульском выступе распространен реже.

Мусковит широко развит в метаморфитах Южного склона Кавказа в лабинской и буульгенской сериях, а в Дзиурульском выступе он наблюдается, в основном, в кристаллических сланцах, гнейсах и слабометаморфизованных сланцах (филлитах). Мусковит главный породообразующий минерал гранитоидов и легматитов Дзиурульского 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 Дзиурульского выступа и метапелитах гранитной свиты, а также в нижнепалеозойской метаморфической свите (в филлитах) Дзиурульского выступа и верхнекристаллической свите. В кристаллических сланцах и гнейсах Дзиурульского выступа и метапелитах гранитной свиты в мусковитсодержащих ассоциациях развиты кварц, плагиоклаз, биотит, гранат, андалузит, силиманит, кордиерит, графит, шпинель.

Дополнительно в гвандринской свите широко разви тавролит и очень редко хлорит и скалолит, а в Дзиурульском 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 метапелитов Дзиурульского выступа формируются в температурном интервале 600–700<sup>0</sup>С, а гвандринской свиты – 430–680<sup>0</sup>С. Здесь следует отметить, что для Дзиурульского выступа установлена температура формирования лишь высоко-температурных парагенезисов, содержащих гранат, силлиманит и кордиерит. В мусковитсодержащих парагенезисах гвандринской свиты аналогичные (630–680<sup>0</sup>С) 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 Дзиурульского выступа находится в пределах 2–2,5 кбар, а в метапелитах гвандринской свиты – несколько высокое (2–3,5 кбар).

Мусковитсодержащие минеральные ассоциации нижнепалеовойской метаморфической свиты Дзиурульского выступа и верххлиственной 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 Дзиурульского выступа Закавказского срединного массива.

#### ЛИТЕРАТУРА

Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа – состав, строение, становление.– В кн.: Тектоника и металлогения 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) Дзиурульского 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., Цимакуридзе Г.К., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д. – Тез.докл.П семинара по геодинамике Кавказа. Тбилиси, Мецхиереба,

Ю.И.Хмаладзе, К.С.Чихелидзе

1980, с.3-5.

Доальпийскре развитие Кавказской активной континентальной палеокраины (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 Дзиурульского 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 Дзиурульского массива (Грузия). - Geologicke prace, Spravy 74, Geologicky ustav D. Stura, Bratislava, 1980, с. 137-143.

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

Фрагмент офиолитов в Дзиурульском 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 Дзиурульского 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 Дзиурульского 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.

Кепелинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. - Тр./Ин-т геол. и геоф., СО АН ССР, вып.295, 1977, 196 с.

Киласония П.Ф. Главные этапы формирования кристаллического субстрата Грузинской глыбы. - Тр./ГГУ, А З(144), 1972, с.165-177.

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

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

Кожухаров Д., Боянов И. Стратиграфия и структура метаморфических сланцев восточной части Дзиурульского 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 Дзиурульского массива по различным структурно-оптическим типам кали-натровых полевых шпатов./ Автoref.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.

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

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

Одикадзе Г.Л. Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзиурульского массива и закономерности распределения в них редких и рудных элементов./ Автoref.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 порфировидного гранита в Дзиурульском массиве. Бюлл.геол.ин-та Грузии, т.Ш, вып.4, 1938, с.361-475.

Хмаладзе И.И. Сине-зеленая роговая обманка из амфиболитов Дзиурульского массива.-Изв. геол.об-ва Грузии, 1967, т.5, №1, с.51-54.

Хмаладзе И.И. Графитовые образования в Дзиурульском 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 Дзиурульского выступа Грузинской глыбы.- Сообщ. АН ГССР, 1976, т.81, №3, с.633-636.

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

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

Чихелидзе С.С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзиурульского 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. Сине-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, Мецниреба, 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.G., 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.

## Содержание

Введение	3
Геолого-petрологическая характеристика палеозойских метаморфических и магматических пород	5
Амфиболы	9
Биотиты	24
Биотиты из амфиболов, метабазитов и габбро	27
Биотиты из кристаллических сланцев и гнейсов	29
Биотиты из гнейсовых кварцевых диоритов	33
Биотиты из метасоматических гранитоидов и магматитов	48
Биотиты из калишпатовых 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. Качкачуре

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

УЗ 01224

Тираж 500 ;

Заказ № 549

Цена 60 коп.

---

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

---

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

Ираклий Ираклиевич Хмаладзе  
Кетеван Савельевна Чихелидзе

Породообразующие минералы кристаллических пород  
Дзирульского выступа Закавказского срединного  
massива

Тбилиси  
"Мецнисера"  
1987

ဟဂ္မန္တဝါယပ္ပဒ္ဓဘ

ဆွဲပြောစွဲအဖွဲ့ ရဟန်ပြောစွဲ ဖျောက်ခိုင်ရာမှုပါ ရဟန်ပြောစွဲ

ရဟန်မြို့ပေါက် ရဟန်ရာရွေ့ စံပြောစွဲ ရဟန်ရာရွေ့ပြောစွဲ

ပြောစွဲပြောစွဲ ပြောစွဲရာရွေ့ ရဟန်ရာရွေ့ ၁၀၀၀၀၀၀၀

ပြောစွဲပြောစွဲ ပြောစွဲရာရွေ့ ရဟန်ရာရွေ့

П2

вып. 94