

121

Г. Г. ЛЕПЕЗИН

**МЕТАМОРФИЗМ ФАЦИИ
ЭПИДОТОВЫХ
АМФИБОЛИТОВ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 121

Г. Г. ЛЕПЕЗИН

МЕТАМОРФИЗМ ФАЦИИ
ЭПИДОТОВЫХ
АМФИБОЛИТОВ

(НА ПРИМЕРЕ
ТОНГУЛАКСКОГО КОМПЛЕКСА)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1972

Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов (на примере Тонгулакского комплекса). Лепезин Г. Г. Изд-во «Наука», 1972, 1—152.

Описан пример прогрессивного метаморфизма андалузит-силлиманитового типа фации эпидотовых амфиболитов: выводится схема минеральных превращений в метапелитах, рассматривается метаморфизм основных пород, обсуждаются термодинамические и фациальные условия метаморфизма тонгулакского комплекса; показана роль воды в кордиеритах и ее значение для природного минералообразования; рассматриваются диффузионный метасоматоз при региональном метаморфизме на контактах химически неравновесных пород и его роль в образовании зональных плагноклазов метаморфических пород; в работе приведено 29 новых химических анализов минералов.

Рис. 39, табл.— 31, библи. назв.— 160.

Ответственный редактор

В. С. СОБОЛЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с дальнейшим совершенствованием схемы метаморфических фаций становится актуальным детальное и всестороннее изучение условий метаморфизма отдельных метаморфических фаций. Благоприятный материал для таких исследований представляют зонально-метаморфические комплексы. Вмещая в себя минеральные парагенезисы одной или нескольких фаций, они дают возможность более дробного подразделения метаморфических фаций и уточнения их границ.

Цель настоящей работы — выяснение условий метаморфизма фации эпидотовых амфиболитов на примере метаморфических пород Тонгулакского хребта. Сюда входят: 1) схема минеральных превращений в метапелитах; 2) метаморфизм основных пород; 3) термодинамические и фациальные условия метаморфизма тонгулакского комплекса.

К числу специальных вопросов относится задача решения происхождения прямой и обратной зональности метаморфических плагиоклазов.

В процессе изучения метаморфических пород возникла также необходимость обсудить с общих позиций роль воды в кордиеритах и ее значение для природного минералообразования.

Работа выполнена под научным руководством академика В. С. Соболева в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. В ее основу положен материал, полученный автором за трехлетний период изучения метаморфических пород Тонгулакского хребта. В работе приведено 29 химических анализов минералов. Из них 4 кордиерита, 5 роговых обманок, 1 куммингтонит, 8 гранатов, 11 биотитов. Анализы выполнены в лаборатории аналитической химии Института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиками Е. Н. Жуковой и Л. А. Непеиной. Межплоскостные расстояния и

параметры элементарных ячеек рассчитаны Г. М. Рыловым и Н. И. Зюзиным.

В заключение автор пользуется случаем искренне поблагодарить научного руководителя В. С. Соболева, В. В. Хлестова, Н. Л. Добрецова, В. В. Ревердатто и других сотрудников лаборатории метаморфизма и метасоматоза, консультациями и советами которых автор постоянно пользовался; Л. А. Михалеву, А. И. Родыгина, В. А. Скуридина за участие в обсуждении многих геологических вопросов изучаемого района; Е. Н. Жукову, Л. А. Непеину, Г. М. Рылова, Н. И. Зюзина, выполнивших химические анализы и рентгеновские определения минералов.

Символы минералов употребляемые в данной работе

<i>Кв</i> — кварц	<i>Гр</i> — гранат
<i>Ан</i> — анортит	<i>Акт</i> — актинолит
<i>Пл</i> — плагиоклаз	<i>Эп</i> — эпидот
<i>Альб</i> — альбит	<i>Кл</i> — клиноцоизит
<i>Хл</i> — хлорит	<i>Ка</i> — кальцит
<i>Му</i> — мусковит	<i>Ро</i> — роговая обманка
<i>Ан^θ</i> — андалузит	<i>Кумм</i> — куммингтонит
<i>Силл</i> — силлиманит	<i>Ми</i> — микроклин
<i>Корд</i> — кордиерит	<i>Мг</i> — магнетит
<i>Ст</i> — ставролит	<i>Сф</i> — сфен

Подстрочные цифры при минералах обозначают: для плагиоклаза — процент содержания анортитового компонента, для железо-магнезиальных минералов — общую железистость.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стратиграфическое положение «курайских гнейсов» и проблема их генезиса издавна привлекали внимание многих исследователей. Наиболее ранние сведения о метаморфических породах Курайского хребта имеются в работах В. А. Обручева (1915), В. П. Нехорошева (1932), Н. Н. Горностаева (1937), М. А. Усова (1936), В. А. Кузнецова (1948). В работах раннего периода исследований метаморфические породы Тонгулакского хребта рассматривались как докембрийские образования.

Впоследствии В. П. Нехорошев (1958) пришел к выводу, что глубокометаморфизованные породы Алтая, в том числе и Курайского хребта, возникли в процессе контактового метаморфизма гранитоидов палеозойских толщ в зонах смятия.

В более поздних работах В. А. Кузнецова, касающихся тектоники, магматизма и металлогении Горного Алтая (1953, 1957, 1963), высказана точка зрения, что глубокометаморфизованные породы Горного Алтая возникли при метаморфизме и гранитизации толщ кембрия и ордовика в зонах смятия. Им впервые обращено внимание на прогрессивный характер метаморфизма пород Тонгулакского хребта, а метаморфические породы Курайского хребта в целом выделены в Кубадринско-Курайскую зону смятия (Кузнецов, 1953).

А. Н. Кононов (1961) при изучении метаморфических пород западных склонов Тонгулакского хребта пришел к выводу, что слабометаморфизованные породы, объединенные им в единый метаморфический комплекс с гнейсами и гранито-гнейсами, литологически сопоставимы с отложениями верхов ордовика и силура других мест Горного Алтая.

Касаясь вопросов метаморфизма, он выделил ряд подзон прогрессивного метаморфизма: слабометаморфизованные породы (алевролиты, сланцы) → хлоритовые сланцы → актинолитовые сланцы → серпичитовые сланцы → биотитовые сланцы → силлиманитовые гнейсы → гранатовые гнейсы → гранито-гнейсы → метасоматические граниты. Породы каждой последующей подзоны, по

мнению А. Н. Кононова, формировались за счет предыдущей с повышением температуры и с участием привноса-выноса.

Изучению петрографии, химизма гранитов и гранито-гнейсов Курайского хребта посвящены работы В. А. Скуридина (Скуридин, 1964; 1965; Михалева, Скуридин, 1972). Рассмотрены западная и юго-западная части Тонгулакского хребта. Выделив пять зон прогрессивного метаморфизма (хлоритовую → биотитовую → биотит-амфиболитовую → биотит-альмандиновую), В. А. Скуридин повторил в основных чертах точку зрения В. А. Кузнецова о кембрийском и ордовикском возрасте метаморфических толщ, подкрепив свои выводы данными абсолютного возраста по биотиту (467 млн. лет для кристаллических сланцев и 456 млн. лет для гранитов). Метаморфические породы им рассматриваются как продукты регионального метаморфизма (ультраметаморфизма), образовавшиеся в зоне глубинного разлома с участием сквозьмагматических растворов.

С 1961 г. стратиграфическим расчленением метаморфических толщ и составлением опорных разрезов в пределах Тонгулакского хребта и прилегающих районов занимается А. И. Родыгин. Основным достижением исследований А. И. Родыгина является дробное стратиграфическое расчленение метаморфических толщ. На основании детального структурного картирования показано (Родыгин, Вылцан, 1964), что отложения артлашской свиты, литология которой сопоставима с кембро-ордовиком других мест Горного Алтая, ложатся с угловым и азимутальным несогласием на кристаллические сланцы и гнейсы, относящиеся собственно к метаморфическому комплексу Тонгулакского хребта. В обломочном материале артлашской свиты отмечается галька кристаллических сланцев.

В 1967 г. опубликована работа А. Б. Дергунова, в которой приведено краткое описание метаморфических пород различных мест Горного Алтая. В их числе: Курайская (Тонгулакский хребет), Прителецкая, Чулышманская и Шапшальская зоны. Касаясь метаморфических пород Курайской зоны, А. Б. Дергунов отмечает прогрессивный характер метаморфизма с быстрыми, но постепенными переходами (на отрезках до 1000 м) от слабохлоритизированных пород (алевролиты, сланцы и т. д.) до силлиманитсодержащих гнейсов включительно. Сопоставляя химические составы исходных пород и их метаморфические эквиваленты, А. Б. Дергунов обращает внимание на то, что их составы остаются постоянными независимо от положения в подзонах различной степени метаморфизма.

Помимо исследований, в той или иной мере касающихся метаморфизма, в разное время проводили поисково-съемочные и тематические работы сотрудники ВАГТ, ЗСГУ, ТГУ (В. И. Тараско, А. Б. Дергунов, В. И. Тихонов, М. Н. Ланда, А. Н. Кононов, А. И. Родыгин, С. Н. Баженова и др.).

Кроме метаморфических зон Горного Алтая, краткая характеристика которых дана в работе А. Б. Дергунова (1967), на Алтае

известны и другие примеры появления зон метаморфизма: Припиртышская зона смятия (Хорева, 1962, 1963), метаморфические породы Южно-Чуйского хребта (Митропольский и др., 1967), метаморфические породы хребта Чихачева в верховьях р. Бугузун (Михалева, Скуридин, 1972).

Несмотря на широкое проявление зон метаморфизма на Алтае, общей особенностью которых, по мнению большинства исследователей, является прогрессивный характер метаморфизма, их метаморфизм практически не изучен. Среди них наиболее полно охарактеризованы метаморфические породы Припиртышской зоны смятия (Хорева, 1963; Васильева, 1966). Не проводились ранее детальные петрографические исследования по изучению метаморфических пород и в пределах Тонгулакского хребта.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Метаморфические породы, объединяемые нами в метаморфический комплекс Тонгулакского хребта, впервые выделенные в Кубадриинско-Курайскую зону смятия (Кузнецов, 1953, 1957, 1963), распространены на юго-востоке Горного Алтая в междуречье Башкаус-Кубадру. Кристаллические сланцы и гнейсы прослеживаются в виде полосы шириной 15—20 км с общим северо-западным простиранием согласно простиранию осевой части Тонгулакского хребта.

В тектоническом отношении метаморфические породы формируют крупную, вытянутую в северо-западном направлении антиклиналь с крутым падением западного крыла (70—90°) и более пологим восточного (50—80°). Западное крыло антиклинали срезается региональным нарушением надвигового типа (рис. 1). На западе метаморфические породы контактируют по разлому с предположительно нижнекембрийскими отложениями, на юге — с отложениями девона. На юго-востоке кристаллические сланцы и гнейсы отделены зоной диафоритов от алевролитов и сланцев кембрийского периода (артлашская свита, по Родыгину, 1964).

В пределах метаморфического комплекса А. И. Родыгиным выделены снизу вверх тонгулакская, ильдугемская, курумбы-айрпнская толща и башкаусская свита.

Тонгулакская толща составляет ядро антиклинали и представлена кварц-силлиманит-мусковит-биотит-кордиеритовыми, кварц-силлиманит-гранат-кордиеритовыми гнейсами, плагиогранито-гнейсами (мигматитами), гранито-гнейсами с подчиненным развитием среди них согласных тел амфиболитов и биотит-роговообманковых сланцев. На представленной нами карте метаморфических зон (рис. 1) распространению тонгулакской толщи примерно отвечает область развития метаморфической зоны Г.

Ильдугемская толща (ориентировочно породы зоны В, рис. 1) на западе представлена кварц-силлиманит-мусковит-биотит-кор-

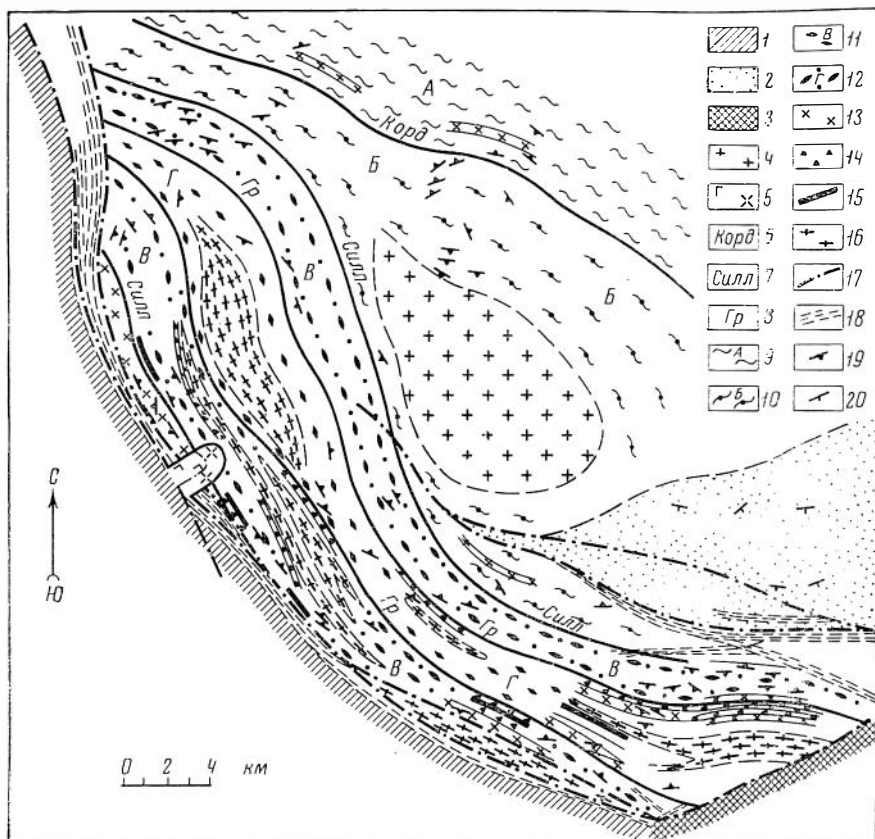


Рис. 1. Схема метаморфической зональности Тонгулакского хребта (Горный Алтай). Составлена по материалам автора

1 — предположительно нижне-кембрийские отложения; 2 — арташская свита; 3 — девонские отложения; 4 — курумбы-айринские граниты; 5 — габбро, габбро-диориты, 6 — изограда кордиерита; 7 — изограда силлиманита; 8 — изограда граната; 9 — зона А; 10 — зона Б; 11 — зона В; 12 — зона Г; 13 — метабазиты; 14 — биотит-гранатовые сланцы; 15 — куммингтонитовые сланцы; 16 — гранито-гнейсы; 17 — тектонические нарушения; 18 — диафториты; 19 — кристаллизационная сланцеватость и гнейсовидность; 20 — слоистость

диеритовыми, кварц-силлиманит-ставролит-кордиеритовыми, кварц-силлиманит-ставролит-гранат-кордиеритовыми гнейсами, гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми сланцами и гранито-представлен преимущественно кварц-(андалузит)-силлиманит-биотит-кордиеритовыми, биотит-гранат-кордиеритовыми гнейсами с

подчиненным развитием среди них согласных тел амфиболитов и биотит-роговообманковых сланцев.

В разрезе восточного крыла курумбы-айринской толщи преобладают кварц-хлорит-мусковит-биотит-кордиеритовые, кварц-хлорит-мусковит-гранат-биотит-кордиеритовые, кварц-мусковит-биотит-кордиеритовые и кварц-мусковит-андалузит-биотит-кордиеритовые гнейсы с редкими прослоями среди них биотит-роговообманковых и роговообманковых сланцев. Западное крыло курумбы-айринской толщи представлено в основном метабазитами (кварц-плагиоклаз-микроклин-биотит-роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманковые и клиноцоизит-роговообманковые сланцы), большая часть которых возникла при метаморфизме основных эффузивов, диабазов и, возможно, туфов. Прослой метанеплитов (кварц-хлорит-мусковит-биотит-кордиеритовые гнейсы, кварц-мусковит-биотитовые сланцы) среди отложений курумбы-айринской толщи на западных склонах Тонгулакского хребта пользуются подчиненным распространением. Предполагаемое ранее угловое несогласие между отложениями курумбы-айринской и ильдугемской толщ нашими исследованиями не подтвердилось.

Разбирая взаимоотношения ильдугемской и курумбы-айринской толщ, А. И. Родыгин приводит в качестве аргументов более молодого возраста курумбы-айринской толщи ее положение в ядре синклинальной структуры, меньшую степень и иной характер метаморфизма. Принимая первые два пункта, мы в то же время не можем согласиться с последним утверждением. Признавая меньшую степень метаморфизма отложений курумбы-айринской толщи, А. И. Родыгин полагает, что ее минеральные парагенезисы в противоположность парагенезисам тонгулакской и ильдугемской толщ не могут быть отнесены к фациям регионального метаморфизма. По классификации метаморфических фаций Ф. Тернера (Тернер, Ферхуген, 1961) кордиерит и андалузит характеризуют контактовый метаморфизм. Наличие кордиерита и андалузита в породах курумбы-айринской толщи, по Родыгину, связано с проявлением другой фазы метаморфизма (контактового метаморфизма), отличающегося от метаморфизма тонгулакской

Здесь следует заметить, что кордиерит является не только представителем курумбы-айринской толщи, но и широко распространен в метанеплитах тонгулакской и ильдугемской толщ. Их метаморфизм следовало бы также относить к контактовому. Примеры замещения андалузита силлиманитом (фибролитом) указывают на то, что кристаллизация андалузита была раньше, чем кристаллизация силлиманита. Поскольку андалузит, согласно А. И. Родыгину, является представителем контактового метаморфизма, а силлиманит регионального, то логически следует, что контактовый метаморфизм предшествовал региональному.

Все эти несоответствия в рассуждениях А. И. Родыгина о характере метаморфизма курумбы-айринской толщи вытекают, по наше-

му мнению, из ошибочного представления об андалузите и кордперите как минералах, возможных метаморфизме. Эти представления непосредственно следуют из классификации метаморфических фаций Ф. Тернера (Тернер, Ферхуген, 1961), где совершенно четко разграничиваются фации регионального и контактового метаморфизма. Не затрагивая здесь вопроса возможного проявления метаморфизма средних давлений, не предусмотряемого классификацией Тернера, заметим, что классификация Тернера, а еще ранее Эскола (Eskola, 1939) создавалась на примерах повышенных давлений типа Барроу, либо на примерах заведомо контактового метаморфизма.

Стратиграфически выше курумбы-айринской толщи залегают отложения башкауской свиты (породы зоны А, рис. 1), литология и метаморфизм которой сопоставимы с теректинской свитой Алтая протерозойского возраста. Отложения башкауской свиты представлены кварц-хлорит-мусковитовыми и кварц-хлорит-мусковит-биотитовыми сланцами с редкими прослоями актинолитовых сланцев. Наиболее сложным и принципиально важным является вопрос взаимоотношений артлашской свиты (рис. 1) с кристаллическими сланцами и гнейсам. Ранее М. Н. Ланда, А. Б. Дергунов (1968) и др. приводили примеры постепенных переходов от алевролитов и сланцев артлашской свиты, возраст которой, по мнению большинства исследователей, считается кембро-ордовикским (Дергунов, 1968; Родыгин, 1967), через хлоритовые сланцы к кристаллическим сланцам и гнейсам. Исследованиями А. И. Родыгина (Родыгин, Вылцан, 1965; Родыгин, 1967) показано, что отложения артлашской свиты ложатся с угловым и азимутальным несогласием на кристаллические сланцы курумбы-айринской толщи. Одновременно им в обломочном материале артлашской свиты описывается галька кристаллических сланцев. Исходя из таких взаимоотношений артлашской и курумбы-айринской толщ, А. И. Родыгин приходит к выводу о докембро-ордовикском возрасте метаморфических толщ.

Изверженные породы Тонгулакского хребта представлены габбро, габбро-диоритами, плагиогранитами и нормальными гранитами. На востоке отложения курумбы-айринской толщи рвутся массивом (15×8 км) курумбы-айринских гранитов, на западе отложения пльдугемской и курумбы-айринской толщ — штоком (3×1,5 км) габбро-диоритов.

Курумбы-айринские граниты залегают среди кварц-хлорит-мусковит-биотит-кордперитовых и кварц-мусковит-биотит-кордперитовых гнейсов. В их петрографическом составе преобладают нормальные граниты, состоящие из кварца, гипидиоморфного плагиоклаза (олигоклаза), микроклина и биотита. Плагиограниты пользуются ограниченным распространением.

Взаимоотношения гранитов с вмещающими породами устанавливаются по типичным рвущим контактам. Контактный метаморфизм гранитов на вмещающие сланцы выражается в отсутствии

хлорита, а часто и мусковита в наиболее близком приближении к контакту. Железистость кордиерита в окружающих породах составляет 16—20% и повышается при приближении к контакту до 30—35%.

Вмещающими породами для штока габбро-диоритов служат метабазиты курумбы-айринской и кварц-мусковит-биотит-силлиманит-кордиеритовые, кварц-биотит-ставролит-силлиманит-кордиеритовые гнейсы ильдугемской толщ.

Центральная часть штока представлена габбро, состоящими из моноклинного пироксена и плагиоклаза (№ 60—65). К периферии габбро последовательно сменяются габбро-диоритами (пироксен + бурая роговая обманка + плагиоклаз), диоритами (буря роговая обманка + плагиоклаз), кварцевыми диоритами и роговообманковыми плагиогранитами (кварц + роговая обманка + плагиоклаз + биотит). Контактное воздействие со стороны габбро выражается в образовании по метапелитам оторочки шпинелевых роговиков. Полный минералогический состав роговиков, возникших при метаморфизме мусковит-ставролитсодержащих метапелитов, представлен: кварц + плагиоклаз + микроклин + биотит + шпинель + кордиерит + силлиманит. Шпинель обычно концентрируется внутри кордиерита и не находится в контакте с кварцем. Силлиманит с микроклином и шпинелью, очевидно, являются продуктами разложения мусковита (кварц + мусковит = силлиманит + микроклин + H_2O) и ставролита (ставролит = кордиерит + силлиманит + шпинель + H_2O).

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ХЛОРИТОВЫХ СЛАНЦЕВ С ГНЕЙСАМИ

Все наблюдения, которые будут приведены здесь по взаимоотношениям хлоритовых сланцев с гнейсами, и вытекающие из них выводы касаются только западной и юго-восточной частей Тонгулакского хребта.

Взаимоотношения хлоритовых сланцев с гнейсами имеют принципиальное значение не только для выяснения стратиграфического положения «курайских гнейсов», но и характера и особенностей метаморфизма Тонгулакского хребта. Предыдущие исследователи (Кононов, 1961; Скуридин, 1965 и др.) приводили примеры быстрых, но постепенных переходов в последовательности: алевролиты, сланцы → хлоритовые сланцы → биотитовые сланцы → биотит-роговообманковые сланцы → силлиманитовые гнейсы → гранатовые гнейсы → гранито-гнейсы. Наши наблюдения показывают, что хлоритовые сланцы и другие породы низкой степени метаморфизма являются диафторитами.

В нижнем течении р. Куркурек и ниже по течению р. Кубарду в хлоритовых сланцах сохраняются блоки порфиробластовых слан-

цев. Породы милонитизированы; плагиоклаз дроблен, по трещинкам развиваются кальцит, эпидот. В свежих разностях породы по составу, структуре, текстуре аналогичны порфиробластовым сланцам вне поля развития хлоритовых сланцев. В приустьевой части р. Тераджик к контакту последних и ставролит-силлиманитовых гнейсов приурочена зона тектонических брекчий мощностью 25—30 м. За зоной брекчий идут милониты, обломки которых имеются в тектонических брекчиях. Милонитизации подвергнуты гнейсы и ассоциирующие с ними биотитовые сланцы. В приустьевых частях верхних левых притоков р. Курайки среди хлоритизированных разностей гнейсов отмечаются реликты ставролита, силлиманита, псевдоморфозы пинита по кордиериту, хлорита по гранату. В верховьях р. Тьтдугем, на расстоянии 1500—2000 м в направлении Курайского хребта наблюдается чередование хлоритовых сланцев с амфиболитами и гранито-гнейсами. В среднем течении р. Нижний Ильдугем между кембро-ордовикскими отложениями арташской свиты и кристаллическими сланцами развита мощная зона диафторитов. В непосредственной близости с кристаллическими сланцами в хлоритовых сланцах среди общей хлорит-серицитовой массы наблюдаются реликты кордиерита или псевдоморфозы пинита по нему. Подобные взаимоотношения хлоритовых сланцев с гнейсами прослеживаются и в верхнем течении р. Нижний Ильдугем. Там хлоритовые сланцы образуются по кордиерит-силлиманитовым гнейсам и приурочены к локальной зоне нарушения. По составу, структуре и текстуре они не отличаются от хлоритовых сланцев периферических частей Тонгулакского хребта.

Во всех случаях, где можно наблюдать взаимоотношения хлоритовых сланцев с гнейсами,— это взаимоотношения пород фации зеленых сланцев (по классификации Ф. Тернера и Дж. Ферхугена) и фации альмандиновых амфиболитов. Состав хлоритовых сланцев: кварц + альбит + эпидот + кальцит + хлорит. Состав пород, пространственно ассоциирующих с хлоритовыми сланцами: кварц + плагиоклаз (№ 25—30) + микроклин + биотит; кварц + плагиоклаз (№ 30—40) + роговая обманка (не актинолит) + биотит; кварц + плагиоклаз + мусковит + биотит + силлиманит + кордиерит; кварц + плагиоклаз + биотит + силлиманит + ставролит + кордиерит и т. д. Максимальное расстояние, которое отделяет породы обеих фаций, равно 50—100 м. Необъяснимы являются в данном случае резкая смена минеральных ассоциаций в условиях прогрессивного метаморфизма на таких коротких отрезках и выдержанность состава ассоциаций на остальной площади. Как показывают наблюдения на северо-востоке Тонгулакского хребта, интервал, в который укладывается прогрессивная последовательность минеральных превращений от верхов фации зеленых сланцев до верхов эпидот-амфиболитовой фации, составляет 7000—8000 м.

Привлекает внимание и секущее положение тектонических зон (рис. 1) в отношении литологических границ и метаморфической зональности. Этим, как нам кажется, можно объяснить несоответствие метаморфической зональности у предыдущих исследователей. В одних случаях мы видим «переход» хлоритовых сланцев в биотитовые, в других — хлоритовых сланцев в биотит-роговообманковые и т. п. Что же касается закартированной ими метаморфической зональности, создается впечатление, что предыдущие исследователи фиксировали не только прогрессивную смену парагенезисов, но и литологическую последовательность, как об этом можно судить по наименованию зон: хлоритовая, биотитовая, роговообманковая, альмандиновая, силлиманитовая и т. д.

К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Считая своей задачей выяснение генетических особенностей метаморфизма в пределах Тонгулакского хребта, на что и были в основном направлены полевые и лабораторные исследования, мы в меньшей мере уделяем внимание решению чисто геологических задач. К тому же проблема возраста зонально-метаморфических комплексов, переплетающаяся с другой проблемой — происхождения зональных комплексов, в настоящее время является остро дискуссионной не только применительно к Горному Алтаю, но и для других примеров проявления зонального метаморфизма (например, Камчатка, Япония и др.). Отдавая себе отчет в сложности этой проблемы, решение которой не возможно без постановки специальных исследований, автор в то же время считает нужным остановиться на ряде фактов, противоречащих точке зрения кембро-ордовикского возраста метаморфических пород тонгулакского комплекса.

Возрастное положение метаморфических пород Тонгулакского хребта обсуждалось многими исследователями. Ранние предположения (Обручев, 1915; Усов, 1936; Горностаев, 1937; Нехорошев, 1932; Кузнецов, 1948) о возможном проявлении докембрия не нашли подтверждения последующими исследованиями. Примеры постепенных переходов от гнейсов к слабометаморфизованным породам, литологически сопоставимых с неметаморфизованным кембро-ордовиком других мест Горного Алтая, позволили ряду авторов (Кузнецов, 1952, 1963; Кононов, 1961; Скуридин, 1965; Дергунов, 1968) отнести породы к кембро-ордовику.

Из полученного нами фактического материала наиболее определенно решается верхняя возрастная граница метаморфизма. Метаморфические породы рвутся габбро, габбро-диоритами. Последние геологически (положение штока в разломе) и петрографически сопоставимы с габбро, габбро-диоритами таджикинского комплекса, возраст которых принимается ордовиксилурийским (Михалева,

Скуридин, 1972; Скуридин, 1965). Следует заметить, что активный контакт габбро- и габбро-диоритов с метаморфическими породами в Горном Алтае установлен нами впервые.

Остановимся на литологическом составе метаморфических толщ, так как литологическое сходство метаморфических пород с неметаморфизованным кембро-ордовиком является одним из наиболее веских аргументов в пользу их возрастного положения. Из петрографического разнообразия среди метаморфических пород Тонгулакского хребта наибольшим распространением пользуются метапелиты (75—80%), в меньшей мере гранито-гнейсы (10%) и метабазиты (10%). Изучение метабазитов показывает, что исходными породами для них явились основные эффузивы (типа диабазов), отчасти, возможно, дайковые породы и туфы. Их исходный состав однозначно определяется по сохранению в слабометаморфизованных породах моноклинного пироксена и офитовых, габбро-офитовых структур.

Типичный разрез кембро-ордовика Горного Алтая представлен алевролитами и сланцами, для которого не характерны эффузивный и дайковый комплексы (Нехорошев, 1958). Поэтому сопоставление литологии метаморфических пород Тонгулакского хребта с неметаморфизованными кембро-ордовикскими породами других районов Горного Алтая (Кунонов, 1961; Дергунов, 1968) представляется малоубедительным.

Важным моментом в решении возраста являются также взаимоотношения хлоритовых сланцев с гнейсами. Как уже отмечалось, хлоритовые сланцы, окаймляющие метаморфические породы Тонгулакского хребта, являются диафторитами. К решению происхождения хлоритовых сланцев можно подойти и иным путем. Расстояние, которым отделены хлоритовые сланцы от силлиманитсодержащих гнейсов, 50—100 м. Приняв температуру метаморфизма хлоритовых сланцев 550° (значения завышены), а температуру появления силлиманита 600° (значения отвечают температуре тройной точки Al_2SiO_5 ; Althaus, 1967), мы получим градиент на 1 км 500—1000°. М. Н. Ланда, А. Б. Дергунов (1968) приводят примеры постепенных переходов от алевролитов и сланцев артлашской свиты до силлиманитсодержащих гнейсов на отрезках 500—1000 м. Приняв температуру метаморфизма алевролитов 500°, а минимальную температуру кристаллизации силлиманита 600°, мы получаем градиент на 1 км 60—100°. Как показывает детальное изучение прогрессивной зональности на северо-востоке Тонгулакского хребта, расстояние от изограды кордиерита (550° — нижняя граница устойчивости кордиерита; Schreyer, Yoder, 1964) до центральной части Тонгулакского хребта, где неустойчив ставролит с кварцем и проявляется процесс фибролитизации мусковита ($T = 670—700^\circ$ — температура верхней границы устойчивости мусковита с кварцем; Evans, 1965 и ставролита с кварцем; Richardson, 1968), составляет 7000—8000 м. В этом случае при максималь-

по принятых условиях ($T = 150^\circ$ на 7—8 км), градиент получается равным $15—20^\circ$ на 1 км. Столь значительные колебания температурного градиента ($20—1000^\circ$ на 1 км) в пределах одного и того же метаморфического комплекса кажутся маловероятными. Приведенные данные также свидетельствуют в пользу диафторического генезиса хлоритовых сланцев, окружающих по периферии метаморфические породы тонгулакского комплекса.

К выводу о диафторическом происхождении хлоритовых сланцев Тонгулакского хребта пришел независимо и А. И. Родыгин (Родыгин, Платков, 1966), справедливо обративший внимание на ошибочное отнесение предыдущими исследователями милонитов и филонитов к осадочным породам.

И, наконец, изучение взаимоотношений гнейсов с отложениями артлашской свиты, возраст которой, по мнению большинства исследователей, считается кембро-ордовикским, показало, что последняя залегает на метаморфических породах с угловым и азимутальным несогласием (Родыгин, Вылцан, 1964; Родыгин, 1967).

Отсутствие литологического сходства слабометаморфизованных пород Тонгулакского хребта с неметаморфизованным кембро-ордовиком Горного Алтая, о чем свидетельствуют исходный состав метабазитов, диафторический генезис хлоритовых сланцев, принимаемых ранее за переходные члены между осадочными и метаморфическими породами, угловое и азимутальное несогласие между отложениями артлашской свиты и метаморфическими породами, ставит под сомнение кембро-ордовикский возраст. По мнению А. И. Родыгина (1967), породы правильнее относить к докембрийским, очевидно, протерозойским образованиям.

СХЕМА МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

На прогрессивный характер метаморфизма Тонгулакского комплекса впервые обратил внимание В. А. Кузнецов (1953). В дальнейшем ряд исследователей (Кунонов, 1961; Скуридин, 1965 и др.) пытались подойти к решению прогрессивного метаморфизма с позиций геологического картирования по «индекс-минералам». Правильно отражая точку зрения о прогрессивном метаморфизме, они в то же время неверно подошли методически к картированию изоград. Например, в один ряд с такими классическими изоградами метапелитов, как биотитовая, силлиманитовая, гранатовая, были поставлены изограды метабазитов: актинолитовая, роговообманковая. По их данным переходы между зонами могут быть постепенными и резкими; прослой пород одной подзоны могут встречаться среди пород другой и т. д. При выделении метаморфических зон совершенно не учитывалась зависимость минерального состава от состава исходных пород.

Нами при выделении метаморфических зон и картировании изоград в основу были положены минеральные парагенезисы метапелитов как наиболее чувствительные к меняющимся P — T -условиям.

В метапелитах с повышением степени метаморфизма с северо-востока на юго-запад и с запада на восток (рис. 1) закартирована следующая последовательность «индекс-минералов»: кордиерит, силлиманит, гранат. На карте метаморфических зон (рис. 1) такой последовательности «индекс-минералов» с повышением степени метаморфизма отвечает одноименная последовательность изоград.

Изограда кордиерита фиксирует в пространстве первое появление кордиерита при смене кварц-хлорит-мусковит-биотитовых сланцев кварц-мусковит-биотит-кордиеритовыми или кварц-мусковит-гранат-кордиеритовыми гнейсами.

Изограда силлиманита в пространстве соответствует первому появлению силлиманита.

Несколько сложнее обстоит дело с изоградой граната. В действительности гранат появляется значительно раньше, чем это показано на карте метаморфических зон изоградой граната. Впервые гранат встречен в ассоциации с хлоритом, мусковитом и кордиеритом. Широко развиты гранатсодержащие парагенезисы и в области распространения ставролита. В данном случае изоградой граната ограничивается область распространения ставролита, т. е. появление граната связывается с реакцией разложения ставролита: $Kv + St \rightleftharpoons Gr + Kord + Sill + H_2O$.

Минеральные парагенезисы метапелитов, ограниченные изоградами, объединены в зоны. С повышением степени метаморфизма с северо-востока на юго-запад и с запада на восток (рис. 1) откартирована последовательность четырех метаморфических зон — A , B , B , G .

1. Для зоны A характерен парагенезис кварц + хлорит + мусковит + биотит. В зоне A не встречаются ставролит, кордиерит, андалузит, гранат, силлиманит. Метапелиты зоны A отделяются от зоны B изоградой кордиерита. Метабазиты в зоне A представлены хлорит-актинолитовыми сланцами.

2. Внешняя граница зоны B проводится по первому появлению кордиерита, внутренняя — по изограде силлиманита. Ширина зоны B от первого появления кордиерита (изограда кордиерита) до появления силлиманита составляет 2000—5000 м. Расширение зоны до 5000 м обусловлено главным образом выполаживанием углов падения сланцеватости пород, которые достигают 40—50° в наиболее широкой ее части. Преобладающие углы падения стратиграфических контактов в пределах метаморфического комплекса Тонгулакского хребта составляют 70—90°. Для метапелитов зоны B характерны кварц-хлорит-мусковит-биотит-кордиеритовые гнейсы (сланцы), кварц-хлорит-мусковит-биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы (сланцы), кварц-мусковит-биотит-кордиеритовые

гнейсы и кварц-мусковит-биотит-андалузит-кордиеритовые гнейсы. Метабазиты зоны *Б* представлены роговообманковыми, клиноцоизит-роговообманковыми, биотит-роговообманковыми и микроклин-биотит-роговообманковыми сланцами. Взаимоотношения кордиеритовых гнейсов зоны *Б* с хлоритовыми сланцами зоны *А* изучены на северо-востоке Тонгулакского хребта, где они постепенно вкрест простирания метаморфической зональности сменяют кварц-хлорит-мусковит-биотитовые сланцы. На западе низкотемпературная часть зоны *Б* срезается крупным тектоническим нарушением, так что доступны наблюдению ее средне- и высокотемпературная части. По р. Теранжик кордиеритовые гнейсы представлены ограниченно на отрезке 200—300 м. По р. Куркурек породы, относящиеся к зоне *Б*, представлены преимущественно метабазитами. По р. Нижний Ильдугем разрез метаморфической зональности начинается с андалузит-силлиманитовых гнейсов, которые

Таблица 1

Пределы распространения минералов по зонам

	Зона А	Зона Б	Зона В	Зона Г
Меташелиты	Кварц	_____	_____	_____
	Хлорит	_____	_____	_____
	Мусковит	_____	_____	_____
	Альбит	_____	_____	_____
	Оликоглаз	_____	_____	_____
	Эпидот	_____	_____	_____
	Биотит	_____	_____	_____
	Кордиерит	_____	_____	_____
	Андалузит	_____	_____	_____
	Силлиманит	_____	_____	_____
	Ставролит	_____	_____	_____
	Гранат	_____	_____	_____
	Кварц	_____	_____	_____
	Хлорит	_____	_____	_____
Метабазиты	Актинолит	_____	_____	_____
	Альбит	_____	_____	_____
	Плагиоклаз	_____	_____	_____
	Эпидот	_____	_____	_____
	Кальцит	_____	_____	_____
	Клиноцоизит	_____	_____	_____
	Роговая обманка	_____	_____	_____
	Биотит	_____	_____	_____
	Куммингтонит	_____	_____	_____
	Гранат	_____	_____	_____
Микроклин	_____	_____	_____	

большей частью, особенно кордиеритовые гнейсы, подвергнуты низкотемпературному диафторезу, приуроченному к зонам тектонических нарушений.

3. Метапелиты зоны *B* представлены кварц-мусковит-силлиманит-биотит-кордиеритовыми, кварц-силлиманит-ставролит-гранат-кордиеритовыми и кварц-силлиманит-биотит-ставролит-кордиеритовыми гнейсами. В зоне *B* не встречается хлорит. Для metabазитов зоны *B* характерны роговообманковые, биотит-роговообманковые, микроклин-биотит-роговообманковые и куммингтонит-роговообманковые сланцы.

Ширина зоны от первого появления силлиманита (изограда силлиманита) до исчезновения ставролита (изограда граната) составляет вкрест простирания метаморфической зональности 2000—2500 м.

4. В зоне *Г* метапелиты представлены кварц-мусковит-биотит-силлиманит-кордиеритовыми и кварц-биотит-силлиманит-гранат-кордиеритовыми гнейсами, metabазиты — роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, микроклин-биотит-роговообманковыми и куммингтонит-роговообманковыми сланцами. В метапелитах зоны *Г* не встречаются ставролит, андалузит. Общая ширина зоны составляет 2000—3000 м. В зоне *Г* пользуются распространением плагиогранито-гнейсы (мигматиты). Гранито-гнейсы (кварц + плагиоклаз + микроклин + биотит) распространены в зонах *B*, *B*, *Г*.

Пределы распространения минералов по зонам, включая метапелиты и metabазиты, приведены в табл. 1.

В пределах точности картирования изограды совпадают с стратиграфическими контактами, объемы выделенных зон примерно соответствуют стратиграфическим подразделениям А. И. Родыгина (1964). Зона *A* соответствует площади распространения башкауской свиты, зона *B* — курумбы-айринской, зона *B* — ильдугемской, зона *Г* — тонгулакской толщам.

В целом прогрессивная зональность, откартированная по «индекс-минералам», укладывается в температурный интервал поля устойчивости мусковита с кварцем так, что, приняв кварц-мусковитовую кривую за пограничную между фацией эпидотовых амфиболитов и амфиболитовой фацией (Соболев, 1964; Добрецов, и др., 1966; Sobolev et al., 1967), можно считать, что метаморфические породы Тонгулакского хребта относятся к фации эпидотовых амфиболитов. Вся деталлизация с выделением метаморфических зон в пределах Тонгулакского метаморфического комплекса является по существу деталлизацией внутри фации эпидотовых амфиболитов.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ

Минералогия метаморфических пород Тонгулакского хребта характеризуется широким разнообразием. Это результат химизма пород (метапелиты, метабазиты) и прогрессивного характера метаморфизма.

В данной главе обращается внимание в основном на те минералы, составы и свойства которых наиболее чувствительны к меняющимся P — T -условиям. Здесь совершенно не затрагиваются кварц, кальцит, калиевый полевой шпат; описание андалузита, силлиманита и ставролита приводится только в целях диагностики. С малой детальностью описываются также хлорит, актинолит, минералы группы эпидота.

Ряд минералов (гранаты, кордиериты, роговые обманки и биотиты) сопровождается химическими анализами, для которых приводятся также необходимые оптические и рентгеновские характеристики. Железистость минералов рассчитывалась по химическим анализам, а также определялась, согласно данным оптического изучения.

Железистость роговых обманок и биотитов определялась по диаграммам В. С. Соболева (1950), хлоритов — с помощью уравнения линейной регрессии (Кебезинская, 1965), гранатов — по диаграмме состав — оптика для гранатов зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (Кориковский, 1967). Для определения железистости кордиеритов нами составлена специальная диаграмма, связывающая показатели преломления с их железистостью при содержании воды в кордиеритах $> 1,5$ вес.%. При определении основности плагиоклаза во всех случаях отдавалось предпочтение федоровскому методу.

КОРДИЕРИТ

Кордиерит — один из ведущих минералов в метапелитах, уступает по распространенности только таким минералам, как кварц, плагиоклаз, биотит.

За исключением зоны A кордиерит является сквозным минералом, присутствуя в метапелитах зон B , B и $Г$.

Основные парагенетические ассоциации с участием кордиерита следующие:

Зона *Б*: 1) $Kв + Пл + Хл + Му + Би + Корд + Мт$; 2) $Kв + Пл + Хл + Му + Би + Корд + Гр + Мт$; 3) $Kв + Пл + Му + Би + Корд + Мт$; 4) $Kв + Пл + Му + Би + Корд + Анд + Мт$.

Зона *В*: 5) $Kв + Пл + Му + Би + Корд + Анд + Силл + Мт$; 6) $Kв + Пл + Му + Би + Корд + Ст + Анд + Силл + Мт$; 7) $Kв + Пл + Му + Би + Корд + Силл + Ст + Мт$; 8) $Kв + Пл + Би + Корд + Силл + Ст + Мт$; 9) $Kв + Пл + Би + Ст + Силл + Корд + Гр + Мт$.

Зона *Г*: 10) $Kв + Пл + Би + Корд + Силл + Гр + Мт$; 11) $Kв + Пл + Би + Му + Корд + Гр + Мт$.

Впервые появляющийся кордиерит при переходе от кварц-хлорит-мусковит-биотитовых сланцев к кордиеритовым гнейсам представлен порфиробластами размером 0,5—1 см. Породы имеют типичную узловатую текстуру, чем отличаются от кварц-хлорит-мусковит-биотитовых сланцев зоны *А*, имеющих однородную текстуру.

Под микроскопом порфиробласты кордиерита проявляются в виде кучных скоплений мелких зерен, в результате чего погасание кордиерита пятнистое или пятнисто-облачное. Низкотемпературный кордиерит (кордиерит зоны *Б*) переполнен многочисленными включениями хлорита, мусковита, биотита, магнетита и циркона. Последний окружен плеохроирующими оболочками.

Из внешних особенностей кордиеритов наиболее отчетливо проявляются различия в их окраске. Для кордиеритов зоны *Б* характерна серая, а чаще темно-серая окраска, в то время как кордиериты зон *В* и *Г* окрашены в голубой, синий и фиолетовый цвета.

Особенно резкая смена в окраске кордиеритов намечается на границе зон *Б* и *В*. В зоне *Б* (в парагенезисе с хлоритом, мусковитом и т. д.) кордиерит серый, темно-серый; в зоне *В* (в парагенезисе со ставролитом, силлиманитом и т. д.) кордиерит голубой, синий, фиолетовый.

Как показывает оптическое изучение, эти кордиериты отличаются не только окраской, но и показателями преломления. Два кордиерита, отличающиеся окраской, иногда встречаются в пределах одного образца. Такие примеры типичны для метапелитов на границе зон *Б* и *В*. Замеры показателей преломления синего и серого кордиеритов при совместном нахождении дали следующие результаты. Синий кордиерит: $N_g = 1,550 - 1,555$; $N_p = 1,543 - 1,540$. Серый кордиерит: $N_g = 1,546 - 1,549$; $N_p = 1,537 - 1,540$ (обр. 397, 400, 431 и др.; табл. 2).

Микроскопическое сопоставление темно-серого и синего кордиеритов в шлифах, приготовленных отдельно из участков образца с синим и серым кордиеритами, не обнаруживает для них сколько-нибудь существенного различия, исключая ряд побочных признаков. В частности, для темно-серого кордиерита характерны включения магнетита, титаномagnetита, облачное угасание и отсутствие

Таблица 2

Оптические свойства кордиеритов Тонгулакского хребта

№ обр.	$2V^\circ$	N_g	N_p	Примечание	
326	—85	1,551	1,543	Серый кордиерит	
361	+81 ÷ +83	1,551	1,543	N_g	N_p
96		1,545	1,532		
407	—80				
314	—87				
22а	—84				
357	—86	1,557	1,546		
400	—73	1,550	1,540	1,546	1,537
441	—80	1,551	1,540		
473	—75	1,549	1,540		
440	—85	1,553	1,543		
431	—70	1,555	1,545	1,546	1,537
397	—70	1,550	1,540	1,549	1,540
429	—80	1,546	1,537		
304		1,548	1,546		
305		1,546	1,537		
365		1,545	1,538		
425		1,555	1,546		
430	—87	1,554	1,545		
358	—86	1,554	1,546		
443	—80	1,553	1,542		
437	+88	1,550	1,542		
456	90	1,555	1,546		
414	90	1,554	1,546		
452	+88	1,551	1,542		
410		1,553	1,543		
338б	—82	1,552	1,543		

включений силлиманита. Напротив, в синем кордиерите включения силлиманита более обычны, но менее характерны включения магнетита-титаномагнетита. Погасание синего кордиерита более однородное. С повышением степени метаморфизма (с переходом от зоны *Б* к зоне *Г*) порфиробласты кордиерита разрастаются, достигая в зоне *Г* 3—4 см. Из включений исчезает хлорит, реже встречается мусковит. Содержание кордиерита достигает 40—50% на шлиф.

В зонах тектонических нарушений синий кордиерит (голубой, фиолетовый) замещается желтыми полуизотропными серпентиноподобными продуктами; темно-серый — слюдоподобным минералом, внешне напоминающим мусковит-серицит.

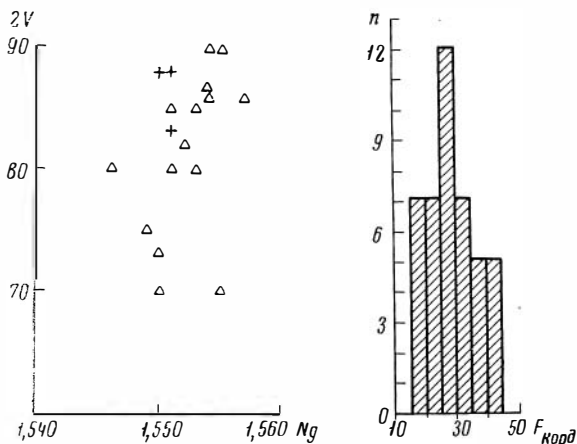


Рис. 2. Связь углов оптических осей и показателей преломления кордиеритов Тонгулакского хребта; + оптически положительный кордиерит

Рис. 3. Железистость кордиеритов Тонгулакского хребта
n — число случаев

Изучение оптических свойств кордиеритов показывает значительный интервал колебания показателей преломления ($N_g = 1,557 - 1,545$; $N_p = 1,546 - 1,537$) и углов $2V$ ($-70^\circ \div +83^\circ$). Преимущественным распространением пользуются оптически отрицательные кордиериты. Кордиериты с положительными углами оптических осей встречены в трех случаях (табл. 2). Сдвойникован-

Т а б л и ц а 3

Колебания железистости кордиерита

Парагенезис	Кордиерит		
	N_g	F	n
$Kc + Xл + My + Би + Корд + Пл + Мт$	1,545—1,546	17—18	6
$Kc + Пл + Xл + My + Би + Корд + Гр + Мт$	1,545—1,548	17—22	2
$Kc + Пл + My + Би + Силл(Анд) + Корд + Мт$	1,548—1,557	22—46	21
$Kc + Пл + My + Би + Корд + Ст + Силл(Анд) + Мт$	1,550—1,552	27—32	3
$Kc + Пл + Би + Корд + Гр + Силл + Ст + Мт$	1,550	27	1
$Kc + Пл + Би + Гр + Силл + Корд + Мт$	1,551—1,552	30,7—36,0	2
$Kc + Пл + Би + Гр + Корд + Мт$	1,552	32	1

Таблица 4

Химические анализы кордиеритов (вес.%)

Компоненты	Обр. 338б	Обр. 473	Обр. 326	Обр. 361
SiO ₂	48,95	50,15	49,95	48,00
TiO ₂	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
Al ₂ O ₃	31,69	31,70	30,91	31,89
Fe ₂ O ₃	He обн.	0,19	0,95	0,25
FeO	7,12	4,37	7,07	6,68
MnO	0,34	0,81	0,25	0,39
MgO	9,33	9,46	8,18	9,49
CaO	He обн.	He обн.	0,06	He обн.
Na ₂ O	0,30	0,32	0,27	0,25
K ₂ O	0,15	0,15	0,20	0,15
P ₂ O ₅	0,08	0,06	He обн.	0,17
H ₂ O	0,20	He обн.	He обн.	0,35
П.п.п.	1,84	2,49	1,72	2,19
С у м м а	100,00	99,70	99,56	99,81
2V°	-82	-75	-85	+81-82-83
<i>N_g</i>	1,552	1,549	1,551	1,551
<i>N_p</i>	1,543	1,540	1,542	1,542
<i>a₀</i>	17,29	17,15	17,26	17,19±0,01
<i>b₀</i>	9,752	9,772	9,704	9,748±0,008
<i>c₀</i>	9,364	9,364	9,336	9,352±0,008
<i>V</i>	157,88	156,93	156,06	156,71
<i>d</i> _{H₂O}	2,66	2,70	2,66	2,70
<i>d</i>	2,55	2,53	2,56	2,57
Δ	0,28	0,27	0,31	0,24

Количество ионов в пересчете на 18 (O)

Si	5,05	6,00	5,15	6,00	5,19	6,00	4,99	6,00
Al	0,95	6,00	0,85	6,00	0,81	6,00	1,01	6,00
Al	2,91		2,98		2,90		2,90	
	—	2,91	—	2,99	—	3,00	—	2,93
Fe ³⁺	—		0,01		0,10		0,03	
Mg	1,44		1,45		1,26		1,47	
Fe ²⁺	0,61		0,38		0,58		0,58	
Mn	0,02	2,15	0,07	1,98	0,03	1,95	0,04	2,15
Na	0,06		0,06		0,05		0,04	
Ca	—		—		0,01		—	
K	0,02		0,02		0,02		0,02	
H ₂ O	0,72		0,86		0,6		0,9	

Таблица 4 (окончание)

Компоненты	Обр. 3386	Обр. 473	Обр. 326	Обр. 361
Железистость				
<i>F</i>	30,4	23,7	36,0	30,7
<i>f</i>	29,8	20,1	31,5	28,3

Примечание. Химические анализы кордиеритов выполнены в лаборатории аналитической химии Института геологии и геофизики аналитиком Е. Н. Жуковой. Расчеты параметров элементарной ячейки и показателей искажения произведены Г. М. Рыловым.

Плотность кордиеритов рассчитана по формуле; $\rho = nM/NV$, где ρ — плотность, n — число молекул в элементарной ячейке, M — молекулярный вес, N — число Авогадро, V — объем элементарной ячейки. Расчеты плотностей произведены отдельно на водный $\Sigma(\alpha\text{H}_2\text{O})$ и безводный кордиерит (d).

Парагенезисы;

- Обр. 3386 — $Kv + Pl_{42} + Bi_{45,0} + And + Sil_{ll} + Корд + Mu? + Mt$ (среднее течение р. Нижний Ильдугем).
- Обр. 473 — $Kv + Pl_{24} + Bi_{38} + Mu + Sil_{ll} + Корд + Mt$ (верховье р. Келескелу).
- Обр. 326 — $Kv + Pl_{28} + Bi_{45} + Gr_{79,5} + Sil_{ll} + Корд + Mt$ (среднее течение р. Нижний Ильдугем).
- Обр. 361 — $Kv + Pl_{26} + Bi_{45,2} + Gr_{82,1} + Sil_{ll} + Корд + Mt$ (центральная часть Тонгулакского хребта).

ный кордиерит наблюдался в двух шлифах: в одном из них двойники простые, в другом — секторные (тройники).

Сопоставление показателей преломления и углов $2V$ показывает, что в целом замечается повышение углов оптических осей с повышением показателей преломления (рис. 2). Железистость кордиеритов, согласно оптическим данным, составляет 17—46% с максимумом в 25—35% (рис. 3). При этом основной интервал колебания железистости кордиерита приходится на парагенезис $Kv + Mu + Bi + Корд + Sil_{ll}$ (And) от 22 до 46% (табл. 3).

В остальных парагенезисах, которые типичны для той или иной зоны, железистость кордиерита колеблется незначительно.

Согласно химическим анализам (табл. 4) кордиериты Тонгулакского хребта характеризуются низким содержанием щелочей, кальция и марганца, т. е. приближаются к бинарным растворам конечных железо-магнезиальных членов. Кордиериты совершенно свежие без вторичных продуктов и без включений. Пробы тщательно отбирались под бинокляром.

Результаты рентгеновского изучения кордиеритов представлены в табл. 4 и 5. Показатели искажения (Δ) для четырех кордиеритов равны 0,24—0,31. По классификации Миширо (Miyashiro,

Результаты рентгеновского изучения кордиеритов

№ пп	Обр. 326		Обр. 361		Обр. 473		Обр. 3386	
	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	100	8,58	100	8,65	100	8,65	100	8,65
2	20	4,94	10	4,96	20	4,93	20	4,95
3	10	4,69	70	4,11	10	4,70	10	4,70
4	80	4,09	80	3,39	10	4,11	50	4,11
5	90	3,38	10	3,21	60	3,39	90	3,39
6	60	3,14	70	3,15	80	3,15	80	3,15
7	55	3,05	70	3,05	70	3,05	90	3,05
8	36	3,02	30	2,653	5	2,861	40	2,659
9	20	2,657	20	2,642	30	2,661	10	2,470
10	10	2,468	10	2,472	10	2,469	5	2,438
11	15	2,334	10	2,338	10	2,443	20	2,341
12	7	2,285	10	2,245	10	2,341	5	2,306
13	6	2,182	10	2,184	10	2,300	5	2,243
14	12	2,107	10	2,113	10	2,246	5	2,192
15	5	2,055	20	1,882	10	1,182	10	2,109
16	5	1,957	15	1,714	10	2,113	10	2,045
17	10	1,879	20	1,696	10	2,098	10	1,958
18	7	1,817	10	1,594			20	1,879
19	7	1,799	10	1,501			20	1,804
20	7	1,715	10	1,460			5	1,715
21	22	1,695	10	1,401			20	1,696
22	5	1,619	10	1,363			5	1,661
23	5	1,500	10	1,259				
24	5	1,462						
25	5	1,449						
26	5	1,401						
27	10	1,367						
28	10	1,354						

Примечание. Режим съемки Си антикатод, $\lambda = 540 \text{ \AA}$, $I = 10 \text{ ма}$, $V = 32 \text{ кV}$, поправка вводилась на РС, дифрактометр УРС-50ИМ. Аналитик Г. М. Рылов.

1957) кордиериты относятся к «субнарушенным — сверхнарушенным» кордиеритам. Согласно Шрейеру (Schreyer, 1966) значения (Δ) отвечают «глубинным кордиеритам».

ГРАНАТ

Гранат менее распространен, чем кордиерит. Помимо парагенезисов, приведенных при характеристике кордиеритов, гранат встречается в следующих ассоциациях: 12) $Kв + Пл + Би + Ст +$

Колебания железистости граната

Парагенезис	Гранат	
	N_g	n
$Kв + Пл + Би + Хл + Му + Корд + Гр + Мт$	1,794—1,795	2
$Kв + Пл + Би + Ст + Силл + Гр + Мт$	1800	2
$Kв + Пл + Би + Ст + Силл + Гр + Корд + Мт$	1,799—1,803	3
$Kв + Пл + Би + Корд + Гр + Мт$	1,799	1
$Kв + Пл + Би + Силл + Гр + Мт$	1,797	1
$Kв + Пл + Би + Силл + Корд + Гр + Мт$	1,802—1,803	2
$Kв + Пл + Би + Гр + Мт$	1,798—1,800	10
$Kв + Пл + Би + Ро + Кумм + Гр + Мт$	1,795—1,802	3

+ Силл + Гр + Мт; 13) $Kв + Пл + Би + Силл + Гр + Мт$; 14) $Kв + Пл + Би + Гр + Мт$; 15) $Kв + Пл + Би + Ро + Гр + Кумм + Мт$.

В породах гранат наблюдается в виде порфиробласт размером 1—2 мм — 1—2 см; в штуфе — розовый, малиново-розовый. Количественное содержание граната в зависимости от парагенезиса колеблется от 1—2 до 15—20%. Максимальных значений содержание граната достигает в маломинеральных парагенезисах (10—20%), минимальных (2—5%) — в парагенезисах $Kв + Пл + Хл + Му + Би + Корд + Гр + Мт$, $Kв + Пл + Би + Корд + Гр + Ст + Силл + Мт$, $Kв + Пл + Би + Гр + Силл + Корд + Мт$.

В целом показатели преломления гранатов колеблются в незначительных пределах ($N = 1,794—1,803$). Наиболее ощутимые колебания показателей преломления гранатов характерны (табл. 6) для двух парагенезисов: $Kв + Пл + Би + Ст + Силл + Гр + Силл + Мт$ ($N = 1,799—1,803$) и $Kв + Пл + Би + Ро + Кумм + Гр + Мт$ ($N = 1,795—1,802$). Напротив, в маломинеральных парагенезисах показатели преломления граната стабильны ($N = 1,798—1,800$).

Гранаты из парагенезисов $Kв + Пл + Би + Ст + Корд + Гр + Корд + Мт$, $Kв + Пл + Би + Корд + Гр + Силл + Мт$ характеризуются близким содержанием пиропового и гроссулярового компонентов (табл. 7, рис. 4), так что колебания показателей преломления здесь обусловлены переменным содержанием алмандинового и спессартинового компонентов. Содержание спессартинового компонента в гранатах из метапелитов составляет 8—26%, алмандинового 47—64%.

В парагенезисе с роговой обманкой и куммингтонитом (обр. 409, 187а) гранаты богаче гроссуляровым компонентом. Гранаты

Химические анализы гранатов (вес. %)

Компо- ненты	Обр. 21	Обр. 410	Обр. 40	Обр. 113	Обр. 226	Обр. 361	Обр. 409	Обр. 187а
SiO ₂	39,75	39,05	38,10	38,57	39,40	39,95	38,80	37,95
TiO ₂	0,40	He обн.	0,05	0,10	0,35	0,75	0,40	0,14
Al ₂ O ₃	19,90	21,03	20,52	21,87	19,97	20,50	20,30	20,70
Fe ₂ O ₃	0,58	0,06	2,51	3,24	0,17	0,06	0,52	2,59
FeO	27,36	27,87	21,32	25,81	27,14	26,00	23,73	25,99
MnO	3,61	4,19	11,80	3,80	5,56	5,89	7,75	5,24
MgO	5,44	4,87	4,27	5,32	4,83	3,84	3,60	4,07
CaO	2,10	1,80	1,28	1,46	1,69	1,84	3,51	2,93
Na ₂ O	0,14	He обн.	0,12	0,12	0,05	0,05	0,14	0,20
K ₂ O	0,32	0,19	0,14	0,09	0,25	0,30	0,23	0,09
P ₂ O ₅	—	0,13	—	—	0,06	0,18	0,25	—
H ₂ O	0,15	0,25	0,02	0,04	He обн.	0,25	0,10	0,06
П.п.п	He обн.	0,20	—	—	»	He обн.	0,35	—
Сумма	99,89	99,64	100,13	100,42	99,47	99,61	99,68	99,96
<i>a</i> (Å)	11,538	11,528	11,538	11,528	11,532	11,541	11,552	11,545
<i>N</i> _{из}	1,797	1,799	1,800	1,798	1,796	1,802	1,795	1,802
<i>N</i> _{рас}	1,795	1,797	1,800	1,800	1,795	1,799	1,797	1,802

Количество понов в пересчете на 12 (O)

Si	3,12	3,09	3,03	3,00	3,11	3,16	3,10	3,02
Al	1,84	1,96	1,92	2,01	1,86	1,91	1,91	1,95
Fe ³⁺	0,04	0,01	0,15	0,19	0,01	0,01	0,03	0,15
Ti	0,02	—	—	—	0,02	0,05	0,02	0,01
Fe ²⁺	1,82	1,87	1,42	1,69	1,82	1,71	1,59	1,73
Mn	0,24	0,28	0,79	0,26	0,38	0,39	0,52	0,35
Mg	0,64	0,58	0,51	0,62	0,57	0,46	0,43	0,43
Ca	0,18	0,15	0,12	0,13	0,14	0,16	0,30	0,25

Молекулярные проценты конечных членов группы граната

<i>Альм</i>	62,3	64,7	47,5	58,5	62,3	62,6	55,4	58,5
<i>Анд</i>	1,4	0,3	5,0	6,5	0,3	0,4	1,0	5,1
<i>Грос</i>	6,2	5,2	4,0	4,5	4,8	5,8	10,5	8,4
<i>Пир</i>	21,9	20,1	17,1	21,5	19,5	16,9	15,0	16,2
<i>Спес</i>	8,2	9,7	26,4	9,0	13,0	14,3	18,1	11,8

Компо- ненты	Обр. 21	Обр. 410	Обр. 40	Железистость				
				Обр. 113	Обр. 326	Обр. 361	Обр. 409	Обр. 187a
<i>F</i>	76,7	78,8	82,2	77,5	79,5	82,1	83,3	82,3
<i>f</i>	74,0	76,3	73,6	73,1	76,0	78,8	79,5	78,3

Примечание. Анализы гранатов выполнены в лаборатории аналитической химии ИГиГ СО АН СССР. Обр. 21, 409, 410, 326, 361 — аналитик Е. Н. Жукова. Обр. 40, 113, 187a — аналитик Л. Н. Непейна. Параметры элементарной ячейки гранатов рассчитаны Н. И. Зюзиным.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ

- Обр. 21 — $Kv + Pl_{78} + Bi_{43,2} + Sil_{ll} + Mt + Gr$ (среднее течение р. Теранжик).
 Обр. 410 — $Kv + Pl_{30} + Bi_{45} + Корд_{34} + Gr + Mt$ (среднее течение р. Теранжик).
 Обр. 40 — $Kv + Pl_{30} + Bi_{39,9} + Sil_{ll} + St + Корд_{30} + Gr + Mt$ (верховье р. Куркурек).
 Обр. 113 — $Kv + Pl_{34} + Bi_{40} + Gr + Mt$ (среднее течение р. Ильдугем).
 Обр. 326 — $Kv + Pl_{28} + Bi_{46} + Корд_{36,0} + Sil_{ll} + Gr + Mt$ (среднее течение р. Нижний Ильдугем).
 Обр. 361 — $Kv + Pl_{35} + Bi_{46,2} + Корд_{30,7} + Sil_{ll} + Gr + Mt$ (центральная часть Тонгулакского хребта).
 Обр. 409 — $Kv + Pl_{48-35} + Bi_{30,5} + Kумм_{42,1} + Po_{46} + Gr + Mt$ (среднее течение р. Теранжик).
 Обр. 187a — $Kv + Pl_{58-38} + Bi_{45,1} + Po_{49} + Kумм + Gr + Mt$ (перевал Кызылташка — Нижний Ильдугем).

из метабазитов, как и гранаты из метapelитов, отличаются содержанием спессартинового и альмандинового компонентов.

Точки составов гранатов, вынесенные на треугольник Н. В. Соболева (1964), показывают, что гранат обр. 40 (рис. 4) отличается от

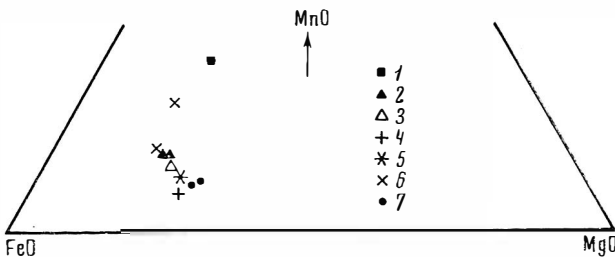


Рис. 4. Гранаты Тонгулакского хребта

- 1 — $Kv + Pl + Bi + Gr + Sil_{ll} + Корд + St$; 2 — $Kv + Pl + Bi + Корд + Gr + Sil_{ll}$; 3 — $Kv + Pl + Bi + Корд + Gr$; 4 — $Kv + Pl + Bi + Gr + Sil_{ll}$; 5 — $Kv + Pl + Bi + Gr$; 6 — $Kv + Pl + Bi + Po + Kумм + Gr$; 7 — парагенезис неизвестен

составов гранатов, известных ко времени выхода работы Н. В. Соболева (1964), показывают, что гранат обр. 40 (рис. 4) отличается от парагенезиса $Kv + Pl + Bi + Корд + Gr + Sil_{ll} + St + Mt$ приводится впервые.

Помимо гранатов, приведенных в таблице, ниже даются еще два анализа гранатов из метapelитов (Михалева, Скуридин, 1972):

1. $(\text{Mg}_{0,75}\text{Fe}_{1,87}\text{Mn}_{0,27}\text{Ca}_{0,19})_{3,06}(\text{Al}_{1,92}\text{Fe}_{0,02}^{3+})_{1,94}$
 $[\text{Si}_{2,98}\text{Ti}_{0,02}\text{O}_{12}] + 0,37 \text{ SiO}_2$.
2. $(\text{Mg}_{0,8}\text{Fe}_{1,8}\text{Mn}_{0,24}\text{Ca}_{0,17})_{3,01}(\text{Al}_{1,93}\text{Fe}_{0,02}^{3+})_{2,00}$
 $[\text{Si}_{2,98}\text{Ti}_{0,02}\text{O}_{12}] + 0,32 \text{ SiO}_2$.

К сожалению, авторы не приводят ассоциации, из которых анализировались гранаты.

АМФИБОЛЫ

В группе амфиболов встречены три минерала: актинолит, роговая обманка и куммингтонит.

Актинолит определен оптически: $2V = +84^\circ$; $c: Ng = 18^\circ$; $Ng = 1,645$; $Np = 1,623$. Минерал образует таблитчатые или игольчатые кристаллы, вытянутые по оси C . Окраска актинолита зеленая, бледно-зеленая; плеохроизм: Ng — зеленый, Np — бледно-зеленый. Встречаются зональные актинолиты с внутренним бледно-зеленым ядром ($Ng = 1,645-1,657$) и зеленой, сине-зеленой оторочкой ($Ng = 1,672-1,694$). Переходы между внутренней и внешней зонами постепенные, плавные, реже резкие. Замещение бледно-окрашенного актинолита сине-зеленым происходит неравномерно, в результате чего структура минерала становится пятнистой. Соотношения между светлым и сине-зеленым актинолитами разнообразны: от существенно однородного светлого актинолита, где окрашенный актинолит наблюдается в виде редких и мелких пятен, до однородного сине-зеленого, где светлый актинолит сохраняется только в виде мелких ядер. Зональные актинолиты в актинолитовых сланцах наблюдались в контакте с кварц-полевошпатовыми сланцами.

Актинолит встречается в парагенезисах $Kv + Альб + Хл + Акт + Эн + Ка$, $Альб + Хл + Акт + Эн + Ка$. Согласно оптическим данным его железистость составляет 23—30% ($Ng = 1,648-1,657$) и на 4—7% ниже железистости сосуществующего с ним хлорита ($Nm = 1,623-1,628$). С зональным актинолитом, где внешняя зона преобладает над внутренней, ассоциирует хлорит повышенной железистости (40—50%).

Роговая обманка — ведущий минерал в метабазах. Ее взаимоотношения с актинолитом не изучены. Но судя по сближенному месту распространения актинолитовых и роговообманковых сланцев (250—300 м), из которых есть уже химический анализ ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 8$ вес. %), можно предполагать, что переход между ними имел место в ограниченном температурном интервале.

Оптические константы роговых обманок: $Ng = 1,662-1,719$; $2V = -41 \div -76^\circ$ (по двум выходам); $c: Ng = 15-25^\circ$. Показа-

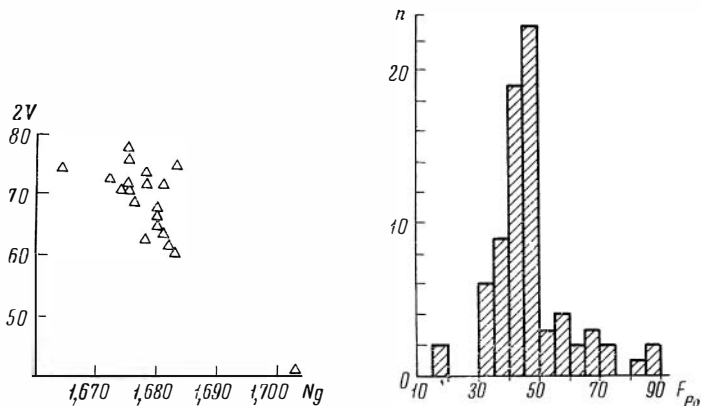


Рис. 5. Связь углов оптических осей роговых обманок с показателями преломления

Рис. 6. Железистость роговых обманок метаморфических пород Тонгулакского хребта
n — число случаев

тели преломления и углы $2V$ находятся в обратной зависимости, т. е. с повышением показателей преломления углы оптических осей понижаются (рис. 5).

С повышением показателей преломления интенсивность окраски и плеохроизм роговых обманок изменяются от бледно-зеленого, зеленого по Ng (при $Ng = 1,662-1,664$) до темно-сине-зеленого по Ng (при $Ng = 1,700-1,720$) со всеми промежуточными переходами.

Парагенетические ассоциации с участием роговой обманки разнообразны, среди них: 1) $Kв + Пл + Ми + Бу + Ро + Эн + Орт + Мт$; 2) $Kв + Пл + Бу + Ро + Кумм + Гр + Мт$; 3) $Kв + Пл + Бу + Ро + Кумм + Мт$; 4) $Kв + Пл + Бу + Ро \pm Эн + Мт \pm Сф$; 5) $Пл + Ро + Кл$; 6) $Пл + Ро + Мт \pm Сф$.

Максимальную железистость (54—89%) имеет роговая обманка в парагенезисе с микроклином (табл. 8). Породы, содержащие микроклин и роговую обманку, как правило, приурочены к контактам гранито-гнейсов, так что микроклинсодержащие ассоциации относительно остальных парагенезисов являются редкими.

Роговая обманка низкой железистости (16—32%) ассоциирует с клиноцоизитом. Клиноцоизитсодержащие разности бескварцевые. Незначительные колебания железистости роговой обманки (43—46%) характерны в парагенезисе с куммингтонитом, куммингтонитом и гранатом.

В интервал между крайними значениями (в парагенезисе с микроклином или клиноцоизитом) попадают роговые обманки из парагенезиса $Kв + Пл + Бу + Ро \pm Эн + Мт$, где железистость роговых обманок колеблется в интервале 35—66% с максимумом в 40—50% (рис. 6).

Таблица 8

Колебания железистости роговой обманки

Парагенезисы	Роговая обманка		
	<i>Ng</i>	<i>F</i>	<i>h</i>
<i>Кс + Пл + Ми + Бу + Ро + Эн(Орм?) + Мт</i>	1,686—1,719	54—89	6
<i>Кс + Пл + Бу + Ро + Ку.м.л + Гр + Мт</i>	1,678—1,681	46—50	3
<i>Кс + Пл + Бу + Ро + Ку.м.л + Мт</i>	1,675—1,678	43—46	2
<i>Кс + Пл + Бу + Ро + Мт ± Эн ± Сф</i>	1,668—1,698	35—66	53
<i>Пл + Ро + Кл + Мт</i>	1,648—1,662	16—32	3
<i>Пл + Ро + Мт ± Сф</i>	1,652—1,680	15—47	11

В пределах любой из зон (*Б*, *В* и *Г*) железистость роговых обманок может колебаться в интервале 35—65—80%. При этом клиноизит-роговообманковые сланцы ($F_{Ро} = 16—32\%$) могут переслаиваться с биотит-роговообманковыми сланцами ($F_{Ро} = 35—65\%$); в свою очередь микроклин-роговообманковые сланцы

Таблица 9

Химические анализы амфиболов (вес. %)

Компоненты	Обр. 6б	Обр. 33	Обр. 40а	Обр. 189а	Обр. 132	Обр. 409
SiO ₂	46,78	45,20	44,78	44,20	41,70	52,10
TiO ₂	0,84	1,41	1,78	1,69	1,25	0,50
Al ₂ O ₃	8,62	9,64	10,62	10,40	10,13	5,00
Fe ₂ O ₃	3,82	5,34	5,26	5,18	7,00	0,98
FeO	11,45	11,85	9,25	11,98	17,88	17,89
MnO	0,15	0,15	0,15	0,19	0,73	1,62
MgO	12,40	11,20	12,00	10,40	4,98	15,76
CaO	11,68	10,84	12,10	12,24	10,19	2,06
Na ₂ O	1,21	1,12	1,12	1,48	1,17	0,48
K ₂ O	0,55	0,96	0,55	0,65	1,79	0,36
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,19
H ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,08	0,08	0,08	0,25
П.п.п.	2,32	2,22	2,29	2,11	2,63	2,33
Сумма	99,82	99,93	99,98	100,60	99,53	99,47
2V°	—75	—72	—71	—66	—41	+72
<i>Ng</i>	1,675	1,681	1,675	1,680	1,703	1,670
<i>Np</i>	1,654	1,660	1,658	1,660	1,678	1,642
<i>c : Ng</i>	22	23	20	21	22	24

Т а б л и ц а 9 (окончание)

Компоненты	Обр. 6б	Обр. 33	Обр. 40а	Обр. 189а	Обр. 132	Обр. 409
Количество понов в пересчете на 24 (O)						
Si	6,87	6,68	6,56	6,53	6,51	7,58
Ti	0,09	0,16	0,20	0,19	0,15	0,05
Al	1,49	1,68	1,83	1,85	1,86	0,85
Al ^{IV}	1,13	1,32	0,44	1,47	1,49	0,42
Al ^{VI}	0,36	0,36	0,39	0,38	0,37	0,43
Fe ³⁺	0,42	0,59	0,58	0,58	0,82	0,11
Fe ²⁺	1,40	1,46	1,13	1,49	2,33	2,17
Mn	0,03	0,02	0,03	0,02	0,10	0,20
Mg	2,71	2,47	2,62	2,29	1,17	3,41
Ca	1,84	1,72	1,90	1,94	1,70	0,32
Na	0,31	0,32	0,32	0,42	0,36	0,12
K	0,10	0,18	0,10	0,12	0,36	0,07
ОН	2,30	2,18	2,24	2,08	2,32	2,28

Железистость

<i>F</i>	40,4	45,7	42,3	47,6	73,7	42,1
<i>f</i>	34,4	37,5	30,5	39,6	66,8	39,0

П р и м е ч а н и е. Химические анализы амфиболов выполнены в лаборатории аналитической химии ИГиГ СО АН СССР. Роговые обманки (обр. 6б, 33, 40а, 189а, 132) — аналитик Л. А. Непенна. Куммингтонит (обр. 409) — аналитик Е. Н. Жукова.

Обр. 6б — $Kv + Pl_{47-30} + Bu_{30} + Po + Mt$ (нижнее течение р. Куркурек).

Обр. 33 — $Kv + Pl_{48-29} + Bu_{42} + Po + \Sigma n + Mt$ (среднее течение р. Куркурек).

Обр. 40а — $Kv + Pl_{40-65} + Bu_{42,3} + Po + Mt$ (верховье р. Куркурек).

Обр. 132 — $Kv + Pl_{26} + Bu_{62,4} + Mu + Po + \Sigma n - Ort + Mt$ (верховье р. Ильдугем)

Обр. 409 — $Kv + Pl_{49-35} + Bu_{39,5} + Po_{46} + K_{1,11} + Gr_{83,3} + Mt$ (среднее течение р. Тераджик).

Обр. 189а — $Pl_{48} + Po + Cfb + Mt$ (перевал Кызылташка — Нижний Ильдугем).

($F_{Po} = 54-89\%$), приурочиваясь к контакту гранито-гнейсов, имеют постепенные переходы с биотит-роговообманковыми сланцами и т. д.

В табл. 9 приведены пять химических анализов роговых обманок. Образцы 6б и 33 относятся к зоне В, обр. 40 и 189а — к зоне В и обр. 132 — к зоне Г. Три первых проанализированы из одного и того же парагенезиса ($Kv + Pl + Bu + Po \pm \Sigma n + Mt$). За исключением роговой обманки зоны Г (обр. 132), все остальные характеризуются близкими значениями содержаний Na_2O , K_2O , CaO , TiO_2

Таблица 10

Результаты рентгеновского анализа амфиболов

№ п/п	Ро, обр. 6б		Ро, обр. 33		Ро, обр. 40а		Ро, обр. 189а		Ро, обр. 132		Кумм, обр. 40б	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	100	8,70	20	10,57	86	8,56	83	8,61	85	10,21	16	14,66
2	5	5,18	26	9,62	12	7,30	9	4,58	73	8,56	57	14,44
3	5	5,00	80	8,56	9	5,14	17	3,41	12	3,48	43	9,43
4	5	4,59	10	4,59	11	4,96	23	3,31	100	3,37	87	8,48
5	4	4,26	9	4,29	13	4,56	100	3,14	18	3,31	43	7,23
6	8	3,41	28	3,32	10	4,26	19	2,96	65	3,15	14	4,77
7	15	3,31	100	3,15	8	3,93	16	2,83	15	2,83	11	4,58
8	35	3,14	11	2,97	10	3,64	13	2,75	20	2,73	16	4,30
9	6	2,97	14	2,83	10	3,56	31	2,72	9	2,61	20	4,18
10	15	2,83	10	2,76	25	3,40	19	2,61	19	2,52	12	3,88
11	9	2,73	24	2,73	31	3,29	14	2,56	9	2,40	31	3,57
12	9	2,62	12	2,61	100	3,12	11	2,40	12	2,35	72	3,37
13	7	2,40	74	2,57	22	2,95	18	2,35	11	2,17	71	3,25
14	10	2,36	11	2,40	20	2,81	15	2,17	17	2,02	100	3,06
15	5	2,21	23	2,35	19	2,74	9	2,06	7	1,824	15	3,00
16	10	2,17	12	2,18	47	2,72	14	2,03	10	1,679	15	2,96
17	6	2,05	14	2,03	18	2,60	9	1,900	14	1,657	29	2,76
18	9	2,02	10	1,902	15	2,56	10	1,819	8	1,593	33	2,75
19	7	1,900	9	1,825	14	2,39	16	1,654	15	1,445	16	2,62
20	5	1,823	12	1,655	22	2,34	15	1,590	8	1,346	23	2,10
21	10	1,655	9	1,644	19	2,16	18	1,442	8	1,315	15	2,03
22	5	1,643	6	1,622	11	2,05	10	1,313			16	1,819
23	6	1,591	10	1,592	21	2,02					29	1,651
24	10	1,442	6	1,544	10	1,891					15	1,623
25	5	1,313	6	1,524	12	1,816					18	1,549
26			7	1,505	20	1,650					22	1,510
27			6	1,461	15	1,584					31	1,398
28			24	1,443	10	1,538						
29			6	1,368	10	1,519						
30			6	1,314	10	1,504						
					8	1,457						
					33	1,437						

Примечание. Межплоскостные расстояния амфиболов рассчитаны Н. И. Зюзиным. Режим съемки Fe-антикатод, дифрактомер УРС-50И.

и железистости. Наиболее значимо отличаются роговые обманки по глинозему в четверной координации. Эти отличия обусловлены тем, что роговые обманки принадлежат разным метаморфическим зонам. В последующем при анализе прогрессивного метаморфизма основных пород на этом вопросе мы остановимся более подробно.

Куммингтонит определен по данным химического анализа (табл. 9), результатам рентгеновского анализа (табл. 10) и по оптике.

Минерал бесцветный, дает кристаллы до 1,5 см с характерными полисинтетическими двойниками. Оптические константы: $n_g = 1,668 - 1,670$; $2V = +70^\circ - \div +75^\circ$; $N_g = 1,668 - 1,670$; $N_p = 1,640 - 1,642$.

Судя по показателям преломления ($N_g = 1,668 - 1,670$), железистость куммингтонита практически постоянна вне зависимости от положения в метаморфических зонах.

Куммингтонит обогащен глиноземом ($Al_2O_3 = 5$ вес. %) и марганцем ($MnO = 1,62$ вес. %). Характерно, что марганецсодержащий куммингтонит ассоциирует с гранатом, содержащим 7,75 вес. % MnO .

Парагенетические ассоциации с участием куммингтонита приведены при описании роговой обманки.

БИОТИТ

Помимо ранее перечисленных парагенезисов, где биотит является постоянным минералом, он встречается и в гранито-гнейсах ($Kв + Пл + Му + Би + Орт? + Мг$).

Пределы колебания железистости биотита для различных парагенезисов приведены в табл. 11. Железистость биотитов в гранито-гнейсах составляет 56—67%, в микроклинсодержащих метабазах 46—71%, в метапелитах 35—50%. Железистость биотитов из метабазитов в среднем выше железистости биотитов из метапелитов (рис. 7), но ниже железистости биотитов из гранито-гнейсов. Биотиты повышенной железистости, как правило, ассоциируют с микроклином.

В зависимости от железистости биотита его окраска меняется от желтовато-коричневой при низкой железистости до коричневой, темно-коричневой при высокой железистости.

В табл. 12 приводятся химические анализы биотитов из различных парагенезисов метаморфических пород Тонгулакского хребта, а также три анализа биотитов (кристаллохимические формулы), заимствованные из работы Л. А. Михалевой и В. А. Скуридина (1972). В табл. 12 приводятся также три химических анализа биотитов из метапелитов хребта Чихачева (Горный Алтай), проанализированные нами, а ниже два биотита (кристаллохимические формулы) из того же района, которые приведены в работе Л. А. Михалевой и В. А. Скуридина (1972).

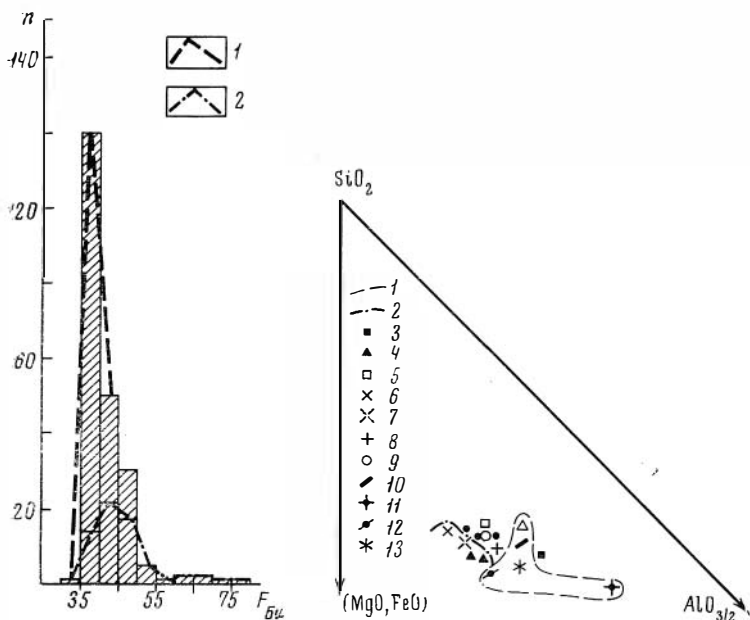


Рис. 7. Железистость биотитов метаморфических пород Тонгулакского хребта
1 — метапелиты; 2 — metabазиты

Рис. 8. Биотиты

1 — биотиты из метапелитов; 2 — биотиты из metabазитов; парагенезисы: 3 — $Kв + Пл + Би + Гр + Ст + Корд + Силл$; 4 — $Kв + Пл + Би + Гр + Ро + Кулм$; 5 — $Kв + Пл + Би + Гр + Силл + Корд$; 6 — $Kв + Пл + Би + Ро$; 7 — $Kв + Пл + Би + Ро + Ми$; 8 — $Kв + Пл + Би + Корд + Анд + Силл + Му?$; 9 — $Kв + Пл + Би + Гр + Силл$; 10 — $Kв + Пл + Би + Анд + Ст + Силл$; 11 — $Kв + Пл + Би + Силл$; 12 — $Kв + Пл + Би$; 13 — $Kв + Пл + Би + Корд$

Сопоставление биотитов Тонгулакского хребта с биотитами хребта Чихачева показывает, что последние богаче глиноземом, в свою очередь биотиты metabазитов Тонгулакского беднее глиноземом биотитов из метапелитов (рис. 8).

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклаз присутствует во всех перечисленных ранее ассоциациях. Его основность, включая метапелиты, metabазиты и гранито-гнейсы, а также породы зон А, В, В и Г, колеблется от альбита (№ 0) до битовнита (№ 85) (табл. 13). Как видно из данных табл. 13, плагиоклаз низкой основности ассоциирует с хлоритом и актинолитом.

В метапелитах зон В, В и Г в целом основность плагиоклаза колеблется в интервале № 24—43. Повышенную основность плагиоклаза в метапелитах имеет в парагенезисах $Kв + Пл + Би +$

Парагенезис	Биотит		
	<i>Ng</i>	<i>F</i>	<i>h</i>
<i>Kc</i> + <i>Xл</i> + <i>My</i> + <i>Bi</i> + <i>Pl</i> + <i>Эп</i> + <i>Mт</i>	1,632—1,635	38—50	10
<i>Kc</i> + <i>Xл</i> + <i>My</i> + <i>Bi</i> ± <i>Гр</i> + <i>Корд</i> + <i>Pl</i> + <i>Mт</i>	1,633—1,636	38—41	12
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>My</i> + <i>Bi</i> + <i>Корд</i> + <i>Силл(Анд)</i> + <i>Mт</i>	1,635—1,649	40—53	27
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Корд</i> + <i>Силл(Анд)</i> + <i>Mт</i>	1,642—1,646	46—50	5
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>My</i> + <i>Корд</i> + <i>Силл(Анд)</i> + <i>Ст</i> + <i>Bi</i>	1,635—1,640	40—45	10
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Корд</i> + <i>Ст</i> + <i>Силл(Анд)</i> + <i>Mт</i>	1,628—1,642	36—46	12
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>My</i> + <i>Bi</i> + <i>Ст</i> + <i>Силл</i> ± <i>Mт</i>	1,631—1,640	36—45	7
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Корд</i> + <i>Ст</i> + <i>Гр</i> + <i>Силл</i> + <i>Mт</i>	1,635—1,636	40—41	3
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Ст</i> + <i>Гр</i> + <i>Силл</i> + <i>Mт</i>	1,632—1,633	37—38	2
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Корд</i> + <i>Гр</i> + <i>Mт</i>	1,640	45	1
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Корд</i> + <i>Гр</i> + <i>Силл</i> + <i>Mт</i>	1,640—1,642	45—46	2
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Гр</i> + <i>Силл</i> + <i>Mт</i>	1,640	45	2
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Гр</i> + <i>Mт</i>	1,630—1,635	36—40	9
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Ро</i> + <i>Кумм</i> + <i>Гр</i> + <i>Mт</i>	1,635—1,640	40—45	3
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Ро</i> + <i>Кумм</i> + <i>Mт</i>	1,631—1,637	37—42	2
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Ро</i> + <i>Ми</i> + <i>Эп</i> — <i>Орт</i> + <i>Mт</i>	1,642—1,670	46—71	6
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Bi</i> + <i>Ро</i> ± <i>Эп</i> + <i>Mт</i> ± <i>Сф</i>	1,632—1,660	37—54	53
<i>Kc</i> + <i>Pl</i> + <i>Ми</i> + <i>Bi</i> — <i>My</i> + <i>Эп</i> — <i>Орт</i> + <i>Mт</i>	1,653—1,665	56—67	10

+ *Mт* и *Kc* + *Pl* + *Bi* + *Гр* + *Mт*. Плагноклаз пониженной основности в метапелитах ассоциирует с силлиманитом и ставролитом. В гранито-гнейсах основность плагноклаза перекрывается с основностью плагноклаза метапелитов.

Наиболее существенные колебания основности плагноклаза характерны для метабазитов. Группируя метабазиты по парагенезисам, можно видеть, что средняя основность плагноклаза повышается в направлении: *Kc* + *Pl* + *Bi* + *Ми* + *Орт?* + *Mт* ($Pl_{ср} = № 25$), *Kc* + *Pl* + *Bi* + *Ро* ± *Эп* + *Mт* ($Pl_{ср} = № 42, 30-77$), *Pl* + *Ро* + *Bi* + *Mт* ($Pl_{ср} = № 45, 30-65$), *Kc* + *Pl* + *Bi* + *Ро* + *Кумм* ± *Гр* + *Mт* ($Pl_{ср} = № 52, 46-60$), *Pl* + *Ро* + *Кл* ($Pl_{ср} = № 77, 59-85$).

Несмотря на широкий интервал колебания основности плагноклаза (№ 0—85), плагноклазы в интервале основности № 10—20 не встречаются (рис. 9). При этом скачок в основности плагноклазов от № 10 до № 20 пространственно приходится на область перехода от хлорит-мусковит-биотитовых сланцев к хлорит-мусковит-биотит-кордиеритовым гнейсам или от актинолитовых сланцев к биотит-роговообманковым сланцам (изограды кордиерита и роговой обманки совпадают).

Химические анализы биогитов (вес. %)

Компоненты	Обр. 3385	Обр. 21	Обр. 409	Обр. 40	Обр. 40а	Обр. 187а	Обр. 361	Обр. 132	Обр. 267	Обр. 289	Обр. 229
SiO ₂	37,90	39,95	38,75	37,60	38,30	38,68	39,40	38,01	36,32	35,48	34,96
TiO ₂	4,10	2,87	3,12	1,41	1,67	1,64	3,32	1,50	1,62	1,73	1,78
Al ₂ O ₃	49,17	17,44	17,00	18,87	17,29	17,35	17,90	16,11	21,86	20,28	19,44
Fe ₂ O ₃	He обн.	0,89	1,87	3,30	5,51	2,76	1,72	3,54	3,87	2,51	2,71
FeO	14,69	13,81	13,51	12,51	11,33	14,24	13,81	21,12	13,32	17,18	16,08
MnO	0,14	0,14	0,20	0,20	0,22	0,09	0,16	0,43	0,19	0,16	0,14
MgO	10,22	10,88	12,36	13,20	12,45	12,30	10,55	8,30	10,00	10,52	11,40
CaO	He обн.	1,03	0,36	He обн.	1,16	0,76	0,48	0,60	He обн.	He обн.	1,40
Na ₂ O	0,45	0,75	0,27	0,49	0,40	0,65	0,36	0,30	0,40	0,30	0,52
K ₂ O	7,85	6,85	7,88	7,48	7,40	7,20	7,65	7,58	7,05	5,47	7,01
P ₂ O ₅	0,32	0,17	0,25	—	—	—	0,06	—	—	—	—
H ₂ O	He обн.	0,10	0,15	0,06	0,06	He обн.	0,10	He обн.	0,10	0,02	0,04
П.п.п.	5,14	5,04	4,21	4,45	3,80	4,73	4,44	3,49	4,74	6,55	4,37
Сумма а	99,98	99,92	99,90	99,57	99,59	100,40	99,65	100,68	99,47	99,82	99,52
N _г	1,640	1,640	1,635	1,635	1,634	1,640	1,640	1,660	—	—	—
Количество ионов в пересчете на 12 (O)											
Si	2,74	2,87	2,81	2,74	2,82	2,80	2,85	2,88	2,64	2,57	2,59
Ti	0,22	0,16	0,17	0,08	0,09	0,09	0,18	0,09	0,09	0,09	0,07
Al	1,64	1,48	1,46	1,62	1,50	1,48	1,54	1,43	1,87	1,73	1,72
Al ^{IV}	1,26	1,13	1,19	1,26	1,18	1,20	1,15	1,12	1,36	1,43	1,41
Al ^{VI}	0,38	0,35	0,27	0,36	0,32	0,28	0,39	0,31	0,51	0,30	0,31
Fe ³⁺	—	0,05	0,11	0,18	0,30	0,15	0,10	0,20	0,21	0,17	0,15
Fe ²⁺	0,89	0,83	0,82	0,76	0,70	0,86	0,84	1,33	0,81	1,04	1,01
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
Mg	1,10	1,17	1,44	1,43	1,36	1,33	1,15	0,94	1,08	1,14	1,27
Ca	—	0,08	0,03	—	0,09	0,06	0,04	0,05	—	—	0,11
Na	0,06	0,10	0,03	0,07	0,06	0,09	0,05	0,05	0,06	0,03	0,08
K	0,74	0,64	0,73	0,69	0,69	0,66	0,72	0,73	0,65	0,51	0,67
(OH)	2,48	2,40	2,03	0,69	1,86	2,28	2,16	1,76	2,30	3,18	2,19

Т а б л и ц а 12 (окончание)

Компоненты	Обр. 3385	Обр. 21	Обр. 409	Обр. 40	Обр. 40а	Обр. 187а	Обр. 361	Обр. 132	Обр. 267	Обр. 289	Обр. 229
Железистость											
<i>F</i>	45,0	43,2	39,5	39,9	42,3	43,1	45,2	62,4	50,8	53,0	50,0
<i>f</i>	44,5	44,5	36,3	34,7	33,8	39,2	42,2	58,8	43,1	47,9	44,5
<p>Примечание. Все химические анализы биогитов выполнены в лаборатории аналитической химии Института геологии и геофизики СО АН СССР. Образцы 21, 40, 40а, 187а, 132, 267, 289, 229 — аналитик Л. А. Непена. Образцы — 409, 21, 361, 3385 — аналитик Е. Н. Жукова.</p>											
П А Р А Г Е Н Е З И Т Ы											
Обр. 3385	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> ₂ + <i>Би</i> + <i>Корб</i> _{30,4} + <i>Апб</i> + <i>Сила</i> ₄ + <i>Мт</i> ? + <i>Мт</i> (среднее течение р. Нижний Ильдугем).										
Обр. 21	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> ₂₉ + <i>Би</i> + <i>Сила</i> ₁ + <i>Гр</i> + <i>Мт</i> (среднее течение р. Теранжик).										
Обр. 409	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> ₂₈ + <i>Би</i> + <i>Ро</i> ₁₀ + <i>Кумм</i> _{42,1} + <i>Г</i> _{783,3} + <i>Мт</i> (среднее течение р. Теранжик).										
Обр. 40	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> ₂₆ + <i>Би</i> + <i>Корб</i> ₃₀ + <i>Ст</i> + <i>Гр</i> _{82,2} + <i>Сила</i> ₄ + <i>Мт</i> (верховье р. Куркурек).										
Обр. 40а	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> ₄₀ + <i>Би</i> + <i>Ро</i> _{42,3} + <i>Мт</i> (верховье р. Куркурек).										
Обр. 187а	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> ₃₈ + <i>Би</i> + <i>Кумм</i> ₄₀ + <i>Ро</i> ₁₀ + <i>Гр</i> _{83,3} + <i>Мт</i> (перевал Кызылташ — Нижний Ильдугем).										
Обр. 132	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> ₃₃ + <i>Би</i> + <i>Ро</i> _{7,7} + <i>Ми</i> + <i>Эп</i> + <i>Орт</i> + <i>Мт</i> (верховье р. Нижний Ильдугем).										
Обр. 361	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> ₃₅ + <i>Би</i> + <i>Корб</i> _{30,7} + <i>Гр</i> _{82,1} + <i>Сила</i> ₄ + <i>Мт</i> (центральная часть Тонгулакского хребта).										
Обр. 267	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> + <i>Би</i> + <i>Сила</i> ₄ + <i>Мт</i> (р. Бугузун, хр. Чихачева).										
Обр. 229	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> + <i>Би</i> + <i>Мт</i> (р. Бугузун, хр. Чихачева).										
Обр. 289	— <i>Ке</i> + <i>Пла</i> + <i>Би</i> + <i>Корб</i> + <i>Мт</i> (р. Бугузун, хр. Чихачева).										
Биогиты В. А. Скуридина											
(<i>К</i> _{0,48} <i>Na</i> _{0,28} <i>Ca</i> _{0,08})	0,84(<i>Мг</i> _{1,14} <i>Fe</i> _{0,76} <i>Mn</i> _{0,02} <i>Fe</i> _{0,2} <i>Al</i> _{0,50}) ₂ 2,71(<i>ОН</i>) ₂ (<i>Al</i> _{1,09} <i>Ti</i> _{0,11} <i>Si</i> _{2,8} <i>O</i> ₁₀) ₂ ·0,02 <i>H</i> ₂ <i>O</i> ;										
(<i>К</i> _{0,46} <i>Na</i> _{0,24} <i>Ca</i> _{0,05})	0,75(<i>Мг</i> _{1,31} <i>Fe</i> _{0,35} <i>Mn</i> _{0,03} <i>Fe</i> _{0,16} <i>Al</i> _{0,47}) 2,82(<i>ОН</i>) ₂ (<i>Al</i> _{1,07} <i>Ti</i> _{0,13} <i>Si</i> _{2,8} <i>O</i> ₁₀) _{0,22} <i>H</i> ₂ <i>O</i> ;										
(<i>К</i> _{0,48} <i>Na</i> _{0,28} <i>Ca</i> _{0,05})	0,81(<i>Мг</i> _{1,26} <i>Fe</i> _{0,8} <i>Mn</i> _{0,03} <i>Fe</i> _{0,18} <i>Al</i> _{0,43}) ₂ 6,1(<i>ОН</i>) ₂ (<i>Al</i> _{1,07} <i>Ti</i> _{0,13} <i>Si</i> _{2,8} <i>O</i> ₁₀) _{0,13} <i>H</i> ₂ <i>O</i> .										
Биогиты Л. А. Михалевой (хр. Чихачева)											
(<i>К</i> _{0,62} <i>Na</i> _{0,14})	0,76(<i>Мг</i> _{1,11} <i>Fe</i> _{0,57} <i>Mn</i> _{0,01} <i>Fe</i> _{0,4} <i>Al</i> _{0,50}) ₂ 0,63(<i>ОН</i>) ₂ (<i>Al</i> _{1,38} <i>Ti</i> _{0,11} <i>Si</i> _{2,62} <i>O</i> ₁₀) ₂ Парангенис: <i>Ке</i> + <i>Пла</i> + <i>Би</i> + <i>Ап</i> ₄ + <i>Ст</i> + <i>Сила</i> .										
(<i>К</i> _{0,63} <i>Ca</i> _{0,03} <i>Na</i> _{0,04})	0,70(<i>Мг</i> _{1,03} <i>Fe</i> _{0,57} <i>Mn</i> _{0,02} <i>Fe</i> _{0,18} <i>Al</i> _{0,47}) ₂ 2,27(<i>ОН</i>) ₂ (<i>Al</i> _{1,46} <i>Ti</i> _{0,05} <i>Si</i> _{2,54} <i>O</i> ₁₀) ₂ Парангенис: <i>Ке</i> + <i>Пла</i> + <i>Би</i> + <i>Сила</i> .										

Таблица 13

Парагенезис	Плагиоклаз		
	$N - N$	$N_{\text{ср}}$	h
$Kв + Пл + Хл + Му + Би + Эн + Мт$	0—5	3	10
$Kв + Хл + Пл + Акт + Эн + Ка$	0—10	7	7
$Kв + Пл + Хл + Му + Би + Корд$	21—30	25	4
$Kв + Пл + Ми + Би + Ро + Эн(Орт)$	23—31	27	6
$Kв + Пл + Би + Ми + Орт(Эн)$	20—32	27	10
$Kв + Пл + Му + Би + Ст + Силл + Мт$	24—36	28	8
$Kв + Пл + Му + Би + Силл + Корд + Мт$	22—38	29	15
$Kв + Пл + Му + Би + Корд + Силл + Ст + Мт$	27—36	30	5
$Kв + Пл + Би + Ст + Гр + Силл + Мт$	30	30	1
$Kв + Пл + Би + Гр + Корд + Мт$	30	30	1
$Kв + Пл + Би \pm Му + Корд + Анд + Силл + Мт$	24—42	31	19
$Kв + Пл + Би + Ст + Силл + Мт$	28—36	32	2
$Kв + Пл + Би + Гр + Корд + Силл + Мт$	28—35	32	2
$Kв + Пл + Му + Би + Корд + Силл (Анд) + Ст$	28—38	33	2
$Kв + Пл + Би + Гр + Силл + Мт$	28—42	33	4
$Kв + Пл + Би + Корд + Анд + Силл + Ст + Мт$	29—38	33	4
$Kв + Пл + Би + Му + Силл + Мт$	29—40	34	8
$Kв + Пл + Би + Мт$	30—43	34	8
$Kв + Пл + Би + Гр + Мт$	37—39	38	4
$Kв + Пл + Би + Ро \pm Эн + Мт$	42—77	42	39
$Пл + Ро + Би + Мт$	30—65	45	9
$Kв + Пл + Би + Ро + Кузм \pm Гр + Мт$	46—60	52	5
$Пл + Ро + Кл$	59—85	77	2

На переходную область от зоны *A* к зоне *B* приходится пятнистые плагиоклазы из кварц-полевошпатовых сланцев ($Kв + Пл + Ми + Би + Эн - Орт?$). Породы состоят из кварца, плагиоклаза, достигающего размеров 1—1,5 см, микроклина и биотита. Под микроскопом в проходящем свете зерна плагиоклаза однородные. В скрещенных николях минерал обнаруживает неоднородное пятнистое погасание. Одна часть пятен имеет одну оптическую ориентировку, т. е. погасает одновременно, другая — иную, но опять-таки с одновременным погасанием пятен. Переходы между пятнами резкие. Замеры на столике Федорова показывают, что одни пятна отвечают альбиту (№ 3—10), другие — олигоклазу (№ 20—28). При этом пятна, сложенные олигоклазом, однородные, в то время как пятна чистого плагиоклаза слабо зональные. Внутренняя зона сложена чистым альбитом, внешняя — альбитом до № 8—10 (табл. 14).

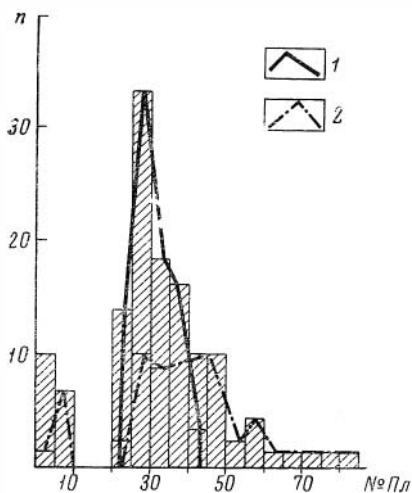


Рис. 9. Основность плагиоклаза в метаморфических породах Тонгулакского хребта

1 — метапелиты;
2 — мегабазиты;
n — число случаев

Результаты определения основности плагиоклазов Федоровским методом контролировались определениями по показателям преломления (табл. 14). Поскольку плагиоклазы по составу неоднородные, определялись методом фокального экранирования (Черкасов, 1957 г.) больший и меньший показатели преломления. При этом принималось, что больший показатель преломления соответствует N_{g_1} плагиоклаза повышенной основности, меньший — N_{p_2} кислого плагиоклаза. Определения основности плагиоклаза по по-

Таблица 14

№ обр.	Плагиоклаз 1			Плагиоклаз 2		
	на столике Федорова	иммерсионный метод		на столике Федорова	иммерсионный метод	
		N	N_{g_1}		N	N_{p_2}
2-В	28	1,550	28	3	1,527	3
3	26	1,548	25	8	1,526	0
3-а	25	1,550	28	4	1,525	0
3-б	27			8		
3-в	24	1,550	28	8	1,525	0
48-а	20	1,550	28	8	1,528	3
436-б	25			10		
436-в	15 — плагиоклаз однородный					
6	12 — в роговообманковом прослое и № 19—12 — зональный плагиоклаз (зональность прямая) в кварц-полевошпатовом прослое					

казателям преломления производилось по диаграмме В. Б. Татарского (1956). Расхождения в определении основности плагиоклаза Федоровским и иммерсионным методами характерны для пятен, сложенных кислым плагиоклазом. Эти расхождения обусловлены неоднородностью состава (зональностью) кислых пятен. Плагиоклазы, представленные в табл. 14, изучены из одного разреза и расположены сверху вниз в порядке их относительного положения: каждый последующий анализ расположен ближе к изограде силлиманита. Общий интервал, где изучены плагиоклазы, составляет 250—300 м. Пробы отбирались равномерно через 25—30 м.

В одном из образцов того же разреза (обр. 6) встречены два плагиоклаза, отличающиеся основностью. В шлифе порода представлена двумя прослоями различного состава. Одна часть шлифа сложена парагенезисом $Kv + Pl + Bi + Po$. Плагиоклаз в этом прослое представлен № 12. В другой части шлифа порода сложена парагенезисом $Kv + Pl + Bi$. Плагиоклаз в этом парагенезисе зональный: внутренняя зона № 19, внешняя № 12. Переход между внутренней и внешней зонами резкий. Основность плагиоклаза внешней зоны из парагенезиса $Kv + Pl + Bi$ отвечает основности плагиоклаза парагенезиса $Kv + Pl + Bi + Po$.

Другой особенностью плагиоклазов Тонгулакского хребта является широкое развитие зональных плагиоклазов. Плагиоклазы одинаково распространены как с прямой, так и с обратной зональностью. Плагиоклазы с прямой зональностью распространены в куммингтонит-роговообманковых и клиноцонзит-роговообманковых сланцах, плагиоклазы — с обратной в метапелитах и гранито-гнейсах, плагиоклазы с прямой и обратной — в биотит-роговообманковых сланцах.

Соотношения между внутренней и внешней зонами разнообразные: от существенно однородного зерна с тонкой каймой кислого или основного плагиоклаза до однородного зерна, где внутренняя зона проявляется только в виде небольших ядер. Как правило, внешняя кайма повторяет ксенобластовые ограничения ядра. Переходы между внутренней и внешней зонами постепенные, плавные и исключительно редко резкие.

Следует заметить, что для плагиоклаза с прямой зональностью типичны порфириобласты (до 0,5—1 см), в то время как плагиоклазы с обратной зональностью встречаются в породах с однородной мелкой или среднезернистой структурой.

Преобладающая часть плагиоклазов sdвойникова. Двойники простые и полисинтетические. Наиболее часто встречаются плагиоклазы sdвойникованные по альбит-эстерельскому (27%), периклиновому (21%), карлсбадскому (20%) и альбитовому (16%) законам, значительно реже по манебахскому (10%), альбит-карлсбадскому (5%) и очень редко по бавенскому законам (1%).

ПРОЧИЕ МИНЕРАЛЫ

Ставролит. Парагенетические ассоциации с участием ставролита были приведены при описании кордиерита, граната и биотита.

Ставролит наблюдается в форме короткопризматических кристаллов, часто с крестообразными двойниками. В шлифах желтый, золотисто-желтый. Плеохроизм: N_g — желтый, N_p — золотисто-желтый, $2 V = 83-86^\circ$.

Ставролит контактирует с силлиманитом, гранатом и кордиеритом. С последним дает реакционные взаимоотношения. Кордиерит замещает ставролит по периферии зерна либо в форме «секущих» жилок.

Андалузит встречается серой и розовой пятнистой окраски. Преобладающим распространением пользуется серый андалузит. В шлифах наблюдается в виде широкотаблитчатых призматических кристаллов. Удлинение отрицательное, $2 V = 87^\circ$, $N_g = 1,636$, $N_p = 1,628$.

Силлиманит представлен фибролитом. Индивидуальные призматические кристаллы редки. Агрегаты фибролита приурочены в основном к биотиту, кордиериту и реже к плагиноклазу.

Из соединения Al_3SiO_5 в метаморфических породах Тонгулакского хребта встречены только андалузит и силлиманит. Правда, в ряде шлифов наблюдались зерна ромбических сечений с низкими цветами интерференции (до серых) и косым погасанием. Внешне минерал напоминает дистен. Ориентировка минерала на столике Федорова показывает, что сечения ориентированы в плоскости $N_m - N_p$. Замеры показателей преломления в этом сечении дали $N_m \approx N_p = 1,660$. Большой показатель преломления других зерен равен 1,682. По оптическим константам минерал отвечает силлиманиту.

Мусковит встречается с хлоритом, кордиеритом и многими другими минералами. В шлифах наблюдается в виде идиоморфных пластинок, часто включен в кордиерит. Иногда встречается в сростании с андалузитом, а в зоне Γ по мусковиту развивается силлиманит. Минерал бесцветный, $N_m = 1,600-1,605$.

Хлорит участвует во многих парагенетических ассоциациях (табл. 15).

Минералы группы эпидота. Среди этой группы встречены маложелезистый эпидот-клиноцоизит, эпидот и редкоземельный эпидот (ортит?). Последний определяется по темным изотропным каймам вокруг крупных призматических кристаллов.

Клиноцоизит ассоциирует с маложелезистой роговой обманкой, но без кварца. Под микроскопом минерал диагностируется по низким пятнистым цветам интерференции серого, желтого или зеленовато-желтого цветов первого порядка. Двупреломление низкое, угасание косое, $N_g = 1,725$, $N_p = 1,718$, $2 V = 80^\circ$.

Колебания железистости хлорита

Т а б л и ц а 15

Парагенезис	Хлорит		
	<i>Ng</i>	<i>F</i>	λ
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Хл</i> + <i>Му</i> + <i>Бу</i> + <i>Эн</i> + <i>Мт</i>	1,611—1,618	35—41	11
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Хл</i> + <i>Му</i> + <i>Бу</i> + <i>Корд</i>	1,613—1,616	35—38	7
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Хл</i> + <i>Му</i> + <i>Бу</i> + <i>Корд</i> + <i>Гр</i> + <i>Мт</i>	1,614—1,615	36—37	2
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Хл</i> + <i>Му</i> + <i>Бу</i> + <i>Гр</i> + <i>Мт</i>	1,614—1,615	36—37	2
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Хл</i> + <i>Ка</i> + <i>Эн</i>	1,605	29	1
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Хл</i> + <i>Акт</i> + <i>Ка</i> + <i>Эн</i>	1,604—1,606	28—30	2

Т а б л и ц а 16

Парагенезис	Эпидот			
	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	<i>V^c</i>
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Бу</i> + <i>Му</i> + <i>Эн(Орт?)</i>				—70
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Му</i> + <i>Бу</i> + <i>Му</i> + <i>Орт?</i>				—80
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Му</i> + <i>Бу</i> + <i>Му</i> + <i>Орт?</i>				—84
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Бу</i> + <i>Му</i> + <i>Эн(Орт?)</i>				—76
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Бу</i> + <i>Ро</i> + <i>Эн</i>				—77
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Бу</i> + <i>Ро</i> + <i>Эн</i>	1,723		1,717	—85
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Бу</i> + <i>Му</i> + <i>Эн(Орт?)</i>		1,738	1,747	—78
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Бу</i> + <i>Ро</i> + <i>Му</i> + <i>Эн(Орт?)</i>				—79
<i>Кс</i> + <i>Хл</i> + <i>Эн</i> + <i>Акт</i> + <i>Пл</i> + <i>Ка</i>	1,759		1,728	—76
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Хл</i> + <i>Эн</i>	1,769		1,732	
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Хл</i> + <i>Акт</i> + <i>Эн</i>	1,762			—76
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Хл</i> + <i>Ка</i> + <i>Эн</i>	1,760			—78
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Му</i> + <i>Бу</i> + <i>Эн(Орт?)</i>				—78
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Му</i> + <i>Бу</i> + <i>Эн(Орт?)</i>	1,745			
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Бу</i> + <i>Му</i> + <i>Эн(Орт?)</i> + <i>Ро</i>		1,750		
<i>Кс</i> + <i>Пл</i> + <i>Бу</i> + <i>Ро</i> + <i>Му</i> + <i>Эн(Орт?)</i>				—80

Распространенным минералом среди этой группы является эпидот. В образце минерал зеленый, светло-зеленый, в шлифе бесцветный с высокими цветами интерференции. Показатели преломления и углы $2V$ эпидотов (и ортитов) из различных парагенезисов приведены в табл. 16.

Эпидоты с повышенными показателями преломления характерны в парагенезисе с актинолитом и хлоритом. В парагенезисе с маложелезистыми роговыми обманками и с плагноклазом повышенной основности ассоциирует клиноцоизит.

ПЕТРОГРАФИЯ

Петрографический состав метаморфических пород Тонгулакского хребта характеризуется широким разнообразием, которое определяется прежде всего исходными составами (метапелиты, метабазиты), прогрессивным метаморфизмом и в меньшей мере наложением метасоматических процессов.

Прежде чем переходить к описанию, следует кратко остановиться на петрографических терминах, которые будут использоваться в данной работе. Термин «сланец» применяется к породам, в минералогическом составе которых не участвуют богатые глиноземом минералы (андалузит, силлиманит, кордиерит и ставролит) независимо от их текстурно-структурных особенностей и условий геологического нахождения. К породам, содержащим один или несколько из названных минералов, применяется термин «гнейс». Термин «гранито-гнейс» используется при описании пород, состоящих из кварца, микроклина, плагиоклаза и биотита и внешне напоминающих граниты. Наряду с гранито-гнейсами выделяются и плагиогранито-гнейсы. Они состоят из кварца, плагиоклаза, биотита, иногда содержат кордиерит и силлиманит. От типичных гранито-гнейсов плагиогранито-гнейсы отличаются минералогическим составом, от гнейсов — меньшим содержанием биотита.

В зависимости от исходного состава среди метаморфических пород Тонгулакского хребта можно выделить три группы пород: 1) метапелиты, 2) метабазиты, 3) гранито-гнейсы и кварц-полевошпатовые сланцы. Кварц-полевошпатовые сланцы отнесены к группе гранито-гнейсов по идентичности их минералогического состава. Как те, так и другие содержат кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит и редкоземельный эпидот (ортит?).

МЕТАПЕЛИТЫ

К группе метапелитов относятся породы, в составе которых при постоянном присутствии кварца, плагиоклаза и биотита встречаются мусковит, кордиерит, андалузит, силлиманит, ставролит, гранат, а в кварц-хлорит-мусковит-биотитовых сланцах (зона А) содержится и эпидот.

Исходя из минералогического состава, который определяется условиями метаморфизма, среди метапелитов выделяются: 1) кварц-хлорит-мусковит-биотитовые сланцы (зона А); 2) кварц-хлорит-мусковит-биотит-гранат-кордиеритовые гнейсо-сланцы (зона В), 3) кварц-андалузит (силлиманит)-мусковит-биотит-кордиеритовые гнейсы (зоны В, В и Г); 4) кварц-силлиманит-ставролит-кордиеритовые гнейсы (зона В); 5) кварц-силлиманит-ставролит-гранат-кордиеритовые гнейсы (зона В); 6) кварц-силлиманит-гранат-кордиеритовые гнейсы (зона Г). Помимо различий, при выделении которых мы руководствовались их положением в прогрессивной зональности, можно выделить сланцы: 7) кварц-мусковит-биотитовые; 8) кварц-гранат-биотитовые; 9) кварц-биотитовые.

Основанием для выделения последних петрографических разновидностей послужило их закономерное положение в геологических разрезах. Так, кварц-мусковит-биотитовые сланцы залегают на контакте гранито-гнейсов и силлиманитсодержащих гнейсов. Кварц-биотитовые и кварц-гранат-биотитовые сланцы тяготеют к метабазитам и занимают переходное положение между силлиманитсодержащими гнейсами и биотит-роговообманковыми сланцами и т. д.

1. Кварц - хлорит - мусковит - биотитовые (сокращенно хлоритовые) сланцы ($Kc + Pl_{0-5} + X_{36-41} + Mu + Bu_{36-50} \pm En + Mr$) являются наиболее низкотемпературными (зона А). Они широко распространены на северо-востоке исследуемого района.

Породы мелко-среднезернистой структуры, полосчатые. Полосчатость обусловлена переслаиванием существенно кварц-плагноклазовых слоев с зеленовато-серыми, темно-серыми кварц-хлорит-мусковит-биотитовыми «слоями». Мощность тех и других прослоев составляет 0,5—1 см.

Кварц и плагноклаз в сумме составляют 30—35%. Плагноклаз (альбит № 0—5) свежий, сдвойникован по альбитовому закону.

Хлорит (5—10%) образует листочки размером 2—3 мм, ориентированные удлинением согласно полосчатости. Минерал окрашен и плеохроирует: Ng — желтовато-зеленый, Np — светло-зеленый до бесцветного. Удлинение отрицательное, $Nm = 1,611—1,618$, что отвечает железистости 35—41%. Хлорит пониженной железистости тяготеет к изограде кордиерита.

Мусковит составляет 5—15%, бесцветный, размер чешуек 3—5 мм. Наблюдается в контакте с хлоритом, биотитом без видимых реакционных взаимоотношений.

Преобладающим минералом в породах является биотит (25—30%). Биотит коричневый, желтовато-коричневый. Плеохроизм: Ng — коричневый, Np — светло-коричневый до желтого, $Nm = 1,630—1,645$, $F = 36—49\%$. Биотит пониженной железистости ассоциирует с бледно-желтым хлоритом.

Эпидот составляет 2—5%. Судя по высокому двупреломлению, эпидот обогащен пистацитовым компонентом.

Помимо основных породообразующих минералов отмечаются магнетит, турмалин, апатит.

2. Кварц - хлорит - мусковит \pm гранат - биотит - кордиеритовые (сокращенно биотит-кордиеритовые гнейсы) гнейсо-сланцы ($Kv + Pl_{21-30} + Xl_{35-37} + Mu + Bi_{38-50} + Gr_{78-80} + Kord_{17-20} + Mr$), в пространстве сменяют хлоритовые сланцы. Хлорит в биотит-кордиеритовых гнейсах наблюдается преимущественно в зоне перехода от хлоритовых сланцев к биотит-кордиеритовым гнейсам.

Появление кордиерита в породах при движении от хлоритовых сланцев к биотит-кордиеритовым гнейсам сопровождается развитием типичных узловатых текстур. На фоне общей среднезернистой основной массы, состоящей из кварца, плагиоклаза, мусковита и биотита появляются крупные порфиробласты (5—10 мм) кордиерита. Особенно хорошо кордиерит проявляется в обнажении на выветрелой поверхности по крупным «галечкоподобным» выделениям округлой и линзовидной формы. Внешне выделения серого, темно-серого цвета без видимых кристаллографических ограничений.

Под микроскопом кордиерит узнается по лимонно-желтым плеохроирующим оболочкам вокруг мельчайших включений циркона. Характерно, что впервые появляющийся кордиерит, как бы цементирует основную массу, состоящую из мусковита, хлорита, биотита и магнетита. С повышением степени метаморфизма порфиробласты разрастаются, достигая в зонах *B* и *Г* 2—3 см, и очищаются от посторонних включений. Кордиерит зоны *B* («низкотемпературный») отличается от кордиерита зон *B* и *Г* («высокотемпературный»), помимо размеров порфиробласт, окраской и показателями преломления. В окраске низкотемпературных кордиеритов характерны серые, темно-серые цвета и пониженные показатели преломления ($N_g = 1,546$, $N_p = 1,537$). Высокотемпературные кордиериты окрашены в голубой, синий и фиолетовый цвета. Показатели преломления высокотемпературного кордиерита: $N_g = 1,549-1,554$, $N_p = 1,540-1,546$.

Пределы распространения серого кордиерита ограничиваются, примерно, изоградой силлиманита. Два кордиерита, отличающиеся окраской, встречены в некоторых образцах. Помимо окраски, кордиериты отличаются и оптическими данными. Один из них по окраске и показателям преломления отвечает низкотемпературному кордиериту, другой — высокотемпературному. Образцы с двумя кордиеритами встречены в низкотемпературной части зоны *B*.

Гранат ($N = 1,794-1,795$) встречается в метапелитах зоны *B* очень редко — одно-два зерна на шлиф. В некоторых образцах он обнаружен только в протолочках. Размер зерен 1—2 мм.

Биотит ($Nm = 1,635-1,640$) аналогичен по формам выделения и показателям преломления биотиту хлоритовых сланцев. Плеохроизм: Ng — коричневый; Np — желтовато-коричневый.

Хлорит отмечается совместно с кордиеритом в переходной зоне между хлоритовыми сланцами и биотит-кордиеритовыми гнейсами. Согласно оптическим константам ($Nm = 1,613-1,615$) его железистость равна 35—37% и отвечает железистости хлорита хлоритовых сланцев вблизи изограды кордиерита.

Мусковит бесцветный ($Nm = 1,600-1,605$). Размер чешуек 3—5 мм в низкотемпературной части зоны *B* и достигает размеров 1—1,5 см в кордиерит-биотитовых гнейсах зон *B* и *Г*.

Плагиоклаз (20—25%) по составу отвечает № 21—30, свежий, сдвойникован, двойники полисинтетические.

Эпидот в биотит-кордиеритовых гнейсах не встречен.

Из рудных и аксессуарных минералов отмечаются магнетит, циркон, апатит, турмалин.

3. Кварц - андалузит (силлиманит) - мусковит - биотит-кордиеритовые (сокращенно андалузитовые) гнейсы ($Kv + Pl_{23-36} + Mu + Bu_{35-53} + And + Силл + Корд_{22-46} + Мг$) — породы мелкосреднезернистой структуры, полосчатые, гнейсовидные. Гнейсы, содержащие андалузит, ограничены в своем распространении зоной *B*. Породы, содержащие андалузит и силлиманит, распространены в области перехода от зоны *B* к зоне *B*. Силлиманитсодержащие гнейсы характерны для зоны *B* и зоны *Г*.

Андалузитовые гнейсы, за исключением отсутствия хлорита, который не встречается совместно с андалузитом, не отличимы от кордиерит-биотитовых гнейсов. Породы серого, темно-серого цвета, однородной или полосчатой текстуры при отсутствии кордиерита и узловой текстуры для кордиеритсодержащих разновидностей.

Андалузит (5—10%) встречается в виде бесцветных, реже красновато-розовых кристаллов. Удлинение отрицательное, угасание прямое. В некоторых зернах развиты две системы спайности под углом, близким к 90°. Показатели преломления: $Ng = 1,640$; $Np = 1,632$; $2V = 87^\circ$. Плеохроизм окрашенного андалузита: Ng — бледно-розовый; Np — до бесцветного, окраска пятнистая. Андалузит часто дает сростания с мусковитом.

Кордиерит серый, светло-серый. Порфпробласты достигают 2—3 см. Показатели преломления кордиерита в парагенезисе с андалузитом равны: $Ng = 1,548-1,554$; $Np = 1,542-1,544$; с силлиманитом: $Ng = 1,549-1,557$. Показатели преломления кордиеритов повышаются в направлении от зоны *B* к зоне *Г*.

Биотит ($Nm = 1,635-1,649$) в шлифе коричневый, светло-коричневый. Nm биотита повышается с повышением степени метаморфизма.

Мусковит ($Nm = 1,600-1,603$) образует пидиоморфные пластинки до 1,5—2,0 см, часто включен в кордиерит. Обратных взаимоотношений, т. е. включений кордиерита в мусковите не наблю-

дается. В гнейсах зоны *Г* (в парагенезисе с силлиманитом) по мусковиту часто развиваются иглы силлиманита с выделением кварца.

Плагноклаз (№ 22—38) sdвойникован, двойники полисинтетические. Повышенная основность плагноклаза характерна в парагенезисе с андалузитом.

Из рудных и аксессуарных минералов встречаются магнетит, циркон, турмалин.

4. К в а р ц-с и л л и м а н и т-с т а в р о л и т-к о р д и е р и т о в ы е (сокращенно ставролит-кордиеритовые) гнейсы ($Kв + Пл_{27-36} + Би_{40-45} \pm Му + Ст + Корд_{27-32} + Силл \pm Анд + Мт$) распространены только в пределах зоны *В*.

Преимущественно распространены ставролит-силлиманитовые гнейсы на западных склонах Тонгулакского хребта в верховьях рек Кубадру, Теранжик, Куркурек и их водоразделах. Породы имеют крупнозернистую структуру, гнейсовидные, полосчатые. Полосчатость выражена чередованием «прослоев» существенно кварц-плагноклазового состава с «прослоями» кварц-мусковит-биотитового состава.

Кварц и плагноклаз в сумме составляют 35—40%. Плагноклаз по составу отвечает олигоклазу с небольшими пределами колебания основности (№ 24—28). Плагноклаз повышенной основности (№ 28—35) встречается в парагенезисе с андалузитом.

Андалузит по формам выделения и оптическим константам аналогичен андалузиту андалузит-кордиеритовых гнейсов. При совместном нахождении с андалузитом силлиманит замещает андалузит часто с расположением фибр силлиманита вкрест удлинения призм андалузита. Фибролит является преобладающей формой развития силлиманита. Индивидуальные призматические кристаллы редки. Оптические константы силлиманита: $Ng = 1,682$; $Np = 1,660$.

Мусковит ($Nm = 1,600$) образует пдноморфные пластинки размером до 0,5—1 см.

Ставролит составляет 3—8%. Размеры зерен 1—3 мм. Часто наблюдаются крестообразные двойники. В плеифах желтый, золотисто-желтый. Плеохроизм: Ng -желтый, Np -золотисто-желтый; $Ng = 1,755—1,757$; $2V = 83—86^\circ$.

Кордиерит является одним из преобладающих минералов (от 10 до 50%). Порфиробласты достигают 3—4 см в поперечнике. В отличие от низкотемпературных кордиеритов зоны *В*, для кордиерита ставролит-силлиманитовых гнейсов характерны голубые, синие, фиолетовые цвета. Такая окраска сохраняется и для более высокотемпературных кордиеритов зоны *Г*.

Биотит коричневый, желтовато-коричневый, Nm колеблется в незначительных пределах — 1,632—1,635.

5. К в а р ц-с и л л и м а н и т-с т а в р о л и т-г р а н а т-к о р д и е р и т о в ы е гнейсы ($Kв + Пл_{28-35} + Би_{40-41} + Силл + Ст + Гр + Корд_{27} + Мт$) пользуются ограниченным распростране-

шем в зоне перехода от зоны *B* к зоне *Г*. Структура пород крупнозернистая, текстура гнейсовидная.

Кварц и плагиоклаз в сумме составляют 40—45%. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу, олигоклаз-андезину (№ 28—35).

Биотит коричневый, желтовато-коричневый, чешуйки ориентированы удлинением согласно сланцеватости, $Nm = 1,635—1,636$, что отвечает железистости 40—41%. Эти значения совпадают с рассчитанными по данным химических анализов.

Силлиманит, как и в других, ранее описанных, разностях, наблюдается преимущественно в форме фибролита, развиваясь по плагиоклазу, биотиту. В контакте с кордиеритом, ставролитом, гранатом находится без каких-либо реакционных взаимоотношений.

Кордиерит ($Ng = 1,550$) составляет 5—10%. В образце голубовато-синий, синий. В шлифах бесцветный, в толстых пластинках слабо плеохропует в голубых тонах. Из вторичных минералов по кордиериту развиваются хлорит, пинит.

Ставролит (3—5%) образует призматически вытянутые кристаллы (2—3 мм) с крестообразными двойниками. Плеохроизм: Ng — желтый; Np — золотисто-желтый; $2V = 83^\circ$.

Гранат формирует крупные (до 1 см) порфиробласты с равномерным распределением по породе. В образце имеет розовато-коричневую окраску, в шлифе свежий. Показатели преломления повышаются с повышением степени метаморфизма ($N = 1,799—1,803$). С повышением показателей преломления растет содержание граната, хотя и незначительно, от 5 — до 10%.

Помимо основных породообразующих минералов, отмечаются магнетит, турмалин.

6. Кварц-силлиманит-гранат-кордиеритовые гнейсы ($Kv + Pl_{28-35} + Bi_{45-46} + Gr + Силл + Корд_{30-36} + Мг$) распространены только в пределах зоны *Г*. Породы средне-крупнозернистой структуры, гнейсовидные. В обнажениях часто наблюдается переслаивание (мощность «слоев» 5—10 м) кварц-силлиманит-кордиеритовых гнейсов без граната с кварц-кордиеритовыми гнейсами без силлиманита, так что гнейсы с парагенезисом $Kv + Pl + Bi + Силл + Gr + Корд + Мг$ встречаются редко.

Кварц с плагиоклазом (№ 35) составляют 34—40%. Силлиманит (фибролит) приурочивается к плагиоклазу, реже развивается по биотиту. Биотит ($Nm = 1,640—1,642$) свежий, коричнево-желтый, светло-коричневый. Железистость по данным оптики близка железистости, рассчитанной по данным химических анализов и равна 45%.

Гранат (10—15%) в образце розовый. Размер порфиробласт 0,5—1 см. В шлифе свежий с редкими включениями кварца, $N = 1,802—1,803$.

Кордиерит (20—25%) дает порфиробласты размером 1—2 см. Окраска в шлифе голубая, синяя, фиолетовая, в шлифе бесцвет-

ный. Спайность наблюдается редко, двойники не встречены. Оптические константы: $N_g = 1,550-1,552$; $N_p = 1,540-1,541$; $2V = -85 \div +85^\circ$.

Из рудных и аксессуарных минералов встречаются магнетит, титаномагнетит, циркон, турмалин.

7. Кварц-мусковит-биотитовые сланцы ($Kv + Pl_{33-40} + Bu_{47-54} + Mt$) — породы крупно-среднезернистой структуры, гнейсовидные. По внешнему облику они мало чем отличаются от гнейсов.

Область распространения кварц-мусковит-биотитовых сланцев ограничивается контактами гранито-гнейсов ($Kv + Pl + Bu + Mu + Or + Mt$). Со стороны гранито-гнейсов они могут содержать микроклин, со стороны гнейсов — силлиманит. Центральные части кварц-мусковит-биотитовых сланцев представлены парагенезисом $Kv + Pl + Mu + Bu + Mt$. Мощность горизонтов сланцев — расстояние от силлиманитсодержащих гнейсов до гранито-гнейсов — составляет 15—20 м. В контакте с куммингтонитовыми, биотит-роговообманковыми сланцами и амфиболитами кварц-мусковит-биотитовые сланцы не встречаются.

Кварц с плагиоклазом составляют 30—40%. Плагиоклаз двойникован, двойники полисинтетические. Его основность: № 33—40.

Биотит коричневый. Листочки ориентированы по гнейсовидности. Согласно оптики ($Nm = 1,642-1,650$) его железистость равна 47—54% и в целом ниже железистости биотита гранито-гнейсов ($Kv + Pl + Mu + Bu + Mt$).

8. Кварц-гранат-биотитовые сланцы ($Kv + Pl_{30} + Bu_{45} + Корд_{32} + Mt$; $Kv + Pl_{37-39} + Bu_{36-40} + Gr + Mt$) тяготеют к контакту с биотит-роговообманковыми сланцами. В наиболее близком приближении к метабазитам кварц-гранат-биотитовые сланцы представлены парагенезисом $Kv + Pl + Gr + Bu + Mt$.

Кварц-гранат-биотитовые сланцы — породы средне-мелкозернистой структуры, гнейсовидные, полосчатые. Содержание кварца 20—25%. Основность плагиоклаза в кордиеритсодержащих разностях — № 30. В кварц-гранат-биотитовых сланцах, не содержащих кордиерита, плагиоклаз повышенной основности (№ 38—40). Эта наиболее высокая основность плагиоклаза, которая встречается в метапелитах. Иногда плагиоклаз зональный с основной внешней каймой. Биотит коричневый, светло-коричневый, $Nm = 1,630-1,640$. Кордиерит (10—15%) голубой, синий, фиолетовый, $N_g = 1,552$, $F = 32\%$. Гранат образует порфиры области размером 0,3—1 см. В штуфе розовый, малиново-розовый. Показатели преломления стабильны: $N = 1,799-1,800$.

9. Кварц-биотитовые сланцы ($Kv + Pl_{33-43} + Bu + Mt$) породы мелкозернистой структуры, внешне коричневые, серовато-коричневые. Залегают, как правило, в непосредственном контакте с метабазитами.

Кварц с плагиоклазом составляют 40—50%. Плагиоклаз всегда

зональный, зональность обратная. Состав внутренней зоны № 33—40, внешней — до № 48. Основность внешней зоны на 10—15 *N* выше основности плагиоклаза метапелитов, содержащих ставролит, силлиманит.

Заканчивая обзор по метапелитам, отметим, что мы описали петрографические разности, имеющие отношение к прогрессивному изохимическому метаморфизму с максимальным числом сосуществующих минералов. С другой стороны, описаны петрографические разности с минимальным числом сосуществующих минералов. Естественно, можно было выделить петрографические разности с промежуточным числом сосуществующих минералов.

МЕТАБАЗИТЫ

Не менее разнообразны по петрографическому составу и метабазиты, хотя в целом для них характерно меньшее число сосуществующих минералов. По условиям геологического залегания и исходному составу среди них прежде всего можно выделить два типа: метабазиты по эффузивам (типа диабазов) и часть, возможно, по туфам. Их исходный состав устанавливается по сохранению реликтов моноклинного пироксена ($2V = 62^\circ$, $c : Ng = 38^\circ$) и типичных офитовых, габбро-офитовых структур.

По отдельным шлифам можно проследить различные стадии преобразования исходных пород от начального замещения пироксена амфиболом до полного преобразования, где по исходному составу можно судить по призматическим включениям плагиоклаза в амфиболе. Развитие амфибола обычно начинается по краям пироксена. При этом амфибол в непосредственном контакте с пироксеном имеет светло-желтую окраску, интенсивность которой постепенно повышается к периферии, становясь желтовато-зеленой, до темно-зеленой. Плагиоклаз в малоизмененных разностях по составу отвечает № 62, становясь более кислым (№ 35—40) при полном замещении пироксена. Часто плагиоклаз пятнистый, пятнисто-зональный. Реликтовый пироксен и призматический плагиоклаз наблюдались только в породах зоны *B*, т. е. в относительно низкотемпературных условиях. Для метабазитов данного типа характерны однородная структура. Мощность отдельных горизонтов достигает 200 *м* (очень редко), чаще 2—5—30 *м*. Породы выдержанные по мощности и хорошо картируются на местности.

К второму типу метабазитов относятся биотит-роговообманковые сланцы, вероятно, по породам первично осадочного происхождения. Мощность слоев колеблется от микроскопической (1—3 *мм*) до 1—5 *м*. По простиранию породы невыдержанные и в зависимости от мощности могут выклиниваться на различных отрезках.

По минералогическому составу, который определяется условиями метаморфизма и исходным составом, среди метабазитов выде-

лены следующие петрографические разновидности: 10) актинолитовые сланцы (зона А), 11) биотит-роговообманковые сланцы (зоны В, В, Г), 12) микроклин-биотит-роговообманковые сланцы (зоны В, В, Г), 13) куммингтошнитовые сланцы (зоны В, Г), 14) клиноцоизит-роговообманковые сланцы (зона В), 15) роговообманковые сланцы-амфиболиты (зоны В, В, Г).

10. Актинолитовые сланцы ($Pl_{10-10} + Kc + Ak_{T22-30} + X_{L28-30} + Ka + \Delta n + Bu + M\tau$) типичны только для зоны А. Породы монолитные, реже сланцеватые, иногда полосчатые. Цвет зеленый, темно-зеленый до черного.

Кварц составляет 5—8%, размер зерен 0,3—0,5 мм.

Плагиоклаз (№ 0—10) свежий, двойники встречаются редко, двойникование по альбитовому закону. Содержание плагиоклаза 15—20%.

Кальцит составляет 8—10%. Зерна располагаются ориентированно по сланцеватости, реже равномерно распределены по породе.

Эпидот ($Ng = 1,759-1,769$; $Np = 1,728-1,731$) бесцветный, либо слабо окрашен в бледно-зеленый цвет. Его содержание 5—8%.

Актинолит бледно-зеленый, плеохроизм от зеленого, бледно-зеленого по Ng до бесцветного по Np . Облик кристаллов игольчатый реже пластинчатый. Последние формы выделения характерны при замещении пироксена с образованием своеобразных параморфоз. Визуально минерал отличается от актинолита, но по оптическим данным ($2V = 84^\circ$; $Ng = 1,645-1,657$; $Np = 1,623$) соответствует ему.

Одной из характерных особенностей актинолита является его пятнистая или пятнисто-зональная окраска. Внутренняя часть минерала представлена бесцветным или светло-зеленым актинолитом ($2V = +84^\circ$; $c : Ng = 22^\circ$, $Ng = 1,657$; $F = 24\%$), внешняя — спневатозеленым до темно-зеленого амфиболом ($2V = -60^\circ$; $c : Ng = 18^\circ$; $Ng = 1,694$; $F = 63\%$). Переход от светло-зеленого актинолита и окрашенному амфиболу чаще постепенный, плавный с усилением окраски минерала от центра к периферии, но может быть резкий. В случае пластинчатого актинолита окрашенный амфибол развивается неравномерно, пятнами.

Хлорит ($Nm = 1,604-1,606$; $F = 28-29\%$) распространен в подчиненном количестве (3—5%). В шлифе зеленый, зеленоватосиний. В ассоциации с зональными актинолитами и с однородным спневатозеленым амфиболом ассоциирует хлорит повышенной железистости ($F = 50\%$; $Nm = 1,623-1,628$). Биотит наблюдался только с зональным или сине-зеленым актинолитом в контакте с кварцполевошпатовыми сланцами. Его появление одновременное с появлением сине-зеленого амфибола.

11. Биотит-роговообманковые сланцы ($Kc + Pl_{12-77} + Bu_{37-54} + Po_{35-66} \pm \Delta n + M\tau$) являются распространенными среди метабазитов, но особенно широко они развиты в сред-

нем течения р. Куркурек, в среднем и в верхнем течении р. Нижний Ильдугем.

Биотит-роговообманковые сланцы — породы мелко-среднезернистой структуры с хорошо выраженной полосчатостью в первично-«осадочных» разностях и массивной или слабо сланцеватой текстурой в породах первично «изверженного» происхождения.

Кварц составляет 10—15% в парасланцах и резко подчинен в количественном отношении и ортосланцах.

Плагноклаз обнаруживает широкий диапазон колебания основности от № 12 до № 77. Его основность, с одной стороны, повышается с повышением степени метаморфизма, с другой, — в пределах одной и той же зоны может колебаться. Намечается закономерность: в пределах зоны относительно кислые плагиоклазы ассоциируют с железистыми амфиболами, основные — с магнезиальными.

Плагиоклазы в биотит-роговообманковых сланцах зачастую зональные. Зональные плагиоклазы в метабазах встречаются во всех без исключения зонах (*B*, *B*, *Г*) и преимущественно с прямой зональностью, что особенно их отличает от плагиоклазов метапелитов, где в подавляющем большинстве в плагиоклазах развита обратная зональность.

Роговая обманка является одним из ведущих минералов (25—30%). Роговые обманки из «ортосланцев» и «парасланцев» отличаются своим габитусом. Для первых характерны таблитчатые кристаллы иногда до 1—1,5 см на фоне мелкокристаллической основной массы, состоящей из плагиоклаза, биотита и роговой обманки, для вторых — призматически вытянутые кристаллы.

Цвет амфибола находится в прямой зависимости от железистости: от бледно-зеленого при низких показателях преломления ($N_g = 1,660$) до сине-зеленого, темно-зеленого при $N_g = 1,680$.

Биотит пользуется большим распространением в микроклиносодержащих разностях и в меньшем количестве встречается в метабазах без микроклина. Его отношения с роговой обманкой не всегда ясны. В одних случаях они наблюдаются без каких-либо реакционных взаимоотношений, в других — биотит развивается по амфиболу. Последняя форма нахождения пользуется большим распространением. Особенно ярко структуры замещения обнаруживаются в начальные стадии замещения пироксена амфиболом (зона *B*); при замещении плагиоклаза микроклином или при наличии в плагиоклазах прямой зональности.

Железистость биотита колеблется в пределах 37—54% и ниже железистости роговой обманки в области железистых составов ($F > 40\%$). Соотношение их железистости меняется на обратное в области магнезиальных составов ($F < 40\%$). Окраска, плеохроизм биотита повышаются с повышением железистости. При $N_m = 1,635$ плеохроизм по N_g — желтовато-коричневый, по N_p — светло-коричневый. При $N_m = 1,678$ — по N_g — темно-коричневый, по N_p — коричневый.

Эпидот (3—5%) дает таблитчато-вытянутые кристаллы, слабо-зеленоватый или бесцветный, $2V = -78-84^\circ$.

Помимо описанных минералов, постоянно присутствуют магнетит, апатит.

12. Микроклин-биотит-роговообманковые сланцы ($Kv + Pl_{23-30} + Mu + Bu_{54-79} + Po_{89} + En(Ort) + Mr$), породы среднекрупнозернистой структуры, зеленые, темно-зеленые. Область их распространения ограничивается контактами гранито-гнейсов и амфиболитов. Мощность «прослоев» микроклин-роговообманковых сланцев 4—5 м в зоне В и 10—15 м в зоне Г. Их мощность — расстояние вкосте простираания пород от первого появления микроклина до исчезновения роговой обманки, т. е. до контакта с гранито-гнейсами.

Кварц составляет 15—20%, равномерно распределен по породе. Микроклин решетчатый, размер зерен 0,5—1 см, часто образует порфиробласты. В шлифах отчетливо наблюдается его более позднее развитие по плагноклазу.

Плагноклаз (20—30%) по составу отвечает: ядро — до № 72, кайма до № 27. Зональность иногда пятнистая. Внешняя кайма по площади преобладает над ядром.

Роговая обманка ($Ng = 1,686-1,719$) в штуфе темно-зеленая до черной. В шлифах окраска от сине-зеленой для менее железистых разностей до темно-сине-зеленой для крайне железистых разностей.

Биотит ($Nm = 1,642-1,670$; $F = 46-71\%$) в шлифах коричневый, темно-коричневый. Всегда обнаруживает следы более позднего развития по амфиболу, замещая последний с краев или по трещинкам спайности.

Эпидот (ортит?) составляет 1—2%. Размер зерен 2—3 мм, бесцветный, обычно с высокими цветами интерференции. Вокруг крупных кристаллов наблюдаются темные изотропные оторочки, напоминающие продукты метамиктного распада ортита. Вероятно, минерал принадлежит к группе редкоземельных эпидотов.

13. Куммингтонитовые сланцы ($Kv + Pl_{44-60} + Bu_{37-43} + Po_{43-50} + Kumm_{40-42} + Gr_{82-83} + Mr$) пользуются ограниченным распространением и встречены внутри зон В и Г, где переслаиваются с биотитовыми и биотит-роговообманковыми сланцами. Мощность тех и других слоев редко превышает 2—3 м. В контакте с силлиманитовыми, ставролитовыми и кордиеритовыми гнейсами куммингтонитовые сланцы не встречены.

Внешне породы зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, реже до крупнозернистых.

Кварц с плагноклазом составляет 30—35%. Плагноклаз по составу отвечает № 44—60. Плагноклазы в куммингтонитовых сланцах зональные с внешней кислой каймой.

Куммингтонит (5—10%) образует длиннопризматические кристаллы, вытянутые по оси С. В образце коммингтонит бледно-зеле-

новатый, в шлифе бесцветный с хорошо выраженной спайностью и поперечной штриховкой. Железистость куммингтонита, насколько это можно судить по показателям преломления ($Ng = 1,668 - 1,670$), сохраняет стабильность независимо от степени метаморфизма.

Роговая обманка составляет 10—15%. Кристаллы длиннопризматические. Внешне окраска травяно-зеленая. Плеохроизм: Ng — зеленый, Np — бледно-зеленый. Согласно оптике железистость роговой обманки равна 45—49%.

Бiotит (20—25%) образует чешуйки 1—1,5 см. В шлифе коричневый, желтовато-коричневый. Согласно химическим анализам его железистость равна 39—43%.

Гранат (5—8%) образует порфиробласты размером до 0,5—1 см. В образце коричневый, розовато-коричневый. В шлифах свежий, с редкими включениями плагиоклаза. Порфиробласты равномерно распределены по породе.

14. Клиноцоизит - роговообманковые сланцы ($Pl_{63-85} + Pr_{32-35} + Kk + Ka$) встречены среди биотит-роговообманковых сланцев зоны *Б* по рекам Куркурек, Тераджик. Породы мелкокристаллические, серые, зеленовато-серые, полосчатые. Полосчатость представлена чередованием «слоев» (2—3 см) клиноцоизит-роговообманкового состава с «слоями» плагиоклаз-роговообманкового состава. Мощность горизонтов клиноцоизит-роговообманковых сланцев составляет 2—3 м.

Клиноцоизит (20—25%) образует кристаллы изометрического габитуса (0,5 см). В образце зеленый, бутылочно-зеленый. В шлифе обнаруживает низкие цвета интерференции пятнистой окраски от серых первого порядка до желтых, красновато-желтых цветов.

Плагиоклаз (20—25%) отвечает по составу № 65—85, зональный с кислой внешней каймой (№ 40—68). Размер зерен 3—4 мм, зерна изометрического габитуса.

Роговая обманка представлена низкожелезистой разностью ($F = 32 - 35\%$; $Ng = 1,662 - 1,668$). Кристаллы короткопризматические, окрашены в бледно-зеленый цвет. Некоторые зерна зональные, зональность обычно наблюдается вокруг включений кальцита, которые иногда встречаются в роговых обманках. На контакте с кальцитом роговая обманка имеет бледно-зеленую до бесцветной окраску; в удалении от зерна кальцита окраска роговой обманки повышается до зеленой. Кальцит находится в подчиненном количестве (1—2%).

15. Роговообманковые сланцы — амфиболиты ($Pl_{30-65} + Pr_{15-47} + Kk + Mt \pm Cph$) встречаются среди биотит-роговообманковых сланцев зон *Б*, *В*, *Г*. С биотит-роговообманковыми сланцами имеют постепенные переходы, выражающиеся в увеличении содержания биотита от центральных частей тел амфиболитов к периферии. С метапелитами, содержащими силлиманит (андалузит), кордиерит, ставролит, мусковит, не контактируют. В прибли-

жении к метапелитам в роговообманковых сланцах всегда появляется биотит, содержание которого увеличивается при приближении к метапелитам. Не контактируют роговообманковые сланцы и с гранитогнейсами ($Kв + Пл + Ми + Би + Мт$). В контакте с гранито-гнейсами породы содержат микроклин, в удалении биотит без микроклина и, наконец, на расстоянии 15—20 м от гранито-гнейсов возможны роговообманковые сланцы без биотита.

Амфиболиты — породы средне-крупнозернистые, темно-зеленые, массивные, полосчатые.

Основность плагиоклаза в амфиболитах колеблется от № 30 до № 65, плагиоклазы часто зональные с внешней кислой каймой. Железистость роговых обманок составляет 15—47 %.

ГРАНИТО-ГНЕЙСЫ

В группу гранито-гнейсов мы помещаем: 16) плагиогранито-гнейсы, 17) кварц-полевошпатовые сланцы, 18) гранито-гнейсы.

16. Плагиогранито-гнейсы ($Kв + Пл_{25-35} + Би_{35-45} + Корд + Силл + Мт$) — породы средне-крупнозернистой структуры, гнейсовидные. Область их распространения ограничивается высокотемпературной частью зоны *B* и зоной *Г*. С вмещающими их гнейсами плагиогранито-гнейсы имеют постепенные, расплывчатые переходы, выражающиеся в увеличении содержания биотита. Содержание биотита возрастает при переходе от плагиогранито-гнейсов (10—20 %) к гнейсам (20—40 %). Мощность тел плагиогранито-гнейсов варьирует от 1 до 15—20 м и обычно невыдержанная по простиранию. По площади распространения плагиогранито-гнейсы находятся в подчинении к вмещающим их гнейсам (5—15 %).

Помимо кварца, плагиоклаза и биотита, породы могут содержать кордиерит, силлиманит, реже мусковит, т. е. их минералогический состав качественно не отличим от минералогического состава гнейсов.

Основность плагиоклаза (№ = 25—32) и железистость биотита ($F = 35—45$ %) в плагиогранито-гнейсах также близки основности плагиоклаза и железистости биотита силлиманитсодержащих гнейсов.

Плагиогранито-гнейсы, содержащие силлиманит, кордиерит или мусковит, не контактируют непосредственно с метабазами. Плагиогранито-гнейсы в контакте с метабазами представлены парагенезисом ($Kв + Пл + Би + Мт$). Плагиоклаз в таких случаях повышенной основности, нередко с обратной зональностью. Не контактируют кордиерит-силлиманитсодержащие плагиогранито-гнейсы и с типичными гранито-гнейсами ($Kв + Пл + Ми + Би + Опт + Эн + Мт$).

Со стороны плагиогранито-гнейсов породы содержат мусковит и силлиманит, со стороны гранито-гнейсов — микроклин, мусковит.

Взаимоотношения плагиогранито-гнейсов с контактирующими с ними породами совершенно аналогичны, как и в случае гнейсов.

Кварц-полевошпатовые сланцы и гранито-гнейсы ($Kv + Pl + Mu + Bi + Ort + En + Mtr$) в минералогическом отношении совершенно идентичны.

17. Кварц-полевошпатовые сланцы распространены в низкотемпературной части зоны *Б*, по разрезам рек Куркурек, Тераджик.

Породы переслаиваются с актинолитовыми сланцами в нижнем течении р. Куркурек и с микроклин-биотит-роговообманковыми сланцами в среднем течении рек Куркурек и Тераджик. Максимальная мощность отдельных горизонтов достигает 250 м, минимальная 1—2 м.

Внешне породы напоминают порфириобластовые сланцы с крупными (1—2 см) выделениями плагиоклаза и микроклина, т. е. обычные порфириобластовые сланцы метасоматических пород.

Вместе с тем полевые и микроскопические наблюдения показывают, что породы по ряду признаков отличаются от порфириобластовых сланцев. При полевых наблюдениях привлекает внимание четко выраженная в них «ритмичность», т. е. изменение зернистости по разрезу. Мощность отдельных ритмов составляет 5—10—15 см. Каждый ритм (описание с запада на восток) начинается тонкозернистыми однородными породами, на фоне которых, если и наблюдаются редкие «порфириобласты», то в резко подчиненном количестве. В направлении от кровли к подошве «ритма» количество и размеры «порфириобласт» увеличиваются, достигая в подошве «ритма» 1—2 см. Такой порядок ритмичности иногда нарушается с обратным соотношением ритмов.

Наблюдения под микроскопом показывают полное отсутствие кристаллографических ограничений в плагиоклазе и микроклине. Выделения плагиоклаза (микроклина) наблюдаются в виде уплощенных и округлых зерен, обычно не содержащих посторонних включений, за исключением вторичного эпидота и волокнистого мусковита. Вокруг выделений плагиоклаза и микроклина отсутствуют свлеватые структуры, т. е. следы давления растущего минерала на окружающую среду.

Таким образом, ритмичность, отсутствие кристаллографической гранки в плагиоклазе и микроклине и форма самих зерен, а также отсутствие посторонних включений и следов роста, что является обычным при росте порфириобласт в твердой среде (например, посторонние включения в порфириобластах граната, кордиерита и т. д.), дают основание предполагать, что исходным для кварц-полевошпатовых сланцев могли быть осадочные породы, например, типа аркозовых песчаников.

Минералогический состав кварц-полевошпатовых сланцев однороден и представлен кварцем, плагиоклазом, микроклином и биотитом.

Плагиоклаз по составу неоднородный, пятнистый. Часть пятен отвечает альбиту (№ 0—№ 10), другая — олигоклазу (№ 20—28). Пятнистые плагиоклазы описаны в гл. II.

В контактирующих с кварц-полевошпатовыми сланцами актинолитовых сланцах актинолит зональный с бледно-зеленым ядром и густо окрашенной периферией.

18. Гранито-гнейсы ($Kv + Pl_{25-30} + Mu + Bi + Ort + M\tau$) в минералогическом отношении совершенно аналогичны кварц-полевошпатовым сланцам, за исключением отсутствия в них пятнистого плагиоклаза. Гранито-гнейсы распространены в зонах *Б, В, Г*. Характерно, что их распространение не контролируется степенью метаморфизма, как это проявляется для плагиогранито-гнейсов. От плагиогранито-гнейсов гранито-гнейсы отличаются отсутствием в их минералогическом составе высокоглиноземистых минералов (кордиерита, силлиманита и т. д.), наличием микроклина, а также повышенной железистостью биотита. В гранито-гнейсах железистость биотита составляет 55—56%, в плагиогранито-гнейсах — 35—45%.

В геологическом отношении гранито-гнейсы картируются стратиграфическими горизонтами, протяженность которых по простиранию в отдельных случаях достигает 15—20 км с выдержанной мощностью в 500—1000 м.

При этом минералогический состав гранито-гнейсов ($Kv + Pl + Mu + Bi + Ort + M\tau$) выдерживается как по простиранию, так и вкрест простирания. Метапелиты среди гранито-гнейсов не встречаются.

В том случае, когда гранито-гнейсы контактируют с метапелитами, они окружаются оторочкой мусковит-биотитовых сланцев ($Kv + Pl + Bi + Mu + M\tau$). С метабазитами гранито-гнейсы контактируют через кварц-микроклин-роговообманковые сланцы ($Kv + Pl + Bi + Mu + Po + M\tau$).

Внешне породы однородные, порфиробластовые, мелко-среднезернистые, гнейсовидные. Гнейсовидность выражается в ориентированном расположении чешуй биотита согласно гнейсовидности и кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород.

Основность плагиоклаза — № 26—32. В контакте с метабазитами плагиоклаз повышенной основности и с обратной зональностью. Развитие обратной зональности в плагиоклазе сопровождается замещением микроклина плагиоклазом с выделением кварца в форме мирмекитов. Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином, биотит — повышенной железистости (55—65%). Железистость биотита в гранито-гнейсах выше железистости биотитов из гнейсов и плагиогранито-гнейсов, но перекрывается с железистостью биотита из кварц-микроклин-биотит-роговообманковых сланцев.

ПРОГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В ПОРОДАХ
ТОНГУЛАКСКОГО ХРЕБТА

Придерживаясь ранее намеченной схемы изложения материала, в этом разделе мы в первую очередь рассмотрим прогрессивный метаморфизм пелитов, затем попытаемся выявить характерные признаки изменения метабазитов в условиях прогрессивного метаморфизма и в заключение сопоставим метапелиты и метабазиты относительно их положения в прогрессивной зональности.

СХЕМА МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ
В МЕТАПЕЛИТАХ

Зона А

Метапелиты зоны А представлены кварц-хлорит-мусковит-биотитовыми сланцами. Со стороны высоких температур парагенезис зоны ограничен изоградой кордиерита.

Максимальное число сосуществующих минералов в метапелитах зоны А равно семи.

1) $Kv + Pl_{0-5} + Xl_{35-40} + Mu + Bu_{40-50} + Mt \pm En$ (табл. 17).

Здесь и далее анализы в прилагаемых таблицах располагаются сверху вниз в порядке их относительного положения к изоградам. В зоне А каждый последующий анализ расположен ближе к изограде кордиерита, в зоне В — к изограде силлиманита и т. д. Такое расположение анализов получено посредством привязки исследуемых образцов по кратчайшему расстоянию к изоградам, в соответствии с картой фактического материала, группировки их по парагенезисам и расположению в таблицах в соответствующем порядке.

Изучение железистости хлорита и биотита по показателям преломления из парагенезиса I показывает смещение равновесия в сторону магнезиальных составов (табл. 17, анализы сверху вниз) при сохранении $F_{Bu} > F_{Xl}$ (рис. 10) с повышением степени метаморфизма (с приближением к изограде кордиерита). При этом разница в железистости биотита и хлорита составляет 5—10 %.

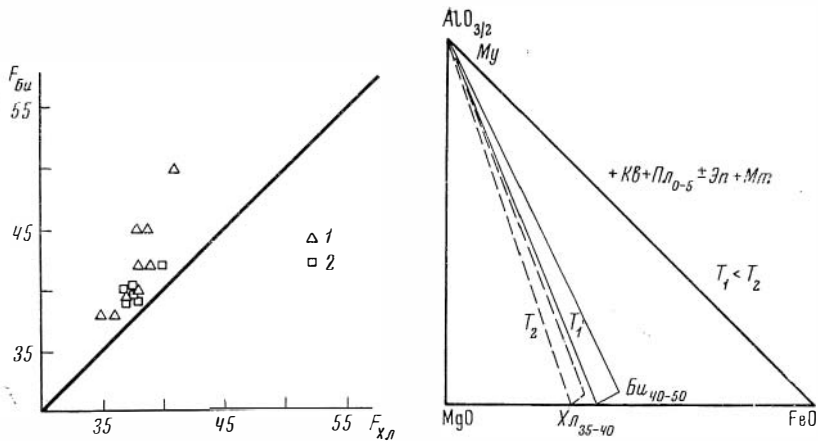


Рис. 10. Соотношение железистости хлорита и биотита по данным оптического изучения

1 — $Kв + Пл + Хл + Му + Би \pm \mathcal{E}n$; 2 — $Kв + Пл + Би + Хл + Му + Корд \pm Гр$

Рис. 11. Парагенезисы метapelитов зоны А

Большая железистость биотита относительно хлорита и понижение их железистости с повышением степени метаморфизма уже отмечалось в литературе (Кориковский, 1967; Кеппежинская, 1968; Green, 1963).

Хлорит минимальной железистости ($F = 35\%$) с сосуществующим биотитом ($F = 40\%$) встречен на границе перехода от зоны А к зоне В, т. е. вблизи изограды кордиерита.

Парагенезисы метapelитов зоны А с избыточным мусковитом показаны на рис. 11 (сплошной линией — T_1 , пунктиром — T_2 ; $T_2 > T_1$).

Зона В

Минеральные парагенезисы, относимые к зоне В, ограничены с внешней стороны изоградой кордиерита, с внутренней — изоградой силлиманита. Метapelиты в зоне представлены кварц-хлорит-мусковит-гранат-биотит-кордиеритовыми, кварц-андалузит-мусковит-биотит-кордиеритовыми гнейсами.

В целом для зоны В характерны следующие ассоциации: 2) $Kв + Хл + Му + Би + Корд$; 3) $Kв + Хл + Му + Би + Гр + Корд$; 4) $Kв + Му + Би + Корд$; 5) $Kв + Му + Би + Анд + Корд$; 6) $Kв + Му + Би + Анд + Силл + Ст + Корд$ (парагенезис распространен на границе зон В и В).

Здесь и далее в равновесиях не рассматриваются плагиоклазы и магнетит. Первый не обнаруживает какой-либо зависимости из-

Парагенетические ассоциации и составы сосуществующих минералов по данным оптического изучения (зона А)

№ обр.	Кс	Пл			Хл		Бу		Му	Эп	Мт
		N	Nm	F	Nm	F					
447	+	3	1,618	41	1,645	50	+	+	+		
300	+	5	1,615	38	1,637	42	+	+	+		
448	+	+	1,615	38	1,640	45	+	+	+		
300б	+	+	1,615	38	1,635	40	+	+	+		
300в	+	+	1,616	39	1,637	42	+	+	+		
302	+	0	1,615	38	1,640	45	+	+	+		
450	+	+	1,613	36	1,632	38	+	+	+		
454	+	0		+	1,632	38	+	+	+		
56	+	5	1,614	37	1,633	39	+	+	+		
59	+	1	1,615	38	+		+	+	+		
63	+	0	1,611	35	1,632	38	+	+	+		
67	+	5	1,612	36	+		+	+	+		
71	+	0	+		+		+	+	+		
73б	+	5	—		1,630	36	+	+	+		

менения основности от степени метаморфизма. В парагенезисах с числом фаз, равным числу компонентов или на единицу меньше числа компонентов, основность плагиоклаза во всем интервале метаморфической зональности (зоны В, В и Г) колеблется в незначительных пределах (№ 22—28). Отсутствие зависимости основности плагиоклаза от степени метаморфизма вполне объяснимо, поскольку плагиоклаз за исключением гранатсодержащих парагенезисов является единственной фазой, содержащей Na и Ca. Конечно, строго подходить следовало бы учитывать содержание Na и Ca в биотите, мусковите и других фазах (особенно в парагенезисах с числом фаз, включая плагиоклаз), равных числу компонентов. В таком случае при фиксированном давлении парагенезис был бы моновариантен, и определенному значению температуры должен отвечать плагиоклаз определенной основности. Судя по высокому содержанию Na и Ca в биотитах, перераспределение этих компонентов между сосуществующими биотитом, мусковитом, плагиоклазом и другими фазами с повышением степени метаморфизма будет, очевидно, незначительным. Во всяком случае степень повышения или понижения основности плагиоклаза в моновариантных парагенезисах будет находиться за пределами точности определения основности плагиоклаза обычными оптическими методами. Учитывая сделанные замечания, плагиоклаз из рассмотре-

ния минеральных равновесий в метапелитах мы исключаем, отно-ся его к индифферентной фазе.

Магнетит содержится во всех без исключения ассоциациях так что трехвалентное железо и магнетит в целях упрощения не рассматриваются.

Пренебрегая содержанием марганца и титана, можно ограни-читься анализом равновесий в пятикомпонентной системе: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O .

Для расчета реакций моновариантных равновесий приняты следующие эмпирические формулы минералов и их молекулярные объемы, рассчитанные по плотности.

Хлорит — $(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,4}\text{Al}_3\text{Si}_{2,6}\text{O}_{10}\text{OH}_8$ — состав, близкий к сред-нему из 11 хлоритов из метапелитов (Кебезинская, 1968).

Биотит — $(\text{Mg}, \text{Fe})_{2,3}\text{Al}_{1,6}\text{Si}_{2,9}\text{O}_{10}\text{OH}_2$ — состав, близкий к сред-нему из четырех проанализированных нами биотитов из метапелит-ов ($V_{\text{Би}_{45}} = 148,77 \text{ см}^3$, $V_{\text{Би}_{40}} = 144,22 \text{ см}^3$). Удельные объемы рассчитаны через удельные веса биотитов близких составов (Дир и др., 1965).

Ставролит — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_9\text{Si}_4\text{O}_{23}(\text{OH})_{1,64}$ — по Юуринену (Juurinen, 1956), с учетом среднего содержания воды из 10 природных ставролитов (Дир и др., 1965; Кориковский, 1967; Hounslow, Moore, 1967), $V_{\text{Ст}_{80}} = 224,84 \text{ см}^3$.

Кордиерит — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}\text{O},77\text{H}_2\text{O}$. Для кордиерита пока-зано среднее содержание воды из четырех анализов (табл. 9) в пер-счете на молекулярную воду. Удельный объем кордиерита ($V_{\text{Кор}_{30}} = 237 \text{ см}^3$) выведен через плотность, рассчитанную по формуле: $\rho = nM/NV$, где ρ — плотность, n — число молекул в элементарной ячейке, M — молекулярный вес, V — объем элемен-тарной ячейки, N — число Авогадро.

Для граната ($V_{\text{Гр}_{43}} = 114,5 \text{ см}^3$, $V_{\text{Гр}_{35}} = 114,625 \text{ см}^3$), силлима-нита и мусковита приняты их обычные стехиометрические форму-лы, а их удельные объемы и объем кварца по известным значени-ям (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961).

По правилу фаз $n = K + 2 - \Phi$ парагенезис $\text{Кв} + \text{Хл} + \text{Му} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Корд}$ моновариантный, парагенезисы $\text{Кв} + \text{Хл} + \text{Му} + \text{Би} + \text{Корд}$ и $\text{Кв} + \text{Му} + \text{Би} + \text{Корд} + \text{Анд}$ дивариантны. Как уже отмечалось, железистость хлорита и биотита в парагене-зисе $\text{Кв} + \text{Хл} + \text{Му} + \text{Би}$ понижается с повышением степени метаморфизма и достигает предельных значений $F_{\text{Хл}} = 35\%$ ($Nm = 1,611-1,612$), $F_{\text{Би}} = 38-40\%$ ($Nm = 1,633-1,635$) на грани-це зон А и Б. Железистость хлорита в парагенезисах $\text{Кв} + \text{Хл} + \text{Му} + \text{Би} + \text{Корд} + \text{Гр}$ (табл. 18) и $\text{Кв} + \text{Хл} + \text{Му} + \text{Би} + \text{Корд}$ составляет $35-36\%$ ($Nm = 1,611-1,612$), биотита — $39-41\%$ ($Nm = 1,634-1,636$), кордиерита — $18-22\%$ ($Ng = 1,545-1,548$), граната — $78-80\%$ ($N = 1,794-1,795$). Железистость гра-ната получена по диаграмме оптика — состав для гранатов зеле-носланцевой и амфиболитовой фаций (Кориковский, 1967). По-

Парагенетические ассоциации метapelитов зоны *Б*

№ обр.	<i>Кв</i>	<i>Пл</i>	<i>Корд</i>			<i>Би</i>		<i>Хл</i>		<i>Гр</i>	<i>Анд</i>	<i>Му</i>	<i>Мт</i>
		<i>N</i>	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	<i>F</i>	<i>Nm</i>	<i>F</i>	<i>Nm</i>	<i>F</i>	<i>N</i>			
304	+	+	1,548	1,540	20	1,635	40	1,614	37	—	—	+	+
305	+	+	1,546	1,537	18	1,635	40	1,614	37	—	—	+	+
365	+	21	1,545	1,538	17	1,633	38	+		—	—	+	+
96	+	+	1,545	1,532	17	1,635	40	1,612	36	1,794	—	+	+
98	+	+	1,546		18	1,634	39	1,612	36	—	—	+	+
98a	+	+	+			1,635	40	1,612	36	+	—	+	+
101	+		1,548		20	1,635	40	1,614	37	1,795	—	+	+
102	+		1,546	1,538	18	1,636	41	1,617	40	—	—	+	+
104	+	+	1,546		18	1,634	39	1,611	35	—	—	+	+
108	+	28	+			1,636	41	1,615	38	—	—	+	+
4	+	28	+?			1,634	39	1,615	38	+	—	+	+
4г	+	30	+?			1,635	40	1,612	36	+	—	+	+
452	+	31	1,551	1,542	29	1,635	40	—		—	+	+	+
356	+	32	1,548		20	1,637	42	—		—	+	+	+
320	+	23	+			1,631	32	—		—	—	+	+
338	+	+	1,552	1,540	32	1,635	40	—		—	+	+?	+
406	+	26	1,554	1,542	30	1,649	53	—		—	+	+	+

ниженные показатели преломления гранатов, вероятно, обусловлены повышенным содержанием гроссулярового и спессартинового компонентов.

Близкую железистость биотит обнаруживает и в парагенезисе *Кв + Му + Би + Корд + Анд* (табл. 18). Железистость кордиерита в парагенезисе *Кв + Му + Би + Корд + Анд* в зоне *Б* равна 22% и близка железистости кордиерита в ассоциации с хлоритом и гранатом.

В зоне *Б* возможны все перечисленные ранее парагенезисы. Поскольку при близких значениях *P* и *T* возможны парагенезисы *Кв + Хл + Му + Би*, *Кв + Хл + Му + Би + Корд + Гр* и *Кв + Му + Би + Корд + Анд*, а железистость хлорита, биотита и кордиерита в этих парагенезисах перекрывается, можно предполагать реальным сосуществование шестиминерального парагенезиса *Кв + Хл + Му + Би + Корд + Анд*. При том же числе независимых компонентов в зоне *Б* встречается и еще один шестиминеральный парагенезис: *Кв + Хл + Му + Би + Корд + Гр*.

Таким образом, намечаются два моновариантных равновесия, одним из которых можно ограничить парагенезисы зоны *А* от зоны *Б*.

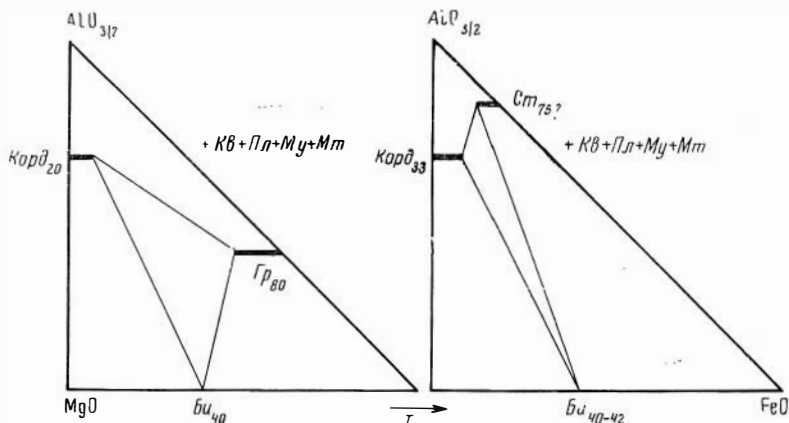


Рис. 12. Парагенезисы метапелитов зоны *B* (низкотемпературная ступень)

Рис. 13. Парагенезисы метапелитов зоны *B* (высокотемпературная ступень)

При $F_{Xл} = 35\%$, $F_{Би} = 40\%$, $F_{Корд} = 20\%$: 1) $5,57Кв + 4,6Хл_{35} + 6,6Му = 6,6Би_{40} + 2,53Корд_{20} + 6Анд + 16,5Н_2О$ или при $F_{Xл} = 35\%$, $F_{Би} = 40\%$, $F_{Кв} = 20\%$, $F_{Гр} = 80\%$; 2) $14,27Кв + 5,6Хл_{35} + 5,1Му = 5,1Би_{40} + 5,5Корд_{20} + 0,75Гр_{80} + 18,1Н_2О$.

Обе реакции с повышением температуры идут слева направо (реакции дегидратации).

Анализируя только парагенезисы зоны *A* или зоны *B*, трудно отдать предпочтение той или иной реакции. Все три парагенезиса $Кв + Хл + Му + Би + Корд$, $Кв + Хл + Му + Би + Гр + Корд$, $Кв + Му + Би + Корд + Анд$ встречаются в зоне *B*. Чтобы исключить одно из предполагаемых равновесий (1 или 2) попытаемся проанализировать парагенезисы сверху вниз, т. е. от относительно высокотемпературных к низкотемпературным.

Среди метапелитов зоны *B* широко распространены ассоциации $Кв + Му + Би + Корд + Силл(Анд)$ и $Кв + Му + Би + Ст + Силл$, а ближе к границе зон *B* и *B'* — парагенезис $Кв + Му + Би + Корд + Ст + Силл + Анд$. Последний парагенезис по правилу фаз моновариантен. Поскольку в этом парагенезисе встречается андалузит и силлиманит, то переход от зоны *B* к зоне *B'*, помимо перехода $Анд \rightleftharpoons Силл$, можно представить и уравнением моновариантного равновесия: $Му + Корд + Ст$ (зона *B*) \rightleftharpoons $Кв + Силл - Анд + Би + Н_2О$ (зона *B'*).

Выведенное уравнение: $Му + Корд + Ст = Кв + Силл + Би + Н_2О$ исключает предполагаемое переходное уравнение $Кв + Хл + Му = Би + Корд + Анд + Н_2О$ от зоны *A* к зоне *B*. Ниже кривой равновесия $Му + Корд + Ст = Кв + Силл + Би +$

+ H₂O с мусковитом и кварцем возможна единственная ассоциация $Kв + Му + Би + Корд + Ст$ (рис. 13).

В ассоциации $Kв + Му + Би + Корд + Ст + Силл + Анд$, встречающейся в переходной области от зоны *Б* к зоне *В*, ставролит часто включен в кордиерит. Это свидетельствует о том, что ставролит кристаллизовался раньше силлиманита. Одновременно «бронированные» реликты ставролита указывают и на то, что ставролит с мусковитом в поле устойчивости силлиманита неустойчив, что подтверждает возможность существования в высокотемпературной части зоны *Б* парагенезиса $Kв + Му + Би + Корд + Ст$ (рис. 13).

Далее область устойчивости хлорита с кварцем и мусковитом ограничена равновесием типа: $Kв + Хл + Му = Би + Корд + Гр + Н_2О$. Равновесие $Kв + Му + Хл = Би + Корд + Анд + Н_2О$, как уже было показано, исключается равновесием $Му + Корд + Ст = Kв + Силл + Би + Н_2О$; следовательно, в низкотемпературной части зоны *Б* возможен парагенезис $Kв + Му + Би + Корд + Гр$ (рис. 12).

Сопоставляя парагенетические треугольники (рис. 12, 13, 11), которые вытекают из анализа моновариантных равновесий, переходных от зоны *А* к зоне *Б* и от зоны *Б* к зоне *В*, можно вывести с повышением температуры от зоны *А* до зоны *В* включительно следующие реакции:

1) $Kв + Хл + Му$ (зона *А*) = $Би + Корд + Гр + Н_2О$ (зона *Б*);

2) $Му + Корд + Гр$ (зона *Б*) = $Kв + Ст + Би + Н_2О$ (зона *В*);

3) $Му + Корд + Ст$ (зона *Б*) = $Kв + Силл + Би + Н_2О$ (зона *В*).

Может показаться, что среднее уравнение записано неправильно. Содержание воды в ставролитах обычно ниже допустимого его стехиометрической формулой (Кориковский, 1967). Содержание же воды в кордиеритах, в частности в кордиеритах Тонгулакского хребта, составляет 1,8—2,5 вес. % (0,77 формульных единиц). Поэтому с учетом реальных содержаний воды в кордиерите и ставролите при принятых составах минералов ($F_{Би} = 45\%$, $F_{Гр} = 85\%$, $F_{См} = 80\%$), реакция $2,45 Му + 1,545 Гр + 2,204 Корд = 2,45 Би + 9,074 Кв + 1,704 Ст + 0,3 Н_2О$ протекает слева направо с выделением воды.

Конечно, все рассуждения о моновариантных равновесиях, которые мы рассмотрели при обсуждении последовательности превращений при переходе от зоны *А* к зоне *В*, относятся к идеальному случаю. Принято, что составы всех фаз укладываются в пятикомпонентную систему: SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, K₂O. Очевидно, этому условию отвечают только три фазы: кварц, силлиманит и кордиерит. Мусковит может содержать натрий; биотит является концентратором титана. В ставролит в существенном количестве (до 1 вес. %) может входить марганец (Hounslow, Moore, 1967). Известным концентратором кальция и марганца является гранат.

Вхождение любого добавочного компонента в какую-либо фазу естественно увеличивает вариантность системы. Поэтому отмеченные выше равновесия можно рассматривать в качестве моновариантных только в первом приближении. В последующем при анализе других «моновариантных равновесий» мы попытаемся, где это возможно, показать наличие дополнительных компонентов и их влияние на перекрытие полей устойчивости «взаимоисключающих» ассоциаций.

Изучение железистости сосуществующих биотита, хлорита, кордиерита, граната в моновариантных, дивариантных ассоциациях не обнаруживает для них сколько-нибудь значительных колебаний железистости с повышением температуры (с приближением к изограде силлиманита). В парагенезисах $Kv + Xл + My + Bi + Корд$ и $Kv + Xл + My + Bi + Корд + Gr$ железистость хлорита составляет 35—36, биотита 39—40, кордиерита 18—22, граната 78—80%.

Повышение железистости биотита и кордиерита намечается для дивариантного (при постоянном давлении моновариантного) парагенезиса $Kv + My + Bi + Корд + Анд + Силл$. Этот парагенезис является сквозным начиная от высокотемпературной части зоны *B* до зоны *Г* включительно.

Зона *B*

Метапелиты зоны *B* представлены кварц-силлиманит-мусковит-биотит-кордиеритовыми, кварц-силлиманит-ставролит-кордиеритовыми и кварц-силлиманит-ставролит-гранат-кордиеритовыми гнейсами.

В целом для зоны *B* характерны следующие парагенезисы: 5) $Kv + My + Bi + Силл(Анд) + Корд$; 6) $Kv + My + Bi + Силл(Анд) + Ст + Корд$; 7) $Kv + Bi + Корд + Ст + Силл$; 8) $Kv + Bi + My + Ст + Силл$; 9) $Kv + Bi + Корд + Ст + Силл + Gr$; 10) $Kv + Bi + Ст + Gr + Силл$; 11) $Kv + Bi + Корд + Gr$; 12) $Kv + Bi + Силл + Gr$; 13) $Kv + Bi + Gr$; 14) $Kv + My + Bi + Силл$; 15) $Kv + Bi$.

Как видно из приведенных данных, а также таблиц 19, 20, 21, минеральные парагенезисы зоны *B* резко отличаются от парагенезисов зоны *B*. В зоне *B* не встречается хлорит, появляется силлиманит, большим распространением пользуется гранат.

Вместе с тем разнообразие парагенезисов зоны *B* отражает главным образом не различия *P* — *T*-условий, а разнообразие исходных составов. Особенно отчетливо это проявляется при анализе гранатосодержащих парагенезисов. Несмотря на широкое распространение мусковита, который в породах зоны *B* ассоциирует с кордиеритом, ставролитом и силлиманитом, он не встречается в ассоциации с гранатом, что также является характерной осо-

Парагенетические ассоциации метapelитов зоны В восточных склонов
Тонгулакского хребта
(без граната)

№ обр.	№ Пл			Би		Корд			Ст	Анд	Силл	Му	Мт
	Вн.		Внеш.	Nm	F	Ng	2V	F	2V				
315		29		1,637	41								
338а	38		34	1,637	41								
358		23		1,640	45	1,554		40	-86	-	+	+	+
359		23		1,640	45				-86	-	+	+	+
401		24		1,635	40					+	-	+	+
338в	42		38	1,640	45	1,555		44		-	+	+	+
338б		+		1,640	45	1,552		30		-	+	+	+
91в	28		34	1,640	45					+	+	+	+
443		33		1,646	50	1,555		44		-	+	+	-
89д		+		1,642						+	+	+	-
98д		40		1,643	47					+	+	+	-
338		+		1,643	47	1,554		40		-	+	+	-
444		+		1,642	46	1,554		40		-	+	+	+
360		30		1,635	40	1,549		24		-	+	+	+
364		+		1,640	45					+	-	+	+
357		38		1,649	53	1,557		50		-	-	+	+
314		+		1,633	38	1,550		27		-	-	+	+
475		27		+						+	-	+	+
421		31		1,630	36					+	-	+	+
437		27		1,635	40	1,550		27		-	-	+	+
422		27		1,635	40					+	-	+	+
441		26		1,640	45	1,551		30		-	-	+	+
363		+		1,637	41	1,553		35		-	-	+	+
473		24		1,633	38	1,549		24		-	-	+	+
440		30		1,643	47	1,553		35		-	-	+	+
314а		27		1,635	40					+	-	+	+
438		36		1,631	36					-	-	+	-

бенностью минеральных парагенезисов зоны В. Отсюда можно сделать предположение, что появление граната в метapelитах обуславливается низким содержанием в породах K_2O . Во-вторых, согласно химическим анализам 6 гранатов из метapelитов зон В и Г содержание в них MnO составляет 4—12 вес.%. Последние значения в 2—3 раза превышают содержание MgO в анализированных гранатах.

Парагенетические ассоциации метapelитов зоны *B* западных склонов
Тонгулакского хребта
(без граната)

№ обр.	Пл	Би		Корд			Ст	Анд	Силл	Му	Мт
	N	Nm	F	Ng	2V	F	2V				
399	36	1,635	40	1,552		33	+	—	+	+	+
19	27	1,635	40		—75		82	—	+	+	+
31г	25	1,632	37		+		+	—	+	+	+
382	38	1,628	35		+		+	—	+	—	+
467	28	1,632	37		+		+	—	+	—	+
467а	28	1,640	45		+		82	—	+	—	+
31д	38	1,642	46		+		+	—	+	—	+
406а	34	1,635	40	1,552		33	+	—	+	+	+
20	28	1,634	39		+		82	—	+	—	+
388	+	1,633	38		+		+	—	+	—	+
419	27	1,634	39		+		+	—	+	+	+
400	+	1,633	38	1,550		27	+	—	+	+	+
339	+	1,637	41		+		+	—	+	—	+
22	22	1,630	36		+		+	—	+	—	+
22б	32	1,635	40		+		+	—	+	—	+
430	+	1,638	42	1,554		40	+	—	+	—	+
420	+	1,631	36		—		+	—	+	—	+
381	28	1,637	41		—		+	—	+	—	+
157	36	1,638	42		—		+	—	+	—	+
470	+	1,640	45		—		+	—	+	—	+
472	+	1,635	40		—		+	—	+	+	+
36	30	1,635	40		+		—	—	+	+	+
407	+	1,635	40		—80		—	—	+	+	+
379	40	1,633	38		—		—	—	+	—	+
37	33	1,642	46		—		—	—	+	+	+
38	29	1,638	42		—		—	—	+	+	+

Таким образом, метapelиты зоны *B* можно подразделить выбором независимых компонентов на две группы.

1. Метapelиты без граната (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , $\text{MgO} \pm \text{K}_2\text{O}$).

2. Метapelиты с гранатом (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , MnO).

В пятикомпонентной системе SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O среди метapelитов зоны *B* встречаются следующие ассоциации с числом фаз, равным пяти или шести: 5) $Kв + Му + Би + Корд + Силл(Анд)$; 6) $Kв + Му + Би + Корд + Ст + Силл(Анд)$;

Парагенетические ассоциации метапелитов зоны В
(с гранатом)

№ обр.	Пл	Би		Корд		Ст	Гр	Силл	Мт
	N	Nm	F	Ng	F	2V	N		
382a	36	1,636	41	+		+	1,799	+	+
40	30	1,635	40	1,550	30	83	1,800	+	+
394	+	1,635	40	+		+	1,803	+	+
388	+	1,633	38	—		+	1,800	+	+
480	30	1,632	37	—		+	1,800	+	+
410	30	1,640	45	1,552	34	—	1,799	—	+
21a	28	1,640	45	—		—	1,797	+	+
80a	29	1,640	45	—		—	+	+	+
392	+	1,631	36	—		—	1,799	—	+
153r	38	1,631	36	—		—	1,799	—	+
180	+	1,632	37	—		—	1,800	—	+

7) $Kв + Би + Корд + Ст + Силл$; 8) $Kв + Му + Би + Ст + Силл$.

При совместном нахождении силлиманита с андалузитом (парагенезисы 5 и 6), область сосуществования которых измеряется вкrest простираения метаморфической зональности отрезком 100—500 м, силлиманит в форме фибrolита развивается по андалузиту.

Проблема сосуществования взаимоисключающих полиморфных модификаций является дискуссионной. Зависимость задержек в превращении от кинетических факторов, т. е. существования одной из модификаций метастабильно, кажется маловероятной во всяком случае для природных условий. Наиболее приемлемо, как нам кажется, допущение, что в природных условиях составы андалузита и силлиманита не укладываются в однокомпонентную систему Al_2SiO_5 и их сосуществование возможно в некотором интервале $P - T$ -условий (Хлестов, Ушакова, 1964).

В связи с этим следует кратко остановиться на андалузитсодержащих парагенезисах. Как уже отмечалось, основность плагиоклаза в метапелитах с максимальным числом сосуществующих минералов в присутствии силлиманита в редких случаях поднимается выше № 30, в то время как для гнейсов, содержащих андалузит, повышенная основность более обычна. Особенно разительны различия в основности плагиоклаза для силлиманит- и андалузитсодержащих гнейсов при их совместном нахождении.

лении — «переслаивании». В первых основность плагиоклаза № 25—28, в последних при тех же геологических условиях (в пределах обнажения) № 38—40. Силлиманит в андалузито-содержащих гнейсах с повышенной основностью содержащегося в них плагиоклаза находится в резко подчиненном количестве, и, что главное, совершенно отсутствует фибролит по андалузиту.

Заслуживают также внимания взаимоотношения андалузита и силлиманита с плагиоклазами с обратной зональностью. С появлением в плагиоклазе обратной зональности первым исчезает силлиманит, а если он и встречается, то прежде всего в основной массе, т. е. вне контакта с плагиоклазом и в ничтожном количестве. В то же время андалузит может встречаться в виде округлых резорбированных включений даже внутри зерен плагиоклаза повышенной основности. Фибролит по андалузиту в присутствии плагиоклаза повышенной основности или плагиоклаза с обратной зональностью не развивается. Наиболее широко распространена фибролитизация андалузита в присутствии кислого плагиоклаза.

Уже такой краткий перечень взаимоотношений андалузита и силлиманита с плагиоклазом переменной основности дает возможность предполагать, что сохранению андалузита в поле устойчивости силлиманита благоприятствует повышение химического потенциала кальция. Данные выводы в какой-то мере переплетаются с результатами по гидротермальному синтезу андалузита. Согласно данным Роу (Row, 1954), синтез андалузита (X-андалузита) легко осуществляется в присутствии зародышей, а также при добавках MgO и CaO. Из опытов неясно, оказывают ли добавки только каталитическое действие или получаемый в ходе синтеза андалузит в присутствии добавок обогащается данными компонентами.

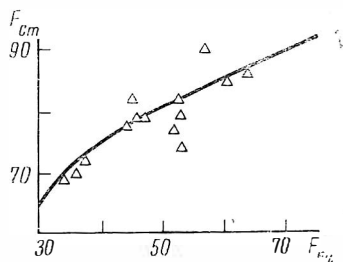
Парагенезис $Kv + Mu + Ct + Корд + Силл(Анд)$ — парагенезис 6, с числом фаз на единицу превышающий число компонентов ($SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, K_2O$), по правилу фаз моновариантный. Парагенезисы $Kv + Mu + Би + Корд + Силл(Анд)$ — 5, $Kv + Би + Корд + Ct + Силл$ — 7 и $Kv + Mu + Би + Ct + Силл$ — 8 — дивариантны. Переход от зоны B к зоне В, наряду с равновесием $Анд \rightleftharpoons Силл$, представляется и уравнением $Mu + Корд + Ct (зона В) \rightleftharpoons Kv + Силл + Би + H_2O (зона В)$.

В таблицах 19, 20, 21 представлены основные парагенетические ассоциации зоны В и железистость сосуществующих минералов. Железистость биотита из парагенезиса 6 перекрывается с железистостью биотитов парагенезисов 5, 7 и 8. Те же соотношения характерны и для кордиерита, хотя в целом в парагенезисе 5 ассоциирует биотит и кордиерит повышенной железистости.

Согласно химическим анализам (обр. 338б), железистость кордиерита и биотита из парагенезиса $Kv + Mu + Би + Корд + Анд + Силл$ равна соответственно 30 и 45%. В обр. 338а дополнительной фазой является ставролит. Железистость биотита в

ставролитсодержащих ассоциациях и бесставролитовых близкая. К сожалению, анализ ставролита из ассоциации с кордиеритом выполнить не удалось из-за трудности отбора материала. Для ориентировочного определения железистости ставролита воспользуемся диаграммой сопряженной железистости пары ставролит — биотит (рис. 14), составленной по литературным данным (Лебедев и др., 1964; Hounslow, Moore, 1967).

Рис. 14. Соотношение железистости ставролита и биотита по литературным данным



При $F_{Би} = 45\%$, $F_{Ст} = 80\%$, $F_{Корд} = 30\%$ равновесие перехода от зоны *Б* к зоне *В* имеет вид: 4) $2Му + 0,69Ст + 1,61Корд$. (зона *Б*) = $3,285Кв + 7,725Силл + 2Би + 2,37H_2O$ ($V_B = 819,099 \text{ см}^3$, $V_B = 793,65 \text{ см}^3$; зона *В*).

Кордиерит в уравнении учтен со средним содержанием молекулярной воды ($H_2O_{ср} = 0,77$). Объемный эффект, рассчитанный по плотностям минералов, для обычных условий равен 37 см^3 ($\approx 4\%$).

Малая величина объемного эффекта этой реакции показывает, что равновесие 4 слабо зависит от давления. Если в P — T -координатах представить линию $Анд \rightleftharpoons Силл$ с отрицательным наклоном, а линию равновесия 4 параллельно оси давления, то равновесие 4 с участием силлиманита будет возможным в области повышенных давлений, с участием андалузита — в области низких давлений. В связи с этим заслуживает внимания различие минеральных ассоциаций зоны *В* западных и восточных склонов Тонгулакского хребта, которые иллюстрируются ниже.

Парагенетические ассоциации метapelитов зоны *В* восточных склонов Тонгулакского хребта (табл. 19, рис. 15): а) $Кв + Му + Би + Корд + Анд + Силл + Ст$ (преимущественно встречается в совместном парагенезисе с андалузитом и силлиманитом либо в ассоциации с силлиманитом, но пространственно тяготеет к изограде силлиманита); б) $Кв + Му + Би + Корд + Силл + Ст$ (редкий); в) $Кв + Му + Би + Корд + Анд + Силл$; г) $Кв + Му + Би + Корд + Силл$ (обычный и наиболее распространенный); д) $Кв + Би + Корд + Силл(Анд) + Ст$ (редкий).

Парагенетические ассоциации метapelитов зоны *В* западных склонов Тонгулакского хребта (табл. 20, рис. 16): а) $Кв + Му + Би + Корд + Силл + Ст$ (обычный, в ассоциации с андалузитом)

том не встречается, пространственно удален от изограды силлиманита); г) $Kv + Mu + Bi + Корд + Силл$ (очень редкий); д) $Kv + Bi + Корд + Силл + Ст$ (обычный); е) $Kv + Mu + Bi + Силл + Ст$ (обычный).

Парагенезис $Kv + Mu + Bi + Корд + Силл + Ст$ является общим для зоны *B* западных и восточных склонов Тонгулакского хребта, но на западе он значительно чаще встречается, чем на востоке. На западе в этом парагенезисе обычным является силлиманит (андалузит встречен в единственном шлифе), на востоке — андалузит и силлиманит.

На западе в этом парагенезисе ставролит находится в равновесии со всеми без исключения минералами, на востоке он часто включен в порфиробласты кордиерита. Включения ставролита в кордиерите в совместном парагенезисе с андалузитом и силлиманитом указывают на то, что кристаллизация ставролита была раньше, чем кристаллизация силлиманита.

Парагенезис $Kv + Mu + Bi + Корд + Силл$ является общим, но на западе он встречается очень редко (в единичных шлифах), в то время как на востоке является наиболее распространенным. Парагенезис $Kv + Bi + Корд + Силл + Ст$ широко распространен на западе и значительно реже встречается на востоке. Парагенезис $Kv + Mu + Bi + Силл + Ст$ часто встречается на западе и не встречен на востоке.

Таким образом, наряду с общими парагенезисами зоны *B* западных и восточных склонов Тонгулакского хребта совершенно определенно намечаются их отличия. Приняв во внимание отно-

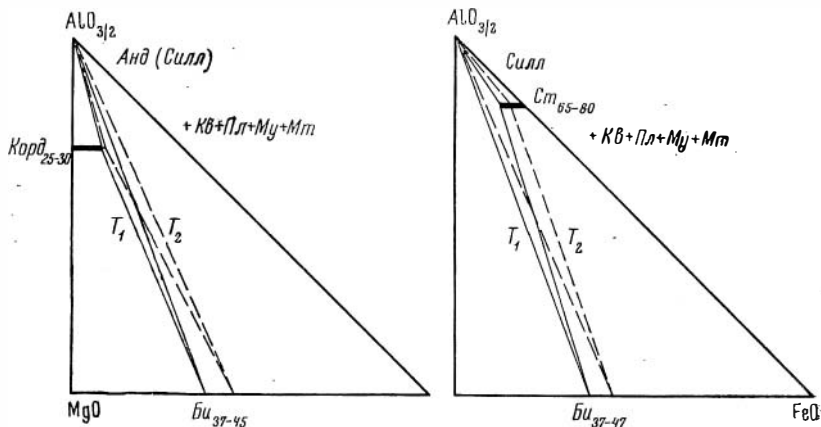


Рис. 15. Парагенезисы метапелитов зоны *B* (восточные склоны Тонгулакского хребта)

Рис. 16. Парагенезисы метапелитов зоны *B* (западные склоны Тонгулакского хребта)

сительное положение андалузит-силлиманитовой кривой с кривой равновесия $Mu + Ct + Корд = Kв + Силл + Би + H_2O$ и учитывая различия минеральных парагенезисов зоны *B*, можно сделать вывод, что давление на западе Тонгулакского хребта было выше, чем на востоке.

Изучение железистости сосуществующих минералов из моновариантных и дивариантных ассоциаций показывает следующее.

Парагенезис $Kв + Му + Би + Корд + Ст + Силл$ по правилу фаз моновариантный. Составы сосуществующих минералов фиксированы вдоль линии равновесия $Mu + Корд + Ст = Kв + Силл + Би + H_2O$. Действительно, железистость в этом парагенезисе составляет: для биотита 35—40%, для кордиерита 27—33%. Вместе с тем железистость биотита из этого парагенезиса восточных склонов Тонгулакского хребта заметно выше (40—45%) железистости биотита западных склонов Тонгулакского хребта, что лишний раз указывает на различия в давлениях западных и восточных склонов.

Парагенезис $Kв + Му + Би + Ст + Силл$, как уже отмечалось, встречается только на западных склонах. Парагенезис при фиксированном давлении моновариантен. Изучение железистости биотита по разрезу показывает на повышение железистости с повышением степени метаморфизма (36—45%). Крайние магнезиальные значения железистости биотита из этого парагенезиса близки железистости биотита из моновариантного парагенезиса $Kв + Му + Би + Корд + Ст + Силл$.

Парагенезис $Kв + Му + Би + Корд + Силл$ типичен для восточных склонов. Парагенезис при фиксированном давлении моновариантен. Именно здесь наиболее существенно колеблется железистость биотита (38—53%) и кордиерита (24—46%). В целом железистость биотита и кордиерита из этого парагенезиса растет с повышением степени метаморфизма (табл. 19, анализы сверху вниз, а также рис. 15). Повышение железистости биотита намечается и для парагенезиса $Kв + Би + Ст + Корд + Силл$ (37—45%; табл. 20, рис. 17).

Примерно в средней части зоны *B* в парагенезисе $Kв + Би + Ст + Корд + Силл$ часто стали наблюдаться замещения ставролита кордиеритом. Кордиерит замещает ставролит с краев, а часто развивается в виде «секущих» жилков. Здесь же в парагенезисе $Kв + Би + Ст + Корд + Силл$ появляется новая фаза — гранат. Казалось бы, что приняв SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO за виртуальные компоненты, можно было допустить реакцию типа $Kв + Ст = Gr + Корд + Силл + H_2O$ (биотит индифферентная фаза), ограничивающую верхний предел устойчивости ставролита с кварцем. Однако химический анализ показал, что гранат (обр. 40) из этого парагенезиса содержит 11,8 вес. % MnO . Эти значения в три раза превышают содержание MgO (4,27 вес. %). Следовательно, выбор независимых компонентов не может ограничиться SiO_2 , Al_2O_3 ,

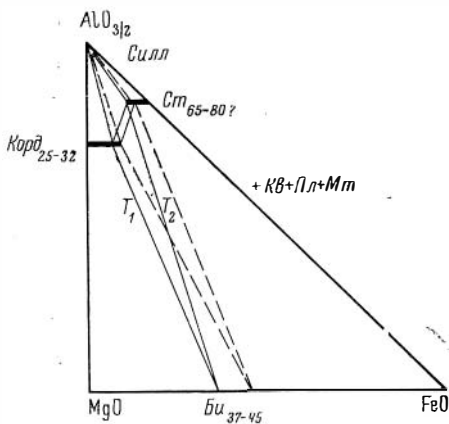


Рис. 17. Парагенезисы метапелитов зоны В без мусковита

FeO, MgO. Появление граната в этом парагенезисе, помимо *P* и *T*, указывает на присутствие дополнительного компонента — MnO, содержанием которого пренебречь уже невозможно.

Парагенезис *Кв* + *Ст* + *Гр* + *Силл* + *Корд* в системе SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, MnO при фиксированном давлении моновариантен. Из входящих в этот парагенезис минералов *Кв*, *Ст*, *Силл*, *Корд* отвечают «чистым фазам», т. е. укладываются в систему SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO. Во всяком случае содержанием марганца этих фаз при нашей точности анализа можно пренебречь. Исключением составляет гранат, являющийся практически единственной фазой, содержащей MnO.

Замеры показателей преломления гранатов из этого парагенезиса указывают на их увеличение ($N = 1,799-1,803$; табл. 21, анализы сверху вниз) с приближением к зоне *Г*. Показатель преломления анализированного граната равен 1,800 (обр. 40, MnO = 11,8 вес. %).

На первый взгляд может показаться, что показатели преломления граната из моновариантного парагенезиса *Кв* + *Бу* + *Ст* + *Корд* + *Гр* + *Силл* повышаются настолько незначительно, что вряд ли стоило связывать такую зависимость с повышением температуры. Вместе с тем сопоставление гранатов из парагенезисов *Кв* + *Корд* + *Бу* + *Ст* + *Силл* + *Гр* и *Кв* + *Бу* + *Корд* + *Гр* + *Силл* (зона *Г*) показывает, что разнице в показателях преломления на 0,002—0,003 отвечает разница в содержании марганца на 6,2 вес. %. Поскольку гранат из парагенезиса *Кв* + *Ст* + *Бу* + *Корд* + *Гр* + *Силл* и *Кв* + *Бу* + *Корд* + *Гр* + *Силл* характеризуются близкими значениями содержаний пиропового и гроссулярового компонентов (рис. 18), то повышение показателей преломления граната из парагенезиса *Кв* + *Бу* + *Ст* + *Корд* + *Гр* + *Силл* можно с полным основанием отнести за счет различия в содержании алмандинового компонента. С учетом этих замеча-

ний на рис. 18 показана парагенетическая диаграмма для системы SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , MnO , а также возможное смещение фазового треугольника (пунктиром) с повышенной температуры. Точки гранатов и кордиеритов нанесены по данным химических анализов, точка ставролита согласно данным Хоунслоу и Мура (Hounslo, Moore, 1967), приведших анализ марганецсодержащего ставролита ($\text{MnO} = 0,8\%$) из парагенезиса с гранатом с высоким содержанием марганца ($\text{MnO} = 11$ вес. %), который сопоставим по содержанию марганца с гранатом обр. 40.

Содержание марганца в 5—6 вес. % можно принять в качестве критического, где еще возможен ставролит с кварцем в зоне *B*.

Зона Г

Переход от зоны *B* к зоне *Г* представляется схематическим уравнением типа: $Kв + Cт + Гр_{\text{Mn}}$ ($\text{MnO} \geq 11\%$, зона *B*) = $= Корд + Силл + 2Гр_{\text{Mn}0,5}$ ($\text{MnO} \leq 5-6\%$, зона *Г*). Общая ширина зоны составляет 2000—3000 м. Ее центральная часть сложена гранито-гнейсами, так что интервал, на котором представляется возможным изучить парагенезисы метapelитов вкост простирания метаморфической зональности, составляет 1000—1500 м.

Метapelиты в зоне *Г* представлены кварц-силлиманит-мусковит-биотит-кордиеритовыми и кварц-силлиманит-гранат-кордиеритовыми гнейсами. Парагенезисы зоны *Г* представлены в табл. 22.

В зоне *Г* не встречается ставролит; появляется новый парагенезис $Kв + Корд + Гр + Силл$. Парагенезисы метapelитов зоны *Г* представлены на рис. 19, 20. Рис. 19 составлен для пород, бедных K_2O (без мусковита), где марганец и железо объединены в один компонент, рис. 20—для метapelитов, богатых K_2O (с мусковитом). В остальном ассоциации зоны *Г* повторяют таковые зоны *B*. Из моновариантных парагенезисов (при постоянном давлении) общим для зон *B* и *Г* является парагенезис $Kв + Му + Би + Силл + Корд$.

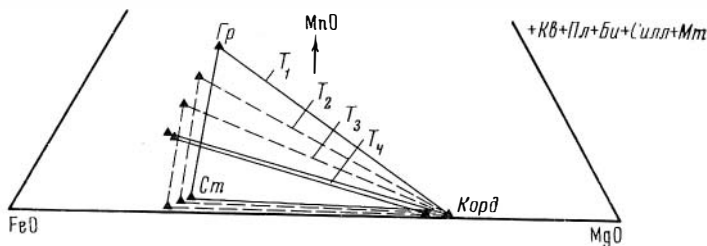


Рис. 18. Парагенезисы метapelитов на границе зон *B* и *Г*

T_1, T_2, T_3 — зона *B*; T_4 — зона *Г*

Парагенетические ассоциации метapelитов зоны Г

№ обр.	Пл	Би		Корд		Гр	Силл	Му	Мт
	N	Nm	F	Ng	F	N			
Без граната									
431	+	1,645	49	1,555	43		+	+	+
397	20	1,643	47	1,550	27		+	+	+
140a	30	1,637	41	+			+	+	+
429	29	1,633	38	1,546	16		+	+	+
425	26	1,637	41	1,555	43		+	+	+
112	35	1,635	40	1,549	24		+	+	+
441	26	1,640	45	1,550	27		+	—	—
401	24	1,629	35	+			+	—	+
С гранатом									
326	28	1,642	46	1,551	30	1,803	+		+
361	35	1,640	45	1,551	30	1,802	+		+
113	34	1,635	40		—	1,798	+		+
384б	42	1,638	42		+	+	—		+
115	+	1,635	40	1,552	34	1,800	—		+
122a	35	1,642	46	1,548	22	+	—		+
121	37	1,633	38	—		1,799	—		+
402	+	1,630	36	—		—	—		+
121a	+	1,632	37	—		1,799	—		+
122	38	1,635	40	—		+	—		+
175a	+	1,632	37	—		1,799	—		+
176	39	1,633	38	—		1,800	—		+

Железистость биотита и кордиерита в зоне Г из парагенезиса $Kv + Mu + Bi + Корд + Силл$ в целом не отличается (табл. 22) от таковой зоны В. Химические составы гранатов и кордиеритов (обр. 326, 361) из парагенезиса $Kv + Bi + Корд + Гр + Силл$ указывают на близкие условия их формирования, что находится в соответствии с их положением относительно изограды силлиманита.

Следует отметить, что в зоне Г все чаще стал проявляться процесс фибролитизации мусковита. Часто идиоморфные пластинки мусковита пересекаются многочисленными иглами силлиманита с выделением кварца. Развитие фибролита по мусковиту с частичным выносом K_2O ($2Mu = 3Силл + 3Kv + K_2O + H_2O$), очевидно, имеет прогрессивный характер и исключает вторичность мускови-

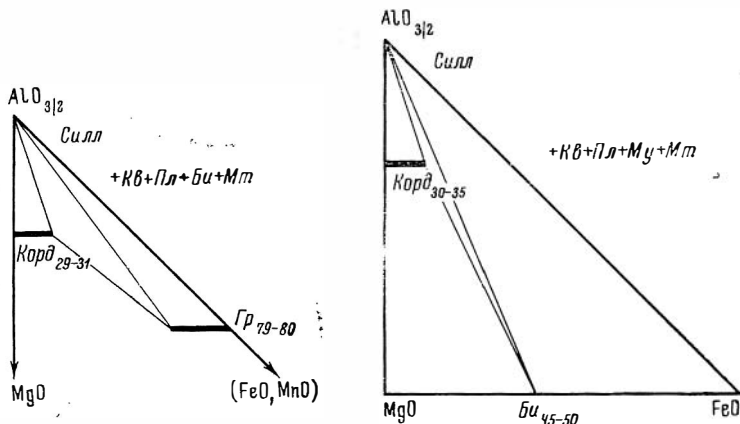


Рис. 19. Парагенезисы метапелитов зоны Γ без мусковита

Рис. 20. Парагенезисы метапелитов зоны Γ с мусковитом

та. Судя по распространению фибролитизации мусковита именно в зоне Γ (в ее центральной части), этот процесс, вероятно, протекал при температурах, близких к верхнему пределу устойчивости мусковита с кварцем.

Из других особенностей метапелитов зоны Γ следует отметить все большее распространение среди них лейкократовых обособлений — мигматитов («плагногранито-гнейсы»), хотя в целом они не имеют площадного развития. Мощность тел плагногранито-гнейсов измеряется первыми единицами метров. Переходы от гнейсов к плагногранито-гнейсам постепенные, расплывчатые. Наряду с кварцем, плагноклазом и биотитом они иногда содержат кордиерит и силлиманит, т. е. их минералогический состав качественно мало отличается от минералогического состава гнейсов. Различия заключаются в количественном содержании биотита.

В остальном метапелиты зоны Γ мало чем отличаются от метапелитов зоны B .

МЕТАМОРФИЗМ ОСНОВНЫХ ПОРОД

В отличие от метапелитов, в которых число фаз зачастую равно или на единицу превышает число компонентов, для метабазитов характерно малое число сосуществующих минералов. При анализе метапелитов мы не принимали во внимание плагноклаз. Такое допущение вполне себя оправдывало, поскольку плагноклаз в большинстве ассоциаций метапелитов являлся единственной фазой, содержащей Na_2O и CaO . В метабазитах, где помимо плагноклаза присутствует амфибол, исключить плагноклаз из анализа

невозможно. Тем более он обнаруживает переменность в основности с повышением степени метаморфизма.

Таким образом, в метабазитах в качестве дополнительных виртуальных компонентов выступают Na_2O и CaO ; общее число независимых компонентов равно семи: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . Максимальное число сосуществующих минералов в метабазитах равно шести: $Kv + Pl + Bi + Po + Kumm + Gr$ и $Kv + Pl + Akt + Xl + Ka + En$. Преобладающая же часть метабазитов состоит из четырех минералов: $Kv + Pl + Po + Bi$. По правилу фаз вариантность метабазитовых ассоциаций равна 3—5. Естественно, что приложение правила фаз к метабазитам в той форме, как это было применимо к метанелитам, невозможно. Поэтому выводы, касающиеся прогрессивного метаморфизма основных пород, являются большей частью эмпирическими.

Зона А

Среди метабазитов зоны А распространены хлоритовые ($Kv + Xl_{29} + Pl_{10} + En + Ka$) и актинолитовые ($Kv + Xl_{28-30} + Pl_{6-10} + Akt_{30} + En + Ka$) сланцы. Плагноклаз в метабазитах зоны А представлен альбитом № 0—10 (табл. 23). Железистость

Таблица 23

Парагенетические ассоциации метабазитов зоны А

№ обр.	Kv	Pl	Akt			Xl		En		Ka
		N	Ng	Np	F	Nm	F	Ng	Np	
10	+	10		—		1,605	29	1,769	1,731	+
11	+	10	1,647		24	1,604	28	1,759	1,728	+
2a	+	9	1,645	1,623	22	1,628	50	+		+
2б	+	8	1,657		30	1,628	50	+		+
47	+	6	1,655		29	1,623		+		+
47б	+	0		+		+		+		+
47в	+	9		+		+		+		+
47г	+		1,651		25	+		+		+
47д	+		1,648		23	1,606	30	+		+

актинолита составляет 25—30% и ниже железистости сосуществующего с ним хлорита ($F_{Xl} = 28—30\%$). При объединенных MgO и FeO образование актинолита связывается с реакцией: $21\text{SiO}_2 + 10\text{CaCO}_3 + 3(\text{Mg Fe})_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{OH}_8 = 3\text{Ca}_2\text{MgFe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{OH}_2 + 2\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH} + 10\text{CO}_2 + 5\text{H}_2\text{O}$ или: $21Kv + 10Ka + 3Xl = 3Akt + 2En + 10\text{CO}_2 + 5\text{H}_2\text{O}$. Парагенетическая

Рис. 21. Парагенезисы метабазидов зоны А

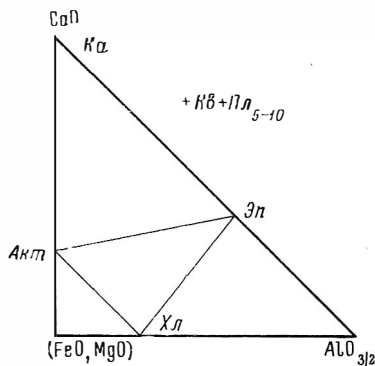


диаграмма метабазидов зоны А с объединенными MgO и FeO показана на рис. 21. Из-за отсутствия сплошного разреза метабазидов изучить взаимоотношения актинолита с роговой обманкой не представляется возможным. Судя по близкому нахождению актинолитовых и роговообманковых сланцев, из которых проанализирована роговая обманка ($Al_2O_3 = 8,62$ вес. %), переход от актинолита к роговой обманке, вероятно, имел место в ограниченном температурном интервале. В пространстве нахождение роговообманковых сланцев от актинолитовых сланцев измеряется отрезком 250—300 м.

Зона В

Среди метабазидов зоны В распространены клиноцоизит-роговообманковые, биотит-роговообманковые, микроклин-биотит-роговообманковые сланцы. Большая часть метабазидов зоны В представлена ортосланцами (см. гл. III).

Основные парагенезисы зоны В (табл. 24):

- 3) $Kл + Ро + Пл$
- 4) $Kв + Пл + Ро + Мт \pm Cф$
- 5) $Kв + Пл + Би + Ро + Мт \pm Cф$
- 6) $Kв + Пл + Би + Ро + Эн + Мт \pm Cф$
- 7) $Kв + Пл + Ми + Би + Ро + Эн - Орт + Мт \pm Cф$.

Все наблюдающиеся парагенезисы зоны В, а также железистость роговых обманок, биотитов и основность плагноклаза сведены в табл. 24.

Основность плагноклаза в метабазитах зоны В в целом колеблется от № 12 до № 85. Плагноклазы большей частью с прямой зональностью. Здесь и далее при анализе метабазидов учитывается основность плагноклаза внутренних зон. Как показывает детальное изучение, зональность плагноклазов в метабазитах является метасоматической. Поскольку зональность в сосуществующих минералах наблюдается очень редко (иногда в амфиболах), бли-

Парагенетические ассоциации метабазитов зоны Б

№ обр.	Кс	№ Пл		Ро		Бу		Эп	Ми	Ка	Мт	Сф
		Вн.	Внеш.	Ng	F	Nm	F					
49	+	27	22	1,668	35	+		—	—	—	+	
49б	+	+85	68	1,662	32	—		Кл	—	—	+	
50а	+	55	33			—		—	—	—	+	
51	—	59	40	1,648	16	—		Кл	—	—	+	
368	+	+		1,668	35	1,637	42	+	—	—	+	
366	+			1,675	42	1,635	40	—	—	—	+	
5	—			1,662	32	—		Кл	—	—	+	
6	+		12			+		+	—	—	+	+
6б	+	47	30	1,675	40	1,634	39	—	—	—	+	+
6в	+	+		1,664	34	+		1,723	—	—	+	—
7	—	62	42	1,652	15	+		—	—	—	+	
35л	+	+		1,674	41	—		—	—	—	+	
7а	+		23	1,686	54	1,642	46	2V — 79°	+	—	+	+
7б	+	38	34	1,681	49	1,646	50	+	—	—	+	+
8	—	65	40	1,680	47	1,636	40	—	—	—	+	—
8а	—		40	1,673	40	1,636	40	—	—	—	+	
8б	+		28	1,681	49	1,652	55	—	—	—	+	
8в	—		48	1,678	46	+		—	—	—	+	
8г	—	50	28	1,694	62	1,649	54	+	—	—	+	
8д	+		30	1,633	50	1,644	48	+	—	—	+	
8е	—		31	1,674	42	1,636	40	—	—	—	+	+
8ж	+		30	1,690	58	1,652	55	—	—	—	+	+
8з	—		57	1,664	34	1,635	40	+	—	—	+	—
8и	+		33	1,672	39	1,638	42	+	—	—	+	+
8к	+		35	1,681	49	1,646	50	—	—	—	+	—
30б	—		35	1,667	34	1,637	41	—	—	—	+	—
8л	+		32	1,670	37	1,637	41	—	—	—	+	+
9	—		+	1,676	44	+		—	—	—	+	—
9а	—		37	1,676	44	1,637	41	—	—	—	+	—
30в	—		30		+	+		—	—	—	+	—
32	—		35	1,676	44	+		+	—	—	+	—
32а	+		32	1,681	49	1,637	41	+	—	—	+	—
32б	+		+	1,676	44	1,637	41	—	—	—	+	—
33	+	48	29	1,681	45,6	1,639	43	+	—	—	+	—
34	+		38	1,684	52	1,646	50	—	—	—	+	—
18б	—		+	1,675	43	1,637	42	+	—	—	+	—
18г	+		+	1,693	61	1,650	54	—	—	—	+	—
92а	+		30	1,692	60	1,640	45	—	—	—	—	—

же к равновесным отношениям изохимического метаморфизма будут находиться сосуществующие минералы и плагиоклаз внутренней зоны.

Группируя плагиоклазы по парагенезисам (табл. 24) можно видеть, что максимальной основностью обладают плагиоклазы бескварцевых клиноцоизитсодержащих парагенезисов. При этом с плагиоклазом повышенной основности ассоциирует роговая обманка низкой железистости (F_{Po} до 15%). Биотит с клиноцоизитом, с плагиоклазом повышенной основности и с роговой обманкой низкой железистости не встречается. Плагиоклаз пониженной основности (до № 23) ассоциирует с микроклином. В парагенезисе $Kв + Пл + Би + Ро + Мг \pm Эн$ основность плагиоклаза в зоне *В* колеблется от № 12 до № 50. Средняя основность плагиоклаза для зоны *В* из этого парагенезиса равняется № 35.

В области железистых составов ($F > 40\%$) железистость роговой обманки ($F_{Po} = 32-62\%$) в зоне *В* на 10–12% выше железистости сосуществующего биотита ($F_{Би} = 39-54\%$), в области магнезиальных составов ($F < 40\%$) соотношения их железистости меняются на обратные (рис. 22).

Железистость роговой обманки и биотита в микроклинодержащих разностях выше железистости одноименных минералов из кварцсодержащих, но безмикроклиновых парагенезисов (табл. 24). Какой-либо зависимости железистости роговой обманки (биотита) от степени метаморфизма не намечается.

С целью определения составов роговых обманок из метабаззтов зоны *В* нами выполнены два химических анализа.

Обр. 6б ($\Sigma Al = 1,49, Al^{IV} = 1,13, Al^{VI} = 0,36$) взят в 300–350 м от места распространения актинолитовых сланцев. Обр. 33 ($\Sigma Al = 1,68, Al^{IV} = 1,32, Al^{VI} = 0,36$) взят в 700–750 м от места взятия обр. 6б, но уже вблизи изограды силлиманита. Как видно из сравнения анализов, основные различия в составах амфиболов касаются глинозема, содержание которого выше в роговой обманке из высокотемпературной части зоны *В*.

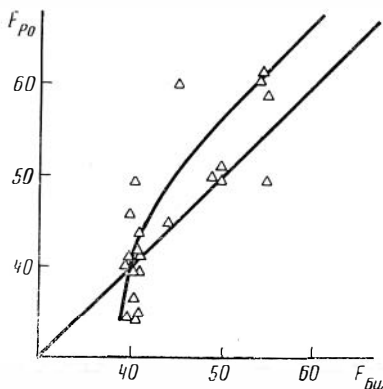


Рис. 22. Соотношение железистости роговой обманки и биотита по данным оптического изучения (зона *В*)

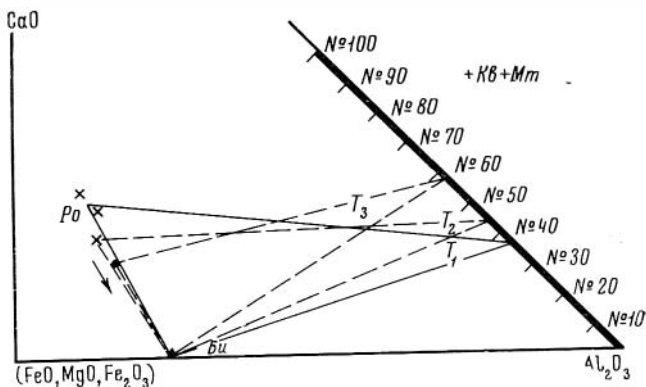


Рис. 23. Парагенезисы метабазитов

T_1 — зона В; T_2 — зона В; T_3 — зона Г

Парагенетическая диаграмма метабазитов зоны В с железистостью $F_{Po} = F_{Bu} = 40\%$ показана на рис. 23 (T_1).

Зона В

Метабазиты зоны В отличаются от метабазитов зоны В прежде всего отсутствием каких-либо реликтовых структур, указывающих на их первоначальную природу. Об их исходном составе можно судить только ориентировочно. Предполагаемые ортосланцы — породы с однородной текстурой и структурой. Мощность горизонтов метабазитов составляет от 2—5 до 100 м. Их центральные части сложены роговообманковыми сланцами, которые к периферии сменяются биотит-роговообманковыми сланцами. Среди них обычно отсутствуют прослои других пород.

Парасланцы — породы неоднородные, представлены биотит-роговообманковыми сланцами с прослоями биотитовых сланцев. Мощность прослоев колеблется от микроскопической (2—5 мм) до 2—5 м.

Парагенетические ассоциации метабазитов зоны В (табл. 25):

- 8) $Kв + Пл + Бу + Ро + Мт$
- 9) $Kв + Пл + Бу + Ро + Ми + Мт$
- 10) $Kв + Ро + Мт$
- 11) $Kв + Пл + Бу + Ро + Кумм + Мт \pm Гр$
- 12) $Kв + Пл + Ми + Бу + Ро + Мт + Эн - Орт.$

Плагиоклазы метабазитов зоны В часто зональные. В кумингтонитовых сланцах плагиоклазы с прямой зональностью, в биотит-роговообманковых — с прямой и обратной.

Основность плагиоклаза внутренних зон из биотит-роговообманковых сланцев зоны В колеблется в интервале № 38—58, сред-

Парагенетические ассоциации метабазитов зоны В

№ обр.	Кв	№ Пл			Ро		Би		Эн	Мт
		Вн.		Внеш.	Ng	F	Nm	F		
403	+		58		1,670	37	1,630	35	—	+
4676	+		46		1,678	46	1,637	42	—	+
417a	+		44			+		+	—	+
23	+		43		1,677	44	1,629	35	—	+
340	+		+		1,680	48	1,642	46	—	+
158	+		+		1,686	56	1,638	44	—	+
186	+	46		34	1,671	38	1,635	40	—	+
188	+		+		1,675	42	1,636	41	—	+
156a	+		38		1,676	46	1,636	41	—	+
154	+		+		1,681	49	1,632	37	—	+
153д	+	33		42	1,670	37	1,634	39	+?	+
153б	+		42		1,670	37	1,637	42	—	+
153a	+	33		42	1,675	42	1,635	40	—	+
153	+		38		1,678	46	1,635	40	—	+
189	—		+		1,686	56		—	—	+
341	+	50		39	1,706	75	1,662	64	+?	+Му + Мтх
341a	+	38		24	1,717	87	1,678	79	+?	+Му + Мтх
390	+		42		1,675	42		+	—	+

няя основность из 13 определений равняется № 42 и заметно выше средней основности плагиоклаза метабазитов зоны В (№ 35).

Как и в метабазитах зоны В, в метабазитах зоны В роговая обманка и биотит повышенной железистости ассоциируются с микроклином. Соотношения железистости роговой обманки и сосуществующего биотита в зоне В повторяют таковые зоны В (рис. 24).

Для определения содержания глинозема в роговых обманках и биотитах из метабазитов зоны В выполнены два химических анализа. Обр. 40а, роговая обманка ($\Sigma Al = 1,83$, $Al^{IV} = 1,44$, $Al^{VI} = 0,39$, $F = 39,8\%$, $f = 30,5\%$), биотит ($\Sigma Al = 1,50$, $Al^{IV} = 1,18$, $Al^{VI} = 0,32$, $F = 42,3\%$, $f = 33,8\%$) взят в 1700—1800 м от места взятия обр. 33. Относительно парагенезисов метанелитов обр. 40а взят в 15—20 м от места взятия обр. 40 — парагенезис Кв + Пл + Би + Ст + Корд + Гр + Силл.

Анализ роговой обманки из обр. 189 ($\Sigma Al = 1,85$, $Al^{IV} = 1,47$, $Al^{VI} = 0,38$, $F = 48\%$) был выполнен для контрольного сопоставления с обр. 40а. Обе пробы отобраны из горизонта «ортосланцев», залегающего параллельно изограде граната. Места положения обр. 40а и обр. 189 относительно одного к другому находятся на расстоянии 25—30 км по простиранию горизонта ортосланцев.

Как видно из приведенных анализов, роговые обманки зоны *B* (обр. 40а и обр. 189) по глинозему практически не отличаются. Сопоставление роговых обманок зоны *B* с роговыми обманками зоны *B* показывает, что в последних содержание глинозема ниже, чем в роговых обманках зоны *B*.

Парагенетическая диаграмма для метабазитов зоны *B* показана на рис. 23 (*T*₂).

Гранат, биотит, куммингтонит (обр. 409) и гранат, биотит (сбр. 187а) из парагенезиса *Kв* + *Пл* + *Би* + *Ро* + *Кумм* + *Гр* + *Мт* были проанализированы. Проба 409 характеризует изограду силлиманита, проба 187а — изограду граната. Согласно химическим анализам и данным оптического изучения основные различия из этого парагенезиса заключаются в основномности плагиоклаза и содержании марганца в гранатах. С повышением степени метаморфизма основность плагиоклаза повышается (табл. 26, анализы сверху вниз), а содержание марганца в гранатах понижается.

В целом для парагенезиса *Kв* + *Пл* + *Би* + *Ро* + *Кумм* + *Гр* + *Мт* можно принять в качестве виртуальных компонентов SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, MnO, CaO, Na₂O, K₂O. По правилу фаз варпантистность этого парагенезиса равна четырем. При определенных ограничениях вариантистность можно сократить. При сопряженной железистости сосуществующих железо-магнезиальных минералов прием железистость одного из них постоянной. Например, железистость куммингтонита по данным оптического изучения остается постоянной (*N*_g = 1,668—1,670) в зонах *B* и *Г*. Кроме того, куммингтонит близкой железистости (*N*_g = 1,668) в парагенезисе *Kв* + *Пл* + *Би* + *Ро* + *Кумм* + *Гр* + *Мт* известен в фации двуспироксеновых гнейсов — гранулитовая фация (Хлестов, Ушакова,

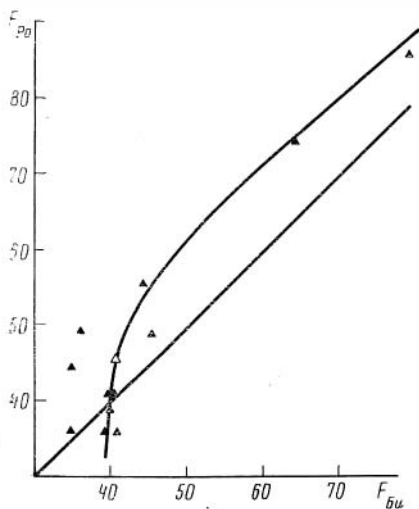


Рис. 24. Соотношение железистости роговой обманки и биотита по данным оптического изучения (зона *B*)

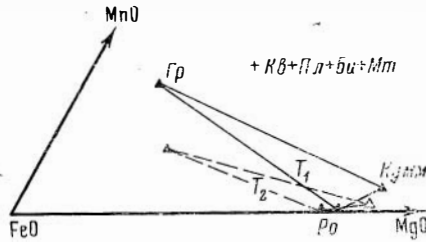


Рис. 25. Парагенезисы метабазитов зоны *B* с участием куммингтонита
 T_1 — граница зон *B* и *V*; T_2 — граница зон *B* и *G*

1965), так что сокращение вариантности за счет фиксированной железистости куммингтонита (роговой обманки и т. д.) вполне оправдано. При фиксированном давлении и постоянной железистости куммингтонита парагенезис $Kv + Pl + Bi + Po + Kumm + Gr + Mt$ дивариантный.

На рис. 25 и 26 показаны два варианта диаграммы. Рис. 25 показывает смещение парагенетического треугольника гранат-роговая обманка — куммингтонит с повышением степени метамор-

Таблица 26

Парагенетические ассоциации метабазитов зон *B* и *G* с участием куммингтонита

№ обр.	Kv	№ Pl		Po		Kumm		Bi		Gr	Mt	
		Вн.	Внеш.	Ng	F	Ng	F	Nt	F	N		
Зона <i>B</i>												
409	+	48		35	1,678	46	1,670	42,1	1,635	39,5	1,795	+
468	+	47		45	1,683	50	1,668		1,635	40	1,795	+
4176	+		46		1,678	46	1,668		1,637	42	—	+
187a	+	58		38	1,681	49	1,670		1,640	43,1	1,802	+
Зона <i>G</i>												
134	+	60		48	1,675	43	1,668		1,631	37,0	—	+

физма. T_1 (парагенетический треугольник, сплошная линия) — отвечает андалузит-силлиманитовому равновесию в метапелитах, т. е. области перехода от зоны *B* к зоне *V*. T_2 (треугольник, пунктир) — отвечает переходу от зоны *B* к зоне *G*. Точки гранатов и куммингтонита (треугольник, сплошная линия) нанесены по данным химических анализов, роговые обманки — по данным

оптического изучения. Положение куммингтонита (треугольник пунктирный) — предполагаемое.

На рис. 26 представлен другой вариант диаграммы, показывающий смещение треугольника фаз роговая обманка — плагиоклаз — куммингтонит, где точки роговых обманок нанесены по химическим анализам обр. 33 и обр. 40. Положение куммингтонита (T_2) — предполагаемое. Обозначения T_1 и T_2 те же, что и на рис. 23.

Зона Г

Среди метабазитов зоны Г, как и среди метабазитов зон В и В, можно также предполагать наличие орто- и парасланцев. Парagenетические ассоциации зоны Г в основном повторяют таковые зон В и В (табл. 27). Среди них: $Kв + Пл + Бу + Ро + Мт$; $Kв + Пл + Ро + Мт \pm Cф$; $Kв + Пл + Ми + Бу + Ро + Мт \pm Cф$; $Kв + Пл + Бу + Ро + Кумм + Гр$.

Железистость роговой обманки в зоне Г составляет 38—89%, биотита 37—78%. При этом, как и в предыдущих зонах, роговая обманка и биотит повышенной железистости ассоциируют с микроклином. Соотношения их железистости в зоне Г совершенно аналогичны таковым в зонах В и В (рис. 27).

Основность плагиоклаза в метабазитах зоны Г в целом колеблется от № 27, ассоциируя с микроклином, до № 72 в парагенезисе $Kв + Пл + Бу + Ро$. Средняя основность плагиоклаза из последнего парагенезиса равняется № 53 и выше основности плагиоклаза метабазитов зоны В. Куммингтонитовые сланцы в зоне Г пользуются незначительным распространением. Плагиоклаз в куммингтонитовых сланцах представлен № 60.

Содержание глинозема в роговой обманке зоны Г $\Sigma Al = 1,86$, $Al^{IV} = 1,49$, $Al^{VI} = 0,37$ (обр. 132) и выше содержания глино-

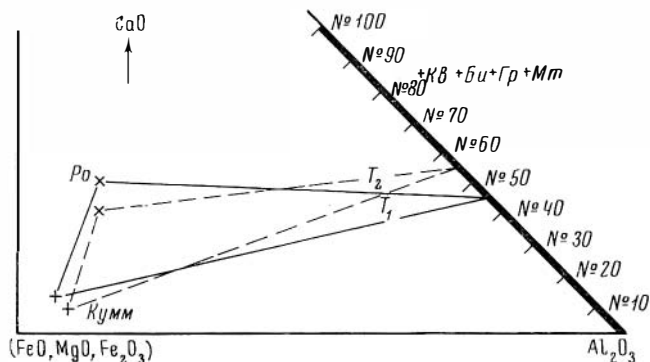


Рис. 26. Парагенезисы метабазитов зоны В с участием куммингтонита (второй вариант)

Парагенетические ассоциации метабазитов зоны Г

№ обр.	Кв	№ Пл			Ро		Би		Ми	(Орт)	Мт	Сф
		Вн.		Внеш.	Ng	F	Nm	F				
119a	+	40		49	1,677	45	1,634	40	—	—	+	
120	+	43		57	1,678	46	1,637	42	—	—	+	
168	+		+		1,678	46	1,634	39	—	—	+	
165	+	45		42	1,671	38	1,633	38	—	—	+	
166	+		44		1,681	49	1,633	38	—	—	+	
177	+	77		50	1,675	42	1,635	40	—	—	+	
124	+	52		38	1,676	46	1,637	42	—	—	+	
126	+		+		1,682	50	1,645	50	—	—	+	
127	+		+		1,679	46	1,628	35	—	+	+	
128	+		+		1,677	45	1,637	42	—	—	+	
129	+	72		47	1,675	42	1,637	42	—	—	+	
129в	+			27	1,719	89	1,670	71	+	+	+	+
129г	+			31	1,698	67	1,657	57	+	+	+	+
129д	+			30	1,702	70	1,664	66	+	+	+	+
129е	+			28	1,712	81	1,667	68	+	+	+	+
131	+	57		43	1,680	47	1,637	42	—	—	+	—
132	+			25	1,703	73,7	1,660	62,4	+	+	+	—
145г	+			31	1,698	66	1,648	52	—	—	+	—
146	+	48		42	1,675	43	1,634	39	—	—	+	—
137	+		+		1,670	38	1,631	37	—	—	+	—
136	+		+		1,675	43	1,631	37	—	—	+	—
134a	+	42		50	1,683	51	1,639	44	—	—	+	—

зема роговых обманок зон Б и В, хотя различия не столь значительны, как, например, между роговыми обманками зон Б и В.

Парагенетическая диаграмма для метабазитов зоны Г с $F_{Ро} = F_{Би} = 40\%$ показана на рис. 23.

Таким образом, прогрессивный метаморфизм в метабазитах Тонгулакского хребта выявляется на основании систематического повышения содержания глинозема в роговых обманках, повышения основности плагиоклаза в парагенезисах $Кв + Пл + Би + Ро$ и $Кв + Пл + Би + Ро + Кумм + Гр$ и понижения содержания марганца в гранате из парагенезиса $Кв + Пл + Би + Ро + Кумм + Гр$.

Железистость роговых обманок и биотитов, как показывает изучение, определяется типом парагенезиса. В клиноцитсодержащих разностях (зона В) ассоциирует роговая обманка низкой

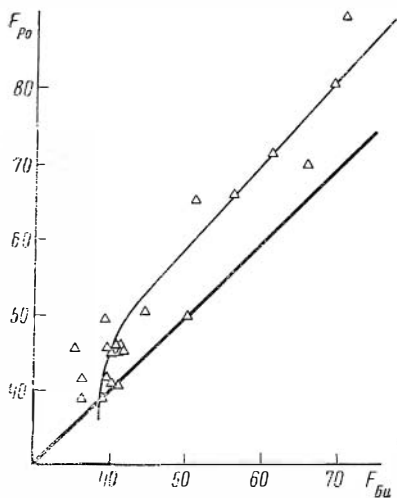


Рис. 27. Соотношение железистости роговой обманки и биотита по данным оптического изучения (зона Г)

железистости (15—32%), в микроклинсодержащих парагенезисах (зоны *B*, *B* и *Г*) — роговая обманка высокой железистости (54—89%), в парагенезисе *Ks + Pl + Bu + Po* — роговая обманка средней железистости (35—55%). Сопоставление железистости роговой обманки с железистостью биотита по зонам (*B*, *B* и *Г*), как и в целом для всех зон (рис. 28), показывает, что железистость роговой обманки выше железистости биотита в области железистых составов ($F > 40\%$). В области магнезиальных составов ($F < 40\%$) соотношения их железистости меняются на обратные. При построении диаграммы сопряженной железистости роговой обманки и биотита (рис. 28) частично учтены и литературные данные.

ПОВЕДЕНИЕ ГРАНАТА ПРИ ПРОГРЕССИВНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

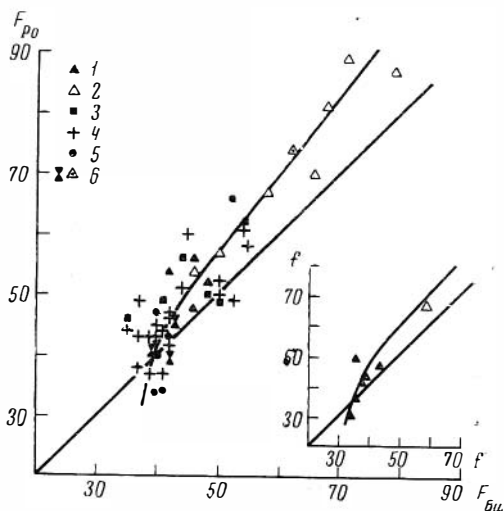
Гранаты в метаморфических породах устойчивы от фации зеленых сланцев до гранулитовой фации. Сложность их химического состава зависит от состава исходных пород и условий метаморфизма. Именно последняя зависимость привлекает внимание многих исследователей (Соболев, 1964; Miyashiro, 1958; Aterton, 1964 и др.).

В этом разделе мы остановимся на одной особенности химизма гранатов — зависимости содержания марганца в гранатах от условий метаморфизма.

Всего нами проанализировано восемь гранатов, из них шесть, из метапелитов. Анализированные гранаты принадлежат зонам *B* и *Г*. Из зоны *B* химический анализ граната выполнить не удалось из-за трудности отбора материала.

Рис. 28. Общая диаграмма сопряженной железистости роговой обманки, включая все зоны

- 1 — по литературным данным;
 2 — (по данным оптического изучения) — $Kв+Пл+Би+Ро+$
 $+ Ми$;
 3 — $Kв+Пл+Би+Ро+Эп$;
 4 — $Kв+Пл+Би+Ро$;
 5 — $Пл+Ро+Би$;
 6 — по химическим анализам



Прежде всего расположим анализы в последовательности их относительного положения к изограде силлиманита. Затем проследим изменение содержания марганца в гранатах.

Обр. 21 ($Kв + Пл + Би + Гр + Силл + Мт$) взят в 20—30 м от места распространения парагенезиса $Kв + Анд + Силл$, т. е. вблизи изограды силлиманита. Обр. 409 ($Kв + Пл + Би + Ро + Кумм + Гр + Мт$) и обр. 410 ($Kв + Пл + Би + Гр + Корд + Мт$) взяты относительно один к другому в интервале 25—30 м и в 15—20 м относительно места отбора обр. 21 в направлении к зоне Г.

Обр. 40 ($Kв + Пл + Би + Корд + Ст + Гр + Силл + Мт$) взят в области перехода от зоны В к зоне Г. В 25—30 км от места отбора обр. 40 по простиранию и на том же уровне относительно изограды силлиманита отобран обр. 187а ($Kв + Пл + Би + Ро + Кумм + Гр + Мт$). Образцы 113, 326, 361 относятся к зоне Г. Обр. 113 ($Kв + Пл + Би + Гр + Мт$) и обр. 326 ($Kв + Пл + Би + Гр + Корд + Силл + Мт$) отобраны из одного обнажения (15—20 м), обр. 361 ($Kв + Пл + Би + Гр + Силл + Корд + Мт$) — в 12—15 км от места отбора образцов 113 и 326 по простиранию горизонта гранатсодержащих гнейсов. Положение шести проанализированных нами гранатов и двух гранатов В. А. Скуридина (Мпхалева, Скуридин, 1972) отобрано в координатах $MgO-FeO-MnO$ на рис. 29.

Перечислим в той же последовательности гранаты, но с приведением содержания марганца (в формульных единицах). Обр. 21—0,24, обр. 410—0,28, обр. 409—0,43, обр. 40—0,79, обр. 187а—0,35, обр. 113—0,26, обр. 326—0,38, обр. 361—0,38.

Отвлекаясь от парагенезисов и сопоставляя гранаты по зонам, можно видеть, что содержание марганца в гранатах не определяет-

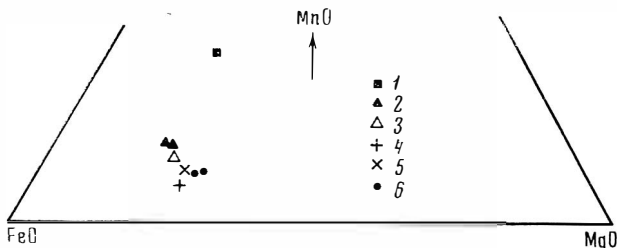


Рис. 29. Гранаты метапелитов Тонгулакского хребта
 1 — $Kv + Pl + Bi + Gr + St + Корд + Силл$; 2 — $Kv + Pl + Bi + Корд + Gr + Силл$; 3 — $Kv + Pl + Bi + Gr + Корд$; 4 — $Kv + Pl + Bi + Gr + Силл$; 5 — $Kv + Pl + Bi + Gr$; 6 — парагенезис неизвестен

ся степени метаморфизма. Так, например, в гранатах (обр. 21, 410, 409), образовавшихся при близких P и T (низкотемпературная часть зоны B), содержание марганца варьирует от 0,24 до 0,43. В гранатах зоны Γ (обр. 113, 326, 361) содержание марганца составляет 0,26—0,39. Можно также сопоставить гранаты из разных зон. Например, в гранатах из метапелитов низкотемпературной части зоны B (вблизи изограды силлиманита) содержание марганца составляет 0,24—0,28 (обр. 21 и обр. 410), в гранате из переходной области от зоны B к зоне Γ — 0,79 (обр. 40), в гранатах зоны Γ — 0,38—0,39 и т. д.

Не найдя закономерности в содержании марганца в гранатах от степени метаморфизма, проследим изменение содержания марганца в гранатах по парагенезисам. Парагенезисы и содержание марганца в гранатах: $Kv + Pl + Bi + Gr + Mт$ (обр. 113) — 0,26; $Kv + Pl + Bi + Силл + Gr + Mт$ (обр. 21) — 0,24; $Kv + Pl + Bi + Корд + Mт$ (обр. 410) — 0,28; $Kv + Pl + Bi + Силл + Корд + Gr + Mт$ (обр. 326, 361) — 0,38—0,39; $Kv + Pl + Bi + Gr + St + Корд + Силл + Mт$ (обр. 40) — 0,79.

Таким образом, как следует из химических анализов гранатов и их положения относительно изоград, можно с достаточной уверенностью говорить, что нет обязательной зависимости понижения содержания марганца в гранатах с повышением степени метаморфизма, если мы абстрагируемся от парагенезисов.

Закономерности понижения содержания марганца в гранатах из метаморфических пород Тонгулакского хребта подчиняются два парагенезиса: $Kv + Pl + Bi + Po + Кумм + Gr + Mт$ в метабазитах и $Kv + Pl + Bi + St + Корд + Gr + Силл$ в метапелитах. В первом парагенезисе содержание марганца понижается с переходом от зоны B к зоне Γ от 0,43 до 0,35.

Наибольший интерес представляет второй парагенезис. Поскольку разложение ставролита с кварцем идет по схеме $Kv + St = Корд + Gr + Силл + H_2O$, можно считать, что парагенезис правой части уравнения в системе SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO ниже

кривой устойчивости ставролита невозможен. Из входящих в этот парагенезис минералов кварц, силлиманит, кордиерит и ставролит отвечают «чистым» фазам, т. е. укладываются в четырехкомпонентную систему SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO . Исключение составляет гранат, который помимо этих компонентов в существенном количестве может вмещать и MnO . Парагенезис $Kv + Cr + Корд + Gr + Силл$ в системе SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , MnO при фиксированном давлении моновариантен. Показатели преломления граната из этого парагенезиса повышаются с приближением к зоне G ($N = 1,799-1,803$), что соответствует снижению марганца от 0,79 до 0,39. Значение марганца в 5—6 вес. % — 0,40 формульных единиц соответствует области перехода от зоны B к зоне G . Выше этих значений гранат относится к зоне B и ассоциирует в парагенезисе $Kv + Cr + Корд + Gr + Силл$, ниже — к зоне G и ассоциирует в парагенезисе $Kv + Корд + Gr + Силл$. Переход от зоны B к зоне G идет с уменьшением содержания марганца в гранате за счет увеличения содержания граната в породе: $Kv + Cr + Gr_{\text{Mn}} = Корд + 2Gr_{\text{Mn}_{0,5}} + Силл + \text{H}_2\text{O}$.

Парагенезис $Kv + Cr + Корд + Gr + Силл$, допускающий вхождение марганца в основном в гранат, может успешно использоваться в качестве геологического термометра.

ПОВЕДЕНИЕ ПЛАГИОКЛАЗА ПРИ ПРОГРЕССИВНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Плагиоклаз в метаморфических породах возникает при метаморфизме пород разнообразного состава и устойчив в широком интервале $P-T$ -условий. Зависимость основности плагиоклаза от степени метаморфизма подмечена Бекке (Bescke, 1913) и в дальнейшем неоднократно подтверждалась на конкретных примерах.

При изучении метаморфических плагиоклазов обычно обращается внимание на зависимость основности плагиоклаза от степени метаморфизма. Поскольку метаморфические породы возникают при метаморфизме пород различного исходного состава, естественно это должно отразиться на основности плагиоклаза, т. е. изменении его основности с изменением состава пород. Последняя особенность хорошо проявляется в метаморфических породах Тонгулакского хребта.

В зоне A плагиоклаз в метапелитах и в метабазитах представлен альбитом. В метапелитах № 0—5, в метабазитах № 0—10. С переходом от зоны A к зоне B основность плагиоклаза и в метапелитах, и в метабазитах сменяется скачком от альбита (№ 5—10) до олигоклаза (№ 20—25). На резкую смену альбита олигоклазом в породах регионального метаморфизма обращали внимание многие исследователи (Cristie, 1952, 1962; Ribbe, 1960; Ruttland, 1961, 1962; Noble, 1962; Brown, 1962; Sen, 1963; Evans, 1964; Crawford,

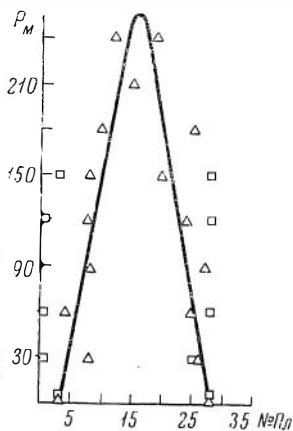


Рис. 30. Схематическая кривая предполагаемого распада в серии плагиоклазов № 0—5 — № 25—30

Треугольники — определения на столике Федорова; квадраты — по показателям преломления; P_m — расстояние в метрах от места взятия первой пробы

кварц-полевошпатовых сланцев через интервал 25—30 м отобрано девять образцов в направлении к изограде силлиманита. Как показали замеры основности плагиоклазов на столике Федорова, которые контролировались и иммерсионными определениями, разрыв в основности плагиоклазов постепенно сокращается с приближением к изограде силлиманита (см. табл. 15, анализы сверху вниз). В двух крайних шлифах встречены однородный плагиоклаз (№ 15, обр. 436в) и два плагиоклаза (обр. 6). В последнем примере порода по составу неоднородна. Часть шлифа сложена кварц-плагиоклаз-биотитовым прослоем ($Kв + Пл + Би$), где плагиоклаз с прямой зональностью (№ 19 внутренняя зона и № 12 — внешняя), другая — роговообманковым прослоем ($Kв + Пл + Би + Ро + Мт$), где плагиоклаз однородный — № 12.

По данным этой таблицы на рис. 30 построена схематическая кривая предполагаемого распада в серии плагиоклазов № 0—5—№ 25—30. На этом рисунке по горизонтали откладывается номер плагиоклаза, по вертикали — расстояние в метрах от места взятия первой пробы.

Выведенная кривая распада плагиоклазов с критической точкой № 15, вероятно, может иметь только теоретический интерес. Как следует из общего анализа прогрессивной зональности, про-

1966). Лавес (Laves, 1954) считает, что скачок от альбита к олигоклазу, происходящий на переходную область от фации зеленых сланцев к амфиболитовой фации, обусловлен разрывом смесимости в серии плагиоклазов № 5—20. По мнению других авторов (Evans, 1964; Noble, 1962; Crawford, 1966), разрыв возможен в ряду плагиоклазов основности № 2—5 — № 18—20. В связи с этим следует кратко остановиться на характеристике пятнистых плагиоклазов из кварц-полевошпатовых сланцев, пространственно приходящихся на область перехода от зоны А к зоне В.

Как уже отмечалось ранее (см. гл. II и III), между актинолитовыми и роговообманковыми сланцами залегает горизонт (мощность 250—300 м) кварц-полевошпатовых сланцев. Породы состоят из кварца, плагиоклаза, микроклина и биотита. Микроскопические исследования показывают, что плагиоклазы в кварц-полевошпатовых сланцах имеют неоднородное пятнистое строение. Часть пятен сложена альбитом, другая — олигоклазом. Для более детального исследования нами из горизонта

странственный градиент в метаморфических породах Тонгулакского хребта вряд ли превышал $20^\circ/\text{км}$. Даже увеличив эти значения в два раза, мы получим на 250 м градиент температуры в 10° . Эти значения безусловно не могут быть решающими при наших грубых определениях границ зон. Поэтому скачок в плагиоклазах от № 10 до № 20 и область сосуществования альбита с олигоклазом можно принять совпадающими. Очевидно, ограниченной температурной областью сосуществования альбита с олигоклазом можно объяснить отсутствие их совместного нахождения в природных условиях.

Плагиоклазы зоны *B* представлены в метапелитах № 21—30, в метабазитах № 23—85. Группируя метабазиты по парагенезисам, можно видеть, что плагиоклаз максимальной основности (№ 57—85) характерен для клиноцоизитсодержащих разностей, плагиоклаз низкой основности (№ 23) — для микроклинсодержащих парагенезисов. В парагенезисе $Kv + Pl + Bu + Po \pm \text{Эп} + Mт$ основность плагиоклаза в целом колеблется от № 30 до № 50, средняя для зоны *B* — № 35.

Плагиоклазы в зоне *B* представлены в метапелитах № 26—38, плагиоклаз средней основности № 28; в метабазитах № 42. В метапелитах основность плагиоклаза повышается в направлении от силлиманитсодержащих парагенезисов (№ 28 — плагиоклаз средней основности) к гранатсодержащим (№ 36). В метабазитах плагиоклаз повышенной основности ассоциирует в парагенезисе $Kv + Pl + Bu + Po + Kумм + Gr + Mт$. В этом парагенезисе основность плагиоклаза повышается с повышением степени метаморфизма от № 44—46 в переходной области от зоны *B* к зоне *B* до № 58 на границе зон *B* и *Г*. Средняя основность плагиоклаза в парагенезисе $Kv + Pl + Bu + Po + Mт$ — № 42 и выше средней основности плагиоклаза зоны *B* (№ 35).

В зоне *Г* плагиоклаз в силлиманитсодержащих парагенезисах представлен олигоклазом (№ 28 — средняя основность плагиоклаза), в гранатсодержащих — № 38—40. В метабазитах зоны *Г* основность плагиоклаза минимальна в парагенезисе с микроклином (№ 28—30), максимальна в парагенезисе с куммингтонитом (№ 60). Средняя основность плагиоклаза из парагенезиса $Kv + Pl + Bu + Po + Mт$ в зоне *Г* равняется № 53 и выше основности плагиоклаза зоны *B*.

Таким образом, исходя из приведенных данных, можно наметить следующий ряд повышения основности плагиоклаза в зависимости от типа парагенезисов. Зона *A*: $Kv + Pl + Xл + My + Bu + \text{Эп} + Mт$ — № 3, $Kv + Pl + Xл + Aкт + \text{Эп} + Ka$ — № 7. Зона *B*: $Kv + Pl + Bu + Xл + My + Kорд \pm Gr + Mт$ — № 26, $Kv + Pl + Bu + Mu + Po + Mт$ — № 23, $Kv + Pl + Bu + Po + Mт$ — № 35, $Pl + Po + Kл$ — № 77. Зона *B*: $Kv + Pl + Bu + Силл \pm My \pm Kорд + Ст + Mт$ — № 28, $Kv + Pl + Bu + Gr + Mт$ — № 36, $Kv + Pl + Bu + Mт$ — № 40, $Kv + Pl + Bu +$

+ $Ро + Мт - № 42$, $Кв + Пл + Би + Ро + Кумм ± Гр + Мт - № 48$. Зона $Г$: $Кв + Пл + Му + Би + Силл + Корд + Мт - № 28$, $Кв + Пл + Би + Гр + Мт - № 39$, $Кв + Пл + Би + Мт - № 40$, $Кв + Пл + Би + Ро + Мт - № 53$, $Кв + Пл + Би + Ро + Кумм + Мт - № 60$.

За исключением метапелитов зоны A и метапелитов с гранатом, основность плагиоклаза в метапелитах сохраняется постоянной (№ 28) независимо от степени метаморфизма. Основность плагиоклаза повышается с повышением степени метаморфизма в метабазитах: в парагенезисе $Кв + Пл + Би + Ро + Мт$ (№ 35—№ 53), в парагенезисе $Кв + Пл + Би + Ро + Кумм ± Гр + Мт$ (№ 45—№ 60).

СОПОСТАВЛЕНИЕ МЕТАПЕЛИТОВ И МЕТАБАЗИТОВ ОТНОСИТЕЛЬНО ИХ ПОЛОЖЕНИЯ В ПРОГРЕССИВНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В целом для метапелитов Тонгулакского хребта, за исключением зоны A , характерен следующий набор минералов: $Кв + Му + Би + Корд + Гр + Силл + Ст$. В системе $SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, K_2O$ парагенезис с семью минералами при пяти компонентах по правилу фаз невариантен. Закономерная пространственная смена ассоциаций с пятью и шестью минералами этого парагенезиса говорит о том, что с переходом от зоны B к зоне $Г$ мы пересекаем линии моновариантных равновесий, исходящих, очевидно, из невариантной точки с этим парагенезисом. При принятых составах минералов ($Ст_{30}, Корд_{30}, Гр_{85}, Би_{45}$) реакции, относящиеся к невариантному парагенезису $Кв + Му + Би + Ст + Корд + Гр + Силл$, включая и реакцию перехода от зоны A к зоне B , имеют вид:

1. $14,27Кв + 5,5Хл + 5,1Му$ (зона A) = $5,1Би + 5,53Корд + 0,75Гр + 18,1H_2O$ (зона B).
2. ($Силл$): $2,45Му + 1,545Гр + 2,204Корд$ (зона B) = $2,45Би + 9,074Кв + 1,704Ст + 0,3H_2O$ (зона B), $\Delta V = -9\%$.
3. ($Гр$): $2Му + 0,69Ст + 1,61Корд$ (зона B) = $3,285Кв + 7,725Силл + 2Би + 1,81H_2O$ (зона B), $\Delta V = -4\%$.
4. ($Корд$): $5Кв + 0,3Му + 2,76Ст$ (зона B) = $0,3Би + 10,52Силл + 1,61Гр + 2,4H_2O$ (зона B), $\Delta V = +1,5\%$.
5. ($Му, Би$): $3,125Кв + 1,65Ст$ (зона B) = $0,15Корд + 6,125Силл + 1Гр + 1,24H_2O$ (зона $Г$).
6. ($Ст$): $3,5Му + 2,99Корд + 0,69Гр$ = $8,25Кв + 3,5Би + 9,12Силл + 2,3H_2O$, $\Delta V = -7\%$.

Объемные эффекты реакций рассчитаны через плотности минералов для нормальных условий.

Положение линий выведенных моновариантных равновесий показано на схематической $P - T$ -диаграмме (рис. 31). При общем

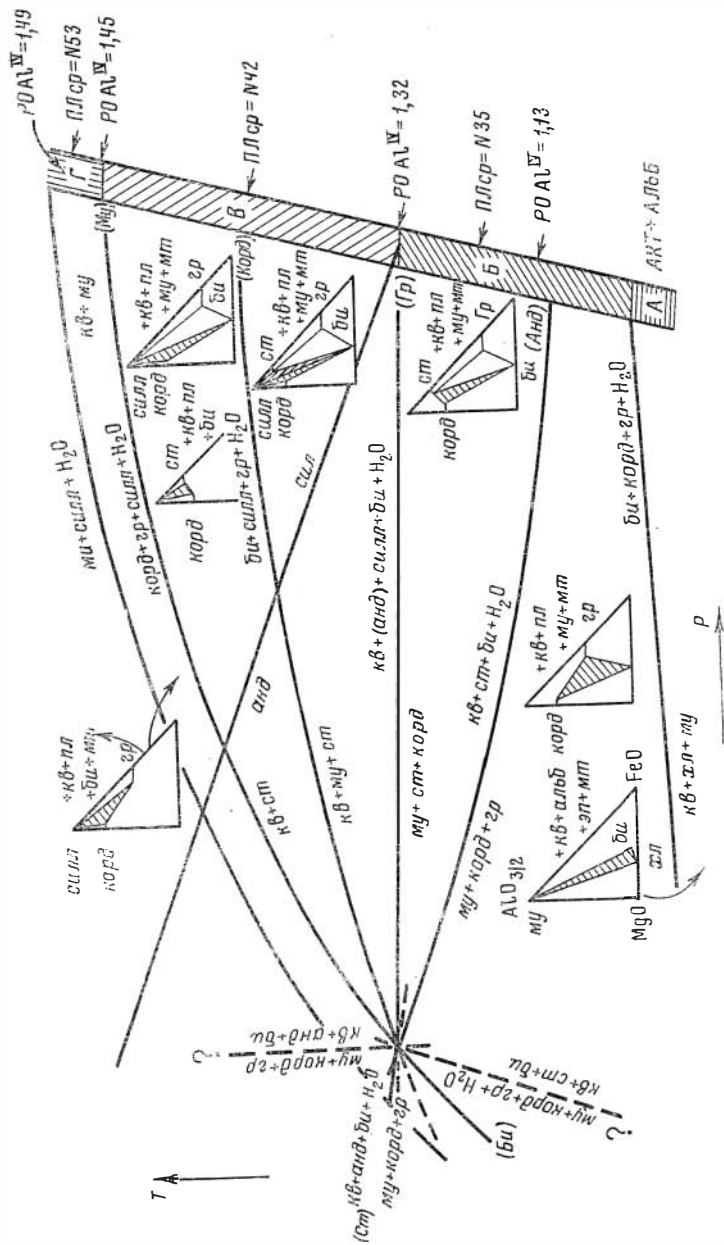


Рис. 31. Схема минеральных превращений в метапелитах фашии эпидиогитовых амфиболитов

обзоре диаграммы прежде всего обращает внимание положение ($An\delta$) луча. В зависимости от того будем ли мы вводить в реакцию кордиерит с учетом содержания в нем воды (сплошная линия с отрицательным наклоном) или рассчитывать реакцию с безводным кордиеритом (линия пунктиром с положительным наклоном), меняется не только наклон ($An\delta$) луча, но и поле устойчивости ставролита с кварцем и мусковитом. Например, то же равновесие ($An\delta$), но с участием безводного кордиерита запишется с повышением температуры (с выделением воды) слева направо, как: $9,074Kv + 2,45Bi + 1,704Cr = 2,45Mu + 1,54Gr + 2,204Kord + 1,4H_2O$ ($\Delta V = +10\%$). Для остальных равновесий знаки тепловых эффектов не меняются независимо от расчета реакции с водным или безводным кордиеритом, меняется только величина ΔV . Последнее не имеет принципиального значения для наших схематических построений, поэтому расчет реакции с участием безводного кордиерита для других равновесий мы не приводим.

Отрицательный наклон ($An\delta$) луча представляется нам более правильным. В пользу этого свидетельствует весь имеющийся в настоящее время природный и экспериментальный материал по кордиеритам. Более подробно на этом вопросе мы остановимся в главе VI. Здесь же отметим, что содержание воды в кордиеритах Тонгулакского хребта составляет 1,8—2,3 вес.%, среднее из четырех анализов — 2,1 вес.%. Именно с учетом содержания воды в кордиерите равновесие $Mu + Kord + Gr = Kv + Bi + Cr + H_2O$ при отрицательном объемном эффекте идет с повышением температуры слева направо.

Другой особенностью построенной диаграммы является взаимное положение равновесий $Kv + Cr = Kord + Gr + Силл + H_2O$ и $Kv + Mu = Силл + Ми + H_2O$. Их относительное положение выводится на основании поведения ставролита и мусковита в зонах прогрессивного метаморфизма. Как уже отмечалось ранее, в метаморфических породах Тонгулакского хребта в зоне Γ устойчив парагенезис $Kv + Kord + Gr + Силл$, исключаяющий ставролит с кварцем. Здесь же в зоне Γ встречается и парагенезис $Kv + Mu + Би + Силл + Kord$. Аналогичные их взаимоотношения намечаются и в метаморфических породах Кодаро-Удоканской зоны метаморфизма, где, по описанию С. П. Кориковского (1967), среди гранат-мусковитовых сланцев встречается парагенезис $Kv + An\delta + Kord + Gr$. По описанию Джеймса (James, 1956), в зонально-метаморфических породах Северного Мичигана с повышением степени метаморфизма ставролит исчезает раньше мусковита.

Из всех равновесий, представленных на диаграмме (рис. 31), для метаморфических пород Тонгулакского хребта наиболее четко устанавливаются следующие: $Kv + Хл + Mu$ (зона А) = $Би +$

+ $Kорд + Gr + H_2O$ (зона B), $Mu + Корд + Ст$ (зона B) = $Kв + Силл + Би + H_2O$ (зона B), $Kв + Ст$ (зона B) = $Kорд + Gr + Силл + H_2O$ (зона $Г$), $Kв + Му = Силл + K_2O + H_2O$. Последняя реакция, очевидно, протекает при температурах, близких к верхней границе устойчивости мусковита с кварцем. Равновесие $Mu + Корд + Gr = Kв + Ст + Би + H_2O$ вытекает из сопоставления парагенетических треугольников высокотемпературной и низкотемпературной частей зоны B , равновесие $Kв + Му + Ст$ (зона B) = $Gr + Силл + Би + H_2O$ (зона B) — из особенностей построения диаграммы (рис. 31). Парагенезис $Kв + Му + Би + Gr + Силл$ нами в зоне B не встречен, но встречаются такие ассоциации, как $Kв + Му + Ст + Силл + Корд$ и $Kв + Силл + Gr + Би$.

Зона А

Основными парагенезисами для зоны A являются в метапелитах — $Kв + Альб + Хл + Му + Би + Эн$, для метабазитов — $Kв + Альб + Хл + Акт + Эн + Ка$. Железистость хлорита в метапелитах зоны A ($F_{Хл} = 35-41\%$) выше железистости хлорита метабазитов ($F_{Хл} = 28-30\%$). С повышением степени метаморфизма железистость хлорита в метапелитах понижается. В силу ограниченного распространения метабазитов в зоне A зависимость железистости хлоритов метабазитов с повышением степени метаморфизма изучить не представляется возможным.

Основность плагиоклаза в метапелитах зоны A составляет № 0—5, средняя — № 3, в метабазитах — № 0—10, средняя — № 7.

Переход от зоны A к зоне B в метапелитах выражается уравнением типа $Kв + Хл + Му = Би + Корд + Gr + H_2O$. В метабазитах с изоградой кордиерита (рис. 31, 32) совпадает смена актинолита роговой обманкой.

Основность плагиоклаза при переходе от зоны A к зоне B в метапелитах и в метабазитах сменяется скачком. Для зоны A характерен альбит, для зоны B — олигоклаз и выше. Плагиоклазы средней основности на этом интервале не встречаются.

Таким образом, с изоградой кордиерита в метапелитах совпадают смена альбита олигоклазом в метапелитах и в метабазитах и смена актинолита роговой обманкой в метабазитах.

Зона В

Парагенезисы зоны B в метапелитах — $Kв + Хл + Му + Би + Корд \pm Gr + Мт$, $Kв + Му + Би + Корд + Анд + Мт$, в метабазитах — $Kв + Пл + Би + Ро \pm Эн + Мт$, $Kв + Пл + Ми + Би + Ро + Эн - Орт + Мт$, $Кл + Ро + Пл$, $Ро + Пл$.

Сопоставляя парагенетические треугольники метапелитов от зоны A до зоны B включительно (рис. 31), можно вывести следующие

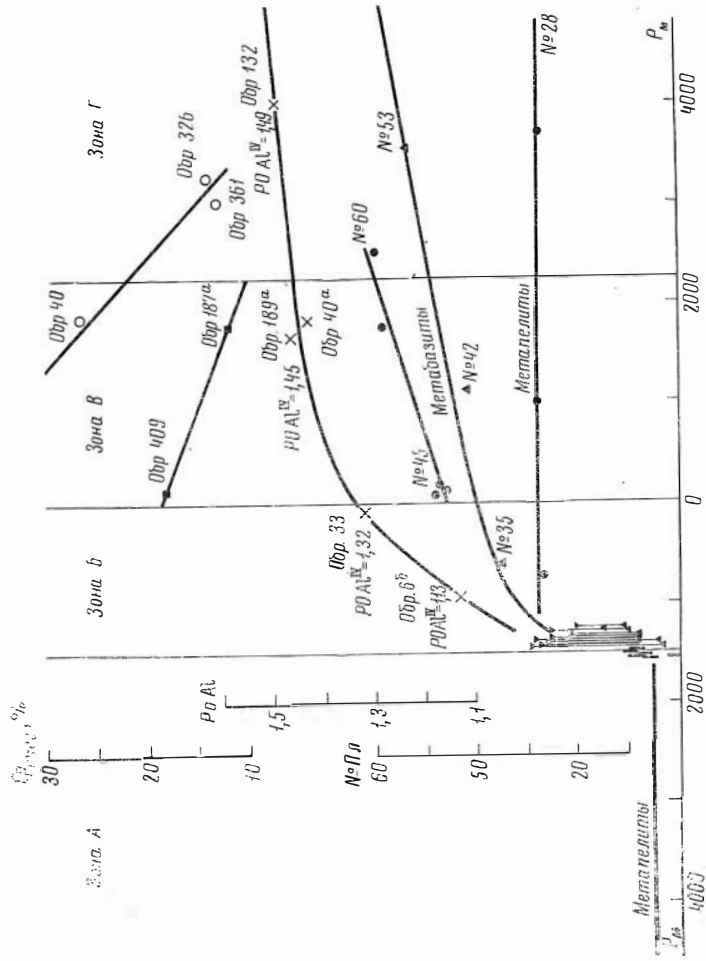


Рис. 32. Положение анализированных образцов относительно изограды СИЛЛИМАНИТА

Рх — расстояние в метрах от изограды СИЛЛИМАНИТА

щую схему минеральных превращений в метапелитах: $Kv + Xл + My$ (зона А) = $Kорд + Gr + Би + H_2O$ (зона Б), $My + Корд + Gr$ (зона Б) = $Kв + Ст + Би + H_2O$ (зона Б), $My + Корд + Ст$ (зона Б) = $Kв + Силл - Анд + Би + H_2O$ (зона В).

В метабазитах на этом интервале происходит увеличение содержания глинозема в роговых обманках ($Al^{IV} = 1,13-1,32$).

Основность плагиоклаза в метапелитах зоны Б колеблется от № 21 до 30, средняя — № 27. В метабазитах зоны Б основность плагиоклаза в целом колеблется от № 23 до № 85. При этом плагиоклаз повышенной основности характерен для парагенезисов $Kл + Ро + Пл$, $Пл + Ро$; плагиоклаз пониженной основности — для парагенезиса $Kв + Пл + Ми + Би + Ро + Эн - Орт$ (№ 23).

Основность плагиоклаза в парагенезисе $Kв + Пл + Би + Ро \pm Эн$ в зоне Б составляет № 25—50, средняя — № 35. Средняя основность плагиоклаза в биотит-роговообманковых сланцах зоны Б выше основности плагиоклаза метапелитов.

Переход от зоны Б к зоне В в метапелитах выражается двумя равновесиями: 1) $Анд = Силл$ и 2) $My + Ст + Корд$ (зона Б) = $Kв + Силл + Би + H_2O$ (зона В). Содержание глинозема в роговой обманке, отвечающей в пространстве изограде силлиманита, равно 1,32 (рис. 31, 32).

Зона В

Парагенетические ассоциации метапелитов зоны В: $Kв + My + Би + Ст + Анд - Силл + Корд$, $Kв + My + Би + Корд + Анд - Силл$, $Kв + My + Би + Ст + Силл$, $Kв + Би + Корд + Силл + Ст$, $Kв + Би + Ст + Силл + Корд + Gr$. Парагенезисы метабазитов: $Kв + Пл + Би + Ро + Кумм + Gr$, $Kв + Пл + Би + Ро + Кумм$, $Kв + Пл + Би + Ро$.

Прогрессивный метаморфизм в зоне В и в метапелитах, и в метабазитах (с участием куммингтонита) выражается в смещении треугольников фаз. Содержание марганца в гранатах из метабазитов (в парагенезисе с куммингтонитом) равно 18,1% спессартина (эти значения пространственно отвечают изограде силлиманита) и 11,8% спессартина (эти значения пространственно отвечают изограде граната).

Содержание глинозема в роговых обманках составляет 1,32 (изограде силлиманита) и 1,44—1,47 (изограде граната).

Средняя основность плагиоклаза в метапелитах без участия граната равна № 28, с гранатом — № 33; в метабазитах без участия куммингтонита $Пл_{ср} = № 42$, с участием куммингтонита — $Пл_{ср} = № 48$.

Переход от зоны В к зоне Г в метапелитах выражается уравнением типа $Kв + Ст + Gr_{Mn}$ ($MnO = 11\%$) = $2Gr_{Mn0,5n} + Корд + Силл + H_2O$ ($MnO \leq 5-6$ вес. %). Содержание глинозема в роговых обманках составляет 1,44—1,47 (рис. 31, 32).

Зона Г

Парагенезисы метapelитов: $Kv + Pl + Bi + Gr + Корд + Силл$, $Kv + Pl + Му + Би + Корд + Силл$; метабазитов: $Kv + Pl + Би + Ро + Кумм$, $Kv + Pl + Би + Ми + Ро + Эн - Орт$, $Kv + Pl + Би + Ро$.

Содержание марганца в гранате из парагенезиса $Kv + Ст + Корд + Gr + Силл$, как это показывают химические анализы и данные оптического изучения, на границе зон В и Г должно составлять 5—6 вес. %. Гранаты с более высоким содержанием марганца относятся к зоне В и сосуществуют в парагенезисе $Kv + Ст + Корд + Gr + Силл$, гранаты с меньшим содержанием марганца относятся к зоне Г и сосуществуют в парагенезисе $Kv + Корд + Gr + Силл$.

Содержание глинозема в роговой обманке зоны Г равно 1,49 (глинозем в четверной координации). По содержанию глинозема роговая обманка зоны Г мало отличается от роговых обманок зоны В. Но здесь следует заметить, что предыдущие анализы роговых обманок представляют однотипный парагенезис ($Kv + Pl + Би + Ро + Мт$), в то время как роговая обманка зоны Г проанализирована из парагенезиса $Kv + Pl + Би + Ми + Ро$. К тому же роговые обманки зон В и Г характеризуются близкой железистостью ($F = 40—47\%$). Железистость роговой обманки зоны Г равна 62%. Поэтому не исключено, что содержание глинозема в роговых обманках зоны Г может быть выше в парагенезисе $Kv + Pl + Би + Ро$, чем это показывает анализ роговой обманки из парагенезиса $Kv + Pl + Би + Ро + Ми + Мт$.

Средняя основность плагиоклаза в метapelитах зоны Г без граната равна № 28, с гранатом — № 36. В метабазитах (в парагенезисе $Kv + Pl + Би + Ро$) средняя основность плагиоклаза составляет № 53, в метабазитах с участием куммингтонита — № 60 (по одному замеру).

С повышением степени метаморфизма основность плагиоклаза повышается в метapelитах с гранатом, в биотит-роговообманковых и куммингтонитовых сланцах. В метapelитах без граната основность плагиоклаза в метapelитах практически не меняется.

В табл. 28 приводится сопоставление составов роговых обманок Тонгулакского хребта со средними составами по Е. А. Костюк и В. С. Соболеву (Костюк, Соболев, 1965). В таблицу вынесены основные компоненты, обычно принимаемые в качестве показательной степени метаморфизма. Роговые обманки зоны В характеризуются более низким содержанием глинозема по сравнению со средними — статистическими для фации эпидотовых амфиболитов при близких значениях остальных параметров. Роговые обманки зон В и Г по общему глинозему отвечают роговым обманкам фации эпидотовых амфиболитов при различных соотношениях глинозема в четверной и шестерной координациях. Для роговых обманок зон В и Г характерно более высокое содержание глинозема в

Сопоставление роговых обманок Тонгулакского хребта со средними составами разных фаций, по Е. А. Костюк и В. С. Соболеву

Компоненты	Фация				Зона				
	гранулитовая	амфиболитовая	эпидиот-амфиболитовая	зелено-сланцевая	Б		В		Г
Si	6,37	6,27	6,68	7,66	6,87	6,68	6,56	6,53	6,51
Ti	0,21	0,16	0,10	0,03	0,09	0,16	0,20	0,19	0,19
ΣAl	2,09	2,17	1,81	0,49	1,49	1,68	1,83	1,85	1,86
Al^{IV}	1,63	1,73	1,31	0,32	1,13	1,32	1,44	1,47	1,49
Al^{VI}	0,45	0,44	0,50	0,16	0,36	0,36	0,39	0,38	0,37
Ca	1,83	1,77	1,85	1,71	1,84	1,72	1,90	1,94	1,70
Na	0,51	0,45	0,39	0,21	0,34	0,32	0,32	0,42	0,35
K	0,20	0,26	0,09	0,02	0,10	0,18	0,10	0,12	0,36
F	46,6	48,0	45,2	25,6	40,4	45,7	39,9	47,6	73,7

четверной координации по сравнению со средними для фации эпидиотовых амфиболитов, но ниже средних значений амфиболитовой фации. Выявленные закономерности в составах роговых обманок находятся в хорошем соответствии с выводами, сделанными на основании особенностей пространственного положения парагенезисов метapelитов, и лишней раз подтверждают возможность использования амфиболов для целей фациального анализа.

Таким образом, прогрессивный метаморфизм в метapelитах Тонгулакского хребта фиксируется сменой парагенетических треугольников от зоны к зоне (рис. 31), а также смещением треугольников фаз в пределах зон. Например, железистость хлорита и биотита в зоне А с приближением к зоне В понижается, железистость кордиерита и биотита в парагенезисе $Kv + Mu + Bi + Корд + Силл(Анд)$ с приближением к зоне Г повышается, а содержание марганца в гранате из парагенезиса $Kv + Ст + Корд + Гр + Силл$ с повышением степени метаморфизма понижается и т. д. Основность плагиоклаза в метapelитах с повышением степени метаморфизма практически не меняется.

Прогрессивный метаморфизм в метабазитах фиксируется по систематическому повышению содержания глинозема в роговых обманках от зоны к зоне, по повышению основности плагиоклаза в парагенезисах $Kv + Пл + Би + Ро$ и $Kv + Пл + Би + Ро + Кумм + Гр$, а также по понижению содержания марганца в гранате из парагенезиса $Kv + Пл + Би + Ро + Кумм + Гр$. Выводы по метapelитам и метабазитам дают основание заключить, что метаморфизм в породах Тонгулакского хребта прогрессивный.

ДИФФУЗИОННЫЙ МЕТАСОМАТОЗ
И ПРОИСХОЖДЕНИЕ
ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПЛАГИОКЛАЗОВ

По существующим представлениям региональный метаморфизм происходит либо без значительного привноса-выноса — изохимический метаморфизм (Добрецов и др., 1970), либо с участием инфильтрационных процессов главным образом с привносом щелочей (Коржинский, 1957; Маракушев, 1965).

Течение любой химической реакции прежде всего определяет градиентом химических потенциалов тех или иных компонентов. Поскольку метаморфические породы возникают при метаморфизме разнообразных исходных осадков, естественно, на контактах химически неравновесных пород (например, на контакте метапелитов и метабазитов) неизбежно проявление диффузионного метасоматоза, роль и участие которого при региональном метаморфизме до настоящего времени практически не обсуждались. Интересный материал по этому вопросу получен при изучении метаморфических пород Тонгулакского хребта.

Как уже отмечалось в главе III, ряд парагенезисов отдельных зон находится в определенной пространственной закономерности. Например, биотит-актинолитовые сланцы ($Kв + Альб + Акт + Би \pm Хл$) залегают на контакте актинолитовых сланцев ($Kв + Альб + Хл + Акт + Ка + Эн$) и кварц-полевошпатовых сланцев ($Kв + Пл + Ми + Би$). Микроклин-роговообманковые сланцы ($\pm Kв + Пл + Ро$) и гранито-гнейсов ($Kв + Пл + Би + Ми$). Мусковитовые сланцы ($Kв + Пл + Му + Би$) приурочены к контакту гранито-гнейсов и силлимантсодержащих метапелитов ($Kв + Пл + Би + Силл \pm Му \pm Корд \pm Ст$). В свою очередь метабазиты в контакте с метапелитами всегда содержат биотит, а метапелиты, в составе которых участвуют силлиманит, мусковит, ставролит, не контактируют с метабазитами. Метапелиты в контакте с метабазитами представлены парагенезисом $Kв + Пл + Би \pm Гр$. Роговая обманка в парагенезисе с гранатом встречается только в сопровождении куммингтонита ($Kв + Пл + Би + Ро + Кумм + Гр$) и т. д.

Для более ясного представления об особенностях пространственных взаимоотношений различных парагенезисов приведем конкретные примеры.

ВЗАИМОТНОШЕНИЯ АКТИНОЛИТОВЫХ СЛАНЦЕВ С КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫМИ СЛАНЦАМИ

При изучении актинолитовых сланцев ($Kв + Альб + Акт + Хл + Эн + Ка$) привлекает внимание присутствие в породах зонального актинолита. Породы с зональным актинолитом встречаются в контакте с кварц-полевошпатовыми сланцами ($Кв + Пл + Ми + Бу$). В удалении от контакта актинолит в актинолитовых сланцах имеет светло-зеленую однородную окраску ($Ng = 1,645 - 1,651$, $F = 22 - 24\%$). Со светло-зеленым актинолитом ассоциирует хлорит пониженной железистости ($F = 28 - 29\%$, $Nm = 1,604$). С приближением к кварц-полевошпатовым сланцам окраска актинолита становится пятнистой, пятнисто-зональной от светло-зеленой до сине-зеленой. При этом железистость актинолита ($F = 30 - 50\%$, $Ng = 1,678 - 1,694$) и ассоциирующего с ним хлорита ($F = 50\%$, $Nm = 1,628$) повышается. При дальнейшем приближении к кварц-полевошпатовым сланцам окраска амфибола становится однородной сине-зеленой ($F = 50\%$, $Ng = 1,694$), а в непосредственном контакте с кварц-полевошпатовыми сланцами в породах появляется биотит. Отрезок, на котором можно проследить переход от актинолитовых сланцев со светло-зеленым однородным актинолитом через пятнистые актинолиты до актинолитовых сланцев с однородным сине-зеленым актинолитом и появлением биотита, составляет 2—2,5 м.

ВЗАИМОТНОШЕНИЯ МЕТАБАЗИТОВ С ГРАНИТО-ГНЕЙСАМИ

Метабазиты в контакте с гранито-гнейсами представлены парагенезисом $Кв + Пл + Би + Ми + Ро + Мт$. Роговообманковые сланцы — амфиболиты, как правило, залегают в удалении (20—25 м) от гранито-гнейсов. С приближением к гранито-гнейсам в них появляется биотит, затем микроклин. Особенностью метабазитов, контактирующих с гранито-гнейсами, является всегда четко выраженная прямая зональность содержащегося в них плагиоклаза с большим различием основности ядра и самой внешней каймы (№ 72 — ядро, № 47 — до № 30 — внешняя кайма), а также замещение роговой обманки биотитом, плагиоклаза микроклином. Роговая обманка в метабазитах в контакте с гранито-гнейсами повышенной железистости ($F_{Ро} = 70 - 80\%$) и ассоциирует с микроклином. Железистость роговой обманки в амфиболитах и биотит-роговообманковых сланцах составляет 40—50% и повышается с приближением к гранито-гнейсам. Несмотря на быстрое повышение железистости роговой обманки и ассоциирующего с ней биотита от 40—45% до 70—80% на отрезке 10—15 м, зональность в амфиболах наблюдается очень редко. В тех случаях, когда

встречаются зональные амфиболы, периферия имеет более темную окраску, чем центр, т. е. совершенно аналогично примеру с актинолитом.

Противоположного характера замещения происходят в гранито-гнейсах, находящихся в контакте с микроклин-биотит-роговообманковыми сланцами. Здесь микроклин замещается плагиоклазом с выделением кварца в форме мирмекитов, а плагиоклаз в гранито-гнейсах с обратной зональностью.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕТАПЕЛИТОВ С ГРАНИТО-ГНЕЙСАМИ

Метапелиты, содержащие ставролит, кордиерит, силлиманит и гранат, не контактируют с гранито-гнейсами. Гранито-гнейсы отделены от силлиманитсодержащих гнейсов зоной (мощность 20—25 м) мусковитовых сланцев ($Kв + Пл + Би + Му$). При движении к гранито-гнейсам в метапелитах наблюдается следующая смена минеральных парагенезисов: $Kв + Пл + Би + Силл \pm \pm Му \pm Корд \pm Ст + Мг - Kв + Пл + Би \pm Му + Силл - Kв + Пл + Би + Му + Мг$. В гранито-гнейсах с приближением к метапелитам: $Kв + Пл + Би + Ми \pm Му - Kв + Пл + Би + Му$. Гранат, ставролит, кордиерит и силлиманит не встречаются с калиевым полевым шпатом, а гранат не встречается и с мусковитом. Силлиманит в метапелитах может находиться в 10—15 м от гранито-гнейсов, но не встречается в их непосредственном контакте. Помимо закономерной пространственной смены минеральных парагенезисов как со стороны метапелитов, так и со стороны гранито-гнейсов, устанавливается изменение железистости биотита. В метапелитах ($Kв + Пл + Би + Силл \pm Му \pm Корд \pm Ст$) железистость биотита составляет 40—45%, в гранито-гнейсах ($Kв + Пл + Би + Ми$) — 55—65%, в мусковитовых сланцах ($Kв + Пл + Би + Му$) — 45—55%.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕТАПЕЛИТОВ С МЕТАБАЗИТАМИ

При изучении контактовых взаимоотношений метапелитов с метабазами обращает внимание отсутствие непосредственного контакта амфиболитов ($\pm Kв + Пл + Ро$) с силлиманитсодержащими метапелитами. В непосредственном контакте с метапелитами в метабазах всегда в том или ином количестве содержится биотит, а метапелиты в контакте с метабазами представлены парагенезисами: $Kв + Пл + Би$, $Kв + Пл + Би + Гр$. Хотя кварц-гранат-биотитовые сланцы ($Kв + Пл + Би + Гр$) могут находиться в близком приближении к биотит-роговообманковым сланцам (1—1,5 м), совместный парагенезис роговой обманки с гра-

натов встречается в исключительных случаях и то только в сопровождении куммингтонита. В большинстве случаев переход от биотит-роговообманковых сланцев к кварц-гранит-биотитовым сланцам осуществляется через биотитовые сланцы ($Kв + Пл + Би$).

С приближением к метабазитам в метапелитах в зависимости от типа парагенезисов возможны следующие варианты смены минеральных ассоциаций: а) $Kв + Пл + Би + Ст + Корд + Гр + Силл - Kв + Пл + Би + Корд + Гр + Силл$ (без ставролита) — $Kв + Пл + Би + Корд + Гр + Силл$ (без ставролита и силлиманита) — $Kв + Пл + Би ± Гр$ (без ставролита, силлиманита, кордиерита, иногда и граната); б) $Kв + Пл + Би + Му + Ст + Корд + Силл - Kв + Пл + Би + Силл$ (без мусковита, ставролита и кордиерита) — $Kв + Пл + Би$ (без мусковита, ставролита, кордиерита и силлиманита); в) $Kв + Пл + Би + Му + Корд + Силл - Kв + Пл + Би + Корд + Силл$ (без мусковита) — $Kв + Пл + Би + Корд$ (без мусковита и силлиманита) — $Kв + Пл + Би$ (без мусковита, силлиманита и кордиерита); г) $Kв + Пл + Би + Гр + Корд + Силл - Kв + Пл + Би + Корд + Гр$ (без силлиманита) — $Kв + Пл + Би ± Гр$ (без силлиманита, кордиерита, иногда и граната) и т. д. Приведенная смена минеральных парагенезисов в метапелитах в приконтактных частях с метабазитами выдерживается повсеместно.

В отличие от метапелитов, где с приближением к метабазитам идет постоянное сокращение числа сосуществующих фаз, в метабазитах с приближением к метапелитам всегда появляется дополнительный минерал — биотит. Центральные части прослоев метабазитов представлены парагенезисом $± Kв + Пл + Ро$, на периферии — $Kв + Пл + Би + Ро$.

Наряду с закономерным «переслаиванием» парагенезисов устанавливается и их взаимозависимость в пространственном распространении. Например, кварц-гранат-биотитовые, кварц-биотитовые сланцы широко представлены в среднем и верхнем течении р. Нижний Ильдугем, где они переслаиваются (мощность прослоев 1—5 м) с биотит-роговообманковыми сланцами. При этом в метапелитах не встречается мусковит, значительно реже распространен силлиманит, но сравнительно часто встречается кордиерит.

В меньшей мере кварц-гранат-биотитовые сланцы распространены в верховьях рек Курайка, Теранжик, Куркурек. Здесь также подчиненным распространением пользуются и биотит-роговообманковые сланцы. Кварц-гранат-биотитовые сланцы встречаются в единичных случаях в нижнем и среднем течении р. Куркурек, где разрез представлен преимущественно роговообманковыми и биотит-роговообманковыми сланцами. Среди метабазитов р. Куркурек, особенно в ее нижнем и среднем течении, очень редко встречаются прослои метапелитов.

Исключительно редко встречаются кварц-гранат-биотитовые сланцы на востоке и северо-востоке Тонгулакского хребта по разрезам рек Юлючар, Келескелу. Исключительно редко там встречаются и роговообманковые, биотит-роговообманковые сланцы. Разрезы восточных склонов Тонгулакского хребта представлены однородными метапелитами.

Несмотря на разобранные примеры взаимоотношений различных по психодному составу пород для всех случаев устанавливается общая закономерность.

1. Постоянство пространственной приуроченности одних пород к другим: кварц-плагноклаз-микроклин-биотит-роговообманковые сланцы распространены на контакте гранито-гнейсов и амфиболитов, актинолит-биотитовые сланцы — на контакте актинолитовых сланцев и кварц-полевошпатовых сланцев, кварц-биотитовые и кварц-гранат-биотитовые сланцы на контакте силлиманитсодержащих гнейсов и биотит-роговообманковых сланцев, кварц-мусковитовые сланцы — на контакте гранито-гнейсов и силлиманитсодержащих метапелитов и т. д.

2. Породы, залегающие на контактах, имеют промежуточный состав относительно крайних членов. Например, кварц-мусковитовые сланцы относительно гранито-гнейсов и силлиманитсодержащих метапелитов или микроклин-роговообманковые сланцы относительно гранито-гнейсов и амфиболитов и т. д.

3. В породах, которые являются переходными между крайними членами, отчетливо выражены различного рода реакционные взаимоотношения минералов. Например, на контакте с кварц-полевошпатовыми сланцами актинолит в актинолитовых сланцах зональный; на контакте гранито-гнейсов и метабазитов в последних плагноклаз с прямой зональностью, а биотит замещает роговую обманку, микроклин развивается по плагноклазу. Противоположного характера замещения наблюдаются в гранито-гнейсах. В гранито-гнейсах плагноклаз с обратной зональностью; плагноклаз замещает микроклин с выделением кварца (мирмекиты) и т. д.

Уже такое краткое описание взаимоотношений метапелитов с метабазитами, гранито-гнейсов с метабазитами и т. д. и повсеместная приуроченность к их контактам пород промежуточного состава указывают, что кварц-мусковитовые, микроклин-биотит-роговообманковые, биотит-роговообманковые, кварц-гранат-биотитовые, кварц-биотитовые сланцы и другие могли возникнуть в результате реакционного взаимодействия химически неравновесных пород. Правильному пониманию их генезиса в значительной мере помогает расшифровка происхождения зональных плагноклазов, область распространения которых также контролируется контактами химически неравновесных пород.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПЛАГИОКЛАЗОВ

Классический вариант объяснения происхождения зональных плагиоклазов в изверженных породах был дан Бауэном (Bowen, 1928). Существует мнение, что зональные плагиоклазы в гранитах указывают на их кристаллизацию из расплава (Тернер, Ферхуген, 1961; Петров, Лебедев, 1963; Мурхауз, 1963 и др.).

В применении к метаморфическим породам дается различное толкование на генезис зональных плагиоклазов. Бекке (Becke, 1913), впервые описавший зональные плагиоклазы в метаморфических породах, связывал появление обратной зональности с меняющимся составом раствора. Одновременно он обратил внимание на эмпирическую закономерность повышения основности плагиоклаза с повышением степени метаморфизма, на что в дальнейшем опирались многие исследователи при трактовке генезиса зональных плагиоклазов (Соболев, 1938; Кориковский, 1967; Чаттерджи, 1966). В противоположность объяснению происхождения обратной зональности прямая зональность обычно связывается с процессами метасоматоза и гранитизации (Коржинский, 1936, 1957). Каждая из приведенных точек зрения в отдельности как будто удовлетворительно решает проблему происхождения зональных плагиоклазов. Вместе с тем остается открытым вопрос для случаев, когда в соседних породах одновременно присутствуют плагиоклазы с прямой и обратной зональностью.

В метаморфических породах Тонгулакского хребта зональные плагиоклазы широко распространены. При этом одинаково распространены плагиоклазы с прямой и обратной зональностью. Эмпирически устанавливается следующая закономерность приуроченности плагиоклазов с прямой или обратной зональностью к определенным парагенезисам (табл. 29, 30). В клинозит-роговообманковых сланцах распространены плагиоклазы с прямой зональностью, в гранито-гнейсах и метапелитах — с обратной. Двойственное положение среди этих пород занимают биотит-роговообманковые сланцы, в которых встречаются плагиоклазы с прямой и обратной зональностью.

Помимо эмпирических закономерностей устанавливается и закономерное взаимное положение парагенезисов, содержащих плагиоклаз с прямой или обратной зональностью, что иллюстрируется ниже.

В гранито-гнейсах ($Kv + Pl + Mu + Bi + Mг + Эн?$) встречается плагиоклаз с обратной зональностью. В контактирующих с ними биотит-роговообманковых сланцах ($Kv + Pl + Bi + Mu + Po + Mг$) в плагиоклазах развита прямая зональность. В удалении от контакта в гранито-гнейсах плагиоклаз однородный (№ 25—30). С приближением к контакту в плагиоклазах появ-

Плаггиоклазы с прямой зональностью

№ обр.	Кв	№ Пл		Би		Ро		Кумл		Гр	
		Вн.	Внеш.	Nm	F	Ng	F	Ng	F	N	F
409	+	48	35	1,635	39,5	1,678	46,0	1,670	42,1	1,795	83,3
468	+	47	45	1,635	40,0	1,683	50,0	1,668	40,0	1,795	
187а	+	58	38	1,640	43,1	1,681	49,0	1,670	42,0	1,802	82,3
134	+	60	48	1,631	37,0	1,675	43,0	1,668	40,0	—	
								<i>Ми</i>	<i>Эн</i>		
341	+	50	23	1,662	64,0	1,706	75,0	+	+		
341а	+	38	24	1,678	79,0	1,717	87,0	+	+		
129в	+		27	1,670	71,0	1,719	89,0	+	+		
129г	+		31	1,657	58,0	1,698	67,0	+	+		
129д	+		30	1,664	66,0	1,702	70,0	+	+		
129е	+		28	1,667	68,0	1,712	81,0	+	+		
132	+		25	1,660	62,4	1,703	73,7	+	+		
								<i>Эн</i>			
8г	+	50	28	1,649	54,0	1,694	62,0	+			
33	+	48	29	1,639	43,0	1,681	45,6	+			
66	+	47	30	1,634	39,0	1,675	40,4	—			
120	+	57	43	1,637	42,0	1,678	46,0	—			
129	+	72	47	1,637	42,0	1,675	42,0	—			
131	+	57	43	1,637	42,0	1,680	47,0	—			
155	+	35	28	1,640	45,0	1,682	50,0	—			
165	+	45	42	1,633	38,0	1,671	38,0	—			
177	+	77	50	1,635	40,0	1,675	43,0	—			
186	+	46	34	1,635	40,0	1,671	38,0	—			
390	+	42	27	1,630	36,0	1,675	43,0	—			
						<i>Корд</i>	<i>Анд</i>	<i>Силл</i>	<i>Му</i>		
338а	+	38	34	+	+	+	+	+	+		
338в	+	42	38	+	+	+	+	+	+	+	?
88д	+	44	40	+	+	+	+	—			

ляется обратная зональность, которая сопровождается замещением микроклина плаггиоклазом с выделением кварца (мирмекиты). В непосредственном контакте с биотит-роговообманковыми сланцами плаггиоклаз в гранито-гнейсах имеет резко выраженную обратную зональность. Состав внутренней зоны № 37 (обр. 129б) и № 28 (обр. ба), внешней — № 45 и № 33 соответственно. В удалении от контакта (15—20 м) в амфиболитах ($\pm Кв + Пл + Ро + Мг$) плаггиоклаз однородный. С приближением

Плагноклазы с обратной зональностью

№ обр.	Кс	№ Пл			Бу		Ро		Эп	Му
		Вн.		Внеш.	Nm	F	Ng	F		
7в	+	34		38	1,646	50,0	1,681	49,0	+	
40а	+	40		65	1,634	42,3	1,675	39,0	—	
119а	+	40		49	1,634	40,0	1,677	45,0	—	
124	+	38		52	1,637	42,0	1,678	46,0	—	
134а	+	42		50	1,639	44,0	1,683	51,0	—	
142	+	32		45	1,640	45,0	1,682	50,0	—	
146	+	46		48	1,634	39,0	1,675	43,0	—	
153	+	34		38	1,635	40,0	1,678	46,0	—	
153а	+	33		42	1,635	40,0	1,675	43,0	—	
153д	+	33		42	1,634	39,0	1,670	37,0	+	
								<i>Му</i>		
6а	+	28		33	1,648	53,0		+	+	+
31а	+	25		28	1,649	54,0		+	+	+
23ав	+	20		32	1,668	69,0		+	+	+
23г	+	24		30	1,664	66,0		+	+	+
383	+	30		34	1,660	62,0		+	+	+
129б	+	37		45	1,670	71,0		+	+	+
130в	+	32	35	48	1,665	66,0		+	+	+
361а	+	25		30	1,660	62,0		+	+	+
								<i>Эп</i>		
91б	+	30		36	1,643	47,0		+		
115а	+	30		36	1,643	47,0		—		
116	+	34		42	1,640	45,0		—		
116а	+	37		45	1,636	41,0		—		
116б	+	25		37	1,643	47,0		—		
117	+	33		40	1,635	40,0		—		
123	+	43		52	1,629	35,0		—		
187	+	33		44	1,640	45,0		—		
129а	+	34		42	1,640	45,0		—		
					<i>Анд</i>		<i>Силл</i>		<i>Корд</i>	<i>Гр</i>
88в	+	33		43	+	—		—	+	—
91в	+	28		34	+	+		+	+	—
113	+	34		38	+	—		—	+	+
386	+	31		39	+	—		+	—	+
122	+	38		40	+	—		—	—	—

к гранито-гнейсам в амфиболитах появляется биотит, затем микроклин. Биотит развивается по амфиболу, микроклин по плагиоклазу. В плагиоклазах появляется прямая зональность. Состав плагиоклаза биотит-роговообманковых сланцев из контакта с гранито-гнейсами: внутренняя зона — № 72 (обр. 129) и № 41—47 (обр. 6б), внешняя — № 47 (обр. 129) и № 30 (обр. 6б). Как видно, при разнице в номере плагиоклаза внутренней зоны гранито-гнейсов и контактирующих с ними биотит-роговообманковых сланцев в 35% аортитовой составляющей (обр. 129, 129б), разница в основности внешней зоны плагиоклаза составляет 2% аортита.

В куммингтонитовых сланцах ($Kв + Пл + Би + Ро + Кумм \pm Gr + Мт$) встречен плагиоклаз только с прямой зональностью. Породы переслаиваются с биотитовыми ($Kв + Пл + Би \pm Gr + Мт$) и биотит-роговообманковыми сланцами ($Kв + Пл + Би + Ро + Мт$). Состав плагиоклаза куммингтонитовых сланцев, переслаивающихся с биотит-роговообманковыми сланцами: внутренняя зона — № 60, внешняя — № 48 (обр. 134), с биотитовыми сланцами: внутренняя зона — № 58, внешняя — № 38 (обр. 187а). В породах, контактирующих с куммингтонитовыми сланцами, плагиоклазы с обратной зональностью. Биотит-роговообманковые сланцы: внутренняя зона № 42, внешняя № 50 (обр. 134а). Биотитовые сланцы: внутренняя зона № 33, внешняя № 44 (обр. 187). При разнице в номерах плагиоклазов внутренних зон куммингтонитовых сланцев и контактирующих с ними биотитовых, биотит-роговообманковых сланцев в 18—25% аортитовой составляющей, разница внешних зон составляет 2—6%.

В метапелитах плагиоклазы распространены с обратной зональностью, а в переслаивающихся с ними метабазитах — с прямой. В удалении от контакта (15—20 м) число фаз в метапелитах зачастую равно числу компонентов: $Kв + Пл + Би + Му + Ст + Корд + Силл + Мт$, $Kв + Пл + Би + Силл + Корд + Ст + Gr + Мт$. Здесь и далее за независимые компоненты приняты: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O (H_2O в избытке). Основность плагиоклаза в парагенезисах с числом фаз, равным 7 или 8, колеблется в узких пределах (№ 24—28). С приближением к метабазитам в метапелитах в зависимости от парагенезиса исчезают мусковит и ставролит. Основность плагиоклаза повышается нередко с появлением обратной зональности. При дальнейшем повышении основности плагиоклаза с приближением к метабазитам количество силлиманита в метапелитах уменьшается и при основности плагиоклаза № 34—36 он исчезает. И наконец, в контакте с метабазитами в метапелитах могут сосуществовать 4 или 5 фаз: $Kв + Пл + Би + Мт$, $Kв + Пл + Би + Gr + Мт$. Плагиоклаз с обратной зональностью. При этом номер внешней зоны в парагенезисе $Kв + Пл + Би + Мт$ на 10—15% выше номера плагиоклаза силлиманитсодержащих гнейсов.

При движении к контакту со стороны метабазитов в амфиболитах ($Kв + Пл + Ро$) появляется биотит, который развивается по роговой обманке. В контакте с метапелитами метабазиты представлены парагенезисом $Kв + Пл + Би + Ро + Мт$. Плагноклаз зональный с кислой внешней каймой.

Из приведенных выше примеров ясно, что эмпирическая закономерность зависимости основности плагноклаза от степени метаморфизма, подмеченная Бекке, не может в нашем случае объяснить происхождения зональных плагноклазов. Этому противоречит близкое соседство (в пределах обнажения) плагноклазов с прямой и обратной зональностью. Отсутствие в большинстве изученных образцов других натрово-глиноземистых и кальцево-глиноземистых фаз (например, эпидота), возможных источников альбитовой и анортитовой составляющих, исключает какие либо реакции, результатом которых при постоянстве валового состава породы можно было объяснить колебания основности плагноклаза.

Анализ с приложением минералогического правила фаз (Коржинский, 1957) показывает, что ни один из компонентов не может быть предположен вполне подвижным для всей толщи в целом. Максимальное число сосуществующих фаз в метапелитах, в пределах метаморфической зоны (P и T const), равно числу компонентов. Парагенезис, допускающий подвижность как максимум одного компонента, установлен и в метабазитах ($Kв + Пл + Би + Ро + Кузм + Гр + Мт$). Поскольку правило фаз здесь исключает инфильтрационный метасоматоз, следовательно, появление зональных плагноклазов не связано с воздействием растворов извне.

С другой стороны, число фаз в метапелитах последовательно сокращается при движении к метабазитам. Максимальное число фаз в метапелитах, возможное на контакте с метабазитами, равно 5 ($Kв + Пл + Би + Гр + Мт$), что допускает подвижность трех компонентов.

При изучении взаимоотношений различных типов пород наиболее четко фиксируется подвижность K и Ca (термин «подвижность» здесь употребляется в смысле механического перемещения компонентов). Подвижность первого — по замещению плагноклаза микроклином и роговой обманки биотитом. Подвижность кальция — по поглощению силлиманита плагноклазом с повышением его основности. Привнос кальция в гранито-гнейсы приводит к появлению в плагноклазах обратной зональности и к замещению микроклина плагноклазом, косвенным признаком которого является выделение кварца в форме мирмекитов. В отличие от гранито-гнейсов в контактирующих с ними микроклин-роговообманковых сланцах мирмекиты не наблюдались, что обусловлено поглощением кварца при образовании прямой зональности в плагноклазах и замещении плагноклаза микроклином.

Поскольку существующие точки зрения в нашем случае не в состоянии объяснить происхождения зональных плагиоклазов, а привнос-вынос совершенно очевиден, представляется, что их появление связано с процессами диффузионного метасоматоза, неизбежность которого при региональном метаморфизме вытекает, по нашему мнению, из следующих соображений. Известно, что основность плагиоклаза в metabazитах обычно выше основности плагиоклаза метапелитов. Например, метаморфические породы Тонгулакского хребта, в зависимости от их состава, можно расположить в следующий ряд повышающейся основности содержащегося в них плагиоклаза: гранито-гнейсы (№ 25—30), метапелиты без граната (№ 28), метапелиты с гранатом (№ 35), биотит-роговообманковые сланцы (№ 45), куммингтонитовые сланцы (№ 60), клиноцоизит-роговообманковые сланцы (№ 77). Поскольку взаимное положение метапелитов, metabазитов и других пород определяется условиями формирования исходных пород (переслаивание основных и кислых эффузивов, мергелей и глинистых сланцев и т. д.), их контакт можно рассматривать, как угодно близко. Так как сосуществование двух плагиоклазов исключается при отсутствии разрыва смесиности, то приведение в контакт любой пары пород из выведенного выше ряда неизбежно должно вести к выравниванию составов плагиоклазов посредством диффузии. Очевидно, зона диффузионного взаимодействия химически неравновесных пород будет постепенно разрастаться во времени, захватывая породы, первоначально прошедшие стадию изохимического метаморфизма. Следствием диффузионного взаимодействия химически неравновесных пород и является появление в плагиоклазах прямой и обратной зональности. Из намеченного выше ряда также становится ясным двойственное положение биотит-роговообманковых сланцев, в которых в зависимости от их положения в разрезе могут наблюдаться плагиоклазы как с прямой, так и с обратной зональностью. В контакте с куммингтонитовыми сланцами, в которых основность плагиоклаза выше, плагиоклаз в биотит-роговообманковых сланцах с обратной зональностью. В контакте с гранито-гнейсами и метапелитами, содержащими более кислый плагиоклаз, плагиоклаз в биотит-роговообманковых сланцах с прямой зональностью.

Таким образом, появление зональных плагиоклазов в породах Тонгулакского хребта связано с процессами диффузионного метасоматоза (биметасоматоза), проявившегося на контактах химически неравновесных пород. Конечно, рассмотренный пример является частным случаем, но тем не менее он, как можно предположить, широко распространен в образовании зональных плагиоклазов в метаморфических породах.

СХЕМА МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ ПРИ ДИФфуЗИОННОМ МЕТАСОМАТОЗЕ

Разобранные примеры взаимоотношений различных пород и приуроченность к их контактам зональных плагиоклазов указывают на существенную или даже решающую роль в образовании некоторых парагенезисов процессов диффузионного метасоматоза. В качестве одного из примеров остановимся подробнее на взаимоотношениях метапелитов с метабазитами. Поскольку метапелиты и метабазиты, помимо минерального состава, отличаются и по основности плагиоклаза, разберем минеральные превращения в координатах μCaO и $\mu\text{Na}_2\text{O}$. В качестве невариантного парагенезиса (P и T const, переход от зоны B к зоне Γ) в метапелитах примем парагенезис $Kv + Pl_{30} + Cr_{70} + Корд_{30} + Силл + Gr$ ($Mg = 0,6$; $Fe = 2,2$; $Ca = 0,2$). Биотит, постоянно присутствующий в метапелитах и в контактирующих с ними метабазитах, будем рассматривать индифферентной фазой или будем исходить из предположения постоянства $\mu\text{K}_2\text{O}$.

Соответствующие моновариантные равновесия в метапелитах:

1. (Cr): ($Корд, Gr$): $Kv + Силл + CaO + Na_2O = Pl$.
2. (Pl): $Kv + Cr + CaO = Корд + Gr + Силл$.
3. ($Силл$): $8,76Kv + 0,68Cr + 1,28CaO + 1,21Na_2O = 0,12Корд + 1,21Pl + 0,4Gr$.
4. (Kv): $2Gr + 0,6Корд + 14,6Силл + 0,85CaO + 1,25Na_2O = 3,4Cr + 1,25Pl$.

На диаграмме $\mu\text{CaO} - \mu\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 33) равновесие 1 показано вышуклой линией с отрицательным наклоном, а поле устойчивости плагиоклаза разбито линиями постоянной основности, наклон которых рассчитан из уравнений: $2Альб + CaO = 4Kv + An + Na_2O$ ($Kv + Pl$, сплошные линии) и $2Альб + 4Силл + 5CaO = 5An + Na_2O$ ($Pl + Силл$, линии пунктиром).

Положение невариантного парагенезиса $Kv + Pl + Cr + Корд + Gr + Силл$ определяется в точке пересечения равновесия 1 с кривой постоянной основности (№ 30). Равновесие 2, согласно терминологии Скрейнеммакера — Коржинского, является вырожденным и реально в поле устойчивости парагенезиса $Kv + Силл$. Положение остальных лучей определяется из положения равновесий 1 и 2.

В метабазитах на границе зон B и Γ распространен парагенезис $Kv + Pl_{60} + Po_{45}$ ($Si = 6,8$; $Al = 1,8$; $Fe = 2,0$; $Mg = 2,4$; $Ca = 1,9$; $Na = 0,4$) + $Кумм_{40}$ ($Si = 7,6$; $Al = 0,8$; $Fe = 2,4$; $Mg = 3,6$; $Ca = 0,3$; $Na = 0,2$) + Gr_{71} ($Fe = 2,2$; $Mg = 0,5$; $Ca = 0,3$). При постоянных P и T парагенезис моновариантен и допускает изменение основности плагиоклаза при сопряженном изменении F_{Po} , $F_{Кумм}$, F_{Gr} . При принятых составах минералов равновесие с разложением роговой обманки имеет вид: 5) $3,36Po = 0,08Kv + 2,14Кумм + 0,7Gr + 0,362Pl + 3,354CaO + 0,0048Na_2O$. При

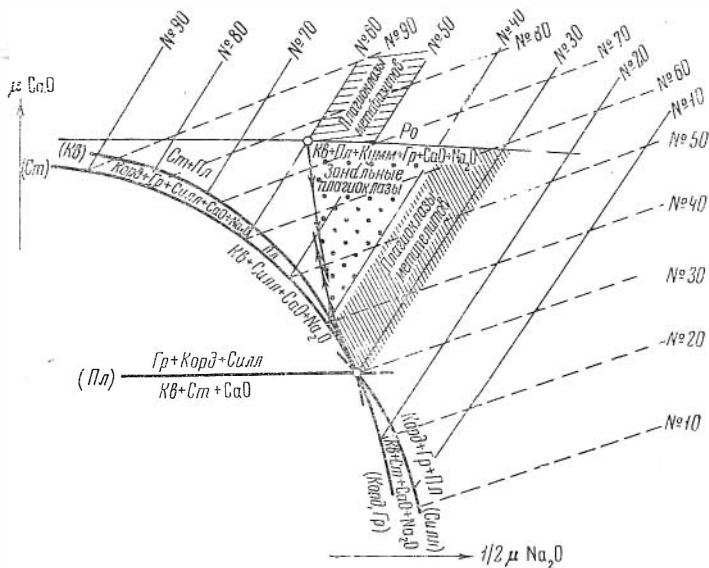


Рис. 33. Схема минеральных превращений на контакте метапелитов с метабазами

$F_{Po} = 65\%$, $F_{Кумм} = 60\%$, $F_{Gr} = 80\%$: $3,15Po = 1,54Кумм + 1,847Gr + 0,106Пл + 2,43Кв + 4,072СаО + 0,317Na_2O$.

Исходя из построений рис. 33, можно сделать ряд выводов. Поскольку поле устойчивости ставролита с кварцем не перекрывается с полем устойчивости роговой обманки, их парагенезис невозможен, а следовательно, невозможен и их равновесный контакт. Поле роговой обманки отделяется от поля ставролита с кварцем равновесиями 1, 3 и 5 и полями парагенезисов $Корд + Gr + Пл$, $Кв + Пл \pm Корд \pm Gr$, $Кв + Пл + Кумм + Gr$. Действительно, мы не встречали непосредственного контакта ставролитсодержащих метапелитов с метабазами. В их контакте метапелиты представлены парагенезисом $Кв + Пл + Gr$, метабазиты — $Кв + Пл + Po + Кумм + Gr$.

Маловероятен и парагенезис $Кв + Po + Силл$, так как пересечение равновесий 1 и 5 возможно только в области высоких значений μCaO , т. е. в гипотетическом новариантном парагенезисе $Кв + Пл + Силл + Po + Кумм + Gr$ должен присутствовать плагиоклаз высокой основности. Последнее не согласуется с природным материалом — в парагенезисе $Кв + Пл + Po + Кумм + Gr$ известен плагиоклаз, отвечающий по составу почти чистому апортиту № 97 (Хлестов, Ушакова, 1965). Исключив парагенезис $Кв + Силл + Po$, во всяком случае это справедливо для средних значений $\mu CaO - \mu Na_2O$, мы тем самым исключаем и их равновесный

контакт. Изучение взаимоотношений метапелитов с метабазами в метаморфических породах Тонгулакского хребта показывает, что силлиманитосодержащие метапелиты не встречаются в контакте с метабазами.

Графические построения не исключают куммингтонита с кордиеритом, так как поле устойчивости парагенезиса $Kв + Kумм + Gr + Пл$ перекрывается с полем $Kорд + Gr + Пл$. Следовательно, между кривыми равновесий $Ро = Kв + Kумм + Gr + Пл$ и $Kв + Силл = Пл$ или $Kв + Ст = Корд + Gr + Пл$ возможен моновариантный парагенезис $Kв + Корд + Gr + Kумм + Пл$. Графические построения также не исключают парагенезиса ставролита с куммингтонитом, а возможно, и с роговой обманкой, но без кварца в силу перекрытия полей их устойчивости.

Естественно, полученные выводы справедливы для конкретных P и T и не распространяются для других условий, когда разложение роговой обманки будет идти по иным схемам и с участием других фаз.

Пользуясь теми же графическими построениями, попытаемся проследить схему минеральных превращений на контакте метапелитов с метабазами Тонгулакского хребта (P и T const, граница зон B и L). В удалении от контакта метапелиты представляются поварриантным парагенезисом $Kв + Пл + Ст + Корд + Gr + Силл$; основность плагиоклаза фиксирована (№ 30). С приближением к метабазам в метапелитах исчезает ставролит (см. гл. V), парагенезис становится моновариантным ($Kв + Пл + Силл \pm Корд \pm Gr$). При дальнейшем приближении к метабазам количество силлиманита в метапелитах уменьшается и при основности плагиоклаза № 34—36 он исчезает. С линии моновариантного равновесия $Kв + Силл = Пл$ попадаем в поле парагенезиса $Kв + Пл \pm Gr \pm Корд$, где пересекаем линии постоянной основности до № 40 (максимальная основность плагиоклаза в метапелитах Тонгулакского хребта) и попадаем в поле зональных плагиоклазов. Максимальная основность плагиоклаза внешней зоны в метапелитах равняется № 52.

Приближаясь к метапелитам со стороны метабазитов (поле устойчивости роговой обманки), мы неизбежно должны пересечь линию моновариантного равновесия $Ро = Kв + Kумм + Gr + Пл$. В конкретном случае мы пересекаем ее в точке пересечения с линией постоянной основности № 60. С линии моновариантного равновесия попадаем в поле парагенезиса $Kв + Kумм + Пл + Gr$ и пересекаем линии постоянной основности до № 38 (основность плагиоклаза внешней зоны из парагенезиса $Kв + Ро + Kумм + Gr + Пл$, обр. 187а).

Анализ взаимоотношений метапелитов с метабазами показывает, что с приближением к метабазам со стороны метапелитов идет сокращение числа фаз: $Kв + Пл + Gr + Ст + Корд + Силл - Kв + Пл + Силл \pm Корд \pm Gr - Kв + Пл \pm Корд \pm$

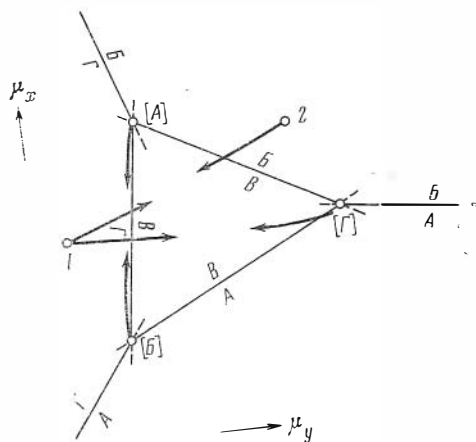


Рис. 34. Схема минеральных превращений при биметасоматозе

зитов с метапелитами, полученная схема диффузионного метасоматоза не укладывается в схему инфльтрационного метасоматоза, характеризующегося односторонней направленностью процесса, где с развитием метасоматоза идет постепенное сокращение числа фаз (Коржинский, 1957). При диффузионном метасоматозе реакционные зоны, очевидно, могут иметь и большее и меньшее число сосуществующих минералов по сравнению с первоначально контактирующими породами. Поясним эту мысль схематическим примером. Предположим, что при постоянных P и T мы приводим в контакт парагенезис 2, стабильность которого контролируется полем B (рис. 34), с парагенезисом 1 поля Γ . Поскольку парагенезисы 1 и 2 устойчивы при различных значениях μ_x , μ_y , их контакт невозможен. Чтобы попасть из точки 2 в точку 1 (от одних значений μ_x и μ_y к другим), необходимо пересечь линию моповариантных равновесий $B = B$ и $\Gamma = B$ и поле B , т. е., приближаясь от точки 2 к точке 1, мы должны наблюдать следующую смену минеральных парагенезисов: B (дивариантный парагенезис) — $B + B$ (моновариантный парагенезис) — B (дивариантный парагенезис) — $B + \Gamma$ (моновариантный парагенезис) — Γ (парагенезис поля).

Можно представить и второй случай, приведя в контакт неинвариантные парагенезисы (A) и (B). Рассуждая аналогичным образом, можно утверждать, что при равновесных условиях парагенезис (A) будет отделяться от парагенезиса (B) моновариантным парагенезисом $\Gamma + B$.

Разберем третий случай. Предположим, что мы приводим в контакт неинвариантный парагенезис (Γ) с парагенезисом 1 поля Γ .

$\pm Gr$. Напротив, в метабазитах с приближением к метапелитам идет увеличение числа фаз: $Kv + Pl + Po - Kv + Pl + Po + Kumm + Gr$. Отмеченные особенности поведения метабазитов не являются исключением. Увеличение числа фаз в метабазитах происходит и на контакте с гранито-гнейсами: $\pm Kv + Pl + Po - Kv + Pl + Bi + Po - Kv + Pl + Bi + Po + Mu$. В метабазитах в контакте с метапелитами всегда появляется биотит.

Как видно на примере взаимоотношений метаба-

Чтобы попасть из невариантной точки (Γ) в поле Γ мы, очевидно, должны сойти с невариантной точки (Γ) на линию моновариантного равновесия $A = B$, пересечь поле B и кривую равновесия $B = \Gamma$. Продвигаясь со стороны поля (парагенезис 1), мы повторим этот цикл в обратном порядке. Этим условиям и соответствует разобранный нами пример взаимоотношений метapelитов с метабазитами (рис. 33).

К случаю реакционных образований относятся и мусковитовые гнейсы. Неизбежность их появления в контакте гранито-гнейсов и метapelитов показывает следующий анализ. Предположим, что гранито-гнейсы образовались за счет аркозовых песчаников, метаморфизм которых привел к парагенезису $Kv + Mu \pm Pl \pm \pm Bi$. В контакте с ними допускаем метаморфические эквиваленты глинистых сланцев ($Kv + Cилл \pm Pl \pm Bi$). Условия метаморфизма ограничиваем полем устойчивости мусковита с кварцем. В условиях устойчивости мусковита с кварцем и при избытке воды контакт силлиманита с микроклином исключается реакцией $Mu + Cилл + H_2O = Kv + Mu$. Действительно, изучение взаимоотношений гранито-гнейсов с силлиманитсодержащими гнейсами показывает, что они разделены зоной мусковитовых сланцев: со стороны гранито-гнейсов парагенезисом $Kv + Pl + + Bi_{55-65} + Mu + Mu$, со стороны гнейсов — $Kv + Pl + Bi_{35-45} + + Cилл + Mu$, между ними — $Kv + Pl + Mu + Bi_{45-55}$.

К реакционным образованиям относятся и микроклин-роговообманковые сланцы, залегающие на контакте гранито-гнейсов и амфиболитов. Неравновесность амфиболитов с гранито-гнейсами здесь выступает не так наглядно, поэтому к их взаимоотношениям подойдем несколько иначе. Железистость роговой обманки в амфиболитах Тонгулакского хребта составляет 40—45%, основность плагиоклаза — № 53 (в зоне Γ), железистость биотита в гранито-гнейсах 55—65%, основность плагиоклаза № 25—30. При отсутствии разрыва смешимости два плагиоклаза сосуществовать не могут, так же как невозможны в контакте при соотношении $F_{Po} > F_{Bi}$ (см. гл. IV) роговая обманка ($F = 40—45\%$) с биотитом ($F = 55—65\%$). На контакте неизбежно перераспределение железа и магния между биотитом и роговой обманкой, так же как и выравнивание основности плагиоклазов. Действительно, с приближением к гранито-гнейсам в метабазитах идет повышение железистости роговой обманки и понижение основности плагиоклаза нередко с появлением прямой зональности. В отличие от метабазитов в контактирующих с ними гранито-гнейсах плагиоклаз с обратной зональностью, а микроклин замещается плагиоклазом с выделением кварца.

Остановившись на масштабах диффузионного метасоматоза, можно указать следующее. Зона мусковитовых сланцев между гранито-гнейсами и метapelитами составляет 20—25 м, мощность микроклинроговообманковых сланцев 15—20 м, зональные пла-

гиоклазы в метабазахитах от гранито-гнейсов наблюдались на отрезке 10—15 м, мощность куммингтонитовых сланцев составляет 2—5 м, сокращение числа фаз в метапелитах происходит на отрезке 10—15 м. Будут ли указанные отрезки представлять максимально возможную мощность диффузионных зон, остается неясным. Очевидно, мощность диффузионных зон будет зависеть: 1) от градиента концентраций, т. е. от степени неравновесности контактирующих пород; 2) от $P - T$ -условий. С повышением температуры следует ожидать увеличения мощности соответствующих зон. Например, повышение железистости актинолита с приближением к кварц-полевошпатовым сланцам происходит на отрезке 1, 5—2 м (граница зон A и B), а увеличение железистости роговой обманки (зона Γ) на расстоянии 15—20 м; 3) от времени, т. е. от продолжительности процессов метаморфизма; 4) от степени насыщенности пород поровым флюидом, от физических свойств контактирующих пород и т. д.

Выяснение влияния перечисленных факторов, очевидно, возможно только с постановкой специальных исследований.

Расшифровка закономерностей пространственных взаимоотношений парагенезисов метаморфических пород, чему незаслуженно мало уделяется внимания в геологической литературе, имеет большое значение для оценки масштабов диффузионных процессов и их роли в образовании таких сравнительно редких парагенезисов, как куммингтонитовые, жедритовые и т. д., а также для решения проблемы «инертности-подвижности» компонентов при региональном метаморфизме.

Изучение продуктов диффузионного метасоматоза метаморфических пород представляет интерес и для решения других проблем. В частности, зная коэффициенты диффузии тех или иных компонентов и их зависимость от P и T и установив мощность метасоматической зоны, мы могли бы вплотную подойти к определению времени, т. е. продолжительности метаморфических процессов.

РОЛЬ ВОДЫ В КОРДИЕРИТАХ

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТОСТИ
КОРДИЕРИТА

Одной из важных констант кордиеритов является их железистость, определение которой по оптическим свойствам, в частности по показателям преломления, связано с значительными трудностями.

Показатели преломления кордиеритов зависят от отношения железа к магнию, от щелочей (Folinsbee, 1941) и от воды (Schreyer, Yoder, 1964). Особенно существенным фактором, влияющим на показатели преломления, наряду с железистостью является вода, зависимость показателей преломления кордиеритов от которой доказана экспериментально (Schreyer, Yoder, 1964). Влияние воды на показатели преломления настолько значительно (рис. 35), что составление диаграмм состав — свойства без учета возможного колебания воды в природных кордиеритах совершенно невозможно. Все диаграммы, связывающие показатели преломления кордиеритов с их железистостью, строились ранее (А. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; Дир и др., 1965; Трегер, 1958) без учета влияния воды.

Нами предпринята попытка построить частную диаграмму для кордиеритов с содержанием воды $> 1,5$ вес.%. Помимо ограничений в отношении воды были введены ограничения и в отношении других компонентов: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 0,5$ вес.%, $\text{CaO} < 0,3$ вес.%. Особенно жесткие ограничения необходимы для K_2O . Дело в том, что наличие калия в химических анализах может в значительной мере определяться включениями биотита, так что незначительная примесь биотита, железистость которого выше железистости кордиерита, может существенным образом исказить действительную железистость кордиерита.

Для построения диаграммы (рис. 36) были использованы главным образом анализы кордиеритов из сводки Лика (Leak, 1960), порядковые номера 1, 6, 11, 15, 48, 54, 59, а также из других литературных источников (Горошников, Юрьев, 1965; Хмарук, 1965; Кориковский, 1967). Всем тем ограничениям в отношении воды и других компонентов, речь о которых шла выше, отвечают четыре

проанализированных нами кордиерита из метаморфических пород Тонгулакского хребта. Кордиериты свежие, без вторичных продуктов и без включений. Пробы тщательно отбирались под биноклем.

Условия образования кордиеритов Тонгулакского хребта контролируются фацией эпидотовых амфиболитов. Первые два образца (обр. 3386, 473) относятся к полю устойчивости ставролита с кварцем — зона В. Парагенезисы других образцов ($Kv + Pl + Bi + Gr + Sil_{ll} + Корд$) исключают ставролит с кварцем, но во вмещающих породах распространен парагенезис $Kv + Pl + Mu + Bi + Корд + Sil_{ll}$, т. е. $P - T$ -условия их формирования имели место вне поля устойчивости ставролита с кварцем, но в поле устойчивости мусковита с кварцем.

Колебания в содержании воды в кордиеритах, использованных для построения графика зависимости показателей преломления от железистости (рис. 36), в целом составляют 1,5—3 вес.%. Кордиериты с крайними значениями содержания воды единичны, так что преобладающая часть использованных анализов содержит воду в более узких пределах (1,8—2,5 вес. %).

Точка для крайнего магниального члена (начало прямой) нанесена согласно экспериментальным данным (Schreyer, Yoder, 1964) по кордиериту с содержанием воды $1,77 \pm 0,09$ вес. % ($Nm = 1,538$) с учетом поправки на $Ng_{+} + 0,004$.

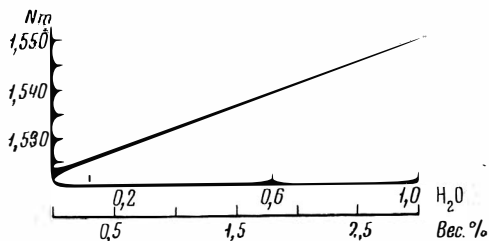


Рис. 35. Зависимость показателя преломления кордиерита от воды, по Шрайеру и Йодеру

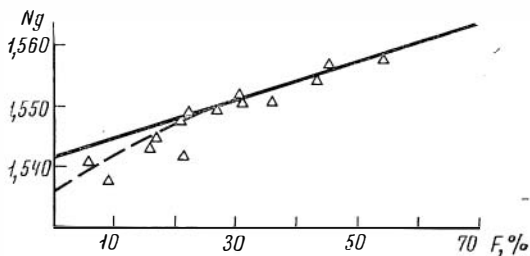
Как видно из представленного рисунка, для кордиеритов в интервале железистости 20—50% устанавливается линейная зависимость показателей преломления от железистости, что особенно важно при изучении кордиеритов метаморфических пород, где наиболее часто встречаются кордиериты с железистостью в этом интервале. При экстраполяции кривой, соединяющей точки кордиеритов с железистостью 20—50% до крайнего магниального члена, показатель преломления магниального кордиерита получается равным 1,542 и сопоставим с Ng синтетического кордиерита. Экстраполяция кривой до железистого члена дает $Ng = 1,574$. Эти значения несколько ниже значений экспериментально синтезированных в гидротермальных условиях железистых кордиеритов (Малиновский, 1967; Schreyer, 1965).

Значительный разброс точек для природных кордиеритов наблюдается в интервале железистости 0—20% (пунктирная линия).

Вполне возможно, что эти отклонения обусловлены неточностями химических анализов, т. е. переопределением действительного содержания воды в кордиеритах.

Поскольку содержание воды в кордиеритах зависит от температуры и давления воды (Schreyer, Yoder, 1964), то представленная

Рис. 36. Диаграмма для определения железистости кордиеритов по показателю преломления эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций



выше диаграмма (рис. 36) пригодна для определения железистости кордиеритов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Для кордиеритов, образующихся при высоких температурах и при низких давлениях воды (контактный метаморфизм и фация двушироксеновых гнейсов), диаграмма будет занижать железистость в силу более низкого содержания воды в кордиеритах.

ЗНАЧЕНИЕ ВОДЫ В КОРДИЕРИТАХ ДЛЯ ПРИРОДНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Кордиерит один из распространенных минералов метapelитов регионального и контактового метаморфизма. В ранних схемах метаморфических фаций (Тернер, Ферхуген, 1962; Eskola, 1920, 1939) кордиерит помещался в фации контактового метаморфизма и в гранулитовую фацию.

Как показывают примеры зонально-метаморфических комплексов (Кориковский, 1967; Zwart, 1958, 1962 и др.), кордиерит появляется при более низких температурах, чем это принято в ранее упомянутых схемах метаморфических фаций. Примеры парагенезиса кордиерита с дистеном (Зотов, 1967; Nietanen, 1956), с силлиманитом и ставролитом (Тонгулакский хребет) показывают, что кордиерит возможен и в широком диапазоне давлений.

Экспериментальные исследования (Yoder, 1952; Schreyer, Yoder, 1964; Schreyer, 1965 и др.) показали, что кристаллизация кордиерита возможна уже при температурах 500°С, а по мнению Йодера (Yoder, 1952), при определенных условиях кордиерит может быть стабильным при температурах, близких к 400°С.

В более поздней схеме классификации метаморфических фаций кордиерит допускается в качестве возможного минерала в фации эпидотовых амфиболитов (Добрецов, 1966; Sobolev et al., 1967).

Отнесение кордиерита в прежних схемах метаморфических фаций к минералам низких давлений и высоких температур основывалось прежде всего на природном материале. В то время не было достаточно полных экспериментальных исследований о поле устойчивости кордиерита. Описания примеров зонально-метаморфических комплексов появились значительно позже, чем ранние схемы метаморфических фаций.

Немаловажное, пожалуй, решающее значение имеет отношение исследователей к кордиериту как к безводному минералу. Обзор литературы по природным кордиеритам (Дир и др., 1965; Leak, 1960; Schreyer, 1965 и др.) показывает, что все анализы кордиеритов, известные к настоящему времени, содержат в том или ином количестве воду. Например, по данным Лика (Leak, 1960), содержание воды в природных кордиеритах составляет 0,6—3,3 вес.%. При этом преобладающая часть природных кордиеритов содержит 1—3 вес.%, что в пересчете на молекулярную воду составляет 0,3—1 H₂O (рис. 37).

Содержание воды в синтетических кордиеритах является функцией T и P_{H_2O} . При разных давлениях (P_{H_2O}) и температурах получены (Schreyer, Yoder, 1964) следующие значения содержания H₂O в вес. %: $P = 1000$ бар, $T = 950^\circ$, H₂O = $0,92 \pm 0,05$ %, $P = 2000$ бар, $T = 600^\circ$, H₂O = $1,77 \pm 0,09$ %, $P = 5000$ бар, $T = 600^\circ$, H₂O = $2,10 \pm 0,10$ %.

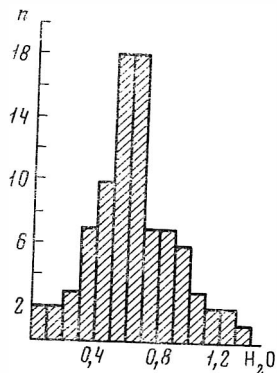
По мнению ряда исследователей (Дир и др., 1965; Smith, Schreyer, 1962; Schreyer, Yoder, 1964), вода в кордиеритах располагается в каналах, параллельных оси C . Синтез аргонсодержащего кордиерита с содержанием аргона 2—3 вес.% (Smith, Schreyer, 1962), атомный радиус которого ($r = 1,92\text{Å}$) намного выше радиуса молекулы воды ($r = 1,4\text{Å}$), принципиально доказывает возможность вхождения воды в виде молекул H₂O в открытые каналы кордиерита, радиус которых составляет 2,2Å. Экспериментально показано (Schreyer, Yoder, 1964), что средний показатель преломления кордиеритов, синтезированных в гидротермальных условиях, выше, чем у кордиеритов, полученных в сухих условиях, т. е. вхождение воды в кордиерит влияет на его оптические свойства (рис. 35).

Принципиальную важность и значение воды в кордиеритах можно понять из следующей реакции. Например, возьмем парагенезис $Kv + Mu + Bu + Корд + Ст + Гр$. Число фаз шесть, число компонентов пять: SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, K₂O (H₂O в избытке). По правилу фаз парагенезис моновариантен. Воспользуемся уравнением с участием этих фаз для конкретных составов, которое приведено в работе С. П. Кориковского (1967): $5,6Bu_{54} + 4,2Ст_{75} + 27,825Kv = 6,475Корд_{45} + 3,15Гр_{85} + 5,6Му + 2,1H_2O$ ($\Delta V = +223,1$ см³).

Используя обычные приемы в определении направления реакции, можно предположить, что реакция с повышением темпе-

Рис. 37. Содержание воды в природных кордиеритах

n — число случаев;
 H_2O — молекулярная вода



ратуры пойдет слева направо (реакция дегидратации). Подставив в кордиерит воду (например, $H_2O = 0,6$) и пользуясь теми же приемами в определении знака теплового эффекта, уравнение с повышенном температуры (слева направо) можно записать в следующем виде: $6,475Kop\delta + 3,15Gr + 5,6My = 5,6Bi + 4,2Cr + 27,825Kv + 1,7H_2O$ ($\Delta V = -191,1 \text{ см}^3$). Чтобы знак теплового эффекта был неопределенным, содержание воды в кордиерите должно составлять 0,32 (коэффициент при H_2O в первом уравнении, деленный на коэффициент при кордиерите), что в переводе на весовые проценты составит примерно 1 вес. %. Природные кордиериты, как правило, богаче водой. А по данным С. П. Коржковско-го (1967), содержание воды в кордиерите из пород удоканской серпи равно 2,12% и в два раза превышает приведенные выше значения.

Другим не менее принципиально важным примером является парагенезис $Kv + Кор\delta + Gr + Силл$, петрологическое значение которого подчеркивалось многими исследователями (Коржинский, 1940; Бобривич, Соболев, 1957; Хлестов, 1964; Соболев, 1964; Маракушев, 1965, 1968). Парагенезис $Kv + Кор\delta + Gr + Силл$ в системе SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO при фиксированной железистости граната (кордиерита) по правилу фаз моноварпантен и на $P - T$ -диаграмме представляется линиями постоянной железистости. Большая разница в молекулярных объемах кордиерита и граната дает возможность предполагать, что реакции с участием этих минералов идут с значительным изменением объема. Например, для конечных магnezальных составов: $2Gr + 4Силл + 5Kv = 3Кор\delta$ ($\Delta V = +155 \text{ см}^3$). Значительный объемный эффект (20%) с положительным знаком является главным критерием для обоснования крутого положительного наклона линий постоянной железистости граната (кордиерита) в парагенезисе $Kv + Кор\delta + Gr + Силл$ (Маракушев, 1965, 1968). Подобные выводы были бы, очевидно, справедливыми при условии, что кордиерит — безводный минерал.

С учетом содержания воды в кордиерите уравнение можно записать слева направо с повышением температуры как: $Kорд = Gr + Силл + Kc + H_2O$, т. е. меняется знак теплового эффекта, а это говорит о том, что линии постоянной железистости идут с отрицательным наклоном. Для железистых составов последнее подтверждается экспериментально (Richardson, 1968). Трудно представить обратный ход реакции, где с повышением температуры должна бы образовываться водная фаза за счет ее безводных продуктов, т. е. в конечном счете реакция гидратации. Такие реакции к настоящему времени пока что неизвестны.

Отрицательный объемный эффект в данной реакции показывает, что кривые постоянной железистости идут с отрицательным наклоном, хотя наклон этих кривых, т. е. влияние давления на железистость граната (кордиерита) рассчитать не представляется возможным. Вместе с тем сопоставление гранатов из различных метаморфических комплексов показывает, что железистость граната слабо зависит от давления, во всяком случае для средних высоких давлений и низких температур. Приведем конкретные примеры, главным образом из зонально-метаморфических комплексов (табл. 31).

Т а б л и ц а 31

Парагенезис	Гранат		Литературный источник
	<i>P</i>	<i>f</i>	
$Kc + Пл + Би + Kcр\delta + Gr + Силл + Ми$	85,2	84,8	Кориковский, 1967
$Kc + Пл + Би + Кор\delta + Gr + Силл$	80,3	80,0	» »
$Kc + Пл + Би + Кор\delta + Gr + Силл + Ми$	78,6	75,5	Лебедев и др., 1964
$Kc + Пл + Би + Kcр\delta + Gr + Силл + Ми$	71,8	69,2	» »
$Kc + Пл + Би + Кор\delta + Gr + Силл + Ми$	81,9	80,6	» »
$Kc + Пл + Би + Кор\delta + Gr + Силл + Ми$	78,8	76,6	» »
$Kc + Пл + Би + Кор\delta + Gr + Силл + Ми$	81,3	80,0	» »
$Kc + Пл + Би + Кор\delta + Gr + Дист + Ми$	79,5	78,7	Зотов, 1967
$Kc + Пл + Би + Кор\delta + Gr + Силл$	82,1	78,8	Данные автора
$Kc + Пл + Би + Кор\delta + Gr + Силл$	79,5	76,0	» »
$Kc + Пл + Би + Кор\delta + Gr + Ан\delta + Пертит$	88,8	87,5	Best, Weis, 1964

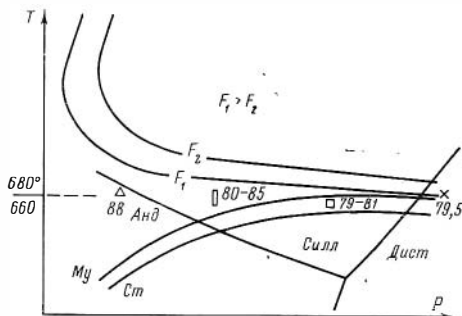
Бест и Вейс (Best, Weis, 1964) проанализировали гранат, биотит и кордиерит из пород контактового ореола из Калифорнии. Породы метаморфизованы под действием батолита гранитов. Метаморфизм прогрессивный. Судя по парагенезису (табл. 31), давление было низкое, как это и отражено на схематической *P* — *T*-диаграмме (рис. 38). При построении схематической диаграммы были учтены экспериментальные данные по устойчивости мусковита с

кварцем (Evans, 1965), тройной точки Al_2SiO_5 (Althaus, 1967). Относительное положение мусковитовой и ставролитовой кривых предпологаемое. Железистость граната в парагенезисе с кордиеритом и андалузитом в породах Калифорнии равна: $F = 88\%$, $f = 87\%$.

С. П. Кориковский (1967) привел два химических анализа граната из прогрессивно метаморфизованных пород удоканской серии.

Рис. 38. Диаграмма, иллюстрирующая P — T —условия образования гранатов из различных метаморфических комплексов

- 88 — гранат Калифорнии;
- 80—85 — гранаты удоканской серии;
- 79—81 — гранаты Тонгулакского хребта;
- 79, 5 — гранат Памира



Из парагенетических ассоциаций отмечается гранат с кордиеритом, а также андалузитом, которые исключают ставролит с кварцем. Подчеркивается, что ставролит с силлиманитом не встречается. В поле устойчивости парагенезиса $Kv + Корд + Анд + Gr$ встречаются биотит-гранат-андалузит-мусковитовые сланцы (андалузит кордиеритовая зона, по С. П. Кориковскому). Отсюда можно предположить, что линия P — T -градиента в метаморфических породах удоканской серии проходила левее кварц-ставролитовой кривой, но правее кварц-мусковитовой (рис. 38). Железистость граната по двум химическим анализам составляет: $F = 85,2\%$, $f = 84,8\%$ и $F = 80,3\%$, $f = 79,0\%$. Поскольку в одном из парагенезисов с анализированным гранатом есть микроклин (табл. 31), то по температуре условия метаморфизма должны быть выше кварц-мусковитовой кривой.

Метаморфические породы Тонгулакского хребта относятся к андалузит-силлиманитовому типу, но с несколько повышенным давлением, косвенным подтверждением чего является широкое распространение парагенезиса $Kv + Ст + Силл$. По двум химическим анализам железистость граната составляет: $F = 79,5\%$, $f = 76,0\%$; $F = 82,1\%$, $f = 78,8\%$. Здесь различие частной и общей железистости обусловлено повышенным содержанием марганца (до 5,5 вес. %). В породах, вмещающих парагенезис $Kv + Корд + Gr + Силл$, распространена ассоциация $Kv + Корд + Му + Силл + Би$. Можно считать, что условия метаморфизма в породах Тонгулакского хребта по давлению отвечали значениям выше точки пересечения кварц-ставролитовой кривой с андалузит-силлиманитовой, но ниже тройной точки Al_2SiO_5 ; по температуре —

интервалу между кварц-мусковитовой и кварц-ставролитовой кривыми (рис. 38).

На Памире (Зотов, 1967) в парагенезисе $Kv + Bi + Mu + Gr + Корд + Дист$ ассоциирует гранат с $F = 79,5\%$, $j = 78,7\%$. Последний пример примечателен тем, что является близким к предельному по давлению, где еще возможен этот парагенезис. Предполагаемые условия образования граната Памира показаны на том же рисунке.

В работе В. И. Лебедева (Лебедев и др., 1964) приведены пять химических анализов гранатов (табл. 31) из метаморфического комплекса Приладожья, относящегося к андалузит-силлиманитовому типу. Железистость граната по пяти химическим анализам колеблется от 71 до 82%. В породах встречается парагенезис $Kv + Ст + Силл$: давление было выше, чем в точке пересечения кварц-ставролитовой кривой с андалузит-силлиманитовой, но ниже тройной точки Al_2SiO_5 .

Таким образом, для разных метаморфических комплексов, которые при прогрессивном метаморфизме могут отличаться только давлением, мы находим гранат с железистостью 80% (удоканская серия, Приладожье, Тонгулакский хребет, Памир). В то же время для постоянного давления, т. е. для одного и того же метаморфического комплекса, железистость колеблется в значительных пределах. Например, в Приладожье от 70 до 80%, в метаморфических породах удоканской серии — 80—85% и в меньшей мере в метаморфических породах Тонгулакского хребта. Все это говорит о том, что линии постоянной железистости граната (кордиерита) идут с незначительным наклоном.

С понижением содержания воды в кордиеритах (с понижением P_{H_2O} и повышением температуры) величина теплового эффекта будет понижаться, и при содержании воды в кордиеритах, равном 0%, возможно изменение наклона линии постоянной железистости. Подобные условия, по-видимому, будут реализоваться при контактовом метаморфизме в силу низкого водного и общего давлений и в гранулитовой фации — в силу высоких температур и низкого парциального давления относительно общего давления. Отсюда следует, что железистость граната в парагенезисе $Kv + Корд + Gr + Силл$ для гранулитовой фации, возможно, и будет служить геологическим барометром, а для амфиболитовой — геологическим термометром.

Для приведенных выше примера равновесий с участием кордиерита подчеркивают значение воды, которая во всех петрологических работах совершенно игнорируется, вопреки имеющемуся экспериментальному и природному материалу по кордиеритам. Анализ равновесий с участием водного кордиерита может дать дополнительную информацию при расшифровке $P - T$ -условий различных метаморфических комплексов и правильно отразить положение кордиерита в схеме метаморфических фаций.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ
И ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА.
ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАБОТ

Стабильность кордиерита. Синтез кордиерита в гидротермальных условиях был осуществлен Йодером (Yoder, 1952), по данным которого при избытке воды магнезиальный кордиерит при низких давлениях устойчив до температур, близких к 400°C . Исследования системы $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (D. Roy, R. Roy, 1955) показали, что начальная температура кристаллизации кордиерита при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ атм}$ заключается в интервале температур $530-550^{\circ}$. Согласно исследованиям Ийямы (Iiyama, 1958), начало разложения кордиерита в слюдоподобный минерал происходит при температурах $400-500^{\circ}$ и водном давлении $800-2000 \text{ бар}$. По данным Винклера и Платена (Winkler, 1957; Winkler, Von Platen, 1958, 1960; Winkler, 1965, 1967), при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000-5000 \text{ бар}$ нижняя граница стабильности заключается в интервале $550-570^{\circ}$.

Наиболее полные исследования по устойчивости магнезиального и железистого кордиеритов проведены Шраером и Йодером (Schreyer, Yoder, 1964; Schreyer, 1965). При $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000-5000 \text{ атм}$ нижняя граница устойчивости магнезиального кордиерита ограничивается температурами $500-570^{\circ}$, ниже которых кордиерит разлагается с образованием амезитового хлорита и пирофлита.

Поле стабильности железистого кордиерита по температуре мало отличается от границы устойчивости магнезиального кордиерита. Различия в устойчивости намечаются по давлению. Согласно экспериментам Шраера (Schreyer, 1965), железистый кордиерит устойчив до 7 кбар . Однако последние экспериментальные исследования (Richardson, 1968) ограничивают предел устойчивости железистого кордиерита давлением в 3 кб . При этом равновесие с разложением кордиерита идет с отрицательным наклоном по схеме: $\text{Корд} = \text{Гр} + \text{Силл} + \text{Кв}$. Эксперименты Ричардсона подтверждают наше предположение, что линии постоянной железистости граната (кордиерита) в парагенезисе $\text{Кв} + \text{Корд} + \text{Гр} + \text{Силл}$ идут с отрицательным наклоном (см. гл. 6 «Значение воды в кордиеритах для природного минералообразования»).

Важной и интересной особенностью гидротермальных исследований стабильности кордиеритов являются данные по содержанию

воды в кордиеритах, содержание которой растет с увеличением P_{H_2O} . В области низких давлений ($P_{H_2O} = 1000$ атм, $H_2O = 1$ вес. %) линии с постоянным содержанием воды в кордиеритах идут с крутым положительным наклоном и вышоложиваются с повышением P_{H_2O} ($P_{H_2O} = 5000$ атм, $T = 600^\circ$, $H_2O = 2,1$ вес. %).

С повышением содержания воды в кордиеритах увеличиваются и их показатели преломления (см. гл. 6 «К вопросу определения железистости кордиерита»). Нет надобности повторять доводы, которые с достаточной определенностью говорят о необходимости учета содержания воды в кордиеритах. Этот вопрос и его значение для природного минералообразования нами обсуждался ранее.

Приведенный обзор экспериментальных исследований о нижней границе устойчивости кордиерита не противоречит его появлению при низких температурах. Особенно наглядно это проявляется в зонально-метаморфических комплексах, где появление кордиерита фиксируется в поле устойчивости андалузита и ставролита (Кориковский, 1967; Zwart, 1958, 1962; Guitard, 1961; Compton, 1960; Pitcher, Read, 1966 и др.), а также в парагенезисе с хлоритом (Тонгулакский хребет).

Стабильность мусковита. Кривая разложения мусковита с кварцем определяет верхнюю границу фации эпидотовых амфиболитов (Соболев, 1964; Добрецов и др., 1965; Sobolev et al., 1967).

По устойчивости мусковита в настоящее время имеются многочисленные экспериментальные данные (Yoder, Eugster, 1965; Legnit, Kennedy, 1961; Welde, 1963—1964). Верхний предел устойчивости мусковита с кварцем (Evans, 1965) при $P_{H_2O} = P_{общ}$ определяется температурой, равной 700° . Однако анализ и расчеты возможного колебания давления воды и отклонения давления воды от общего давления за счет сложного состава флюида (главным образом за счет присутствия CO_2) указывают (Соболев, Добрецов, Хлестов, 1966; Добрецов, 1966; Маракушев, 1968) на возможное понижение кривой разложения мусковита. При P_{H_2O} , равном $0,5—0,6 P_{общ}$ (предполагаемая доля давления воды от общего давления для фации эпидотовых амфиболитов), допускается смещение кварц-мусковитовой кривой до 650° (Соболев, Добрецов, Хлестов, 1966; Добрецов, 1966). По мнению Маракушева (1968), максимальная температура устойчивости мусковита с кварцем определяется в 650° и понижается при постоянном водном давлении ($P_{H_2O} = 1000$ атм) с повышением общего давления.

Стабильность ставролита с кварцем. Ставролит широко распространен в породах регионального метаморфизма. Его парагенезис известен с дистеном, с дистеном и силлиманитом (Chabrobotty, Sen, 1967), с андалузитом и кордиеритом (Кориковский, 1967; Zwart, 1958, 1962; Guitard, 1961; Pitcher, Read, 1960), с кордиеритом и силлиманитом (Тонгулакский хребет).

Нижняя граница устойчивости ставролита изучена Хошеком (Hoshek, 1967), а также последующими экспериментальными ис-

следователями Ричардсона (Richardson, 1968). Ими изучены два равновесия: $Xлг + Al_2SiO_5 = Kв + Cт + H_2O$ и $Xл + My = Бу + Cт + H_2O$. Оба равновесия ограничиваются температурами 550—570° при $P_{H_2O} = 4-8$ *кбар*. Нижняя граница устойчивости ставролита в области низких средних давлений практически совпадает с границей устойчивости кордиерита. Данные по соотношению полей устойчивости кордиерита и ставролита согласуются с их положением в зонах прогрессивного метаморфизма. По данным С. П. Кориковского (1967), в породах удоканской серии кордиерит и ставролит появляются при близких условиях. Аналогичные соотношения, но с несколько ранним появлением ставролита характерны и для других примеров (Compton, 1960; Pitcher, Read, 1960; Zwart, 1958, 1962). Верхняя граница устойчивости железистого ставролита изучена Ричардсоном (Richardson, 1968). В интервале давлений 3—6 *кб* верхний предел устойчивости ставролита с кварцем ограничивается температурой 680—690°. К кривой разложений ставролита с кварцем ($Cт + Kв = Gr + Cилл + H_2O$) близка и кривая равновесия $Kв + My + Cт = Бу + Cилл + H_2O$, изученная Хошеком (Hoshek, 1968), для которой при том же интервале водного давления дается температура 660—670°. Правда, последнее равновесие не отвечает моновариантному и его, очевидно, следует относить к условно моновариантному, т. е. к примеру линии постоянной железистости.

Сопоставляя экспериментальные данные по устойчивости мусковита с кварцем (Evans, 1965) и ставролита с кварцем (Richardson, 1968), мы видим, что последняя идет ниже кривой разложения мусковита. Подобные же их соотношения вытекают из положения ставролита и мусковита в зонах прогрессивного метаморфизма. В метаморфических породах Тонгулакского хребта ставролит исчезает раньше мусковита. В зоне *G*, где не встречается ставролит, но распространен эквивалентный ему по составу парагенезис $Kорд + Gr + Cилл$, устойчив парагенезис $Kв + My + Бу + Корд + Cилл$. В Кодаро-Удоканской зоне метаморфизма (Кориковский, 1967), в андалузитовой зоне распространен парагенезис $Kв + Корд + Gr + Анд$, исключаящий ставролит с кварцем. В то же время во вмещающих породах мусковит устойчиво ассоциирует с гранатом и андалузитом. Джеймс (James, 1955) отмечает, что ставролит в метаморфических породах Северного Мичигана исчезает в силлиманитовой зоне. Одновременно подчеркивается, что после исчезновения ставролита с повышенном степеней метаморфизма мусковит встречается с силлиманитом и кварцем.

Данные по системе Al_2SiO_5 . Взаимоотношения андалузита, силлиманита и дистена особенно привлекают внимание многих исследователей. К числу наиболее ранних работ относятся исследования Кларка (Clark et al., 1957; Clark, 1964), наметившие впервые кривую дистен-силлиманитового равновесия. До и после пс-

следований Кларка предпринимались многие попытки построения $P - T$ -диаграммы для системы Al_2SiO_5 по экспериментальным работам (Хитаров и др., 1963; Пугин, Хитаров, 1968; Bell, 1963; Newton, 1966; Matsushima, Kennedy, 1967; Richardson, Bell, Gilbert, 1967), расчетным (Карпов, 1967; Weill, 1966 и др.), а также по минералогическим наблюдениям. Несмотря на столь многочисленные исследования взаимоотношения андалузита, силлиманита и дистена до сих пор остаются неопределенными.

По расчетным данным И. К. Карпова (1967) положение тройной точки оценивается: $T = 530^\circ$, $P = 7250$ атм, по Вейлу (Weill, 1963): $T = 410^\circ$, $P = 2,4$ кбар. По данным экспериментальных работ: $T = 390^\circ$, $P = 9$ кбар (Хитаров и др., 1963); $T = 300^\circ$, $P = 8$ кбар (Bell, 1963); $T = 540^\circ$, $P = 7600$ бар (Пугин, Хитаров, 1968).

Наиболее полные исследования по устойчивости андалузита, силлиманита и дистена выполнены Альтхаузом (Althaus, 1966, 1967). Согласно экспериментам Альтхауза невариантной точке отвечает температура $595 \pm 5^\circ$, давление $6,5 \pm 0,5$ кбар. Значение тройной точки по температуре близко к ранее приведенным оценкам В. С. Соболева (Заварицкий, Соболев, 1961), Винклера (Winkler, 1965) и расчетным данным (Карпов, 1967). Данным Альтхауза не противоречит и природный материал, так как известны все три модификации в парагенезисе с кордиеритом (Hietanen, 1956). Нижняя граница устойчивости кордиерита в области средних высоких давлений ограничивается температурой $550 - 570^\circ$ (Schreyer, Yoder, 1964).

Менее определенные данные по андалузит-силлиманитовому равновесию. Эксперименты Альтхауза показывают, что переход $Анд \rightleftharpoons Силл$ при атмосферном давлении осуществляется при температуре, близкой к 700° , что не согласуется с температурой гомогенизации газовой-жидких включений в андалузите ($T = 800^\circ$) из пегматитов (Добрецов и др., 1970). Сказываются ли здесь примеси других компонентов в андалузите (Хлестов, 1964; Strens, 1968), которые могут расширять поле устойчивости андалузита в области высоких температур, или другие факторы не ясно. Для выяснения $P - T$ -условий метаморфизма Тонгулакского комплекса, эти неопределенности не будут иметь принципиального значения, если, конечно, исключить переход $Анд \rightleftharpoons Силл$ при $P = 0$ атм в области очень высоких температур ($T > 1000^\circ$).

$P - T$ -УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

На представленной нами $P - T$ -диаграмме (рис. 39) вынесены экспериментальные кривые устойчивости мусковита с кварцем (Evans, 1965), нижняя граница устойчивости кордиерита (Schreyer, Yoder, 1964), нижняя граница устойчивости ставролита (Noshek, 1967; Richardson, 1968), верхняя граница устойчивости став-

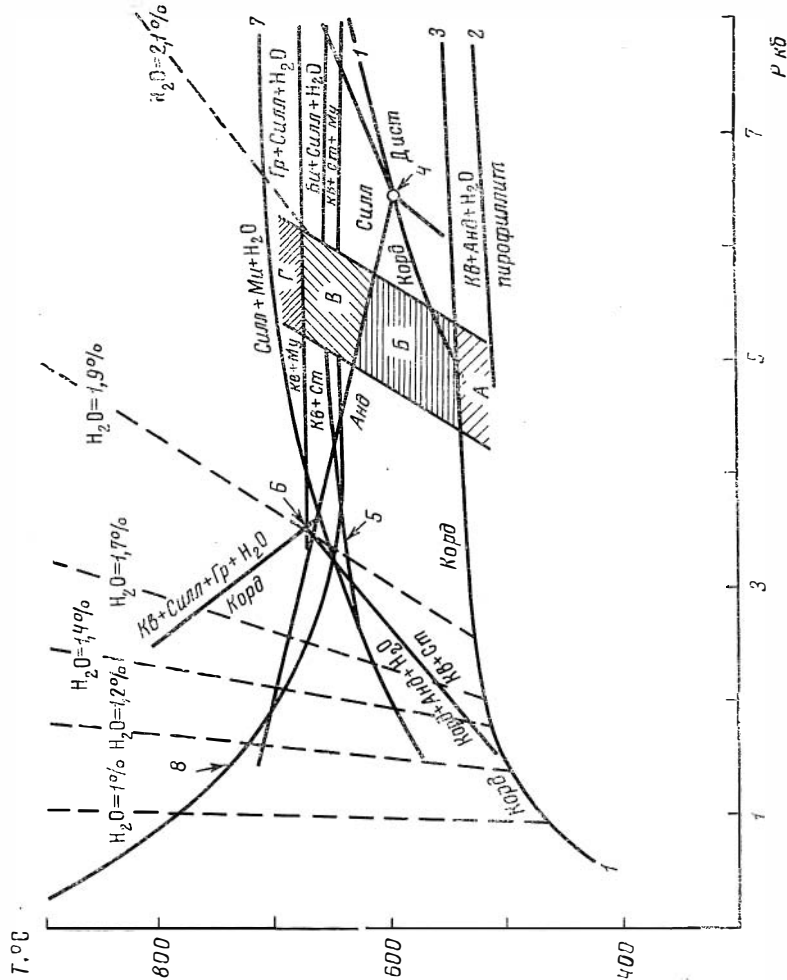


Рис. 39. *P-T*-условия метаморфизма Тонгулакского комплекса (защтрихованная область)

1 — (Корд) — нижняя граница устойчивости магнезиального кордьерита (Schreyer, Jodel, 1964); 2 — кривая устойчивости пиррофилита; 3 — нижняя граница устойчивости ставролита с кварцем (Hoshek, 1967; Richardson, 1968); 4 — положение тройной точки Al_2SiO_5 (Althaus, 1967); 5 — верхняя граница устойчивости ставролита с кварцем и мусковитом (Hoshek, 1968); 6 — верхняя граница устойчивости ставролита с кварцем (Richardson, 1968); 7 — кривая устойчивости мусковита с кварцем (Evans, 1965); 8 — кривая гранитной эвтектики (Tuttle, Woodsworth, 1958); пунктирные линии (H_2O) — постоянное содержание воды в кордьеритах, по Шрайеру и Уодеру (Schreyer, Jodel, 1964); А — Г — зоны.

ролита с кварцем и мусковитом (Hoshek, 1967). Положение тройной точки Al_2SiO_5 принято согласно экспериментальным данным Альтхауза (Althaus, 1967), линия гранитной эвтектики — по Боуэну и Таттлу (Bowen, Tuttle, 1958).

В породах Тонгулакского хребта широко распространены два парагенезиса: $Kv + St + Силл$ и $Kv + Mu + Силл$. Парагенезис $Kv + St + Силл$ специфичен для зоны *B*, ширина которой составляет 2—2,5 км. Парагенезис $Kv + Mu + Силл$ встречается в зонах *B* и *Г* с общим интервалом распространения вкост простираения метаморфической зональности в 3500—4000 м.

Основываясь на построениях рисунка при условии $P_{H_2O} = P_{общ}$, можно считать, что давление в метаморфических породах Тонгулакского хребта было выше 3 кбар, т. е. выше значений, получаемых в точках пересечения кварц-ставролитовой и кварц-мусковитовой кривых с кривой андалузит-силлиманитового равновесия. Очевидно, $P_{H_2O} = 3$ кбар является минимально возможным. Ниже этих значений парагенезисы $Kv + St$ и $Kv + Mu$ с силлиманитом мало вероятны, так как кривые разложения гидратсодержащих фаз в координатах $T - P_{общ}$ при $P_{H_2O} = const$ идут с отрицательным наклоном (Соболев, Добрецов, Хлестов, 1966; Маракушев, 1968). Если даже допустить реальность парагенезисов $Kv + St + Силл$ и $Kv + Mu + Силл$ при $P_{H_2O} = 3$ кбар и $P_{общ} > 3$ кбар (предположим, что кривые разложения мусковита с кварцем и ставролита с кварцем при $P_{H_2O} = 3$ кбар идут параллельно оси $P_{общ}$), мы получим для метаморфических пород Тонгулакского хребта невероятно низкий температурный градиент (меньше 10° на 1 км).

Очевидно, более вероятным будет предположение, что давление воды в метаморфических породах Тонгулакского хребта было выше 3 кбар. В пользу данного предположения, помимо широкого распространения парагенезисов $Kv + St + Силл$ и $Kv + Mu + Силл$, свидетельствует и высокое содержание воды в кордиеритах. Содержание воды в кордиеритах Тонгулакского хребта составляет 1,71—2,49 вес.%, среднее из четырех анализов — 2,1 вес.%. Кордиерит с таким содержанием воды синтезирован Шраером и Йодером (Schreyer, Yoder, 1964) при водном давлении в 5 кбар и температуре 600° (см. линии с постоянным содержанием воды в кордиеритах, рис. 39).

Таким образом, основываясь на широком распространении парагенезисов $Kv + St + Силл$ и $Kv + Mu + Силл$ и на высоком содержании воды в кордиеритах, для метаморфического комплекса Тонгулакского хребта можно дать следующие значения водного и общего давлений: $P_{H_2O} = 4-5$ кбар, $P_{общ} \leq 6-6,5$ кбар. Приняв общее давление в 6—6,5 кбар (нами дистен в породах не встречен, поэтому приведенные значения общего давления максимальны), а давление $P_{H_2O} = 4-5$ кбар, давление воды к общему давлению выразится как: $P_{H_2O} \geq 0,6-0,8 P_{общ}$.

При таких соотношениях водного и общего давлений к определению температур метаморфизма Тонгулакского хребта, очевидно, можно подойти, пользуясь построениями рис. 39.

Температура перехода от зоны *A* к зоне *B* составляет 550—570° в соответствии с нижней границей устойчивости кордиерита, от зоны *B* к зоне *B* — 610—620°, от зоны *B* к зоне *Г* — 660—670°, температура в зоне *Г* < 700°. Общий температурный интервал, на который приходится метаморфическая зональность (от зоны *A* до зоны *Г* включительно), составляет 120° (значения минимальны) — 150° (значения максимальны).

Располагая значительным количеством парных анализов минералов (*Би — Гр*, *Би — Ро* и др.), мы также предприняли попытку в определении температур по геологическим термометрам (табл. 39) Л. Л. Перчука (1967, 1968). К сожалению, полученные цифры противоречивы, так что получить более детальную информацию о температурах метаморфизма не представляется возможным. Наряду с цифрами, которые сопоставимы с определениями, исходящими из экспериментальных данных, получают резкие занижения температур.

Образец 338° (*Кв + Пл + Би + Му? + Анд + Силл + Корд + Мт*) дает температуру 600° (геотермометр *Би — Корд*), что сопоставимо с нашими определениями. Хорошее совпадение получается и для образцов 21 и 361. Первый взят вблизи изограды силлманита ($T = 625^\circ$), второй в зоне *Г* (*Би — Корд*, $T = 700$). Вместе с тем имеются цифры, которые резко занижают температуру. Например, обр. 21 (*Би — Гр*) дает температуру 625°, а обр. 409 (*Би — Гр*) — 500°, что не согласуется с условиями их образования. Оба образца относятся к низкотемпературной части зоны *B* и отобраны примерно в 15—20 м один от другого. Биотит-гранатовый геотермометр обр. 40 (*Кв + Ст + Корд + Гр + Силл*) дает температуру 500°, а роговообманково-биотитовый (обр. 40а) — 620°. Обр. 40а отобран в 20 м от обр. 40. Возможны также значительные расхождения в определении температур для одного и того же образца. Например, обр. 361: (*Би — Гр*) — 550°, (*Би — Корд*) — 700°, (*Корд — Гр*) — 600°. Резко занижает температуру и обр. 187а (*Би — Гр*), относящийся к переходной области от зоны *B* к зоне *Г*, и обр. 132 (*Би — Ро*), который взят из центральной части зоны *Г*.

Из полученных определений особенно резко занижают температуру биотит-гранатовые геотермометры тех проб, где ассоциирует гранат с повышенным содержанием марганца ($MnO = 5—11\%$, обр. 409, 40, 187а, 361).

В то же время для однотипных парагенезисов, относящихся к зонам *B* и *Г* (обр. 40 и 361 или обр. 409 и 187а), намечается относительное повышение температуры с повышением степени метаморфизма. Обр. 40 (*Кв + Ст + Корд + Силл + Гр*) из переходной области от зоны *B* к зоне *Г* дает температуру 500° (темпера-

тура занижена примерно на 150°), а обр. 361 ($Kv + Корд + Силл + Gr$), относящийся к зоне G , дает температуру 550° (температура занижена примерно на 120°). Или обр. 409 ($Kv + Пл + Би + Ро + Кумм + Gr$), относящийся к переходной области от зоны B к зоне B , дает температуру 500° (температура занижена примерно на 100°), а обр. 187а с тем же парагенезисом, но относящийся к переходной области от зоны B к зоне G — 550° (температура занижена примерно на 100°).

ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Согласно классификации метаморфических фаций Ф. Тернера (Тернер, Ферхуген, 1961; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962) минеральные парагенезисы Тонгулакского хребта в целом отвечают фациям регионального и контактового метаморфизма. Парагенезисы зоны A отвечают фации зеленых сланцев, парагенезисы зоны B — роговообманково-роговиковой (кордиерит, андалузит), зон B и G — роговообманково-роговиковой или пироксен-роговиковой (силлиманит, кордиерит) и альмандин — амфиболовой (силлиманит, ставролит) фациям.

Неоднозначность в отнесении парагенезисов к различным типам метаморфических фаций (к фациям контактового и регионального метаморфизма) не является здесь отражением различных фаз метаморфизма. Неопределенность фациальной принадлежности парагенезисов Тонгулакского хребта скорее обусловлена самим принципом строгого подразделения метаморфизма на региональный и контактовый без учета возможного проявления промежуточных условий. Классификации Тернера, а еще ранее Эскола (Eskola, 1920, 1939) создавались на примерах повышенных давлений (типа Барроу) либо на примерах заведомо контактового метаморфизма. Немаловажное и, пожалуй, решающее значение имеет также отношение к кордиериту, который по укоренившимся представлениям обычно относится к фациям контактового метаморфизма. Парагенезис кордиерита с дистеном (Зотов, 1967; Nietanen, 1956), с силлиманитом и ставролитом (Тонгулакский хребет) показывает, что он возможен в широком диапазоне давлений. Многочисленные примеры зональных комплексов, где кордиерит практически одновременно появляется со ставролитом в поле устойчивости андалузита (Кориковский, 1967; Compton, 1960; Zwart, 1958, 1962 и др.), а также совпадение нижних границ устойчивости ставролита и кордиерита по данным экспериментальных исследований показывают, что кордиерит устойчив до более низких температур, чем это принято в ранее упомянутых классификациях метаморфических фаций.

Более определенное решение в определении фациальных условий метаморфизма Тонгулакского комплекса дает схема класси-

фикации метаморфических фаций, разработанная В. С. Соболевым с сотрудниками (Соболев, 1964; Добрецов и др., 1965, 1970; Sobolev et al., 1968). Согласно этой схеме, минеральные парагенезисы зоны *A* отвечают фации зеленых сланцев, очевидно, ее наиболее высокотемпературной области. Переход от зоны *A* к зоне *B*, который в метапелитах фиксируется появлением кордиерита, а в metabazитах сменой актинолита роговой обманкой (с изоградой кордиерита в метапелитах совпадает изограда роговой обманки в metabazитах), можно принять за переход от фации зеленых сланцев к фации эпидотовых амфиболитов.

С изоградой кордиерита в метапелитах и роговой обманки в metabazитах пространственно совпадает изограда олигоклаза в metabazитах и в метапелитах.

Минеральные парагенезисы зон *B* и *B* принадлежат собственно фации эпидотовых амфиболитов.

Некоторые неопределенности возникают при анализе минеральных парагенезисов зоны *Г*. Ориентируясь на парагенезис мусковита с кварцем, который устойчив в зоне *Г*, можно предположить, что условия метаморфизма не достигают амфиболитовой фации. С другой стороны, в зоне *Г* неустойчив ставролит с кварцем и проявляется эквивалентный ему по составу парагенезис $Kord + Cилл + Gr$. Развитие парагенезиса $Kв + Kord + Gr + Cилл$ в зоне *Г*, который исключает ставролит с кварцем, и проявление фибролитизации мусковита, очевидно, приближают условия метаморфизма зоны *Г* к переходным между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями.

Определив фациальные условия метаморфизма, можно отметить следующие характерные особенности для нижней и верхней границ фации эпидотовых амфиболитов (ставролит-мусковитовой фации) для фиксированных давлений.

Переход фации зеленых сланцев к фации эпидотовых амфиболитов в метапелитах выражается равновесием типа $Kв + Xл + Му$ (фация зеленых сланцев) = $Би + Kord + Gr$ (фация эпидотовых амфиболов). Этой реакции в метапелитах отвечает смена актинолита роговой обманкой в metabazитах ($Al_2O_3 < 8\%$) и смена альбита олигоклазом и в метапелитах и в metabazитах.

Переход от фации эпидотовых амфиболитов к амфиболитовой фации в метапелитах можно представить двумя равновесиями: 1) $Kв + Му$ (фация эпидотовых амфиболитов) = $Ми + Cилл + H_2O$ (амфиболитовая фация); 2) $Kв + Ст$ (фация эпидотовых амфиболитов) = $Kord + Gr + Cилл$ (амфиболитовая фация).

Последнее равновесие, как это видно из природного и экспериментального материала, расположено в поле устойчивости мусковита, хотя разрыв в верхних границах устойчивости мусковита с кварцем и ставролита с кварцем, очевидно, незначительный.

К выведенным равновесиям в метапелитах metabазиты можно привязать по содержанию глинозема в роговых обманках и основности плагиоклаза. Содержание глинозема в роговых обманках на границе с амфиболитовой фацией, как это видно из химических анализов, должно составлять $\Sigma Al = 1,8-1,9$, $A^{IV} = 1,5$, что сопоставимо с статистическими данными (Костюк, Соболев, 1966). Основность плагиоклаза в metabазитах в парагенезисе $Kv + Pl + Bu + Po$ (при $F_{Po} = F_{Bu} = 40\%$) на границе с амфиболитовой фацией равняется № 50, в парагенезисе $Kv + Pl + Bu + Po + Kумм + Gr$ (при $F_{Kумм} = 40\%$) — № 60.

Основность плагиоклаза в метапелитах фации эпидотовых амфиболитов определяется составом исходных пород. Незначительный интервал колебания основности плагиоклаза в метапелитах Тонгулакского хребта говорит о постоянстве отношении натрия к кальцию в первичных осадках. Основность плагиоклаза в metabазитах фации эпидотовых амфиболитов зависит от состава исходных пород, повышаясь в направлении от биотит-роговообманковых сланцев и роговообманковых сланцев к клиноцоизит-роговообманковым сланцам; от метасоматических процессов, повышаясь с приближением к гранито-гнейсам; от степени метаморфизма, повышаясь от зоны А до зоны Г.

К ВОПРОСУ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ

Среди гранито-гнейсов Тонгулакского хребта можно выделить два типа: плагиогранито-гнейсы и собственно гранито-гнейсы. Между собой они, помимо минералогического состава, отличаются положением в прогрессивной зональности и взаимоотношениями с вмещающими породами.

Плагиогранито-гнейсы ($Kv + Pl \pm Bu \pm Корд \pm Силл + Мт$) распространены в основном в зоне Г, где они залегают среди гнейсов в виде тел мощностью 1—5 м. С вмещающими их гнейсами плагиогранито-гнейсы имеют расплывчатые взаимопереходы, выражающиеся в постепенном увеличении содержания биотита от плагиогранито-гнейсов к гнейсам. Основность плагиоклаза (№ 28—33) и железистость биотита ($F_{Bu} = 40-45\%$), как и в целом их минералогический состав, совершенно идентичны.

Температура зоны Г ($T = 660-680^\circ$, $P_{H_2O} = 4-5$ кбар) перекрывается с температурой гранитной эвтектики (Bowen, Tuttle, 1958) и экспериментального анатексиса (Winkler, 1957; Winkler, Von Platen, 1958, 1960; Winkler, 1965). Поэтому лейкократовые обособления среди гнейсов зоны Г можно рассматривать как выплавки, представляющие собой результат плавления вмещающих их гнейсов.

Если происхождение плагиогранито-гнейсов не вызывает особых возражений, во всяком случае их появление в зоне Г не про-

творечит экспериментальным данным, то нельзя этого сказать относительно собственно гранито-гнейсов. Прежде всего положение гранито-гнейсов не контролируется степенью метаморфизма. Гранито-гнейсы встречаются в зонах *Б, В, Г*. Применительно к зоне *Б* мы уже не можем подойти к происхождению гранито-гнейсов с позиций их анатектического образования. Либо мы должны допустить, что в интервале температур 550—620° возможно плавление, а это противоречит экспериментальным данным, либо предположить, что образованию гранито-гнейсов способствовали метасоматические процессы — процессы гранитизации. Именно гранитизации и магнитическому замещению отводит большую роль в образовании гранито-гнейсов Тонгулакского хребта В. А. Скуридин (Скуридин, 1965; Михалева, Скуридин, 1972). Чтобы подойти к решению происхождения гранито-гнейсов с этих позиций, очевидно, следует попытаться установить исходный состав пород. Гранито-гнейсы по составу резко отличаются от других разновидностей. Они содержат микроклин и биотит повышенной железистости. В геологическом отношении гранито-гнейсы картируются стратиграфическими горизонтами, достигающими по простиранию 15—20 км при выдержанной мощности 500—1000 м. Минералогический состав однородный по простиранию и вкрест простирания. Среди них не встречаются ксенолиты других пород.

В контакте с гранито-гнейсами в метапелитах часто порфиобласти микроклина, развивающиеся по плагиоклазу. На эту особенность и обратил внимание В. А. Кузнецов (Кузнецов, 1952, 1957, 1963). Следы метасоматического изменения метапелитов, возможно, свидетельствуют о том, что гранито-гнейсы являются продуктом гранитизации метапелитов. Аналогичные следы метасоматоза несут и метабазиты, контактирующие с гранито-гнейсами. В метабазитах с приближением к гранито-гнейсам роговая обманка замещается биотитом, идет понижение основности плагиоклаза и замещение плагиоклаза микроклином. На основе этих наблюдений можно допустить, что гранитизации подверглись и метабазиты.

Таким образом, признаки гранитизации метапелитов и метабазитов в контакте с гранито-гнейсами показывают, что те и другие могли быть исходными при образовании гранито-гнейсов, т. е. независимо от исходного состава пород конечным продуктом являются граниты.

Допустив возможность образования гранито-гнейсов по породам любого состава, мы, очевидно, должны предположить участие больших масс растворов (инфильтрационный метасоматоз) выдержанной концентрации, в пользу чего свидетельствует выдержанный состав гранито-гнейсов. Но это предположение опровергает многоминеральность вмещающих их гнейсов. Анализируя с позиций минералогического правла фаз (Коржинский, 1957), можно утверждать, что в целом для метаморфических пород Тон-

гулакского хребта метаморфизм изохимический. Число фаз в метапелитах, включая плагиоклаз, равно числу компонентов, включая натрий и кальций. В зоне *Б*: $Kv + Xл + Му + Би + Пл + Gr + Корд$; в зоне *В* — $Kv + Пл + Му + Би + Корд + Ст + Силл$; в переходной области от зоны *В* к зоне *Г*: $Kv + Пл + Би + Корд + Ст + Силл + Gr$. Парагенезис, допускающий подвижность только одного компонента, установлен и в метабазитах: $Kv + Пл + Би + Ро + Кумм + Gr$. Во-вторых, непостоянство основности плагиноклаза. Плагиоклаз, состав которого чувствителен к химическим потенциалам натрия и калия, подвижность которых при региональном метаморфизме считается более вероятной, меняет свою основность от слоя к слою, повышаясь в метапелитах от силлиманитсодержащих к гранатсодержащим гнейсам, в метабазитах — от биотит-роговообманковых к куммингтонит-роговообманковым и клиноцоизит-роговообманковым сланцам. Все это говорит об ограниченной роли инфильтрационных процессов при метаморфизме пород Тонгулакского хребта.

При описании метасоматоза мы обратили внимание только на метасоматические замещения в контактирующих с гранито-гнейсами породах. Но метасоматическому замещению подвергаются и гранито-гнейсы. Если во вмещающие породы идет привнос K_2O (замещение роговой обманки биотитом, плагиноклаза микроклином), Na_2O (понижение основности плагиноклаза с образованием прямой зональности), а возможно, и FeO (повышение железистости роговой обманки и биотита с приближением к гранито-гнейсам), то в гранито-гнейсы привносится CaO , подтверждением чего является обратная зональность плагиноклаза в гранито-гнейсах и замещение микроклина плагиноклазом с выделением кварца в форме мирмекитов¹.

Приуроченность микроклин-роговообманковых сланцев к гранито-гнейсам и амфиболитам, мусковитовых сланцев к контакту метапелитов и гранито-гнейсов, а также взаимные реакционные замещения указывают на то, что микроклин-роговообманковые и мусковитовые сланцы являются реакционными образованиями.

Таким образом, анатектическому образованию гранито-гнейсов противоречит их распространение в породах низкой степени метаморфизма (в зоне *Б*), происхождению гранито-гнейсов с позиций гранитизации противоречит многоминеральность метаморфических пород, неоднородность основности плагиноклаза и т. д.,

¹ В геологической литературе часто приводятся примеры замещения плагиноклаза микроклином и попутно описываются мирмекиты. При этом образование мирмекитов связывается с выделением SiO_2 при замещении плагиноклаза микроклином. Замещение плагиноклаза микроклином не может идти с выделением кремнезема, так как отношение $Si:Al$ в микроклине выше, чем в плагиноклазе ($Pl > № 0$). На эту особенность обращает внимание Д. С. Коржинский, по мнению которого мирмекиты являются одним из признаков привноса кальция в граниты (Коржинский, 1953).

которые в сумме указывают на отсутствие сколько-нибудь значительной инфильтрации растворов при метаморфизме пород Тонгулакского хребта.

Остается высказать предположение, что до стадии метаморфизма были породы, исходный состав которых соответствовал гранитам. В этой связи обращает внимание минералогическое сходство гранито-гнейсов с кварц-полевошпатовыми сланцами, которые в свою очередь по ряду признаков напоминают осадочные породы (см. гл. III). Помимо минералогического сходства, их объединяет и характер взаимоотношений с вмещающими породами (сравни взаимоотношения актинолитовых сланцев с кварц-полевошпатовыми сланцами и гранито-гнейсов с амфиболитами). Что же касается признаков метасоматического замещения контактирующих с гранито-гнейсами пород, которые создают видимость проявления независимых метасоматических процессов, они неизбежны на контактах химически неравновесных пород. Метасоматическому замещению подвергаются не только вмещающие породы, но и сами гранито-гнейсы.

Рассмотренный вариант образования гранито-гнейсов по породам близкого состава, конечно, не исключает плавления гранито-гнейсов в зоне G , хотя явных признаков их плавления мы не наблюдали; нет рвущих контактов.

К ВОПРОСУ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПРОГРЕССИВНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Проблема происхождения метаморфической зональности, как и проблема возраста метаморфических пород, является дискуссионной. От правильного ее решения зависят многие построения общегеологического характера: тектоника, стратиграфия и история геологического развития.

Для объяснения неоднородности метаморфизма могут быть предложены два варианта. Причиной прогрессивной зональности являются тепловые потоки, восходящие по ослабленным зонам, например, вдоль зон смятия, как это ранее предлагалось для объяснения прогрессивной зональности в пределах Тонгулакского хребта (Жузнецов, 1952, 1957, 1963; Скуридин, 1965). В пользу этой точки зрения говорят линейная вытянутость метаморфических пород и приуроченность их к крупному региональному нарушению. Доказательства быстрых но постепенных переходов от алевролитов и сланцев через хлоритовые сланцы к гнейсам и гранито-гнейсам, что ранее считалось одним из признаков метаморфизма в зоне смятия, нашими исследованиями и исследованиями А. И. Родыгина (Родыгин, Платков, 1967) не подтвердились. Хлоритовые сланцы, окаймляющие по периферии метаморфические породы Тонгулакского хребта, а часто и встречающиеся

в его центральной части, являются диафторитами. Их происхождение связано с зонами тектонических нарушений. Последнее подтверждается многочисленными примерами быстрых и резких переходов (на отрезках до 50 м) хлоритовых сланцев к гнейсам. В хлоритовых сланцах часто сохраняются блоки слабоизмененных гнейсов с реликтами ставролита, силлиманита и псевдоморфоз пинита по кордиериту.

К решению происхождения прогрессивной зональности можно подойти и с позиций нормального метаморфизма погружения. Метаморфические породы в целом можно рассматривать как приподнятый блок древних пород, возможно, протерозойских, наведенных на породы более молодого возраста. В пользу этого предположения свидетельствует вогнутый характер Кубадринско-Курайского разлома (см. рис. 1) и общее восточное его падение.

Остановимся более детально на второй точке зрения. Нам ранее обращалось внимание, что откартированные изограды в пределах точности картирования совпадают со стратиграфическими контактами. Объемы выделенных зон примерно соответствуют стратиграфическим подразделениям А. И. Родыгина. Зона А — башкауская свита, зона В — курумбы-айринская, зона В — ильдугемская, зона Г — тонгулакская толщи. При этом по простиранию зон, свит, толщ метаморфизм выдержанный. Углы падения стратиграфических контактов составляют 70—90°.

Сопоставление метаморфической зональности со стратиграфическими контактами и их увязка с тектонической структурой района показывают на усиление степени метаморфизма от крыльев антиклинали к ядру. К сожалению, говоря о совпадении изоград со стратиграфическими контактами, мы не можем проконтролировать положение поверхностей изоград относительно стратиграфических контактов. Правда, изучение минеральных парагенезисов зоны Г по простиранию на разных гипсометрических уровнях (например, уровень уреза воды р. Нижний Ильдугем составляет 1900—2000 м, а абсолютные отметки Тонгулакского хребта составляют 2900—3100 м) не показывает сколько-нибудь ощутимого различия в минеральных парагенезисах или составах сосуществующих минералов, т. е. данное сопоставление как будто свидетельствует в пользу совпадения поверхностей изоград со стратиграфическими контактами.

Ранее при интерпретации экспериментальных данных применительно к минеральным парагенезисам Тонгулакского хребта мы наметили температурный интервал, в который укладывается метаморфическая зональность ($T = 120-150^\circ$). Кратчайшее расстояние от изограды кордиерита ($T = 550-570^\circ$) до центральной части зоны Г, где неустойчив ставролит и проявляется фибролитизация мусковита ($T < 700^\circ$), составляет 7—8 км. Отсюда для максимально допустимых условий (при $P_{H.O} = P_{общ}$) и при предположении, что поверхности изоград совпадают со стратиграфиче-

скими контактами, мы получим температурный градиент, равный $15-20^\circ$ на 1 км, что отвечает нормальному градиенту.

К сожалению, подобное решение пока что не может быть окончательным. В Горном Алтае известны многочисленные примеры проявления прогрессивного метаморфизма: Южно-Чуйский хребет, Чулышманский хребет, Прителецкая зона и др. Ни один из этих примеров детально не изучен. Поскольку происхождение метаморфической зональности Тонгулакского хребта неразрывно связано с происхождением других зональных комплексов Горного Алтая, автору представляется, что окончательное решение этого вопроса возможно только после детального изучения метаморфизма других зон. Если при изучении окажется, что все зоны в узком интервале сопоставимы по давлению с тем же распределением температурного градиента, можно будет ставить вопрос об однотипном проявлении метаморфизма — регионального метаморфизма. До этого решение вопроса может быть преждевременным.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТОНГУЛАКСКОГО КОМПЛЕКСА С ДРУГИМИ ЗОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

В настоящее время известны многочисленные примеры проявления прогрессивно-зонального метаморфизма. К их числу принадлежат метаморфические породы Кодаро-Удоканской зоны метаморфизма (Кориковский, 1967), Хамар-Дабана (Шафеев, 1964), Приладожья (Лебедев и др., 1964; Нагайцев, 1965), Центральной Камчатки (Лебедев, Бондаренко, 1962), Абакума плато в Японии (Miyashiro, 1958; Hayama, 1963), Нью-Гемпшира (Green, 1963), Пириней (Zwart, 1958, 1962), Северного Мичигана (James, 1955), группы мегумма в Новой Шотландии (Taylor, Schiller, 1966), а также породы контактового метаморфизма в Санто-Роза, Невада (Compton, 1960) и в Сьерра-Неваде в Калифорнии (Best, Weiss, 1964) и др.

Среди перечисленных зонально-метаморфических комплексов можно выделить по характерным для них парагенезисам три группы метаморфических пород: 1) с парагенезисом $Kv + Анд + Ми$, без ставролита, 2) ставролит ассоциирует с андалузитом ($Kv + Анд + Ст$), но без силлиманита и 3) для которых характерен парагенезис ставролита с силлиманитом.

К первой группе относятся метаморфические породы контактового ореала Сьерра-Невады в Калифорнии (Best, Weiss, 1964) и метаморфические породы в Японии (Miyashiro, 1958; Hayama, 1964). Для этих примеров не типичен ставролит, но встречается андалузит с микроклинном. Отсюда можно предположить, что давление не достигало значений, получаемых в точке пересечения кварц-мусковитовой кривой с кривой андалузит-силлиманитового равновесия (рис. 39).

К примеру повышенного давления принадлежат, очевидно, метаморфические породы Кодаро-Удоканской зоны метаморфизма (Кори́ковский, 1967), где по описанию С. П. Кори́ковского ставролит исчезает в андалузитовой зоне. В андалузитовой зоне распространен парагенезис $Kv + Kord + And + Gr$, исключаящий ставролит с кварцем. Но здесь же в андалузитовой зоне устойчив мусковит с кварцем. Отсюда можно заключить, что давление в Кодаро-Удоканской зоне метаморфизма было ниже, чем в точке пересечения ставролитовой кривой с кривой андалузит-силлиманитового равновесия, но выше, чем в точке пересечения кварц-мусковитовой кривой с кривой андалузит-силлиманитового равновесия.

С метаморфическими породами Кодаро-Удоканской зоны метаморфизма по давлению сопоставимы метаморфические породы Санто-Роза Невады (Compton, 1960), группы мегумма в Новой Шотландии (Taylor, Schiller, 1960), Пирпней (Zwart, 1958, 1962). Во всех этих примерах ставролит исчезает в поле устойчивости андалузита.

К примеру более высоких давлений относятся метаморфические породы Приладожья (Лебедев и др., 1964; Нагайцев, 1965), Нью-Гемпшпра (Green, 1963) и Северного Мичигана (James, 1955). С этими примерами сопоставимы по давлению и метаморфические породы Тонгулакского хребта. Для всех них, включая Тонгулакский хребет, типичен парагенезис ставролита с силлиманитом.

Среди зон прогрессивного метаморфизма в Горном Алтае по давлению с метаморфическими породами Тонгулакского хребта сопоставимы метаморфические породы хр. Чихачева. По наблюдениям автора и материалам Л. А. Михалевой (Михалева, Скуридин, 1972), в метаморфических породах хр. Чихачева, распространен парагенезис ставролита с силлиманитом. Несколько к более повышенным давлениям, очевидно, принадлежат метаморфические породы Южно-Чуйского хребта (Митропольский и др., 1967), где наряду с андалузитом и силлиманитом встречается дпстен.

К сожалению, другие зоны прогрессивного метаморфизма в Горном Алтае изучены менее детально, так что приходится ограничиться только таким сопоставлением.

Таким образом, как следует из краткого обзора зонально-метаморфических комплексов, метаморфические породы Тонгулакского хребта относятся к повышенным давлениям андалузит-силлиманитового типа фации эпидотовых амфиболитов.

По давлению тонгулакский метаморфический комплекс сопоставим с метаморфическими породами Приладожья, Нью-Гемпшира и Северного Мичигана. По давлению тонгулакский комплекс принадлежит к переходному от андалузит-силлиманитового к дпстен-силлиманитовому типу.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобревич А. Б., Соболев В. С.* Эклогитизация прроксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса.— Записки Всес. мпн. об-ва, 1957, ч. 86, № 1.
- Васильева В. И.* Петрология Иртышско-Маркакульского метаморфического пояса. Л., 1966.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
- Горностаев Н. Н.* Геология Горного Алтая.— В кн. «Ойротия» (Труды сессии СОПС по изучению производительных сил Ойротской автономной области). М.— Л. Изд-во АН СССР, 1937.
- Горошкин Б. И., Юрьев Л. Д.* О корднерит-полламфиболовых и антифилит-корднеритовых породах Северного Криворожья.— Докл. АН СССР, 1965, 163, № 3.
- Григайтис Р. К.* Петрология метаморфической толщи Кульчум-Кальжирского антиклинория (Южный Алтай). Л., 1967.
- Дергунов А. Б.* Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. Изд-во «Наука», 1968.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы, т. 1. М., 1965.
- Добрецов Н. Л.* Значение парциального давления H_2O и CO_2 при прогрессивном метаморфизме.— Докл. АН СССР, 1966, 166, № 6.
- Добрецов Н. Л., Реввердатто В. В., Соболев В. С.* и др. Основные закономерности распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР.— Геол. и геофиз., 1965, № 4.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В.* и др. Фация метаморфизма. М., 1970.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С.* Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Зотов И. А.* Режим температуры и давления при метаморфизме пород кристаллического комплекса Юго-Западного Памира.— Докл. АН СССР, 1967, 177, № 5.
- Карнов И. К.* Термодинамический расчет P—T-диаграммы полиморфных модификаций Al_2SiO_5 и муллита.— Докл. АН СССР, 1967, 174, № 2.
- Кеппелинская К. В.* Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. Изд-во «Наука», 1965.
- Кеппелинская К. В.* Зависимость состава хлоритов метаморфических пород от условий образования.— Докл. АН СССР, 1968, 178, № 3.
- Кононов А. Н.* Силлиманит Тонгулакского хребта.— Вестник Зап.-Сиб. и Новосибир. и геол. упр-ний, 1961.
- Коржинский Д. С.* Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья.— Записки мпн. об-ва, серия 2, 1936, вып. 2, ч. 65.
- Коржинский Д. С.* Петрология архейского комплекса Алданской плиты.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 86.
- Коржинский Д. С.* Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды ГИН АН СССР, 1940, вып. 12.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Стаповой зоны. Изд-во «Наука», 1967.
- Костюк Е. А., Соболев В. С.* Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка-актинолит в метаморфических породах.— Докл. АН СССР, 1965, 164, № 4.
- Кузнецов В. А.* Вулканизм и явление метаморфизма в Горном Алтае. Геология СССР, 1948, 14.
- Кузнецов В. А.* Основные этапы тектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.— Труды ГТИ ЗСФ АН СССР, 1952, вып. 12.
- Кузнецов В. А.* Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая.— Изв. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1957, № 2.
- Кузнецов В. А.* Некоторые закономерности развития магматизма в складчатых областях (на примере Горного Алтая).— Труды II Всес. петрогр. совещ., 1960.
- Кузнецов В. А.* Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, № 13.
- Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Погоцкая В. Е.* и др. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород северо-западного Приладожья.— В сб. «Минералогия и геохимия», вып. 1, 1964.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. П.* К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород центральной Камчатки.— Сов. геология, 1962, № 11.
- Малиновский И. Ю.* Гидротермальный синтез железистого кордиерита в экспериментах по синтезу феррогастингита.— Докл. АН СССР, 1967, 173, № 4.
- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.
- Маракушев А. А.* Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд-во «Наука», 1968.
- Мигропольский А. С., Кулик Н. А., Мельгунов С. В.* О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае.— В кн. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии». Изд-во «Наука», 1967.
- Михалева Л. А., Скуридин В. А.* Раннекаледонская формация батолитовых гранитов Горного Алтая и ее металлогенетические особенности, 1972.
- Мурхауз А.* Практическая петрография. ИЛ, 1963.
- Нагайцев Ю. В.* К характеристике метаморфической зональности ладожской формации.— Вестник Ленингр. ун-та, 1965, № 18.
- Нехорошев В. П.* Материалы по геологии Горного Алтая.— Труды Всес. геол.-развед. объедин. НКТП СССР, 1932, вып. 177.
- Нехорошев В. П.* Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Никитина Е. И., Берзина А. Г., Скуридин В. А.* Сравнительный анализ акцессорных минералов на различных комплексах Курайского хребта (Горный Алтай).— Геол. и геофиз., 1963, № 11.
- Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В.* Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, 1961.
- Обручев В. А.* Алтайские этюды. О тектонике Горного Алтая, кн. 3, 1915.
- Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М., 1967.
- Перчук Л. Л.* Биотит-гранатовый геотермометр.— Докл. АН СССР, 1968, 177, № 2.
- Петров В. П., Лебедев А. П.* Отзыв о книге Г. М. Заридзе «Петрография магматических и метаморфических пород Грузии».— Изв. высших уч. завед., серия геол. и разведка, 1963, № 6.
- Пугин В. А., Хитаров Н. И.* Система $Al_2O_3-SiO_2$ в условиях повышенных температур и давлений.— Геохимия, 1968, № 2.
- Родыгин А. И.* О взаимоотношениях арташской свиты и метаморфического комплекса северного склона Курайского хребта (Горный Алтай).— В сб. «Некоторые вопросы геологии Западной Сибири». Томск, 1967.
- Родыгин А. И., Вылцан И. А.* О тектоно-депудационном перерыве внутри

- «Метаморфической серии» междуречья Башкаус-Чулышман (Горный Алтай).— Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Родыгин А. И., Платков В. А.* О мylonитах Курайского хребта.— Материалы по стратиграф. и палеонтол. Западной Сибири. Томск, 1966.
- Скрейнежмакерс Ф. А.* Нонвариантные и дивариантные равновесия. ИЛ, 1948.
- Скуридин В. А.* Интрузивные комплексы Курайской рудной зоны (Горный Алтай).— Геол. и геофиз., 1964, № 2.
- Скуридин В. А.* Кубадринский гранитоидный и таджилинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплексы курайской рудной зоны и их роль в металлогении юго-восточной части Горного Алтая. Новосибирск, 1965.
- Скуридин В. А., Никитина Е. И.* Геохимические особенности биотитов интрузивных и метаморфических образований Курайского хребта (Горный Алтай).— Геол. и геофиз., 1964, № 6.
- Соболев В. С.* Материалы по петрографии метаморфических и изверженных пород Карсакапайского района центрального Казахстана.— Записки Всесоюз. мин. об-ва, серия 2, 1938, ч. 67, вып. 1.
- Соболев В. С.* Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Соболев В. С.* Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Соболев В. С.* Роль высоких давлений при метаморфизме.— В сб. «Доклады советских геологов на 21 сессии МГК. Проблема 14. Гранито-гнейсы». Изд-во АН УССР, 1960.
- Соболев В. С.* Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геол. и геофиз., 1964, № 1.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В.* Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном метаморфизме.— Докл. АН СССР, 1966, 166, № 2.
- Соболев Н. В.* Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964.
- Татарский В. В.* Определение номера плагноклаза иммерсионным методом.— Записки мин. об-ва, 1956, ч. 85, № 2.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Треггер В. Е.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
- Усов М. А.* Фазы и циклы тектогенеза Зап.-Сиб. края. Томск, 1936.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Чжао-Бин, Слуцкий А. Б.* Соотношения между андалузитом, кyanитом и силлиманитом в условиях умеренных температур и давлений.— Геохимия, 1963, № 3.
- Хлестов В. В.* Гранаты кордиеритсодержащих пород шарыжалгайского комплекса (юго-западное Прибайкалье).— Докл. АН СССР, 1964, 154, № 4.
- Хлестов В. В., Ушакова Е. Н.* Петрография и генезис кяхтинского силлиманитового месторождения БАССР.— В кн. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 1. Новосибирск, 1963.
- Хлестов В. В., Ушакова Е. Н.* Метаморфизм пород китойской свиты в Восточном Саяне.— Материалы по генетич. и экспер. мин. Новосибирск, 1965.
- Хмарук Т. Г.* Глиноземистые гнейсы бассейна реки Токмак.— Геол. ж., 1965, 25, вып. 2.
- Хорева Б. Я.* Иртышская зона смятия и ее соотношение с глубинными разломами.— Сов. геология, 1962, № 9.
- Хорева Б. Я.* Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. Госгеолтехиздат, 1963.
- Шафеев А. А.* Стратиграфия и метаморфизм докембрия юго-западного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1964, 158, № 3.
- Чатгерджи Н. Д.* Альпийский метаморфизм в районе Симплона, Швейцария и Италия. ВСЕГЕИ, Новости зарубежной геол., 1966, вып. 36.

- Юрьев Л. Д. Антофиллит-кордиеритовые породы Криворожья и проблемы их образования.— В сб. «Полезные ископаемые Украины». Киев, 1966.
- Albee A. L. Relationships between mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorites series.— Amer. Miner., 1962, N 47.
- Althaus E. Die Bildung von Pyrophyllit und Andalusit zwischen 2000 und 7000 bar H₂O Druck.— Naturwissenschaften, 1966, N 4.
- Althaus E. Die Phasengrenze Andalusit — Sillimanit.— Naturwissenschaften, 1966, N 5.
- Althaus E. The Triple Point Andalusite — Sillimanit — Kyanite. Contrib. Miner. Petrol., 1967, 16.
- Atherton M. P. The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies.— Amer. Miner., 1964, 49, N 9—10.
- Becke F. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer.— Akad. Wiss. Wien, Denkschr., Math-naturw., KL, 1913, 25.
- Bell R. M. Aluminum silicate system, Experimental determination of the triple point.— Amer. J. Sci., 1963, N 139.
- Bowen N. L. The Evolution of the Igneous Rocks, Princeton University Press, Princeton, NL, 1928.
- Brown W. L. Peristerite unmixing in the plagioclases and metamorphic facies series.— Norsk. geol. tidsskr., v. 42/Feldspar, 1962.
- Best M. G., Weiss L. E. Mineralogical relations in some pelitic hornfelses from the S. Sierra Nevada.— Amer. Miner., 1964, N 9—10, 49.
- Cannon R. T. Zoning and twinning in metamorphic plagioclases.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper in press, 1962.
- Chabrabotky K. R. and Sen S. K. Regional Metamorphism of Pelitic Rocks around Kandra Singhbhum Bihar.— Contrib. Miner. and Petrol., 1967, 16, N 3.
- Christie O. N. Discussion: Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote.— Amer. J. Sci., 1962, 260.
- Clark S. P. A redetermination of equilibrium relations between kyanite and sillimanite.— Amer. J. Sci., 1961, 259.
- Compton R. R. Contact metamorphism in Santa Rosa Range, Nevada.— Geol. Soc. Amer., 1960, 71, N 9.
- Eskola P. The mineral facies of rocks.— Norsk. Geol. Tidsskr., 1920, N 6.
- Eskola P. Die metamorphen gesteine, in Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P. Die Entstehung der gesteine. Springer, Berlin, 1939.
- Evans B. W. Coexisting albite and oligoclase in some schists from new Zealand.— Amer. Miner., 1964, 49, N 1—2.
- Evans B. W. Application of reaction-rate method to the break-down equilibria of muscovite and muscovite plus quartz.— Amer. J. Sci., 1965, 263, N 8.
- Fleet S. G. An electron-microscope study of peristerite plagioclases.— Miner. Mag., 1965, 35, N 269.
- Folinsbee R. E. Optic properties of cordierite in relation to alkalis in the cordierite-beryl structure.— Amer. Miner., 1941, N 26.
- Francis G. H. Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional metamorphism.— Geol. Mag., 1956, 93.
- Fyfe W. S. Stability of Al₂SiO₅ polymorphs.— Chem. geol., 1967, N 1.
- Grawford M. L. Composition of plagioclase and Associated Minerals in some schists from Vermont, USA, and South Westland, New Zealand, with inferences about the Peristerite solvus.— Beitr. Min. Petrol., 1966, 13, N 3.
- Green I. C. High-level metamorphism of pelitic rocks in Northern New Hampshire.— Amer. Miner., 1963, 48.
- Guitard G. Associations minerales, subfacies et types metamorphisme dans les micaschistes et les gneiss pelitiques du massif du Canigon (Pyrenees — Orientales).— Bull. Soc. Geol. France, 1965, N 7.
- Hayama Y. Progressive Metamorphism of Pelitic and Psammitic Rocks in Komagane District. Nagano Pref., Central Japan.— J. Fac. Sci. Univer. Tokyo, Section 2, Geol. Miner. Geol. Geophys., 1964, 15, p. 3.
- Harme M. Examples of the Y-tioun of gneisses.— Bull. Com. geol. Finland, 1959, 184.

- Hietanen A.* Kyanite, andalusite and sillimanite in the schists in Bochls Butte quadrangle, Idaho.—*Amer. Miner.*, 1956, **41**, N 1—2.
- Hirschberg A., Winkler H. G. F.* Stabilitätsberichungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose.—*Contrib. Miner. Petrol.*, 1968, **18**, N 1.
- Hoschek G.* Zur unteren Stabilitätsgrenze von Staurolith.—*Naturwissenschaften*, 1967, **54**, N 8.
- Hoschek G.* Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith.—*Beiträge Miner. Petrol.*, 1967, **14**, N 2.
- Hoschek G.* Zur oberen Stabilitätsgrenze von Staurolith.—*Naturwissenschaften*, 1968, H. 5.
- Hounslow A. W., Moore I. M., I. R.* Chemical Petrology Grenville Schists near Fernleigh, Ontario.—*J. Petrol.*, 1967, **8**, N 1.
- James H. L.* Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1955, 66.
- Iyama T.* Transformation des formes haute temperature, basse temperature de la cordierite.—*Compt. Rend., Acad. Sci. Paris*, 1958, 246.
- Iuvinen A.* Composition and properties of staurolite.—*Ann. Acad. Sci. Fennica*, ser. A, 1956, N 47.
- Kennedy G. C.* Phase relations in the System $Al_2O_3-H_2O$ at high pressures and temperatures.—*Amer. J. Sci.*, 1959, 257.
- Laves F.* The coexisting of two plagioclases in the oligoclase compositional range.—*J. Geol.*, 1964, 62.
- Leake B. E.* Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites.—*Amer. Miner.*, 1960, 45.
- Matsushima S., Kennedy G. C., Akella I. and Haygarth J.* A study of equilibrium relation in the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and $Al_2O_3-H_2O$.—*Amer. J. Sci.*, 1967, N 1.
- Miyashiro A.* Cordierite-andialite relations.—*Amer. J. Sci.*, 1957, 255, N 43.
- Miyashiro A.* Regional metamorphism of the Cosaisyo—Takanuki district in the Central Abukuma plateau.—*J. Fac. Sci., Univer. Tokyo, Sec. 3*, 1958, **11**, pt. 2.
- Mish P.* Zone plagioclase in metamorphic rocks.—*Amer. Miner.*, 1955, 40, N 3—4.
- Newton R. 1.* Kyanite-sillimanite equilibrium at 750°.—*Amer. J. Sci.*, 1966, 151.
- Newton R. 2.* Kyanite-andalusite equilibrium from 700° to 800° C.—*Amer. J. Sci.*, 1966, 153.
- Pitche W. S., Read H. H.* Contact metamorphism in related of manner of emplacement of the granites of Dornegal, Ireland.—*J. Geol.*, 1963, **71**, N 3.
- Pittman E. D.* Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance.—*J. Sediment. Petrol.*, 1963, **33**, N 2.
- Platen H., Holler H.* Experimentelle Anatexis des Stainzer Platten gneisses von der Koralpe Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kb H_2O Druck.—*Neues Jahrb. Miner. Abhandl.*, 1966, **106**, H. 1.
- Platen H.* Experimental anatexis and genesis of migmatites. Controls of Metamorphism, Oliver and Boyd, Edinburgh, and London, 1965.
- Platen H.* Krystallization granitischer Schmelzen.—*Beiträge Miner. Petrogr.*, 1965, N 11.
- Ramberg H.* The origin of metamorphic and metasomatic rocks. A Treatise on recrystallization and replacement in the earth crust. Chicago Univer. press, 1958.
- Rible P.* X-ray and optical investigation of peristerite plagioclase.—*J. Mineral. Soc. Amer.*, 1960, **45**, N 5—6.
- Richardson S. W.* The stability of Fe-Staurolite quartz.—*Carnegie Inst., Wash., Year Book*, 1968, 66.
- Richardson S. W., Bell P. M., Gilbert M.* Kyanite-silimanite relations.—*Carnegie Inst. Wash., Year Book*, 1967.
- Roy D. M.* Hydrothermal synthesis of andalusite.—*Amer. Miner.*, 1954, 39.
- Roy D. M., Roy R.* Synthesis and Stability of minerals in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.—*Amer. Miner.*, 1955, **40**, N 3—4.

- Rulland R. W. Discussion: The control of anorthite content of plagioclase in metamorphic crystallization.— Amer. J. Sci., 1961, 259.
- Sahena S. K. Distribution of elements between coexisting biotite and hornblende in metamorphic Calidonicides lying to the west and north of Trondheim Norway.— Neues Jahrb. Miner. Petrogr., 1966.
- Schreyer W., Yoder H. S. Cordierite-Water System.— Carnegie Inst. Wash., Year Book, 1959, 58.
- Schreyer W., Yoder H. S. Instability of anhydrous Mg-cordierite at high pressure.— Carnegie Inst. Wash., Year Book, 1960, 59.
- Schreyer W., Yoder H. S. The system Mg-cordierite and related rocks.— Neues Jahrb. Miner., Abhand., 1964, 101.
- Schreyer W. Synthetische und natürliche Cordierite I. Mischkristallbildung synthetischer Cordierite und ihre Gleichgewichtsbeziehungen.— Neues Jahrb. Miner., Abhand., 1964, N 1, 102.
- Schreyer W. 1. Zur Stabilität des Ferro-Cordierit.— Beitr. Miner. Petrogr., 1965, 11, N 3.
- Schreyer W. 2. Synthetische und natürliche Cordierite II. Die chemische Zusammensetzung natürlicher Cordierite und ihre Abhängigkeit von den PTx-Bedingungen bei der Gesteinbildung.— Neues Jahrb. Miner., Abhand., 1965, 103, N 1.
- Schreyer W. Synthetische und natürliche Cordierite. Polymorphiebeziehungen.— Neues Jahrb. Miner. Abhand., 1966, 105, H. 3.
- Segnit R. E., Kennedy G. G. Reactions and melting relations in the System muscovite-quartz at high pressure.— Amer. J. Sci., 1961, N 4, 259.
- Sen S. K. Some consequences of ordering and unmixing in sodic plagioclases on epidote-plagioclase equilibrium in regionally metamorphosed rocks.— Amer. J. Sci., 1963, 261.
- Smith J. V., Schreyer W. Location of argon and water in cordierite.— Miner. Mag., 1962, 33.
- Strens R. G. J. Stability of Al_2SiO_5 solid solutions.— Miner. Mag., 1968, 36.
- Sobolev V. S., Dobretsov N. L., Reverdatto V. V. a. o. Metamorphic Facies and Series of Facies in the USSR.— Repr. from Meddelsler Dansk Geologisk Forening, 1967, 17, H. 4.
- Taylor F. C., Schiller E. A. Metamorphism of the Meguma group of Nova Scotia.— Canad. J. Earth. Sci., 1966, 3, N 7.
- Tuttle O. E., Bowen N. L. Origin of granite in light of experimental studies in the System $NaAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, 74.
- Weill D. F. Hydrothermal synthesis of andalusite from kyanite.— Amer. Miner., 1963, 48, N 7—8.
- Weill D. F. Stability relations in the $Al_2O_3-SiO_2$ system calculated from solubilities in the $Al_2O_3-KAlSi_3O_8-SiO_2-Na_3AlF_6$ system.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1966, 30, N 2.
- Weldle B. Upper stability of muscovite. Low grade metamorphism of micas in pelitic rocks.— Carnegie Inst. Wash., Year Book, 1964, 63.
- Winkler H. C. F., von Platen H. Experimentelle Gesteinmetamorphose 5. Experimentelle anatexische Schmelzen und ihre petrographische Bedeutung.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1961, 24.
- Winkler H. C. F. Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer — Verlag Berlin Heidelberg, N. Y., 1965.
- Winkler H. C. F. Der Prozess der Anatexis. Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite.— Tschermake Min. Petrogr. Mitteilungen, 1966, 11, H. 3—4.
- Yelde B. Stability of muscovite.— Amer. Miner., 1966, 51, N 5—6.
- Yoder H. S. The $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system and the related metamorphic facies.— Amer. J. Sci., Bowen vol., 1952.
- Yoder H. S., Eugster H. F. Synthesis and stability natural muscovites.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1955, N 8.
- Zwart H. I. Regional metamorphism and related granitization in Valle de Aran.— Geol. Miner., 1958, N 1.
- Zwart H. I. On the determination of polymetamorphic mineral associations and their application to the Bosost area.— Geol. Rundsch., 1962, 62, N 1.

Предисловие	5
<i>Глава первая</i>	
Геологический очерк	7
История исследования	7
Геологическое строение	9
Взаимоотношение хлоритовых сланцев с гнейсами	13
К проблеме возраста метаморфических пород	15
Схема метаморфической зональности	17
<i>Глава вторая</i>	
Характеристика минералов	24
Кордиерит	24
Гранат	27
Амфиболы	31
Биотит	36
Плагиоклазы	37
Прочие минералы	44
<i>Глава третья</i>	
Петрография	46
Метапелиты	46
Метабазиты	53
Гранито-гнейсы	58
<i>Глава четвертая</i>	
Прогрессивный метаморфизм в породах Тонгулакского хребта	61
Схема минеральных превращений в метапелитах	61
Метаморфизм основных пород	79
Поведение граната при прогрессивном метаморфизме	90
Поведение плагиоклаза при прогрессивном метаморфизме	93
Сопоставление метапелитов и метабазитов относительно их положения в прогрессивной зональности	96
<i>Глава пятая</i>	
Диффузионный метасоматоз и происхождение прямой и обратной зональности метаморфических плагиоклазов	104
Взаимоотношения актинолитовых сланцев с кварц-полевошпатовыми сланцами	105

Взаимоотношения метабазитов с гранито-гнейсами	105
Взаимоотношения метапелитов с гранито-гнейсами	106
Взаимоотношения метапелитов с метабазитами	106
Происхождение прямой и обратной зональности метаморфических плагиоклазов	109
Схема минеральных превращений при диффузионном метасоматозе .	115

Глава шестая

Роль воды в кордиеритах	121
К вопросу определения железистости кордиерита	121
Значение воды в кордиеритах для природного минералобразования	123

Глава седьмая

Термодинамические и фациальные условия метаморфизма. Обзор экспериментальных работ	129
<i>P</i> — <i>T</i> -условия метаморфизма	132
Фациальные условия метаморфизма	136
К вопросу происхождения гранито-гнейсов	138
К вопросу происхождения прогрессивной зональности	141
Сопоставление тонгулакского комплекса с другими зонально-метамор- фическими комплексами	143
Литература	145

Геннадий Григорьевич Лепезин

**Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов
(на примере Тонгулакского комплекса)**

*Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор *М. И. Азиян*

Художественный редактор *С. А. Литвак*

Технический редактор *Е. Н. Евтянова*

Сдано в набор 15/XII 1971 г. Подписано к печати 15/IV 1972 г. Формат 60×90^{1/16}.

Бумага № 2 Усл. печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. 9,5 Тираж 650 экз. Т-06172

Тип. зак. 3179. Цена 95 к.

Издательство «Наука». Москва К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99 Шубинский пер., 10