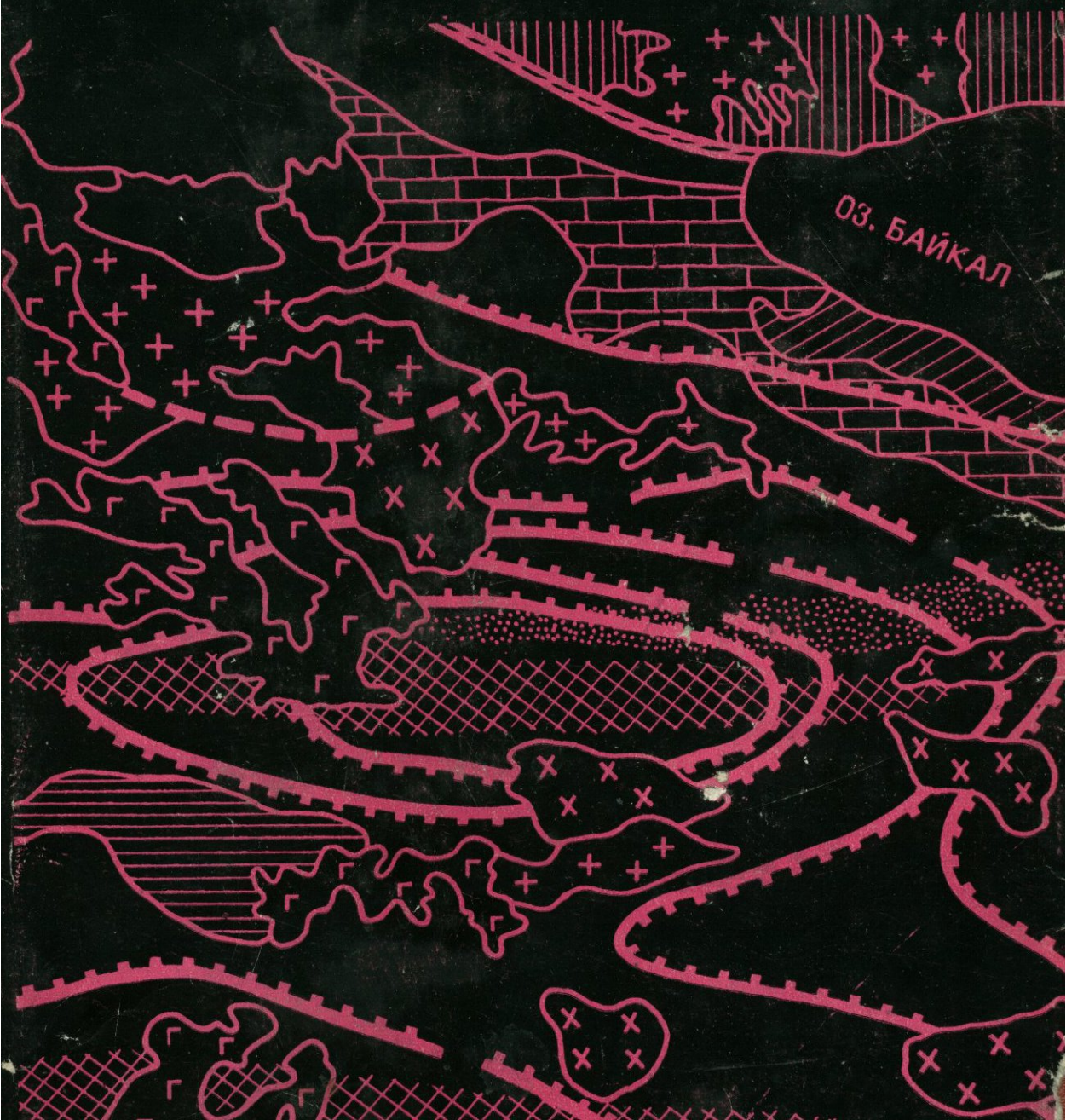


# ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА УМЕРЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ



**ФАШИИ  
РЕГИОНАЛЬНОГО  
МЕТАМОРФИЗМА  
УМЕРЕННЫХ  
ДАВЛЕНИЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА · 1972

# ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА УМЕРЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ

Под научной редакцией  
акад. В. С. СОБОЛЕВА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕ ДРА»  
Москва 1972

7-0-2  
17-82

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., изд-во «Недра», 1972, 288 с.

В книге подробно рассмотрены наиболее широко распространенные метаморфические образования — фации умеренных давлений. Здесь обобщены данные по минералогии каждой из этих фаций, приведена детальная характеристика соответствующих им минеральных ассоциаций, рассмотрена зависимость состава минералов в важнейших парагенезисах от *PT*-условий метаморфизма. Обсуждаются также вопросы подразделения фаций и уточняется положение границ фаций в *PT*-координатах. В книге приведены обзоры обширных минералого-петрографических материалов по двупироксен-гнейсовой (гранулитовой) фации, по зональным комплексам андалузит-силлиманитового типа и по зеленосланцевым метаморфическим толщам. Отдельно рассмотрены проблема чарнокитов, соотношение высокотемпературных метаморфических зон и гранитов, соотношение зеленосланцевого метаморфизма, низкотемпературного метасоматоза и регионального эпигенеза.

Таблиц 16, иллюстраций 57, список литературы — 861 название.



### СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ

Аб, Альб	— альбит	Мп, М. пирокс., Кп	— клинопироксен
Акт	— актинолит	Микр	— микроклин
Альм	— алмадин	Мг	— магнетит
Амф	— амфибол	Му, Мус	— мусковит
Ан	— анортит	Мулл	— муллит
Анд	— андалузит	Не	— нефелин
Андр	— андрадит	Олив, Ол	— оливин
Анк	— анкерит	Орт	— ортоклаз
Антоф	— антофиллит	Пар	— парагонит
Арф	— арфведсонит	Парг	— паргасит
Ац (Анци)	— анальцим	Пир	— пироп
Би	— биотит	Пироф, Прф	— пиррофиллит
Бр	— бронзит	Пл <sub>45</sub>	— плагиоклаз № 45
Во, Вол	— волластонит	Рп, Р. пирокс.	— ортопироксен
Гед	— геденбергит	Ро, Рог	— роговая обманка
Гел	— геленит	Ру, Рт	— рутил
Гем	— гематит	Сапф	— сапфирин
Гип	— гиперстен	Сер	— серицит
Гл	— глаукофан	Сил	— силлиманит
Гр	— гранат	Ск	— скаполит
Грос	— гроссуляр	Спес	— спессартин
Грф	— графит	Ставр	— ставролит
Ди	— диопсид	Стильпн	— стильномелан
Дис	— дистен	Сф	— сфен
Дол	— доломит	Та, Тлк	— тальк
Жд	— жадеит	Топ	— топаз
Жедр	— жедрит	Тр, Трем	— тремолит
Ил	— ильменит	Хл	— хлорит
Ка	— кальцит	Хлд, Хрд	— хлоритоид
Кв	— кварц	Фаял, Фа	— фаялит
Клц, Кц	— клиноцоизит	Фл	— флюид
Кор	— корунд	Флог	— флогопит
Корд	— кордиерит	Фо	— форстерит
Кпш	— калишпат	Цо	— цоизит
Кс	— кальсилит	Шп	— шпинель
Кум	— куммингтонит	Эгир, Эг	— эгирин
Лц	— лейцит	Эн	— энстатит
Лавс	— лавсонит	Эп	— эпидот

Цифровой индекс у символа магнезиально-железистого минерала указывает на величину его железистости. Например: Гип<sub>50</sub> — гиперстен с железистостью 50%. Для гранатов: Гр<sub>80/20</sub> означает железистость 80%, при 20% Са-компонента.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В монографии «Фации метаморфизма» (Добрецов и др., 1970) нами рассмотрены общие вопросы метаморфизма и предложена новая схема фаций, основанная на выделении трех групп фаций по давлению. В работе В. В. Ревердатто (1970) детально охарактеризованы метаморфические образования низких давлений — фации контактового метаморфизма.

Настоящая книга посвящена регионально-метаморфическим фациям умеренных давлений. Это наиболее распространенные метаморфические образования, слагающие громадные площади.

Каждая фация описана по единому плану: 1) история вопроса, определение и границы фации; 2) минералогическая характеристика; 3) минеральные ассоциации и подразделения фации; 4) термодинамические условия. За общей характеристикой идет обзор и описание метаморфических комплексов, соответствующих данной фации.

В первой главе дана общая характеристика фации двупироксеновых гнейсов (гранулитовой). Это одна из наиболее специфических фаций и по геологическим условиям нахождения ее пород (почти исключительно щиты архейского возраста), и по термодинамическим условиям образования. Она отличается не только наиболее высокими температурами, но и «сухостью» метаморфизма, т. е. низкими парциальными давлениями воды. Кроме общей характеристики фации по приведенному плану здесь рассмотрено влияние *PT*-условий на минеральные парагенезисы, «проблема чарнокитсов» и другие геологические вопросы.

Во второй главе дана минералого-петрографическая характеристика пород фации двупироксеновых гнейсов по континентам — сначала Европы, затем Америки, Азии, Африки, Австралии и Антарктиды. Все комплексы характеризуются сходной геологической обстановкой, поэтому главное внимание уделено описанию парагенезисов. Практически — это исчерпывающий обзор комплексов двупироксеновой фации по состоянию на 1 января 1969 г.

В главах III и IV приведена общая характеристика амфиболитовой (биотит-силлиманитовых гнейсов) и эпидот-амфиболитовой (мусковит-ставролитовых сланцев) фаций. Во вводной части каждой главы рассмотрены общие особенности незональных комплексов, соответствующих этим фациям и крайне редких для эпидот-амфиболитовой фации. Из специальных вопросов рассмотрены влияние внешних условий на минеральные парагенезисы амфиболитовой фации, соотношение высокотемпературных метаморфических зон и гранитов, а также содержание марганца в гранате, как индикатор температур метаморфизма.

В главе V рассмотрены зональные метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа, соответствующие в основном двум вышеупомянутым фациям. Материалы этой главы служат иллюстрацией общих положений, сформулированных в главах III и IV. Описание метаморфических комплексов, как и в гл. II, расположено по геогра-

фическому признаку. Дело в том, что четкой приуроченности этих комплексов к структурам определенного возраста, как это предполагал Цварт (Zwart, 1958), не наблюдается. Они известны в складчатых областях любого возраста, кроме архея, хотя и появляются в каждой области в определенный момент и в определенной обстановке. Обычно это постскладчатый, относительно малоглубинный метаморфизм, близкий по времени массовому внедрению гранитоидов и гранитообразованию в нижних частях земной коры.

В главе VI приведена общая характеристика фации зеленых сланцев и описаны наиболее типичные для нее комплексы. Особое внимание уделено зависимости парагенезисов и зональности в фации зеленых сланцев от давления и окислительной обстановки, а также нижнему температурному пределу метаморфизма. Проявления пород фации зеленых сланцев наиболее разнообразны по геологическим условиям (зональные и однородно метаморфизованные пояса, диафториты), но все они характерны для складчатых областей преимущественно рифейского и палеозойского возраста. Полный обзор всех проявлений фации зеленых сланцев дать невозможно, поэтому главное внимание уделено зеленосланцевым комплексам на территории СССР.

Глава VII о низкотемпературных метасоматических процессах и региональном эпигенезе написана по особому плану. Здесь рассмотрены отдельно различные низкотемпературные образования и процессы — «цеолитовая фация» в вулканогенных толщах, региональный эпигенез осадочных толщ и связанная с ним родуситовая минерализация, обзор низкотемпературных метасоматических процессов и отдельно спилиты. Все эти процессы характеризуют область, переходную от типичного регионального метаморфизма к диагенезу пород и объединены общностью минералогии и параметров минералообразования, которые рассмотрены в заключение гл. VII.

В. С. СОБОЛЕВ

Таким образом, поле устойчивых минералов в метасоматических процессах и региональном эпигенезе осадочных толщ и связанная с ним родуситовая минерализация, обзор низкотемпературных метасоматических процессов и отдельно спилиты. Все эти процессы характеризуют область, переходную от типичного регионального метаморфизма к диагенезу пород и объединены общностью минералогии и параметров минералообразования, которые рассмотрены в заключение гл. VII.

## Глава I

### ФАЦИЯ ДВУПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ (ГРАНУЛИТОВАЯ ФАЦИЯ)

#### ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФАЦИИ

##### § 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ГРАНИЦЫ ФАЦИИ

Наиболее глубоко эродированные части докембрийских платформ, обычно выделяемые в виде самостоятельных структурных элементов (щиты, кристаллические массивы), характеризуются присутствием специфического комплекса метаморфических пород, особенностью которых является в первую очередь относительная бедность водосодержащими минералами (слюды, амфиболы) или даже полное их отсутствие, а также широкая распространенность различных пироксенов, гранатов пироп-альмандинового ряда и силлиманита. Одни из наиболее обычных пород такого типа, представляющие собой парагенезис граната и силлиманита (и/или дистена) с кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, были впервые описаны в Саксонии под названием гранулитов. По ним П. Эскола (Eskola, 1939) предложил термин «гранулитовая фация» для характеристики пород данного комплекса в целом.

Выделяемая в предлагаемой схеме фация двупироксеновых гнейсов приблизительно соответствует объему гранулитовой фации в понимании П. Эскола. Основное отличие заключается в том, что к фации двупироксеновых гнейсов не относятся метаморфические комплексы, включающие дистенсодержащие породы. Эти образования, явно характеризующие наиболее высокие давления при их формировании, выделяются в отдельную фацию дистеновых гнейсов (а частью относятся к эклогитовой фации). В связи с этим изменено и название фации, поскольку гранулиты в существующем понимании этого термина не представляют специфических образований данной фации.

Первоначально при выделении гранулитовой фации, как и других подразделений своей фациальной схемы, П. Эскола использовал общегеологические признаки едва ли не в большей мере, чем собственно минералого-петрографические и, в частности, парагенетические. Объем фаций и ее границы в схеме П. Эскола не разработаны достаточно четко. Гранулитовая фация П. Эскола (Eskola, 1939) определена как фация, включающая породы, для которых при базальтовом валовом составе, типоморфной является ассоциация гиперстена с плагиоклазом, а при гранитном составе — ассоциация кварца с полевыми шпатами и гранатом; ильменит — характерный титановый минерал для основных пород, а рутил — для кислых. Амфиболы и слюды не характерны для гранулитовой фации. Очевидно, это определение, использующее такие расплывчатые понятия, как «базальтовый» и «гранитный» состав, недостаточно конкретизировано.

Большинство последующих фациальных схем унаследовало указан-

ный недостаток. В результате попытки какой-либо детализации соответствующей части схемы фаций (Turner, Verhoogen, 1960; Тернер, Ферхуген, 1961 и др.) в целом трудно признать удовлетворительными.

Это связано в первую очередь с тем, что отсутствуют простые минеральные равновесия, *PT*-линии которых можно было принять за соответствующую границу фаций. Для этой цели нельзя использовать ни одну из кривых разложения отдельных минералов (биотита, амфиболов и пр.). И роговые обманки и биотиты устойчивы в пределах гранулитовой фации (по крайней мере, в ее большей низкотемпературной части), а равновесие антофиллита и энстатита, достаточно близкое к положению границы фаций, отвечает малораспространенным породам и, кроме того, по-видимому, значительно смещается под влиянием изменения содержаний железа и алюминия (Hinrichsen, 1967, 1968; Schreyer, Seifert, 1969).

В предложенной нами схеме объемы фаций и их границы по возможности конкретизированы. Основанием послужила с одной стороны сводка минеральных парагенезисов, описанных в геологической литературе для метаморфических образований в различных регионах и в различных фациальных условиях, а с другой — теоретическое рассмотрение важнейших минеральных равновесий для сложных многокомпонентных систем, приближающихся к природным. Целью в обоих случаях было установление взаимоисключающих минеральных ассоциаций, границы полей устойчивости которых могли бы быть приняты за фациальные.

В частности, как показала сводка литературных данных по гранулитовой фации (преимущественно по району распространения чарнокитовых комплексов), практически для всех известных областей их развития отмечается присутствие в различном количестве пород с четырехминеральным парагенезисом орто- и клинопироксена с плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Эта ассоциация совершенно неизвестна из более низкотемпературных образований.

Рассмотрение восьмикомпонентной системы  $K_2O - Na_2O - CaO - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  показывает, что в присутствии водосодержащего флюида восемь минералов — кв, пл, кпш, би, ро, гр, рп и мп — образуют моновариантную ассоциацию, линия равновесия которой на *PT*-диаграмме делит поля устойчивости двух четверных минеральных парагенезисов: гр+би+ро+кв (более низкотемпературная область) и рп+мп+пл+кпш (высокотемпературная область).

Первая четырехминеральная ассоциация неизвестна в образованиях, относимых к гранулитовой фации, но широко распространена среди пород более низкотемпературных ступеней. С другой стороны, двупироксен-полевошпатовый парагенезис невозможен и при более высоких давлениях эклогитовой фации, где ассоциация гиперстена с плагиоклазом вытесняется клинопироксен-гранатовой.

Таким образом, поле устойчивости парагенезиса рп+мп+пл+кпш наиболее четко определяет традиционный объем понятия гранулитовой фации (если не считать области высоких давлений, которой соответствуют гранулиты с дистеном) и может быть принято, как критическое для нее. В дальнейшем термин «двупироксен-гнейсовая фация» будет подчеркивать, что имеется в виду именно лишь та часть гранулитовой фации, для которой характерен только силлиманит, но не дистен.

В той же роли границы фаций может выступать также и равновесие ромбический амф+кв=гр+гип+корд( $\pm$ пл)+ $H_2O$ . Судя по петрологическим наблюдениям, положение его *PT*-линии в системе  $Na_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  очень близко к определенной выше границе фации. Парагенезис гр+корд+гип известен только в связи с комплексами типичных двупироксеновых гнейсов, тогда как жедрит в кварцсодержащих ассоциациях здесь никогда не встречается, хотя уже на самых высокотемпературных ступенях соседней

амфиболитовой фации он является обычным минералом (Хлестов, Ушакова, 1965). Однако это минеральное превращение отвечает гораздо более редким типам пород и поэтому значение его для фациальной диагностики менее существенно.

## § 2. МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ФАЦИИ ДВУПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ

### Минералы

К числу минералов, наиболее распространенных среди метаморфических образований данной фации, относятся в первую очередь ортопироксен, гранат пиральспитового ряда, полевые шпаты и кварц. Они постоянно отмечаются в гранулитовых и чарнокитовых комплексах, встречаясь среди пород самого разнообразного состава: метапелитов, metabазитов, кварцитов и др. Достаточно обычен и биотит. Правда, в породах двупироксен-гнейсовой фации он никогда не содержится в больших количествах, но в качестве второстепенного минерала часто присутствует. Лишь на самых высокотемпературных ступенях данной фации биотит в кварцсодержащих парагенезисах невозможен.

Широко распространены и некоторые другие минералы, но они отчетливо тяготеют к определенным классам пород по составу. Силлиманит и кордиерит, например, характерны для высокоглиноземистых образований, роговая обманка и клинопироксен — для обогащенных кальцием пород различного генезиса, кальцит и доломит — для мраморов, но практически не отмечаются даже в качестве второстепенных минералов среди пород иного состава.

Заметно менее распространены маложелезистый оливин, характерный для ультрабазитов и мраморов, а также шпинель, отмечающаяся среди недосыщенных кремнеземом пород самого разнообразного происхождения — ультрабазитов, метапелитов, десилицированных метасоматитов. Еще меньшее распространение имеют кальциевые гранаты и волластонит\* (известково-силикатные породы), корунд и сапфирин (глиноземистые породы, недосыщенные  $\text{SiO}_2$ ), а также железистый оливин (эвлизиты).

К числу редких минералов относится андалузит, который в двупироксен-гнейсовой фации всегда представлен разновидностью с высоким содержанием марганца — виридином, а также манганofilлит и родонит. Эти минералы встречаются только в породах, образовавшихся за счет марганцовистых осадков. Из титановых минералов для кислых пород характерен рутил, для основных — ильменит. Однако в ряде случаев возможен и сфен, в целом относительно малохарактерный для фации двупироксеновых гнейсов.

Для минералов переменного состава характеристики средних содержаний их компонентов для данной фации и сопоставления с другими фациями даны нами ранее (Добрецов и др., 1970). Здесь лишь еще раз отметим, что хотя различия средних характеристик минералов по фациям отчетливо указывают на определенные тенденции изменений их составов от фации к фации, все же в подавляющем большинстве случаев даже самая полная информация о составе одного отдельно взятого минерала сама по себе не дает возможности однозначно толковать фациальную принадлежность соответствующих пород. Перекрывания областей составов для всех минералов из соседних фаций всегда

\* Волластонит встречается значительно реже, чем соответствующая ему по составу ассоциация кальцита с кварцем. Многими авторами (Коржинский, 1940; Файф и др., 1962 и др.) этот минерал рассматривался даже как запрещенный в гранулитовой фации. Однако сейчас известно немало находок волластонита в этих условиях.

весьма велики. Некоторые исследователи склонны преувеличивать возможности определений фациальных условий по химизму отдельных минералов, как это наиболее ярко проявилось при выработке критериев различия биотитов гранулитовой и амфиболитовой фаций (Великославинский, 1965; Щербаков, 1965; Закруткин, 1968; Никитина, Хильтова, 1964). Проверка этих критериев на более полном материале рассеивает такие заблуждения (Ушаков, 1971).

Категорические суждения о фациальной принадлежности на основании состава минерала возможны, по-видимому, лишь в некоторых крайних случаях. Нами отмечалось, например, что в фации двупироксеновых гнейсов невозможны пиральспитовые гранаты с железистостью ниже 50%; подобные гранаты характерны только для фаций высоких давлений — эклогитовой и др. (Соболев, 1964; Добрецов и др., 1966). Но эта цифра относится лишь к породам, содержащим кварц (Кориковский, 1967; Маракушев, 1965), тогда как для бескварцевых парагенезисов нижний предел железистости гранатов данной фации, по-видимому, следует отпустить, по крайней мере, до 45% (примеры таких гранатов даны Маракушевым и Полиным, 1962).

Более того, даже в кварцитах в этих условиях описаны гранаты с показателем преломления 1,759 (Полин, 1966), что отвечает железистости не выше 45%. Правда, в последнем случае отсутствует анализ граната и возникает сомнение, что его оптическая характеристика надежна. Верхнего предела для железистости пиральспитовых гранатов в двупироксен-гнейсовой фации, по-видимому, не существует. Имеются описания почти чистых альмандинов с показателем преломления 1,830—1,835 (Костюк, 1955; Маракушев, Полин, 1962). Богатые спессартином гранаты не характерны для данной фации. Они встречаются лишь в метаморфизованных марганцовистых осадках с виридином или родонитом, где содержание спессартина в гранате иногда доходит до 80% и выше (Кулиш, 1964<sub>1, 2</sub>). Специфическими для фации двупироксеновых гнейсов являются находки редких типов магниевомарганцовистых гранатов, неизвестных из пород других фаций (Соболев, 1964). Кальциевый компонент входит в существенных количествах в пиральспиты роговообманковых и клинопироксеновых пород. Здесь суммарное содержаниеgrossуляра и андрадита обычно составляет около 20% (Маракушев, Полин, 1962; Судовиков и др., 1962), но в отдельных случаях достигает 42% (Кориковский, 1967).

Кальциевые гранаты, встречающиеся среди известково-силикатных пород, относятся к промежуточному grossуляр-андрадитовому типу с содержанием андрадита от 40 до 90% (Другова, 1960; Шабинин, 1948; Судовиков и др., 1962; Каденская, 1966).

**Ромбический пироксен** является весьма распространенным и наиболее характерным минералом фации двупироксеновых гнейсов. В породах соседних фаций — амфиболитовой и эклогитовой — ортопироксен является относительно редким, а в условиях остальных фаций он вообще невозможен. Подавляющее большинство изученных метаморфических ортопироксенов относится к двупироксен-гнейсовой фации.

Состав ортопироксенов меняется главным образом в отношении железистости и содержания алюминия. Эти колебания связаны в первую очередь с различиями в химизме исходных пород, но отчасти отражают также и изменения внешних условий в пределах *PT*-поля данной фации. В частности, максимально возможное содержание глинозема в ортопироксене повышается как с ростом температуры, так и с увеличением давления (Добрецов и др., 1970), достигая иногда 10—11 вес.%. Максимальная железистость гиперстена, соответствующая ассоциации с фаялитом и кварцем, также растет при повышении давления (и отчасти при снижении температуры). Различия величины этого предела для отдельных районов довольно значительны: отношение

$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$  в ортопироксенах указанной ассоциации колеблется от 72 до 92 атомн. % (Равич и др., 1965; Ушакова, 1960). Снизу величина железистости ортопироксенов данной фации не ограничена, в том числе и для кварцсодержащих парагенезисов. В этом отношении фация двупироксеновых гнейсов существенно отличается от соседней амфиболитовой фации, в условиях которой кварцсодержащие породы могут включать лишь относительно обогащенные железом ортопироксены ( $f \geq 20\%$ ), причем этот нижний предел быстро растет при падении температур метаморфизма за счет вытеснения пироксена ромбическим амфиболом.

Характерной особенностью многих ортопироксенов фации двупироксеновых гнейсов является сильный плеохроизм (голубой по *Ng*, розовый по *Np*). При этом интенсивность окраски и плеохроизма не обнаруживает сколько-нибудь отчетливой связи с величиной железистости.

**Моноклинный пироксен** в фации двупироксеновых гнейсов является составной частью практически всех пород, обогащенных кальцием. Он представлен почти исключительно диопсид-геденбергит-авгитовой серией. Богатые эгирином пироксены не характерны. Содержание жадеитового компонента также невелико (не выше 10—15%). Даже в эклогитоподобных ассоциациях с гранатом клинопироксен данной фации представлен авгитом, а не омфацитом. Железистость клинопироксенов может колебаться в очень широком интервале — почти от 0 и до 80—90%. Ограничения здесь накладываются составом исходных пород, а не внешними условиями. Содержание глинозема у клинопироксенов, как и у ортопироксенов, имеет тенденцию к увеличению с ростом температуры. Для ряда парагенетических типов клинопироксенов соответствующие средние значения содержания алюминия по двупироксен-гнейсовой фации повышены в сравнении со сходными породами амфиболитовой фации (Добрецов и др., 1970). По существу, высокоглиноземистые ( $>6$  вес. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) ортопироксены (и клинопироксены без Na) не имеют аналогов в других фациях, кроме пироксен-роговиковой и некоторых магматических пород.

**Роговые обманки** пород двупироксен-гнейсовой фации характеризуются пониженными по сравнению с другими фациями содержаниями воды и кремния и повышенными — натрия, алюминия и титана (Костюк, 1970). Обращает на себя внимание также и то, что интервал колебания величин железистости и содержания кремния для амфиболов данной фации заметно уже, чем в сходных парагенезисах соседней, амфиболитовой фации\*.

Большинство роговых обманок фации двупироксеновых гнейсов имеет в шлифах бурую или буроватую окраску. Этот факт подчеркивается многими авторами и обычно связывается с повышенными содержаниями титана в составе амфиболов.

Весьма характерным для данной фации является отсутствие в кварцсодержащих породах роговых обманок с железистостью менее 25% (*Ng* ниже 1,660—1,665), а также полное отсутствие амфиболов в кварцсодержащих мраморах. В бескварцевых парагенезисах возможны амфиболы, почти лишенные железа (например, паргаситы в мраморах), так что в целом роговые обманки представлены здесь во всем интервале железистости.

Роговые обманки отмечаются в районах развития пород фации двупироксеновых гнейсов повсеместно, хотя количественно могут играть весьма различную роль. Выделение некоторыми исследователями с

\* Различия дисперсий соответствующих величин роговых обманок (в целом) для этих двух фаций приближаются к 95%-ному уровню достоверности.

одной стороны роговообманково-гранулитовой субфации, с другой — безроговообманковой, пироксен-гранулитовой, вряд ли оправдано. Тесная перемежаемость пород обоих типов отмечается многими авторами, придерживающимися такого деления (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962), при этом их попытки объяснить такие явления не убедительны.

**Ромбический амфибол** встречается в фации двупироксеновых гнейсов редко и только на относительно низкотемпературных ступенях, причем лишь в породах с недостатком  $\text{SiO}_2$  (различные парагенезисы с сапфирином, шпинелью и пр.). В изученных случаях это типичный жедрит, по составу приближающийся к  $\text{Na}_{0,3}(\text{Fe}, \text{Mg})_{5,5}\text{Al}_{1,4}(\text{Al}_{1,5}\text{Si}_{6,5}\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ . В условиях данной фации он неустойчив в ассоциации с кварцем. Вместо него образуется парагенезис гиперстена, граната и кордиерита, являющийся критическим для двупироксен-гнейсовой фации\*. С повышением температуры жедрит становится неустойчивым и в бескварцевых породах, вытесняясь ассоциацией: шп, гр, гип и корд (+кислый пл.). В *PT*-области фации двупироксеновых гнейсов поле, в котором устойчив жедрит, охватывает, по-видимому, лишь очень незначительную низкотемпературную часть.

**Биотиты** фации двупироксеновых гнейсов характеризуются по сравнению с другими фациями пониженными содержаниями алюминия и воды и повышенными кремния и титана. Присущую им бурую или красно-бурую окраску часто связывают с увеличением в них содержания титана. Однако по другим данным она обусловлена понижением степени окисления железа (Кориковский, 1967). Такое заключение несколько неожиданно.

Колебания общей железистости биотитов для кварцсодержащих пород фации укладываются в интервал 25—65 атомн. % (*Ng* от 1,618 до 1,684). При отсутствии кварца нижний предел железистости опускается практически до 0: известны почти чистые флогопиты с *Ng* до 1,570—1,580. Верхний предел при этом остается примерно тем же, что и в присутствии кварца (в бескварцевых породах описаны биотиты с *Ng* до 1,686). По-видимому, в обоих случаях верхний предел железистости для биотитов фации лимитируется не внешними условиями, а железистостью исходных пород, которая редко поднимается выше соответствующей величины. Однако на высокотемпературных ступенях двупироксен-гнейсовой фации интервал железистости биотитов кварцсодержащих пород сужается как за счет роста величины ее нижнего предела, так и за счет снижения верхнего предела. Среднее значение величины общей железистости биотитов фации, равное 40—45%, приблизительно отвечает этой характеристике для слюд, устойчивых в кварцсодержащих породах до наибольших температур. На самых высокотемпературных ступенях фации двупироксеновых гнейсов биотит невозможен в ассоциации с кварцем. Но породы, отвечающие этим условиям, не имеют значительного распространения, так что выделение соответствующей субфации вряд ли целесообразно.

В условиях данной фации в отличие от более низкотемпературных биотит, как и роговая обманка, неустойчив в кварцсодержащих мраморах, тогда как при недостатке кремнезема карбонатные породы часто в тех или иных количествах содержат биотит.

**Кордиерит** первоначально предполагался П. Эскола как малохарак-

\*Здесь и в дальнейшем критические ассоциации указываются для данной фации только по отношению к другим фациям регионального метаморфизма, но отнюдь не по отношению к фациям контактового метаморфизма. Многие из этих ассоциаций встречаются в соседних — пироксен- и амфибол-роговиковой фациях. Однако породы, относящиеся к ним, всегда представляют собой отчетливо выраженные контактовые ореолы и геологически резко отличаются от регионально развитых образований фации двупироксеновых гнейсов. В большинстве случаев и для таких «сквозных» парагенезисов детальная характеристика минералов позволяет дать фаціальную диагностику даже независимо от геологических наблюдений (см. § 5).

терный или даже запрещенный минерал гранулитов. Однако впоследствии работами многих авторов, в том числе и П. Эскола (Eskola, 1952), установлена широкая распространенность кордиерита в региональных высокотемпературных метаморфических образованиях. В этих условиях кордиериты характеризуются относительно невысокой железистостью (не более 35—40%) и малым содержанием воды (обычно до 1 вес. % и менее).

**Плагиоклаз** в фации двупироксеновых гнейсов представлен от олигоклаза до анортита. Альбит для данной фации не характерен.

**Калиевый полевой шпат** встречается в виде ортоклаза или микроклина. Закономерности в распределении этих двух его форм не установлено. При совместном нахождении плагиоклаза и калиевого полевого шпата, как правило, хорошо проявляются пертиты и антипертиты, обычно рассматриваемые в этом случае как структуры распада. Имеются примеры «пертитов—антипертитов» с приблизительно равным количеством обоих полевых шпатов. Характерной особенностью всех калиевых минералов распространенной группы пород данной фации (чарнокиты) является их необычно темная окраска. По Р. Хауи (Howie, 1967), причина ее — механические примеси окислов железа, насыщающие мельчайшие трещины. (Трудно сказать, может ли появление этих примесей связываться с распадом высокотемпературных твердых растворов.)

### Минеральные ассоциации

Практически для всех пород фации двупироксеновых гнейсов характерно преобладание парагенезисов с большим числом фаз\*. Ассоциации из 4—5 минералов и менее довольно редки и связаны с немногими группами пород, в первую очередь с кварцитами и гипербазитами.

Для широкой области составов пород вполне определенно намечается увеличение числа сосуществующих минералов с переходом от амфиболитовой к двупироксен-гнейсовой фации. Особенно резко это проявляется в отношении метабазитов. В условиях амфиболитовой фации для них весьма обычны маломинеральные парагенезисы, включающие роговую обманку и плагиоклаз в качестве главных фаз и дополнительно 1—2 второстепенных минерала — сфен, магнетит и т. п. Эквивалентные по составу породы фации двупироксеновых гнейсов помимо амфибола часто содержат орто- и клинопироксен, нередко гранат. Кварц в этих условиях обычен не только для кислых ортогнейсов, но и для широкого круга ортопород среднего состава. Все эти изменения связаны с сокращением поля возможных составов роговых обманок при повышении температур метаморфизма. Аналогичные явления наблюдаются и в отношении биотита, что приводит к расширению круга возможных ассоциаций калиевого полевого шпата в породах фации двупироксеновых гнейсов по сравнению с более низкотемпературными образованиями и, соответственно, к увеличению в них частоты встречаемости этого минерала.

В настоящее время нет данных, позволяющих бы надежные количественные сравнения распространенности различных типов минеральных парагенезисов в породах фации. Работы такого рода пока отсутствуют. Но приблизительные оценки, хотя и несколько субъективные, возможны.

Большинство пород данной фации содержат минеральные ассоциации двух типов: парагенезисы, характерные для метапелитов, и парагенезисы, характерные для кислых, средних и основных «ортогнейсов»

\* Поэтому мы здесь отказались от использования традиционных диаграмм типа *ACF* и *AFM*.

(и их аналогов по химическому составу)\*. Ниже описывается минеральный состав соответствующих пород.

В породах первой группы в различных сочетаниях присутствуют следующие минералы: пиральспитовый гр, сил, корд, би, пл (обычно олигоклаз — андезин), клш, кв (а также мт, ру, грф, турмалин, апатит и другие аксессуарные минералы). Характерной особенностью фации является появление шпинели в некоторых кварцсодержащих метapelитах. Можно привести примеры пород с любой из возможных комбинаций перечисленных минералов. Парагенезис гр+корд+кпш имеет наибольшее значение. Поле его устойчивости почти совпадает с *PT*-областью фации двупироксеновых гнейсов (см. рис. 1). Лишь при относительно невысоких давлениях эта ассоциация возможна также и на высокотемпературных ступенях соседней амфиболитовой фации (Хлестов, Ушакова, 1965; Добрецов, Бакиров, 1971). С понижением температуры она вытесняется парагенезисом би+сил+кв.

Ассоциации пород второй группы включают гр, мп, рп, ро, би, пл (от олигоклаза до битовнита), клш, кв (а также мт, ил, апатит и др.). Для основных разновидностей пород этой группы характерно отсутствие кварца, часто и калиевого полевого шпата. Для кислых пород обычно отсутствие клинопироксена, часто также и роговой обманки; в некоторых случаях появляется фаялит, ассоциирующий только с кислым плагиоклазом.

В «ортогнейсах» возможны самые разнообразные комбинации перечисленных минералов, кроме включающих парагенезис гр+ро+би+кв. Как уже указывалось, эта ассоциация характеризует условия амфиболитовой фации и еще более низкие температуры. С переходом к фации двупироксеновых гнейсов она становится неустойчивой и вытесняется парагенезисом двух пироксенов, плагиоклаза и калиевого полевого шпата\*\*; этот парагенезис выбран в качестве критического для данной фации ввиду широкой распространенности среди гранулитовых и чарнокитовых комплексов всего земного шара. Данная ассоциация известна из пород различного первичного генезиса, получивших разнообразные названия: средние, основные, кислые чарнокиты, пироксеновые сланцы, сиенит-гнейсы и т. д. Количественные соотношения минералов, составляющих критический для фации парагенезис, могут варьировать в очень широких пределах. В основных разностях, например, пироксены преобладают, а калиевый полевой шпат иногда встречается лишь в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе. В кислых чарнокитах, напротив, калиевый полевой шпат является доминирующим, а пироксены содержатся в количестве первых процентов. Критический парагенезис очень часто дополняется рядом других минералов (кв, гр, ро или би). Суммарная роль различных пород, включающих этот парагенезис, по-видимому, достаточно велика для большинства гранулитовых и особенно чарнокитовых комплексов. Например, из 80 образцов пород, детально изученных Г. Рамбергом (Ramberg, 1948<sub>3</sub>), среди высокотемпературных метаморфических образований Гренландии, 16 содержали такую ассоциацию. Описания подобных пород имеются для

\* Таким образом, в эту группу входят не только образования первично интрузивного или эффузивного происхождения, но метаморфизованные пирокласты, аркозы и мергели. При такой высокой степени метаморфизма вопрос о первичной природе метаморфических пород решить часто невозможно. По ряду признаков устанавливается, что в породах, богатых пироксенами, доля первичномагматических образований выше, чем в существенно роговообманковых. В частности, только для первых устанавливается характерная для магматических образований обратная корреляция между железистостью минералов и основностью плагиоклазов (Добрецов и др., 1969; Костюк, 1970).

\*\* Немногие примеры пород, включающих одновременно обе эти ассоциации, относятся к зональным метаморфическим комплексам, отвечая области перехода от амфиболитовой к двупироксен-гнейсовой фации (например, в Адирондаке).

всех важнейших районов развития чарнокитов и гранулитов и встречаются в подавляющем большинстве петрологических работ, посвященных этим районам. Данную критическую ассоциацию можно признать довольно удобной для целей фациальной диагностики.

Среди гнейсов кислого и среднего состава широко распространен также парагенезис гр, гип, кпш и пл, для которого границы  $PT$ -области устойчивости близки к границам фации двупироксеновых гнейсов. В этой ассоциации минимальная железистость фемических минералов ограничена равновесием с биотитом и кварцем:  $гр + гип + кпш + H_2O = би + кв$ . С понижением температуры биотит постепенно вытесняет гранат и гиперстен из калишпатсодержащих парагенезисов, непрерывно сужая интервал железистости, при которой возможны эти минералы. В условиях амфиболитовой фации (притом лишь на самых высокотемпературных ее ступенях) ассоциация  $гр + гип + кпш$  возможна только при очень высокой железистости минералов ( $гр - N = 1,800 - 1,805$ ;  $f = 75 - 80\%$ ;  $гип - Ng = 1,740 - 1,745$ ;  $f = 55 - 60\%$ ). Однако породы с очень высокой железистостью довольно редки. Поэтому практически ассоциацию  $гр + гип + кпш + пл$  можно считать критической для фации двупироксеновых гнейсов и также использовать для фациальной диагностики. Этого нельзя сказать о весьма распространенной ассоциации орто- и клинопироксена с кварцем. Она устойчива и на высокотемпературных ступенях амфиболитовой фации (Хлестов, Ушакова, 1965). Но и в этом случае для нее пределы составов минералов в данном парагенезисе значительно сужаются. Для гиперстена, например, железистость, равная 50% и менее, в этой ассоциации возможна лишь в условиях двупироксен-гнейсовой фации.

Породы с парагенезисом промежуточного характера между метapelитами и «ортогнейсами» не играют существенной роли в фации двупироксеновых гнейсов. Гранат-биотитовые гнейсы (без силлиманита, кордиерита и пироксена) в этих условиях распространены значительно слабее, чем в амфиболитовой фации. Парагенезисы, включающие наряду с ортопироксеном также кордиерит или силлиманит, встречаются еще реже. Но некоторые из них, такие, как  $гип + сил$  или  $гип + корд + гр + кпш$ , несмотря на относительно малую распространенность, представляют интерес для фациальной диагностики, поскольку являются специфическими ассоциациями двупироксен-гнейсовой фации и характеризуют определенные узкие части  $PT$ -области этой фации. Более распространенный парагенезис  $гр + корд + гип$  (без кпш) является в данном типе пород критическим для фации двупироксеновых гнейсов. Его поле устойчивости ограничивается по температуре (снизу) равновесием:  $гр + корд + гип + пл + вода \rightleftharpoons жедр + кв$ .  $PT$ -линия этого равновесия близка к нижней границе  $PT$ -области двупироксен-гнейсовой фации.

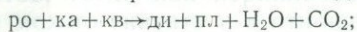
Третью по значению группу минеральных парагенезисов фации двупироксеновых гнейсов составляют *мраморы, кальцифиры* и примыкающие к ним *известково-силикатные породы* без карбонатов. Для кварцсодержащих мраморов характерны следующие минералы: ка, ди, кальциевый гранат, вол (относительно редко), пл, ск, кпш, сф (а также мт, грф и другие аксессуарные минералы). Возможны любые их ассоциации. Известны даже породы, включающие все эти минералы одновременно (Rao, Sastri, 1964).

В бескварцевых, недосыщенных кремнеземом мраморах, помимо перечисленных выше минералов\*, возможны также дол, ол, шп, ро, би, реже — пиральспитовый гр, ру, хондродит, гумит, нефелин или лазурит, кор (Коржинский, 1944).

Неустойчивость роговой обманки и биотита в кварцсодержащих

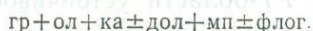
\* Из этих минералов только волластонит и кальциевый гранат неизвестны в ассоциациях мраморов с фазами, недосыщенными  $SiO_2$  — ол, шп, дол.

мраморах является характерной чертой фации двупироксенсвых гнейсов. Соответствующие ассоциации возможны уже в соседней амфиболитовой фации, но с повышением температуры они вытесняются следующими парагенезисами с диопсидом:



В бескварцевых мраморах и биотит, и роговая обманка распространены широко и могут ассоциировать с любым из перечисленных минералов.

В большинстве случаев все минеральные фазы карбонатных пород бедны закисным железом. Редкими исключениями из этого правила являются парагенезисы с пиральспитовым гранатом (Ушакова, 1960; Равич и др., 1965):



В них железистость оливина доходит до 45—55%, а граната до 60% (при содержании кальциевого компонента около 25%). Помимо граната остальные перечисленные минералы мраморов комбинируются практически во всех возможных ассоциациях. Запрещенным является, по-видимому, лишь сочетание ол+пл, которое не описано ни в одном из случаев, а также дол+пл\*. Весьма распространена ассоциация ол+ди+ка+дол (обычно с дополнительными шпинелью, флогопитом и пр.). Поэтому вряд ли можно в мраморах выделить диопсидовую и форстеритовую ступени. В этом случае, по-видимому, даже небольшие примеси железистого компонента обуславливают значительное перекрытие полей устойчивости парагенезисов ди+дол и ол+ка.

*Кварциты* являются распространенным типом пород фации двупироксеновых гнейсов, но не составляют самостоятельной группы минеральных парагенезисов. Для них обычны ассоциации как метapelитов, так и кислых «ортогнейсов» и кварцсодержащих мраморов.

*Ультраосновные породы* распространены значительно меньше. Набор минералов в них небогат (оливин, пироксены, роговая обманка, шпинель) и они не имеют характерных черт (кроме повышенной глиноземистости в шпинельсодержащих породах), которые позволили бы отличить эти породы от сходных образований, метаморфизованных в соседней амфиболитовой фации.

*Недосыщенные глиноземистые породы* распространены не широко, но заслуживают большего внимания, поскольку включают ряд характерных парагенезисов. В эту группу входят породы различного первичного генезиса и в первую очередь богатые глиноземом осадки типа бокситов и породы, дисилицированные в связи с контактами с гипербазитами или с доломитовыми мраморами. Первые обычно беспорядочно рассеяны среди кварцсодержащих метapelитов, вторые занимают более определенное геологическое положение. Характерными минералами этих пород являются кор, шп, сапф, корнерупин или призматин. Им могут сопутствовать корд, рп, сил, би, пл, кпш, ро, жедр\*\*, ру, мт, реже — пиральспитовый гр, ск, ил.

Ассоциация шп+гр+корд+сил является критической для фации двупироксеновых гнейсов в этом типе пород. Весьма характерно отсутствие в этих условиях парагенезиса кор+шп+корд, известного из пород, сформировавшихся при меньших давлениях или больших температурах (Tilley, 1924; Лазько, 1956\*\*\*). В двупироксен-гнейсовой фации вместо

\* Вместо этой пары устойчивы шп+ка+не+ди (или фо), тогда как вместо ол+пл в мраморах возникает парагенезис ди+шп.

\*\* Жедрит, по-видимому, фиксирует условия, переходные к амфиболитовой фации.

\*\*\* Единичные находки пород с такой минеральной ассоциацией отмечены в последнее время В. Серенко лишь для наиболее высокотемпературных частей Енисейского кряжа.

этого парагенезиса устойчивы саф+сил. Наиболее многоминеральные ассоциации, включающие эту пару, описаны среди высокотемпературных образований Италии, Индии, Украины и в Сибири на Анабарском щите (Cornelius, Dittler, 1929; Warkner, Collins, 1907; Наливкина, 1959; Лутц, Копанева, 1968):

саф+сил+корд+гип+гр+би;  
саф+сил+гип+шп+би;  
саф+сил+кор+призматин+микр.

Парагенезис гр+кор довольно редок. Он устойчив при повышенных давлениях, переходных к условиям эклогитовой фации. Гораздо больше распространена эквивалентная по составу ассоциация шп+корд+сил, заменяющая эту пару минералов при меньших давлениях. Основная часть двупироксен-гнейсовой фации отвечает *PT*-области устойчивости данной ассоциации.

В породах, связанных с гипербазитами, наиболее типичен парагенезис саф+рп+шп+парг+флог±жедр.

В этой ассоциации и в большинстве других сафиринсодержащих пород минералы характеризуются невысокой железистостью. Самые железистые сафирины ( $f \approx 25\%$ ) известны из парагенезисов со шпинелью, рутилом, ильменитом (Wagner, 1912) и гранатом (Лутц, Копанева, 1968). В последнем случае железистость граната составляла около 45%.

### § 3. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ФАЦИИ ДВУПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ

В настоящее время имеются лишь относительно скудные экспериментальные данные, которые могли бы прямо характеризовать положение границ *PT*-области устойчивости парагенезиса орто- и клинопироксенов с плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, принятого нами в качестве критической ассоциации для данной фации. Опыт исследования соответствующих сложных систем с таким полным набором компонентов пока весьма невелик. Здесь можно сослаться лишь на эксперименты по эклогитизации природных габброидов и базальтоидов, а также по равновесию силлиманит—дистен (Yoder, Tiley, 1962; Green, Ringwood, 1966; Richardson et al., 1968). Результаты этих экспериментов позволяют вполне определенно характеризовать верхний предел величин давлений при образовании пород двупироксен-гнейсовой фации в 12—15 кбар. При больших давлениях невозможна ассоциация гиперстена с плагиоклазом, она вытесняется типичным парагенезисом эклогитов—гранат+омфацил. Представление о нижнем пределе давления для фации двупироксеновых гнейсов дают эксперименты по равновесию форстерит+анортит=диопсид+энстатит+шпинель (Kushiro, Yoder, 1966). Среди пород этой фации оливин нигде не встречен с основными плагиоклазами. Имеются лишь отдельные описания железистых оливинов среди кислых пород чарнокитового типа, содержащих олигоклаз (Равич и др., 1965), для менее железистых—также и в сланцах с андезитом (Buddington, 1952; Ramberg, 1949). Альтернативная ассоциация двух пироксенов и шпинели достаточно широко распространена в этих условиях. Хотя соответствующие эксперименты относятся к чисто магнезиальной системе и влияние железа пока трудно учесть, все же можно предположить, что давления, отвечающие рассматриваемой фации, не опускаются ниже 4—5 кбар.

Косвенную характеристику границ *PT*-области фации двупироксеновых гнейсов даст ряд экспериментально изученных минеральных равновесий в системах, относительно более простых по набору компонентов. Эти равновесия сведены на рис. 1.

Можно предположить, что температура при образовании двупироксеновых гнейсов никогда не превышает верхней границы поля устойчивости доломита, поскольку доломитовые мраморы весьма распространены в типичных высокотемпературных комплексах докембрийских щитов, тогда как периклазовые породы нигде в них не отмечены. То же можно сказать и в отношении верхней температурной границы поля устойчивости альмандина, поскольку высокожелезистые гранаты также описаны практически в каждой из областей развития гранулитов, чарнокитов и других образований, характерных для данной фации.

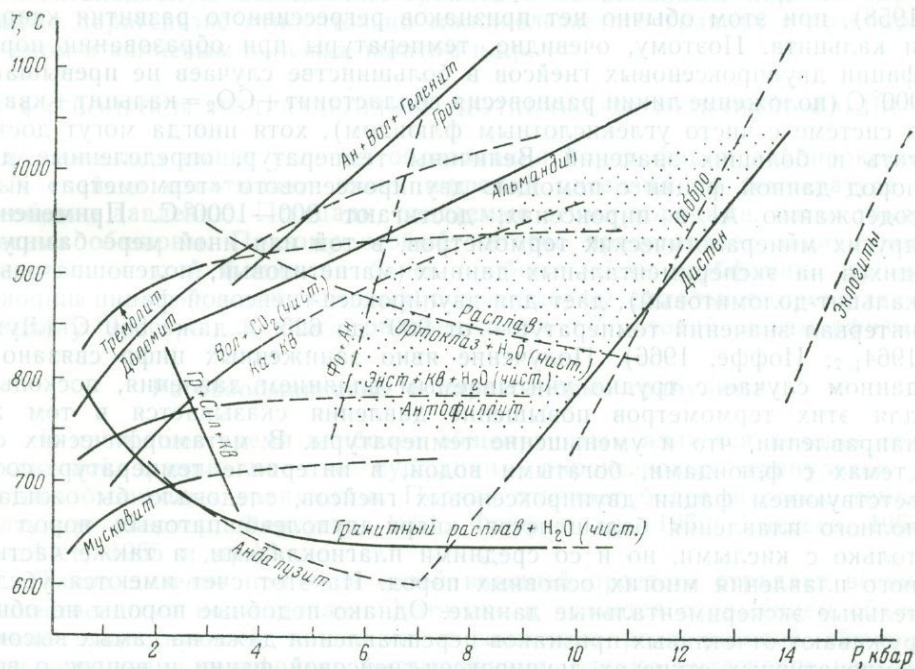


Рис. 1. Кривые экспериментально изученных минеральных равновесий, характеризующие *PT*-область фации двупироксеновых гнейсов  
Точками показано *PT*-поле, предполагаемое для фации

Лейкократовые породы кварц-полевошпатового состава, содержащие кислый плагиоклаз, также весьма обычны для гранулитовых и чарнокитовых комплексов, хотя при этом их количественная роль очень невелика. Морфологические особенности тел, сложенных так называемыми гиперстенowymi гранитами, всегда обнаруживают более или менее отчетливые признаки кристаллизации из подвижного расплава\*. Это позволяет утверждать, что *PT*-область фации двупироксеновых гнейсов целиком заключена внутри поля устойчивости гранитного расплава, нижний температурный предел которого показан на рис. 1. Имеются вполне определенные данные, свидетельствующие о том, что нижняя граница данной фации отвечает температурам заметно большим, чем для минимума плавления гранита в системах с  $H_2O$ , т. е. значительная часть поля устойчивости гранитного расплава отходит к фации биотит-силлиманитовых гнейсов (амфиболитовой). В пользу этого свидетельствует положение экспериментально изученных равновесий, ограничивающих поля устойчивости безлиоземистого ромбического амфибола (анфилолита) и мусковита. Эти минералы не встречаются в породах

\* В то же время многие кислые гранулиты с полевыми шпатами сходного состава часто не расплавляются, что, видимо, связано с колебаниями  $P_{H_2O}$ .

фации двупироксеновых гнейсов, тогда как эквивалентные им по составу более высокотемпературные минеральные ассоциации — рп + кв и кор + кпш — являются здесь обычными. Все это заставляет предполагать, что наиболее вероятные для нижней границы фации значения температур составляют около  $750^{\circ}\text{C}$ . Положение верхней границы двупироксен-гнейсовой фации также может быть уточнено, если принять во внимание, что в мраморах среди гранулитовых и чарнокитовых комплексов кварц в большинстве случаев устойчив с кальцитом. Волластонит также возможен, но он часто сопровождается данной ассоциацией (Костюк, 1955; Narayanaswami, 1962; Binns, 1964<sub>1,2</sub>; Raggs, 1958), при этом обычно нет признаков регрессивного развития кварца и кальцита. Поэтому, очевидно, температуры при образовании пород фации двупироксеновых гнейсов в большинстве случаев не превышают  $900^{\circ}\text{C}$  (положение линии равновесия волластонит +  $\text{CO}_2$  = кальцит + кварц в системе с чисто углекислотным флюидом), хотя иногда могут достигать и больших значений. Величины температур, определенные для пород данной фации с помощью двупироксенового «термометра» и по содержанию Al в пироксенах, достигают  $900$ — $1000^{\circ}\text{C}$ . Применение других минералогических термометров, в той или иной мере базирующихся на экспериментальных данных (магнетитовый, полевошпатовый, кальцит-доломитовый), дает для двупироксен-гнейсовой фации широкий интервал значений температур — от  $900^{\circ}$  до  $625^{\circ}$  и даже  $550^{\circ}\text{C}$  (Лутц, 1964<sub>1,2</sub>; Иоффе, 1966). Получение явно заниженных цифр связано в данном случае с трудно учитываемым влиянием давления, поскольку для этих термометров повышение давления сказывается в том же направлении, что и уменьшение температуры. В метаморфических системах с флюидами, богатыми водой, в интервале температур, соответствующем фации двупироксеновых гнейсов, следовало бы ожидать полного плавления большинства кварц-полевошпатовых пород не только с кислыми, но и со средними плагиоклазами, а также частичного плавления многих основных пород. На этот счет имеются убедительные экспериментальные данные. Однако подобные породы не обнаруживают отчетливых признаков переплавления даже на самых высокотемпературных ступенях двупироксен-гнейсовой фации и вопрос о возможности здесь основных расплавов является дискуссионным.

На рис. 1 имеется также кривая плавления калиевого полевого шпата в присутствии  $\text{H}_2\text{O}$ , которая показывает, что калишпат, казалось бы, невозможен в значительной части поля двупироксеновых гнейсов, а в действительности он известен во всех комплексах подобных пород. Все это объясняется тем, что метаморфизм, соответствующий данной фации, протекает в условиях частичного недостатка воды, т. е. поровый флюид при этом содержит относительно малую парциальную долю воды. В связи с этим реальные кривые плавления пород и минералов смещаются в сторону больших температур, а кривые дегидратации, соответственно, в сторону меньших температур. Существенно также и то, что доля воды (отношение парциального давления воды к общему давлению флюида) закономерно падает с прогрессивным развитием метаморфического процесса — с увеличением температуры (а в разрезе земной коры — с глубиной) — и может снижаться до  $0,2$ — $0,4$ . Причиной этого являются, с одной стороны, увеличение с глубиной роли ювенильных флюидов, по-видимому, относительно бедных водой, с другой — поглощение значительной части воды образующимися анатектическими расплавами и обогащение флюида углекислотой за счет декарбонатизации (Добрецов и др., 1966, 1967).

Относительная «сухость», как характерная особенность условий метаморфизма гранулитовой фации, подчеркивалась неоднократно многими исследователями, начиная с Гольдшмидта (Goldschmidt, 1912). Таким образом, мы сейчас по существу с новых позиций возвращаемся

к прежним идеям Гольдшмидта о «сухом» метаморфизме и «сухой» магме, но связываем их не с отсутствием флюида вообще, а со значительным обеднением его водой. Эта черта определенно отличает фацию двупироксеновых гнейсов от всех более низкотемпературных фаций не в меньшей мере, чем различия в температурах метаморфизма. Ряд парагенезисов, характерных для данной фации, по-видимому, вообще не имеет поля устойчивости в условиях избытка воды и возможен только при низких парциальных давлениях  $H_2O$ , сочетающихся с высокими общими давлениями. Сюда следует отнести в первую очередь эклогитоподобную ассоциацию граната с моноклинным пироксеном, а также парагенезис относительно маложелезистого граната с ортопироксеном и калиевым полевым шпатом и др.

#### § 4. ВОПРОСЫ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ДВУПИРОКСЕН-ГНЕЙСОВОЙ ФАЦИИ

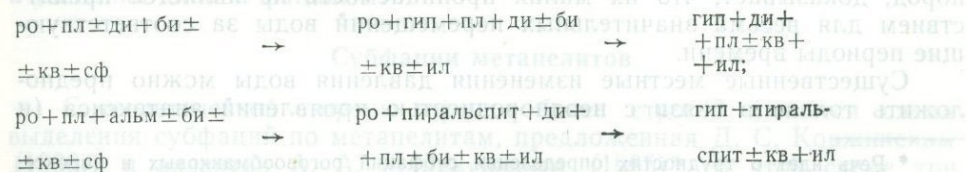
Как показано выше, условия образования пород фации двупироксеновых гнейсов охватывают очень широкий интервал по температуре и особенно давлению. Площади, слагаемые этими породами, часто также весьма обширны. Поэтому особый интерес представляет задача подразделения этой фации на более дробные части (субфации, ступени и т. п.), картирование которых позволило бы детальнее представить картину пространственного распределения *PT*-условий метаморфизма.

#### Роговообманковые и пироксеновые гранулиты

В настоящее время наиболее общепринятым является деление гранулитовой фации на две субфации — пироксеновых гранулитов и роговообманковых гранулитов. Первая отвечает более высоким температурам (Тернер, Ферхуген, 1961; Файф и др., 1962; Елисеев, 1963; Winkler, 1965 и др.)\*.

Такое деление при всей своей внешней простоте страдает весьма существенными недостатками. Хотя оно и является отражением объективно существующей тенденции к снижению роли роговой обманки при повышении температур метаморфизма, однако вытеснение роговой обманки идет постепенно и не связано с какой-либо моновариантной *PT*-границей. Ее полное исчезновение для пород различного состава характеризует неодинаковые температуры, а для некоторых типов пород роговая обманка является устойчивым минералом во всем интервале *PT*-условий метаморфизма\*\*. Практически для каждого из районов распространения гранулитовых и чарнокитовых комплексов известны списания пород, содержащих роговую обманку, причем роль таких пород, как правило, значительна. Поскольку в существующих фациальных схемах минеральные парагенезисы субфаций роговообманковых и пироксеновых гранулитов отличаются лишь присутствием или отсутствием роговой обманки, — очевидна неопределенность положения гра-

\* Смена минеральных ассоциаций на границе субфаций в этих схемах указывается только для пород основного ряда. Их последовательность при переходе от фации алмандиновых амфиболитов к роговообманковым и затем пироксеновым гранулитам следующая (Winkler, 1965):



\*\* Границы поля устойчивости роговых обманок уже при  $P_{H_2O} = 1-2 \text{ кбар}$  проходят при температурах порядка 1000—1100°.

ницы этих субфаций и трудность диагностики той или другой из них \*. Во всех этих схемах отсутствует сколько-нибудь конкретная привязка данной границы к пределу устойчивости роговой обманки в породах какого-либо определенного состава. Но даже и при выборе таких «опорных» типов пород оставалась бы значительная неопределенность и неоднозначность трактовки фациальной принадлежности. Очевидно, невозможно проследить в каждом случае переходы в породах, полностью тождественных по химическому составу. Однако сейчас еще трудно определить, какие конкретные различия в составах пород можно признать несущественными. Разнообразные варианты химических составов роговых обманок, плагиоклазов и пироксенов заставляют принимать во внимание колебание содержаний практически всех основных породообразующих окислов (их число равно 8—10). Зависимость состава многокомпонентных минералов от состава пород — мало исследованная и весьма трудная для изучения проблема.

В отношении таких сложных минералов, как роговые обманки, не исключено, что сравнительно малозаметные колебания химизма пород существенно сказываются на пределах их устойчивости. Не удивительно поэтому, что во многих случаях породы, относимые к различным субфациям гранулитов, весьма тесно перемежаются на небольших площадях и в разрезах иногда на расстоянии немногих метров. Подобные примеры отмечены многократно, в том числе и исследователями, придерживающимися выделения роговообманковых и пироксеновых гранулитов (Buddington, 1952; Файф и др., 1962 и др.). В тех случаях когда такое чередование нельзя связать с проявлениями полиметаморфизма, для его объяснения привлекается допущение возможности местных градиентов температуры и давления воды (Файф и др., 1962).

Предположение о существовании местных значительных градиентов температуры в условиях регионального метаморфизма спорно, а для случаев наиболее тесной перемежаемости роговообманковых и пироксеновых пород — сомнительно. Допущение местных колебаний давления воды в условиях малой проницаемости пород кажется более правдоподобным. Однако при общих давлениях, характерных для данной фации, все  $P$ - $T$ -линии равновесий гидратации — дегидратации очень слабо зависят от давления, проходя почти параллельно оси  $P$ . Чтобы вызвать эффект, эквивалентный изменению температуры всего на несколько градусов, давление воды должно изменяться на многие сотни бар и даже килобары. Длительное существование таких больших перепадов давления на расстоянии нескольких десятков или сот метров весьма маловероятно даже при ограниченной проницаемости пород. Во многих описанных в литературе случаях чередований роговообманковых и пироксеновых гранулитов невозможно выдвинуть сколько-нибудь правдоподобной причины возникновения не только больших, но и сколько-нибудь заметных местных перепадов давлений. Различные содержания воды в первоначальных осадках не могут серьезно приниматься во внимание. В ходе длительного процесса прогрессивного метаморфизма от ранних низкотемпературных стадий и до конечных этапов эти различия неизбежно нивелируются. Тот факт, что большая часть первичной воды за это время удаляется из метаморфических пород, доказывает, что их малая проницаемость не является препятствием для весьма значительных перемещений воды за соответствующие периоды времени.

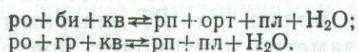
Существенные местные изменения давления воды можно предположить только в связи с неоднородностью проявлений анатексиса (и

\* Речь идет о трудностях определения субфаций роговообманковых и пироксеновых гранулитов по метабазитам. В отношении же других распространенных типов пород (метапелиты, мраморы и т. д.) соответствующие критерии до сих пор вообще не разработаны.

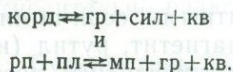
последующей кристаллизации), поскольку образующийся расплав способен вмещать большие количества воды. Однако присутствие анатектитов в подобной ситуации является скорее исключением, чем правилом. Как неизбежный вывод из этого следует, что пироксеновые и роговообманковые гранулиты могут образовываться при одинаковых внешних условиях в весьма широком их поле.

Таким образом, подразделение двупироксен-гнейсовой (гранулитовой) фации на субфации роговообманковых и пироксеновых гранулитов неудовлетворительно как фациальная классификация, поскольку не соответствует выделению определенных неперекрывающихся областей внешних условий метаморфизма.

Попытка конкретизировать на той же основе положение границы субфаций роговообманковых и пироксеновых гранулитов была принята недавно де-Ваардом (Waard, 1965<sub>2</sub>). Он предполагает, что она отвечает смене минеральных парагенезисов по следующим реакциям:



Де-Ваард предлагает также делить каждую из этих субфаций еще на три части по давлению, используя в качестве *PT*-границ между этими частями якобы существующие линии следующих твердофазных равновесий:



Переходы слева направо отвечают повышению давления. Соответственно, по де-Ваарду, с увеличением давления кордиеритовая субфация последовательно сменяется сначала ортопироксен-плаггиоклазовой, а затем — клинопироксен-альмандиновой субфацией.

Границы, предложенные де-Ваардом, нельзя признать удачными. Представление их в форме конкретных реакций только создает видимость строгости. Ни одно из соответствующих равновесий не является моновариантным даже для систем, включающих лишь важнейшие породообразующие компоненты. В частности, де-Ваард, приводя реакции, во всех случаях объединяет Mg и Fe в один компонент и нигде не учитывает возможности влияния изменений основности плаггиоклаза. Большое влияние колебаний отношения Fe:Mg на пределы устойчивости железо-магнезиальных минералов уже давно доказано как петрологическими исследованиями на природных объектах, так и экспериментально. Хорошим примером этого может служить и реакция эклогитизации, предлагаемая де-Ваардом также в качестве одной из границ субфаций.

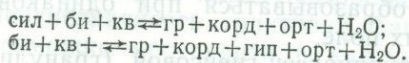
Ассоциации, по де-Ваарду характеризующие различные субфации, в действительности имеют очень сильно перекрывающиеся *PT*-поля устойчивости. Не будет преувеличением сказать, что в каждом из четырех случаев области такого перекрытия составляют большую часть *PT*-поля фации двупироксеновых гнейсов. Это доказывается тем, что породы, включающие одновременно все минералы каждого из приведенных равновесий, принадлежат к числу наиболее распространенных в условиях данной фации.

### Субфации метапелитов

С теоретической стороны гораздо более строгой является схема выделения субфаций по метапелитам, предложенная Д. С. Коржинским (1936<sub>2</sub>) и развитая А. А. Маракушевым (1965)\*. В этой схеме три

\* А. А. Маракушев соответствующие подразделения возводит даже в ранг фаций.

субфации (от более низких температур к высоким): силлиманит-биотитовая; гранат-кордиерит-ортоклазовая (с биотитом); безбиотитовая (гранат-кордиерит-гиперстен-ортоклазовая). Границы между ними определены двумя следующими равновесиями:



Эти шестиминеральные равновесия моновариантны в 6-компонентной системе  $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  (при участии водного раствора), т. е. для данной системы они отвечают конкретным линиям на *PT*-диаграмме, однозначно выделяющим поля соответствующих субфаций.

Однако такое представление о смене минеральных парагенезисов несколько упрощенное. В природных, более сложных по составу, системах эти равновесия имеют большую вариантность и отвечают не линиям, а некоторым достаточно широким полям на *PT*-диаграммах. В частности, присутствие  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  заметно расширяет пределы устойчивости биотитсодержащих парагенезисов. Эти компоненты имеют наибольшее значение. На пределах устойчивости ассоциации с гранатом может также отчасти сказываться присутствие  $\text{MnO}^*$  и в гораздо меньшей мере —  $\text{CaO}$ . Практически для природных систем указанные минеральные равновесия можно считать моновариантными, если помимо перечисленных минералов в них участвуют также магнетит, рутил (или ильменит) и плагиоклаз. Только в этом случае они могут служить достаточно надежными границами в фациальной схеме. При этом как взаимноисключающие, относящиеся к двум различным соседним субфациям, должны рассматриваться следующие парагенезисы:

- 1) би + сил + кв (биотит-силлиманитовая субфация) и
- 2) гр + корд + орт + мт + ру (гранат-кордиерит-ортоклазовая субфация);
- 3) би + кв (гранат-кордиерит-ортоклазовая субфация) и
- 4) гр + корд + гип + орт + мт + ру (безбиотитовая субфация).

При менее полном наборе минералов взаимноисключаемость минеральных парагенезисов и, соответственно, принадлежность к той или иной субфации не могут быть установлены. Для таких парагенезисов поля устойчивости в значительной мере перекрываются. В частности, как показывают обзор литературных материалов и наши наблюдения, ассоциация гр + корд + орт + сил + би + кв в условиях двупироксен-гнейсовой фации обычна и встречается едва ли не чаще, чем парагенезис гранат + кордиерит + ортоклаз без биотита и силлиманита или простой биотит-силлиманитовый парагенезис. При этом в большинстве описаний нет сколько-нибудь отчетливых указаний на присутствие или отсутствие в подобных породах магнетита и рутила, которым обычно уделяют мало внимания. Поэтому пока трудно судить о положении *PT*-линии соответствующего равновесия (с участием рутила и магнетита) относительно границ фации двупироксеновых гнейсов, поскольку еще нет достаточных данных о степени распространенности критической ассоциации гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации. Альтернативный биотит-силлиманитовый парагенезис очень часто встречается среди метapelитов данной фации. Это показывает, что, во всяком случае, весьма значительная часть *PT*-поля фации двупироксеновых гнейсов должна быть стнесена к более низкотемпературной биотит-силлиманитовой субфации. Целесообразность выделения этих субфаций вообще сомни-

\* Для метapelитов обычного типа (исключая особо обогащенные марганцем образования) влияние  $\text{MnO}$  на пределы устойчивости гранатовых ассоциаций имеет смысл учитывать лишь в случае находок пород с очень небольшим содержанием граната, который, будучи единственным «концентратором»  $\text{MnO}$ , при этом может существенно обогащаться спессартиновым компонентом. С увеличением содержания граната относительная доля спессартина в нем пропорционально снижается и его состав приближается к пироп-альмандиновому ряду.

тельна. В отношении выделения безбиотитовой (гранат-кордиерит-гиперстен-ортоклазовой) субфации метапелитов такие сомнения еще более оправданы. Даже степень распространенности парагенезиса, принятого в схеме Коржинского — Маракушева в качестве критического для этой субфации, очень невелика.

Можно назвать лишь немного примеров описаний метапелитов с ассоциацией граната, кордиерита, гиперстена и ортоклаза, причем почти в каждом из них указывается присутствие в тех же породах одновременно и биотита, т. е., строго говоря, они не могут быть отнесены к безбиотитовой субфации. В этих случаях содержание магнетита и рутила учитывать совершенно необходимо, поскольку значительное влияние  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$  на пределы устойчивости биотита в кварцсодержащих породах очевидно\*. Можно предположить, что с учетом этих минералов распространенность метапелитов, надежно относимых к безбиотитовой субфации, окажется еще меньшей. Видимо, *PT*-область, в которой биотиты вообще неустойчивы в кварцсодержащих породах, если и захватывает часть *PT*-поля фации двупироксеновых гнейсов, то лишь весьма незначительную. Выделение ее в качестве самостоятельной субфации, по-видимому, нецелесообразно. Уместнее говорить о соответствующей температурной ступени\*\*, как и во всех других случаях, когда изменение *PT*-условий фиксируется по смене минеральных парагенезисов в относительно редко встречающихся породах.

### Перспективы подразделения фации двупироксеновых гнейсов

Критические замечания по поводу существующих схем подразделения фации не следует расценивать как выражение пессимизма в отношении возможностей решения этой проблемы вообще. Речь идет лишь о том, что для этой цели должны привлекаться более строгие и более сложные методы. Соответственно, и критерии, по которым могут диагностироваться субфации, более сложны, но тем не менее вполне доступны для широкого использования. В этом отношении главное значение имеют количественные характеристики составов минералов в важнейших равновесиях-термометрах и равновесиях-барометрах. Для каждой дивариантной минеральной ассоциации (с числом фаз, равным числу компонентов) все случаи равновесий с некоторой постоянной величиной какой-либо из варьирующих характеристик состава любого из минералов отвечают вполне определенной *PT*-линии.

Равновесия с большими значениями этой характеристики соответствуют *PT*-области по одну сторону от данной линии, а равновесия с меньшими значениями *PT*-области — по другую ее сторону. Таким образом, подобная *PT*-линия может служить границей субфаций.

\* В этом отношении показателен описанный Е. А. Кулишом (1964<sub>1</sub>) биотит из ассоциации с гранатом, гиперстеном, кордиеритом, ортоклазом, кварцем, плагиоклазом и магнетитом. Он заметно богаче титаном (4,9 вес. %  $TiO_2$ ), чем другие более низкотемпературные биотиты, приводимые тем же автором.

\*\* Здесь и в дальнейшем предполагается, что выделение субфаций (как и фаций) должно отвечать двум основным требованиям строгой фациальной классификации: а) *PT*-области отдельных субфаций не должны перекрываться (во всяком случае, в соответствии с имеющейся в нашем распоряжении точностью наблюдений); б) субфации должны диагностироваться по достаточно широко распространенным типам пород. В этом отношении неудовлетворительны «оливин-куммингтонитовая и биотит-кварц-фаялитовая фации» А. А. Маракушева (1965). Понятие «температурная ступень» имеет более широкий смысл. Оно характеризует *PT*-область устойчивости некоторого конкретного минерального парагенезиса, хотя бы довольно редкого. Возможны самые разнообразные перекрытия *PT*-полей различных температурных ступеней и в целом они не составляют строгой фациальной классификации. Положение этих полей во многих случаях пока недостаточно определено. Выяснение соотношений различных ступеней представляет одну из важных задач метаморфической петрологии.

Принципиально число вариантов таких границ и количество возможных субфаций неограниченны, поскольку можно использовать различные дивариантные минеральные ассоциации, различные характеристики составов их минералов и выбирать разнообразные граничные значения этих характеристик. Практически же число вариантов не слишком велико. Это связано с тем, что для выделения субфаций имеет смысл использовать лишь широко распространенные минеральные равновесия и лишь те характеристики их минералов, для которых интервал колебания значений в *PT*-области каждой субфации значительно превышает бы величину ошибок, возможных при определении этих характеристик широко доступными методами. Иначе процент случаев неправильной диагностики субфации был бы неоправданно высок.

Попытка выделения дробных субфаций описанным методом сделана А. А. Маракушевым (1965). Он использовал для этой цели равновесие  $gr + корд + сил + кв$ , которое в системе  $FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$  дивариантно. Взяв за основу деления железистость граната в данном равновесии, А. А. Маракушев предлагает различать 5 субфаций глубинности (включая контактово-метаморфические породы), поскольку считает, что колебания составов минералов в этом случае определяются преимущественно изменениями давления. В частности, с повышением давления железистость граната должна падать\*. Каждой из субфаций А. А. Маракушев дал собственное название (табл. 1).

Таблица 1  
Субфации глубинности, по А. А. Маракушеву

Субфация		Гранат с корд, сил и кв	
		железистость	<i>N</i>
Увеличение давления ↑	Сутамская (Кимчекская)	50—65	1,770—1,785
	Алданская (Наннимская)	65—75	1,785—1,799
	Ханкайская	75—80	1,799—1,802
	Намчедонская	80—90	1,802—1,816
	Приморская	>90	>1,816

Выбор для поставленных целей именно этого минерального парагенезиса надо признать весьма удачным. Он широко распространен в природе и реальные соотношения минералов в нем действительно приближаются к дивариантным. Однако предложенная А. А. Маракушевым конкретная схема подразделения не безупречна. Это касается главным образом выделения ханкайской субфации глубинности, для которой интервал возможных составов гранатов соизмерим с точностью определений. Очевидно, диагностика данной субфации совершенно ненадежна. По-видимому, целесообразнее объединять ее с алданской субфацией. В дальнейшем возможны пересмотр и некоторое смещение значений железистости, граничных для субфаций, хотя этот вопрос не принципиален\*\*. Можно только сказать, что оптимальным было бы такое положение границ, при котором выделение пород различных субфаций позволило бы наиболее четко коррелировать их распространение с другими геологическими признаками. Решение этой задачи станет возможным по мере накопления и систематизации соответствующих наблюдений. Параллельно необходимы сопоставления характеристик минералов данного равновесия и других равновесий-ба-

\* На статистическом материале это впервые продемонстрировано Н. В. Соболевым (1964). Им же предпринята первая попытка выделения двух субфаций по давлению.

\*\* Как предварительное здесь принимается выделение трех субфаций по давлению: намчедонская (гранаты с  $f > 80\%$ ,  $N > 1,802$ ), алданская ( $f_{гр}$  от 65 до 80%,  $N$  от 1,785 до 1,802) и сутамская ( $f_{гр} < 65\%$ ,  $N < 1,785$ ). Для последней характерно появление специфических гиперстен-силлиманитовых и гранат-корундовых парагенезисов.

рометров, сосуществовавших в одинаковых  $PT$ -условиях. Это позволит привести все данные к единой шкале «глубинностей». Первая попытка таких сопоставлений сделана нами (рис. 2). Но она пока предварительна и требует уточнений на основании новых более полных материалов.

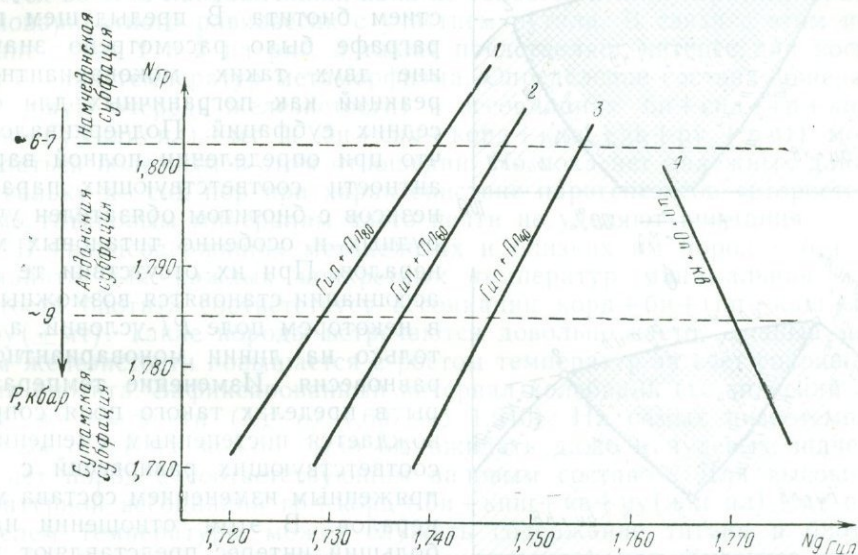


Рис. 2. Соотношение «показаний» важнейших минералогических «барометров», которые могут использоваться для подразделения  $PT$ -области двупироксен-гнейсовой фации по давлению

По вертикальной оси — показатель преломления граната из ассоциации с силлиманитом, кордиеритом и кварцем, по горизонтальной —  $Ng$  гиперстена; 1, 2 и 3 — для эклогитоподобных пород (гр+гип+ди+пл+кв) с различной основностью плагиоклазов (предельная величина для пород с плагиоклазом); 4 — для ассоциации гип+ол+кв (предельная величина для гиперстена вообще). Точки кривых и вертикальной оси, лежащие на одной горизонтальной линии, отвечают одному и тому же давлению

Совершенно аналогичные задачи существуют и в отношении многочисленных минеральных равновесий-термометров. Ниже обсуждаются характер влияния изменений внешних условий на составы минералов важнейших парагенезисов различных типов пород и вопросы возможности определений и сопоставлений  $PT$ -условий метаморфизма по характеристикам этих минералов. Попутно рассматриваются проблемы выделения и последовательность смены минеральных  $PT$ -ступеней в относительно мало распространенных группах пород.

### § 5. ВЛИЯНИЕ КОЛЕБАНИЙ $PT$ -УСЛОВИЙ НА МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ФАЦИИ ДВУПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ

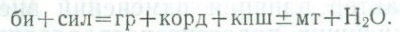
Среди минеральных превращений, фиксирующих изменения внешних условий, можно выделить, с одной стороны, процессы гидратации — дегидратации, зависящие почти исключительно от колебаний температуры (и  $P_{H_2O}$ ), и с другой — твердофазные реакции, течение которых в значительной мере определяется также и изменениями величин давления. Первые могут играть роль минералогических «термометров», позволяющих отнести условия минералообразования к той или иной ступени в пределах фации. Равновесия второго типа могут использоваться для ориентировочного определения величин давления при метаморфизме (и соответственно «уровней глубинности»), т. е. выступают в роли «барометров»\*.

\* В отличие от  $PT$ -области контактового метаморфизма в условиях данной фации в роли «барометров» не могут выступать реакции карбонатизации — декарбонатизации. При соответствующих высоких величинах общего давления они имеют то же значение, что реакции с участием воды.

## Метапелиты

Для этой группы пород влияние температуры наиболее заметно сказывается на равновесиях с участием биотита. В предыдущем параграфе было рассмотрено значение двух таких моновариантных реакций как пограничных для соседних субфаций. Подчеркивалось, что при определении полной вариантности соответствующих парагенезисов с биотитом обязателен учет рудных и особенно титановых минералов. При их отсутствии те же ассоциации становятся возможными в некотором поле *PT*-условий, а не только на линии моновариантного равновесия. Изменение температуры в пределах такого поля сопровождается постепенным смещением соответствующих равновесий с сопряженным изменением состава минералов. В этом отношении наибольший интерес представляют дивариантные парагенезисы, с помощью которых возможна косвенная характеристика *PT*-условий метаморфизма через минимальное число данных по составу минералов.

Как дивариантное может рассматриваться широко распространенное минеральное равновесие метапелитов:



Величина железистости в нем сравнительно мало зависит от температуры (больше — от давления); гораздо показательнее в этом отношении концентрация  $\text{TiO}_2$  в биотите. Повышение температуры ведет к обогащению слюды титаном. Параллельно происходит снижение содержания воды, хотя последняя величина, по-видимому, менее надежна из-за относительно высоких ошибок аналитических определений. Еще более спорно влияние температуры на глиноземистость биотита. Количество  $\text{TiO}_2$  колеблется в биогитах из данного парагенезиса от 2,6 до 5,3 вес.%, а содержание воды от 4,0 до 2,7 вес.%. В отношении титана эта величина является минимальной вообще для биотитов из пород с силлиманитом и кварцем, образовавшихся

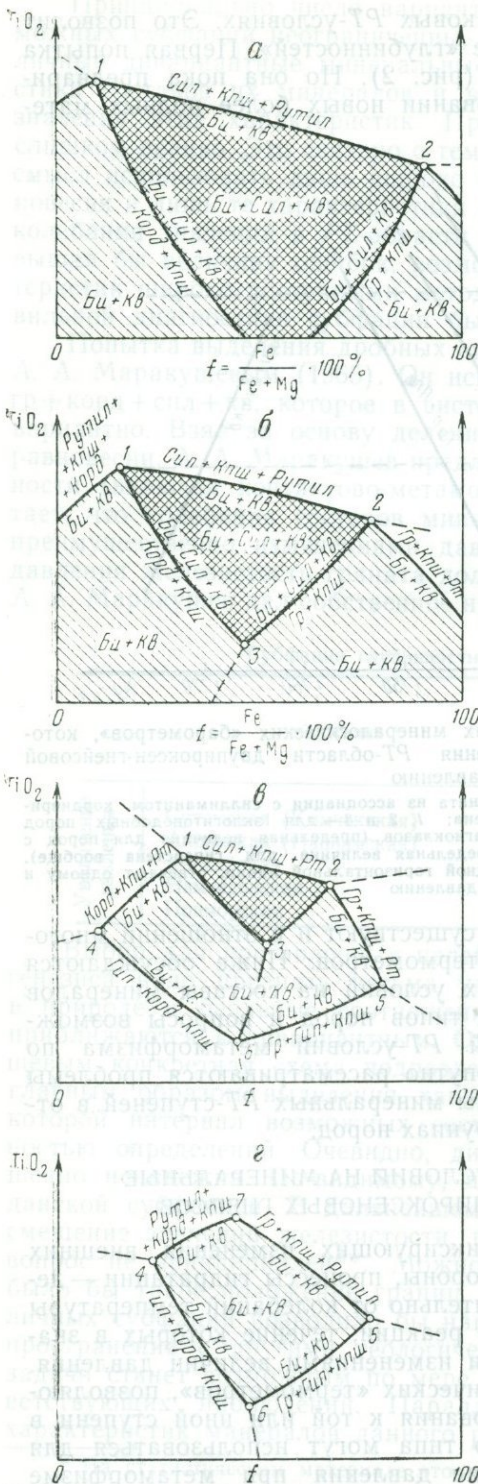


Рис. 3. Пределы колебаний состава биотитов в различных минеральных ассоциациях (в координатах железистость — содержание титана) и в зависимости от температур минералообразования. Последовательность а, б, в, г отвечает повышению температур

в тех же условиях. Рис. 3 схематически показывает зависимость пределов содержаний титана в биотитах таких пород от набора остальных ассоциирующих минералов и от железистости биотита. Соответствующее поле состава слюды с повышением температуры постепенно сокращается во всех направлениях, пока не сольется в точку при температуре моновариантного равновесия с участием рутила. В связи с этим положение точек 1 и 2 на рис. 3 также представляет интерес для косвенной оценки температур метаморфизма. Определение состава минералов (в первую очередь железистости) в ассоциациях би+сил+гр+кпш+кв+ру (или ил)+мт и би+сил+корд+кпш+кв+ру ( $\pm$  мт) может оказаться полезным в этом отношении. Но пока нет надежных данных, поскольку до сих пор при характеристике парагенезисов «второстепенным» титановым минералом часто почти не уделяют внимания.

В кварцсодержащих метапелитах и близких им породах без силлиманита для каждой конкретной температуры минимальная железистость биотита соответствует ассоциации корд+би+гил+кпш+кв+ру ( $\pm$  мт). Такие породы встречаются довольно часто. Данный минимум железистости повышается с ростом температур за счет сокращения поля биотита. Зафиксированный интервал колебаний его значений 16—45% железистости ( $N_g$  от 1,607 до 1,640). На самых низкотемпературных ступенях можно было бы ожидать даже и нулевых значений, но нет пород с соответствующим валовым составом. Для высокотемпературной ассоциации гр+корд+би+кпш+кв+ру (или ил)  $\pm$  мт показателем температуры может служить содержание титана в биотите, которое является предельным (максимальным) для биотитов кварцсодержащих пород вообще. Этот предел снижается с ростом температуры. Рис. 3 схематически иллюстрирует соотношения железистости и содержания титана в биотитах различных ассоциаций метапелитов и близких им пород.

В отношении бессиллиманитовых парагенезисов, график в координатах  $Al_2O_3$  — железистость должен иметь аналогичный вид. Но здесь существенными являются относительные скорости перемещения точек 4, 5, 6, 7\* при повышении температуры. В случае с алюминием точка 7 (а также, возможно, 4 и 5) движется вниз гораздо быстрее, чем точка 6 — вверх. Средний состав биотита поэтому смещается в сторону снижения глиноземистости. В отношении титана картина обратная — точка 6 движется быстрее точки 7 и средний состав высокотемпературных биотитов характеризуется повышенным содержанием титана. Общая же картина одинакова: с повышением температуры происходит двустороннее сужение поля составов биотитов как по титанистости, так и по глиноземистости.

Влияние давления на эти параметры пока совершенно не изучено.

В предыдущем параграфе в связи с проблемами выделения субфаций уже частично обсуждалось значение широко распространенного минерального парагенезиса метапелитов гр+сил+корд+кв как «барометра». Это дивариантное равновесие определяет для каждой конкретной  $PT$ -условий максимальную возможную величину железистости кордиерита и минимальную железистость для гранатов из ассоциации с силлиманитом и кварцем. При постоянной температуре повышение давления смещает это равновесие в сторону уменьшения железистости всех минералов. При этом для интервала температур, соответствующих фации двупироксеновых гнейсов, можно принять по-видимому, что влияние температуры на это равновесие незначительно\*\* и его следует

\* Соответствующие интервалы колебаний значений коэффициентов при Al в кристаллохимических формулах биотитов (перечисленных на 24 O+OH) составляют для точки 6  $\approx 1,5$ —1,7; для точки 7  $\approx 1,7$ —2,0.

\*\* Это связано с тем, что в условиях данной фации резко снижена доля воды во флюиде, а, следовательно, также и в кордиерите, образующемся здесь. Из-за

рассматривать, как один из наиболее удобных минеральных «барометров». К сожалению, экспериментальная «градуировка» этого барометра до сих пор не проведена. Оценка величин давления по нему может быть пока лишь очень грубой (рис.4), но уже сейчас он вполне пригоден для сопоставления условий образования высокотемпературных метapelитов. На его основе, например, А. А. Маракушевым (1965) выделяются различные «субфации глубинности».

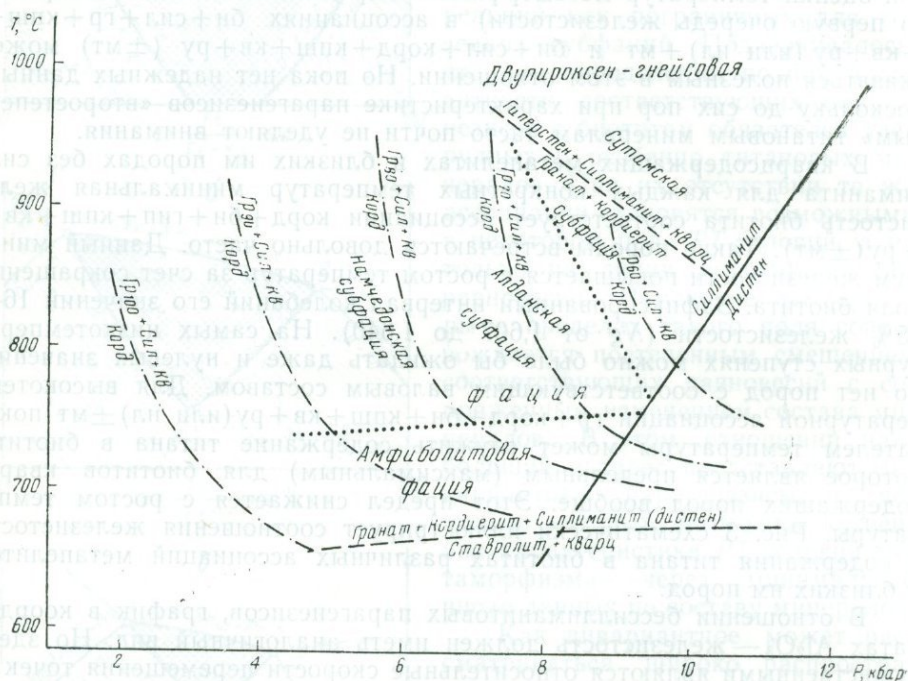


Рис. 4. Предполагаемая зависимость между минимальной железистостью гранатов силлиманит-кварцевых пород и  $PT$ -условиями метаморфизма

Интервал колебаний железистости минералов данного парагенезиса в пределах фации довольно велик, что показывает его широкие возможности для расчленения фации по давлению. При этом наиболее простым является определение состава граната, в отношении которого сравнительно надежное заключение можно составить даже на основании замеров показателей преломления. Большинство гранатов из данной ассоциации имеет  $N$  в пределах от 1,775—1,780 до 1,800—1,805 (железистость от 55—60 до 75—80%). В редких случаях  $N$  повышается до 1,815 (Богомолов, 1964).

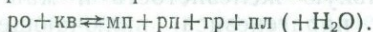
При наиболее высоких давлениях (и, по-видимому, также повышенных температурах), переходных уже к эклогитовой фации, ассоциация граната с кордиеритом становится неустойчивой и вытесняется парагенезисом гиперстена с силлиманитом и кварцем (Хлестов, 1964; Маракушев, 1965). Этот парагенезис до недавнего времени считался запрещенным, но в последние годы описан целый ряд его достоверных находок (Маракушев, Кудрявцев, 1965; Razafiniparany, 1966; Ragan, Hawkins, 1965; Dantier et al., 1967).

этого термический эффект соответствующих превращений очень невелик. Иная картина характерна для более низкотемпературных условий, при которых кордиерит содержит заметно больше воды.

## Метабазиты и близкие к ним «ортогнейсы»

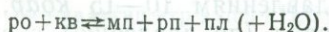
Данная группа пород представляет собой наиболее сложную многокомпонентную систему. При ее рассмотрении всегда необходим учет, по крайней мере, шести компонентов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , а во многих случаях также и  $\text{K}_2\text{O}$ . Влияние  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  может быть исключено, если рассматриваются только парагенезисы с рудными минералами (магнетит, ильменит).

Наибольший интерес представляет широко распространенное дивариантное равновесие шести минералов:



Это — равновесие-термометр, на котором влияние изменений давления сказывается относительно мало. С повышением температуры железистость всех его феррических минералов и основность плагиоклаза постепенно снижаются. Параллельно должна повышаться глиноземистость роговой обманки, хотя это труднее зафиксировать. В условиях, пограничных с амфиболитовой фазией, фазы б-минеральной ассоциации имеют приблизительно такие характеристики:  $\text{po} - N_g \approx 1,700$ ,  $f \approx 60\%$ ;  $\text{рп} - N_g \approx 1,745$ ,  $f = 60-65\%$ ;  $\text{гр} - N \approx 1,795$ ,  $f \approx 85\%$ ; Са-компонента около 20—25%; пл № 60—80. В том же парагенезисе на наиболее высокотемпературных ступенях двупироксен-гнейсовой фазии эти характеристики снижаются:  $\text{po} - N_g$  до 1,680—1,685,  $f \approx 40\%$ ;  $\text{рп} - N_g$  до 1,720,  $f \approx 40\%$ ;  $\text{гр} - N$  до 1,760—1,765,  $f \approx 60\%$ ; пл до № 35.

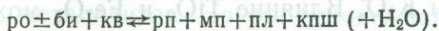
Возможности применения этого минерального равновесия в качестве термометра не ограничиваются породами, включающими обязательно все шесть его минералов. Данным равновесием для каждой конкретной температуры определяется верхний предел железистости роговой обманки, возможной в кварцсодержащих породах вообще. Как показано выше, этот предел снижается при возрастании температур. Поэтому, фиксируя максимальные значения железистости роговых обманок, встреченных в различных кварцсодержащих породах, в принципе можно грубо оценивать предел, который не могли превышать значения температур при метаморфизме соответствующих зон. Аналогичным путем может оцениваться и нижний предел температур по минимальным значениям железистости минералов или основности плагиоклаза в безроговообманковых эклогитоподобных гранат-двупироксен-плагиоклазовых породах. Как уже давно подмечено, для железистости роговых обманок высокотемпературных кварцсодержащих пород существует не только верхний, но также и нижний предел. Он определяется тривариантным пятиминеральным равновесием-термометром:



Поскольку влияние давления на это равновесие невелико, можно принять, что при каждой постоянной температуре оно связывает железистость минералов и основность плагиоклаза определенной моновариантной зависимостью. Точно так же для соответствующих пятиминеральных парагенезисов с одинаковой основностью плагиоклаза зависимость между железистостью роговой обманки и температурой может быть выражена моновариантной линией (рис. 5). Каждая такая линия определяет минимальный предел железистости для роговых обманок, устойчивых с кварцем и плагиоклазом соответствующей основности. Как видно из рис. 5, этот предел повышается с возрастанием температуры, и при наибольших ее значениях магнезиальные роговые обманки могут ожидаться в кварцсодержащих породах лишь при очень низкой основности плагиоклаза. Соответствующие валовые составы пород не имеют распространения в природе, поскольку высокие содержания магния обычно коррелируются с высокими содержаниями

кальция. Это хорошо объясняет отсутствие маложелезистых роговых обманок в кварцсодержащих ассоциациях двупироксен-гнейсовой фации.

Большой интерес представляет также еще одно дивариантное семиминеральное равновесие-термометр, довольно распространенное во многих чарнокитовых комплексах:



Для каждой конкретной температуры оно определяет максимальную железистость минералов в ассоциации, представленной левой частью уравнения и, напротив, минимальную железистость и максимальную основность плагиоклаза — для парагенезиса, включающего все минералы его правой части. С ростом температуры соответствующие пределы смещаются в сторону уменьшения. Влияние давления обратно влиянию температуры и менее значительно.

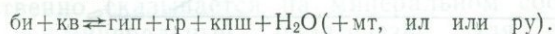
Интервал колебаний составов фаз данной семиминеральной ассоциации достаточно велик. В условиях, пограничных с амфиболитовой фацией, ее минералы имеют приблизительно следующие характеристики:  $\text{rp} - \text{Ng} \approx 1,760$ ,  $f \approx 70\%$ ;  $\text{mp} - \text{Ng}$  до 1,735,  $\text{po} - \text{Ng}$  до 1,710,  $\text{bi} - \text{Ng}$  до 1,670 и выше,  $\text{пл}$  около № 50—55. На высокотемпературных ступенях двупироксен-гнейсовой фации эти характеристики падают:  $\text{rp} - \text{Ng}$  до 1,714;  $f \approx 35\%$ ;  $\text{mp} - \text{Ng}$  до 1,710,  $\text{po} - \text{Ng}$  до 1,690,  $\text{bi} - \text{Ng}$  до 1,645—1,650;  $\text{пл}$  до № 35.

Тривариантный парагенезис эклогитоподобных пород с кварцем (+пл, гр, рп и мп) представляет собой важнейший минералогический барометр для пород метабазитового ряда. В отношении него уже имеются некоторые экспериментальные данные. В частности, показано, что переход от габбровой ассоциации (рп+пл) к эклогитовому парагенезису (гр+мп) в пределах даже одной группы базальтоидных пород в значительной мере колеблется в зависимости от их валового состава (Ringwood, 1966). Для этих пород начало перехода при  $T=1100^\circ\text{C}$  отвечает давлениям 10—15 кбар, а окончание — 19—24 кбар. Наибольший интервал (по давлению) существования эклогитоподобных пород зафиксирован для богатых глиноземом базальтоидов — 12 кбар (от 12 до 24 кбар). При более низких температурах появление эклогитоподобных пород за счет габбро происходит при меньших давлениях. В частности, для состава кварцевого толеита снижение температуры на  $200^\circ$  (от 1200 до  $1000^\circ\text{C}$ ) соответствует снижению верхнего (по давлению) предела устойчивости чисто габбровой ассоциации на 4 кбар (от 16 до 12 кбар). Учитывая эти данные, можно предположить, что в температурном интервале фации двупироксеновых гнейсов эклогитоподобные породы за счет типичных метабазитов могут образовываться, уже начиная с давлений порядка 6—7 кбар.

Если принять во внимание, что реакция «эклогитизации» в тривариантном парагенезисе выглядит как  $\text{rp} + \text{пл} \rightleftharpoons \text{мп} + \text{гр} + \text{кв}$ , то станет очевидным, что увеличение отношения  $\text{Ca} : \text{Na}$  и железистости системы должно дополнительно расширять пределы устойчивости эклогитопо-

добных пород в сторону малых давлений. Не удивительно поэтому, что практически для всех районов развития образований двупироксеновой фации известны находки эклогитоподобных пород. Можно говорить лишь об увеличении частоты их встречаемости на участках, для которых фиксируются повышенные давления (сутамская субфация глубинности, по Маракушеву, 1965). При некоторой постоянной температуре по минералам таких пород может быть однозначно определено давление, если учтены какие-то два из параметров состава минералов (например, основность плагиоклаза и железистость граната или пироксена). Даже без точной характеристики температуры, предполагая ее некоторое усредненное для фации значение, по такому «барометру» можно ожидать определений давления с точностью около  $\pm 1-1,5$  кбар (если иметь в виду наклон соответствующих экспериментальных кривых). Вопрос упирается, по сути, лишь в соответствующую экспериментальную градуировку такого «барометра», которая пока отсутствует. На рис. 2 дана ориентировочная оценка значений давления в зависимости от характеристик минералов в эклогитоподобной ассоциации, основанная на сопоставлениях природных наблюдений по породам различного состава и единичных экспериментальных данных. Этот рисунок позволяет сопоставлять и сравнивать давления при метаморфизме различных участков пород двупироксен-гнейсовой фации, охарактеризованных разными минералогическими «барометрами». Учтены важнейшие из них: эклогитоподобные породы, ассоциация гр+сил+кор+кв, предельная железистость гиперстена (в парагенезисе с оливином и кварцем). Линии на графике построены на основании отдельных находок и параллельной характеристики образцов с двумя или тремя из соответствующих парагенезисов в непосредственном соседстве. Число их пока невелико. Поэтому в дальнейшем подобная диаграмма может быть детализирована и уточнена.

Для кислых и средних «ортогнейсов» влияние температуры наиболее существенно сказывается на составе минералов в широко распространенном парагенезисе гр+гип+би+кпш+кв. В присутствии рудных и титановых минералов (мт, ру, ил) эта ассоциация может быть отнесена к пятикомпонентной системе  $K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$  (при избытке также и воды как фазы — флюида) и рассматриваться как дивариантная. Состав ее минералов является одной из функций  $P$ - $T$ -условий. Можно принять, что влияние колебаний давления в этом случае незначительно (как и в других примерах реакций гидратации — дегидратации), и ограничиться лишь рассмотрением влияния изменений температуры. Соответствующее равновесие имеет вид:

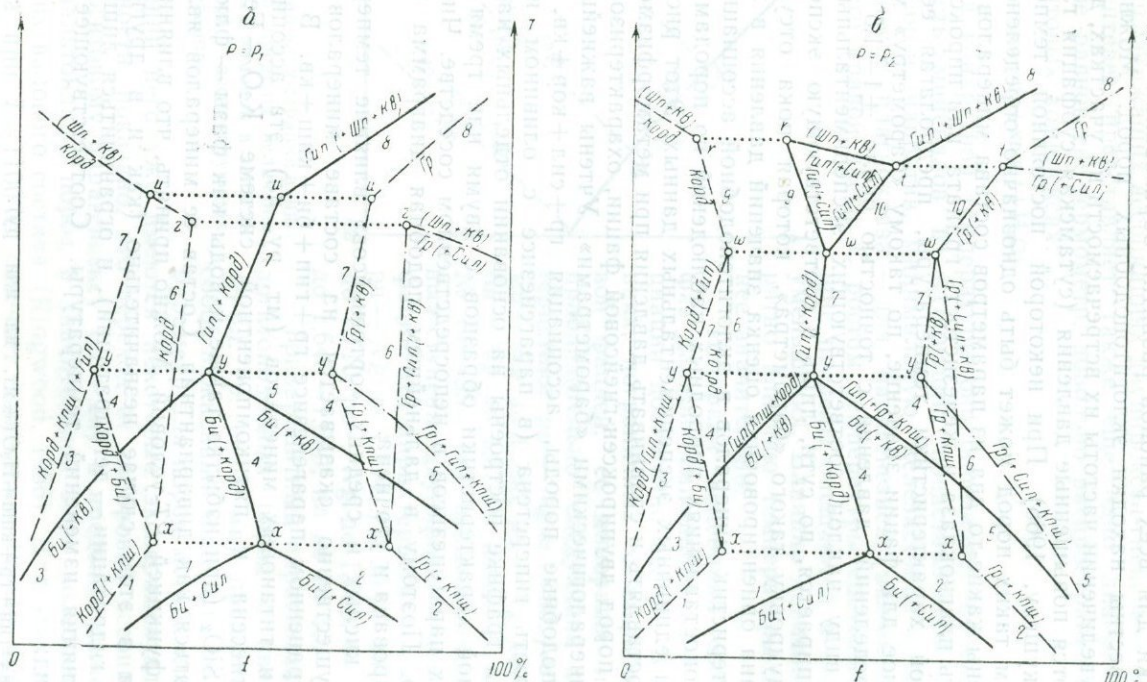


Повышение температуры сопровождается сокращением поля состава биотита в сторону уменьшения верхнего предела его железистости в кварцсодержащих породах. Параллельно снижается нижний предел железистости ассоциирующих гранатов и гиперстенов в гнейсах (в присутствии магнетита и титановых минералов).

Соответствующие предельные величины в условиях, пограничных с амфиболитовой фацией, следующие: би —  $f$  около 65—75%,  $N_g = 1,690-1,695$ ; гр —  $f = 80-85\%$ ,  $N = 1,805-1,810$ , гип —  $f \approx 70\%$ ,  $N_g = 1,758$ . На высокотемпературных ступенях они меняются: би —  $f$  около 40—45%,  $N_g = 1,635-1,640$ ; гр —  $f \approx 55\%$ ,  $N = 1,776-1,778$ ; гип —  $f = 35-40\%$ ,  $N_g = 1,716-1,720$ . Поскольку в предельной ассоциации биотит полностью насыщен и титаном, и окисным железом, то показатель его преломления является здесь предельным для данных условий по отношению к биотитам кварцсодержащих пород вообще. Поэтому в конкретных примерах наивысшие значения  $N_g$  биотитов из этих пород

Рис. 6. Схематическая иллюстрация влияния температуры на величины железистости минералов важнейших ассоциаций метapelитов и близки к ним пород (в системе  $K_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ )

*a* — при давлениях, отвечающих алданской субфации; *б* — при давлениях, отвечающих сугамской субфации. Сплошные линии соответствуют биотиту и гиперстenu, пунктир — кордиериту, штрих-пунктир — гранату; 1 — для ассоциации би + корд + кпш + кв + сил; 2 — би + сил + гр + кпш + кв; 3 — би + корд + гип + кпш + кв; 4 — би + гр + корд + кпш + кв; 5 — би + гр + гип + кпш + кв; 6 — гр + корд + сил + кпш + кв; 7 — гр + корд + гип + кпш + кв; 8 — гр + гип + шп + кпш + кв; 9 — гип + корд + сил + кпш + кв; 10 — гр + гип + сил + кпш + кв. Точки отвечают 6-минеральным парагенезисам: *x* — гр + корд + би + корд + кпш + кв; *y* — гр + корд + би + гип + кпш + кв; *z* — гр + корд + сил + шп + кпш + кв; *u* — гр + корд + гип + шп + кпш + кв; *w* — гр + корд + сил + гип + кпш + кв; *l* — гр + гип + шп + сил + кпш + кв; *r* — корд + гип + шп + сил + кпш + кв



могут косвенно характеризовать температуры метаморфизма даже в отсутствие граната и гиперстена. Подобную косвенную характеристику можно получить и по минимальным величинам железистости ассоциирующих гранатов и гиперстенов из гнейсов.

В связи с метапелитами уже обсуждался вопрос о влиянии температуры на нижний предел величины железистости биотита. На рис. 6 представлены данные об обоих пределах, схематически иллюстрируя эти зависимости. Как видно из рисунка, до наибольших температур в кварцсодержащих породах устойчивы биотиты с промежуточной железистостью (около 40—45%). Более сложную зависимость на этот счет предполагает А. А. Маракушев (1965). Но его диаграммы в мало-железистой области базируются на единичных не вполне надежных анализах минералов. Данные же по средним составам высокотемпературных слюд подтверждают нашу точку зрения.

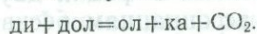
Пределные по температуре биотиты оказываются промежуточными также и по содержанию алюминия. При более низких температурах возможны биотиты как бедные, так и богатые глиноземом. Повышение температуры сопровождается также увеличением для слюд нижнего предела (и снижением верхнего предела) содержания титана (см. рис. 3) и, видимо, окисного железа, хотя в отношении последнего данные мало надежны из-за аналитических ошибок.

### Мраморы и некоторые редкие типы пород

В кварцсодержащих мраморах наиболее высокотемпературные ступени фации двупироксеновых гнейсов в сравнительно немногих случаях фиксируются появлением волластонита. Для системы  $\text{CaO—SiO}_2\text{—CO}_2$  соответствующая реакция  $\text{ка} + \text{кв} = \text{вол} + \text{CO}_2$  является моновариантной. На деле, как оказывается, волластонит в породах данной фации практически всегда сопровождается кальцитом и кварцем. При этом, как уже отмечалось, нет оснований рассматривать эти минералы в качестве регрессивных образований.

Видимо, наиболее существенной причиной этого является смешанный характер порового флюида метаморфических пород. Образование волластонита сопровождается постепенным повышением парциального давления  $\text{CO}_2$  во флюиде и поэтому соответствующее превращение растягивается на некоторый температурный интервал.

В бескварцевых мраморах влияние колебаний температур четче всего отражается в изменении состава минералов широко распространенной ассоциации:  $\text{ол} + \text{мп} + \text{ка} + \text{дол}$ . На ее примере устанавливается, что присутствие железа (хотя и в очень небольших количествах) существенно сказывается на минеральном составе мраморов. Данный четырехминеральный парагенезис для системы  $\text{CaO—MgO—FeO—SiO}_2\text{—CO}_2$  играет роль дивариантного равновесия, что хорошо согласуется с фактическим материалом по природным мраморам, так как данная ассоциация встречается весьма часто и обнаруживает заметные колебания железистости оливина и пироксена. Равновесие между ними имеет следующий вид:



Поскольку оливин обычно более железист, чем пироксен, следует ожидать, что повышение температуры, смещая равновесие в сторону оливина, должно сопровождаться уменьшением железистости обоих минералов. Судя по литературным материалам (Ушакова, 1960; Судовиков и др., 1962; Щербаков, 1963; Равич и др., 1965), интервал колебаний железистости в пределах двупироксен-гнейсовой фации составляет для данного равновесия у ол — от 10 до 25 мол. % ( $N_g$  от 1,670 до 1,720), у ди — примерно от 8—10 до 20% и более,  $N_p$  от 1,670 до

1,680—1,690. Такого интервала достаточно для того, чтобы фиксировать (особенно по оливину) некоторые различия в температурах минералообразования. Однако следует иметь в виду влияние на указанное равновесие также и различий в доле  $\text{CO}_2$  во флюиде, которое может затушевывать и искажать значения этого минерального парагенезиса как термометра.

Выше указывалось, что в пределах двупироксен-гнейсовой фации диопсид-доломитовая и форстеритовая ступени мраморов не обособляются, как иногда утверждают. Форстерит нередко появляется еще на высокотемпературной стадии амфиболитовой фации. Это, по-видимому, отвечает случаям с особенно низкими парциальными давлениями углекислоты.

Еще сомнительнее выделение гроссуляровой и безгроссуляровой ступеней, которые ранее предполагались Д. С. Коржинским (1940) как разграниченные равновесием  $\text{ка} + \text{ск} + \text{кв} = \text{грос} + \text{CO}_2$ . Такое равновесие не может рассматриваться как моновариантное в силу целого ряда осложняющих причин (постоянное присутствие натрового компонента в скаполите и андрадитового в гранате, возможность вхождения в скаполит, помимо карбонат-иона, также сульфат-иона и хлорид-иона). Не подтверждает обособления таких ступеней (субфаций) и обзор фактических материалов по мраморам амфиболитовой и двупироксен-гнейсовой фаций.

Возможности фиксирования колебаний температур в пределах рассматриваемой фации по другим, более многоминеральным парагенезисам мраморов (с участием роговой обманки, плагиоклаза и т. п.) пока совершенно не исследованы. Для косвенной характеристики давлений минеральные превращения в мраморах вообще неперспективны, поскольку реакции декарбонатизации, как и дегидратации в области высоких давлений, присущих региональному метаморфизму, почти не зависят от величины  $P$ .

В этом отношении большую пользу могут принести исследования минеральных парагенезисов некоторых редких типов пород. В первую очередь следует указать характерную минеральную ассоциацию эвлизитов —  $\text{ол} + \text{гип} + \text{кв}$ . Ею определяется максимально возможная при соответствующих условиях железистость для гиперстена вообще и минимальная для оливина в присутствии кварца. Эти характеристики минералов в значительной степени зависят от давления, повышение которого расширяет поле состава для гиперстена и сужает для оливина. Экспериментально показано, что, начиная с давлений около 15 кбар, вместо фаялита с кварцем становится устойчивым чисто железистый гиперстен — ортоферросилит. Для двупироксен-гнейсовой фации описаны находки данного парагенезиса с железистостью для гиперстена в интервале от 73 до 92%, а для оливина, соответственно, от 80 до 95% (Равич и др., 1965; Бондаренко, Дагелайский, 1968; Ушакова, 1960). Примерное соотношение показаний этого «барометра» и других (по гранат-кордиеритовым и эклогитоподобным породам) показано на рис. 2.

Повышенные давления могут быть зафиксированы в фации двупироксеновых гнейсов по некоторым минеральным ассоциациям бескварцевых, недосыщенных кремнеземом глиноземистых пород, также представляющих относительную редкость, но тем не менее отмечающихся для большинства важнейших районов развития двупироксеновых гнейсов.

При умеренных давлениях для этих пород наиболее характерна ассоциация  $\text{сил} + \text{корд} + \text{шп}$ , которая при повышенных давлениях вытесняется парагенезисами  $\text{гр} + \text{кор}$  или  $\text{сапф}$ , а в отдельных случаях ассоциацией  $\text{гип} + \text{сапф}$ . Появление того или иного из перечисленных минеральных парагенезисов зависит от температуры. Эти соотношения

отражены на рис. 7, где схематически показано взаимное положение  $PT$ -линий важнейших минеральных равновесий для недосыщенной кремнеземом части системы  $\text{FeO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$  в температурном интервале, соответствующем фации двупироксеновых гнейсов и верхним ступеням амфиболитовой фации. Появление ассоциаций  $\text{гр+кор}$ ,  $\text{гр+сапф}$ ,  $\text{гип+сапф}$  отвечает давлениям, близким по величине тем, которые характеризуют область устойчивости гиперстена с силлиманитом в кварцсодержащих породах («сутамская субфация глубинности», по Маракушеву, 1965). Эти ассоциации известны в ряде районов: Ана-

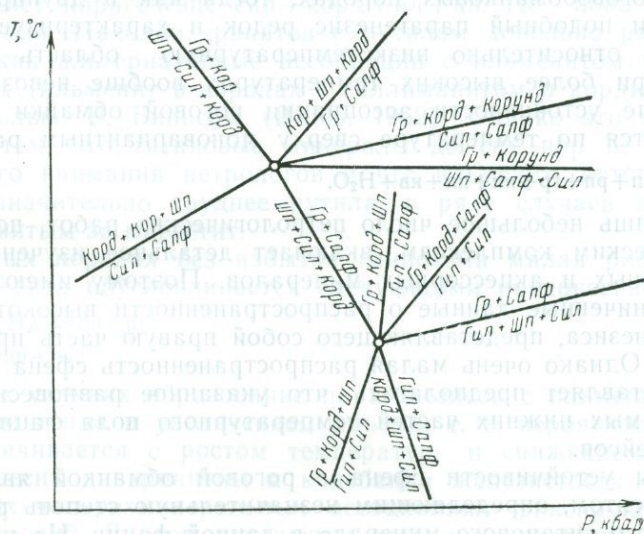


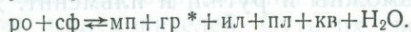
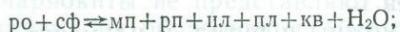
Рис. 7. Зависимость минеральных парагенезисов недосыщенных кремнеземом пород от  $PT$ -условий (для системы  $\text{MgO—FeO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ )

барский и Алданский щиты, Енисейский кряж, Приазовье, Индия, Цейлон, Гренландия, Австралия и др. (Лутц, Копанева, 1968; Чекирда, Энтин, 1969; Горошников, Шрубович, 1963; Hudson, Wilson, 1966; Coomaraswamy, 1903; Ramberg, 1948<sub>3</sub> и др.).

Одна из самых распространенных ассоциаций бескварцевых глиноземистых пород  $\text{гр+сил+корд+шп}$  может использоваться в качестве «барометра» после соответствующей «градуировки». Повышение давления в этом равновесии вызывает постепенное вытеснение шпинели и кордиерита гранатом и силлиманитом с параллельным увеличением железистости минералов.

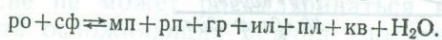
### Влияние внешних условий на устойчивость парагенезисов с титановыми минералами

Фация двупироксеновых гнейсов характеризуется почти полным вытеснением сфена ильменитом даже в обогащенных кальцием основных породах. Распространение сфена лимитируется главным образом следующими равновесиями:



\* Гранат в этом случае железистый и с высоким содержанием кальциевого компонента (20% и более).

Оба эти равновесия дивариантны в системе из восьми компонентов ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ). При постоянных *PT*-условиях они ограничивают пределы величины железистости роговых обманок, устойчивых со сфеном, соответственно, — снизу (первое равновесие) и сверху (второе равновесие). С повышением температуры для роговых обманок, возможных со сфеном, интервал железистости сужается как за счет снижения верхнего предела, так и за счет повышения нижнего предела. В амфиболитовой фации и на более низкотемпературных ступенях сфен весьма широко распространен в разнообразных роговообманковых породах, тогда как в двупироксен-гнейсовой фации подобный парагенезис редок и характеризует, по-видимому, лишь относительно низкотемпературную область *PT*-условий фации, а при более высоких температурах вообще невозможен, поскольку поле устойчивости ассоциации роговой обманки со сфеном ограничивается по температуре сверху моновариантным равновесием:



Пока лишь небольшое число петрологических работ, посвященных метаморфическим комплексам, включает детальное изучение и диагностики рудных и аксессуарных минералов. Поэтому имеются относительно ограниченные данные о распространенности высокотемпературного парагенезиса, представляющего собой правую часть приведенного равновесия. Однако очень малая распространенность сфена в основных породах заставляет предполагать, что указанное равновесие отвечает одной из самых нижних частей температурного поля фации двупироксеновых гнейсов.

Пределы устойчивости сфена с роговой обманкой являются основным моментом, определяющим незначительную степень распространенности этого титанового минерала в данной фации. Но и для пород без роговой обманки в этих условиях присутствие сфена является маловероятным. Д. С. Коржинский (1944) отмечал, что при избытке глинозема в виде силлиманита, кордиерита или пиральспитового граната \* сфен всегда сменяется рутилом.

Повышение температур, особенно в пределах *PT*-поля фации двупироксеновых гнейсов, ведет к расширению круга пород, характеризующихся избытком глинозема, главным образом за счет сокращения возможных пределов содержания глинозема в биотите. Поле составов биотита постепенно уменьшается, что сопровождается появлением минералов с избытком глинозема (силлиманит и др.) во все большем числе пород. Соответственно, сокращается и вероятность присутствия сфена.

Д. С. Коржинским (1944) установлено также, что сфен, как и рутил, невозможен в присутствии фаялита: вместо ассоциаций  $fa + sf$  и  $fa + ru$  устойчивы, соответственно,  $il + геденбергит$  и  $il + kv$ . Лишь в карбонатных породах (главным образом кварцсодержащих) сфен устойчив, по-видимому, в пределах всего *PT*-поля фации двупироксеновых гнейсов. Находки его в мраморах довольно распространены. Возможное вытеснение сфена рутилом по реакции типа  $sf + \text{CO}_2 \rightarrow ru + kv + ka$ , если и осуществляется, то только при более низких температурах. В рассматриваемой фации рутил не отмечался в кварцсодержащих мраморах. Напротив, в карбонатных породах с явными признаками недосыщенности в отношении  $\text{SiO}_2$  рутил указывается многократно, тогда как сфен здесь неизвестен.

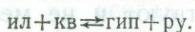
В породах, бедных кальцием, возможны и рутил, и ильменит. Для

\* Это, однако, не относится к алмандиновым гранатам с высоким содержанием кальциевого компонента, с которыми сфен может быть устойчив (Хлестов, Ушакова, 1963, 1965).

метапелитов и кислых полевошпатовых пород более характерен рутил.

В кварцсодержащих метапелитах, например, отсутствие ильменита обуславливается возможностью его реакции с глиноземистыми минералами (силлиманит, кордиерит). Ильменит, если и появляется в метапелитах, то лишь при понижении температур и давлений. При этом он с силлиманитом должен в первую очередь образоваться в наиболее железистых метапелитах, а с кордиеритом — в наименее железистых. При дальнейшем изменении внешних условий можно даже ожидать, что с рутилом станут неустойчивы гранаты любой железистости: за их счет возникает парагенезис сил+корд+ил+кв. Но пока это лишь предположения. Находки гранатов с рутилом довольно распространены, тогда как альтернативные ассоциации с ильменитом нигде почти не отмечены (ильменит в породах с силлиманитом и кордиеритом указывается только Р. Биннсом (Binns, 1962)). Однако это может быть связано с тем, что титановые минералы до сих пор не привлекали специального внимания петрологов и что ильменит, который диагностируется значительно труднее рутила, в ряде случаев пропускался, будучи принятым за магнетит.

В кислых породах без избытка глинозема малая распространенность ильменита обуславливается следующими равновесиями:



В обоих случаях образование парагенезисов с ильменитом идет с поглощением тепла и увеличением объема, т. е. вероятность их появления увеличивается с ростом температур и снижением давления. Оба равновесия дивариантны и колебания железистости фаз в соответствующих четырехминеральных ассоциациях фиксируют изменение внешних условий. В этом отношении особенно интересно второе равновесие. Известны минеральные ассоциации, отвечающие как левой, так и правой его частям. Верхний предел железистости гиперстенов, устойчивых с рутилом, может быть в дальнейшем использован для оценки *PT*-параметров.

## § 6. «ПРОБЛЕМА ЧАРНОКИТОВ» И ДРУГИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

В мировой геологической литературе, посвященной петрологии древнейших кристаллических толщ, в последние десятилетия особенно оживленно обсуждался ряд вопросов, связанных с происхождением и геологическим положением пород чарнокитовых серий. Здесь с самого начала возникли и параллельно существовали две совершенно противоположные точки зрения. Согласно одной из них, чарнокиты имеют магматический генезис, согласно другой — они являются метаморфогенными образованиями. Сторонниками каждой из этих точек зрения описывались многочисленные примеры проявлений чарнокитов, во многих случаях достаточно убедительно свидетельствующие либо в пользу одного, либо в пользу другого способа их возникновения.

Обзоры дискуссии по этому вопросу можно найти в работах К. Парраса (Parras, 1958) и С. Пичамуту (Pichamuthu, 1953), а также в более поздней сводке Р. Хауи (Howie, 1964). Последний по существу, подводя окончательный итог дискуссии, формулирует вывод о том, что чарнокиты не представляют собой группы пород, единой в смысле механизма их образования. Подобные мысли высказывались и раньше рядом исследователей. Суть их сводится к тому, что все характерные признаки (минералогические и петрографические), по которым чарнокиты выделяются как самостоятельная группа пород, обусловлены лишь особенностью физико-химических параметров при их образовании

(высокая температура, пониженная активность воды, определенный валовой состав природных систем). В то же время различия конкретных механизмов их формирования (кристаллизация из расплава или перекристаллизация в твердом состоянии) практически не отражаются на минералогическом и петрографическом облике пород. Это связано с тем, что в глубинных условиях, отвечающих двупироксен-гнейсовой фации, кристаллизация магм идет гораздо медленнее, чем в более высоких структурных этажах, поскольку темпы охлаждения здесь также намного ниже. Поэтому не проявляются кинетические факторы, различающие кристаллизацию расплавов и перекристаллизацию в твердом состоянии (зональность ранних кристаллических выделений и т. п.). Медленность охлаждения обуславливает также широкие возможности «постмагматической» перекристаллизации пород.

Заключение о механизме образования какого-либо конкретного тела чарнокитов может быть сделано лишь на основе анализа его пространственных взаимоотношений с окружающими породами, но не по минералого-петрографическим особенностям самих чарнокитов.

Имеется много вполне достоверных случаев магматической кристаллизации чарнокитов. Это относится главным образом к наиболее кислым их разновидностям — так называемым гиперстеновым гранитам (встречающимся как в составе чарнокитовых формаций, так и среди более молодых образований). В то же время существуют и не менее очевидные примеры нахождения маломощных (и обширных в плане) пластовых тел пород чарнокитового облика, согласно залегающих среди толщ, несомненно имеющих первичноосадочную или осадочно-вулканоогенную природу. В большинстве же случаев вообще нельзя сделать однозначного заключения о механизме образования чарнокитов. Даже тогда, когда их тела отчетливо прорывают окружающие породы, часто невозможно решить, имеем ли мы дело с интрузией, происходившей в метаморфическую (либо послеметаморфическую) стадию, или это результат перекристаллизации тела более древних «рядовых» интрузивных пород дометаморфического этапа.

Присутствие расплава в одних случаях и его отсутствие — в других не связаны со значительными различиями физико-химических условий образования отдельных тел чарнокитов, а обуславливается в первую очередь колебаниями валового состава, а также относительно небольшими колебаниями температур и активности воды. Можно говорить об изофациальности образования всех чарнокитовых пород.

Более существенными могут быть различия в физико-химических условиях образования толщ, вмещающих чарнокиты и родственные им породы. Типичные чарнокитовые серии располагаются среди изофациального с ними окружения. Но известны также и гиперстеновые граниты сходного состава, внедренные в гораздо более низкотемпературные образования, и даже их гипабиссальные аналоги — гриммаиты (Ebert, 1968), имеющие отчетливо выраженный порфиновый облик, но сохраняющие характерный для чарнокитовых пород набор минералов: два пироксена, плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит и в меньшей степени роговая обманка. И для тех, и для других часто характерны явления контактового воздействия на вмещающие толщи.

Вводя термин «чарнокит», Т. Холланд (Holland, 1900) первоначально предполагал его употребление лишь по отношению к типичным сериям древнейших пород, ассоциирующих с другими глубинными высокотемпературными образованиями. Сейчас этот термин получил более свободное толкование применительно ко всем гиперстен-полевошпатовым породам вообще (Subramaniam, 1959).

Хотя этот вопрос, как и прочие чисто терминологические разногласия, не имеет большого принципиального значения, нам представляется нецелесообразным объединение под одним названием пород,

так резко размягчающихся по геологическому положению. Имеет смысл различать собственно чарнокитовые формации высокотемпературных комплексов древнейших щитов и гиперстеновые граниты типичного интрузивного характера; таким образом, мы возвращаемся к первоначальному смыслу термина «чарнокит».

В последние годы в работах некоторых советских и индийских геологов большое внимание уделяется явлениям метасоматоза при образовании чарнокитовых пород. В ряде случаев предполагается, что при этом большую роль могут играть процессы метасоматической гранитизации, иногда приводящие, по мнению некоторых авторов, к существенному изменению валового состава мощных толщ и на обширных площадях (например, Айнберг, 1959; Наливкина, 1964; Равич, 1967). Такая точка зрения относится к числу наиболее дискуссионных и трудно доказуемых. С общих позиций почти неразрешимыми представляются проблемы источников и механизмов переноса таких значительных масс вещества. Геологические и петрографические наблюдения, приводимые в качестве доказательств явлений метасоматической гранитизации, далеко не однозначны по своему возможному толкованию. Большинство из них с равным успехом может быть объяснено частичным плавлением пород и связанным с этим локальным перемещением масс вещества (расплава и отдельных блоков пород). Кроме того, не всегда ясно, необходимо ли предполагать какой-либо привнос—вынос компонентов в региональном плане.

В этом отношении весьма показательны данные Е. А. Кулиша (1968), который рассчитал средний состав толщи для обширного участка Алданского щита, включающего комплекс разнообразных пород, — от метабазитов и мраморов до кварцитов (при расчете учитывалась относительная доля каждой из разновидностей пород в общем разрезе). Средний состав толщи оказался близок к граниту — гранодиориту. Это показывает, что и без регионального привноса—выноса компонентов метасоматическое взаимодействие различных по составу пород в условиях высокотемпературного метаморфизма, усиливающегося за счет частичного их переплавления, должно для такой толщи вести в конечном счете к образованию больших масс пород, близких по составу к гранитам.

Д. С. Коржинский (1961<sub>2</sub>) увеличение роли гиперстена в полевошпатовых ассоциациях чарнокитовых серий за счет биотита объясняет повышением активности  $K_2O$ , т. е. предполагает существенный привнос лишь одного калия. Такое предположение естественно, если считать, что «чарнокитизация» биотитовых пород происходит в изотермических условиях\*. Но возможно и объяснение увеличения роли гиперстена без всякого изменения общего содержания калия в породах за счет простой дегидратации, связанной с повышением температуры и уменьшением активности воды. Это предположение выглядит более приемлемым, если учесть, что обычно параллельно с явлениями «чарнокитизации» наблюдается также и увеличение роли граната за счет биотита. Как показано В. П. Костюком (1955), этот процесс в изотермических условиях может быть связан лишь с понижением активности калия, т. е. он не совместим с «чарнокитизацией». В то же время его, как и увеличение роли гиперстена, нетрудно объяснить простой дегидратацией на прогрессивной стадии метаморфизма. Таким образом, региональные масштабы привноса даже для одного из наиболее подвижных компонентов — калия, представляются здесь весьма проблематичными, тем более, что пока нет достоверных статистических

\* Зависимость равновесия гиперстена и биотита (в присутствии калишпата) от химического потенциала калия впервые рассмотрена В. С. Соболевым (1949) в связи с вопросом о гиперстеновых гранитах.

сопоставлений составов для чарнокитов и «рядовых» пород гранитоидных серий.

Важной и интересной проблемой является относительно малая роль явлений частичного плавления пород, наблюдаемых в условиях двупироксен-гнейсовой фации, по сравнению с амфиболитовой фацией (фацией биотит-силлиманитовых гнейсов). На первый взгляд это кажется почти парадоксальным, если принять во внимание более высокие температуры, характерные для фации двупироксеновых гнейсов. Тем не менее, геологически весьма четко фиксируется, что подавляющая масса мигматитов, анатектических гранитов и подобных им образова-

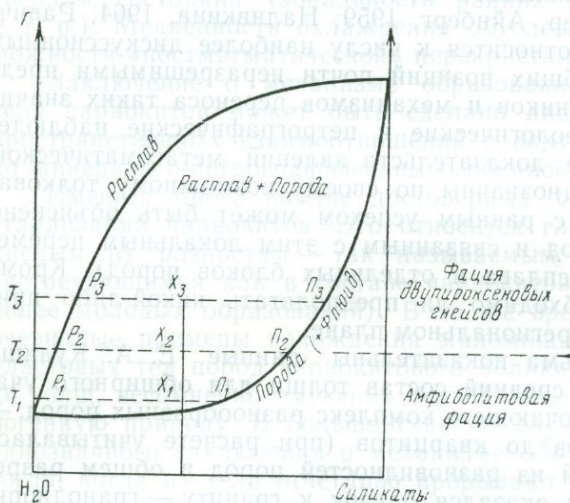


Рис. 8. Схематическая иллюстрация изменений соотношения анатектический расплав — твердая порода в зависимости от температуры (для систем с ограниченным содержанием воды)

ний тяготеет именно к амфиболитовой фации. Объяснение этому можно искать во влиянии двух факторов: различия средних валовых составов пород этих фаций и различия в составах их поровых флюидов. Не исключено, что в составе толщ амфиболитовой фации несколько большую роль играют породы, близкие к «эвтектическим», хотя такого рода статистические сопоставления почти не проводились. Но не приходится думать, что подобные различия настолько велики, что решают проблему. Как показывают экспериментальные работы, в присутствии богатых водой флюидов интервал от точки «эвтектики» до температуры полного переплавления обычных гранитоидных пород составляет не более 50—100°С, т. е. значительно уступает температурному интервалу указанных двух фаций (в сумме не менее 300°С). Следовательно, если даже принять, что в амфиболитовой фации все расплавы имеют составы, близкие к эвтектическим, то для двупироксен-гнейсовых комплексов при тех же условиях (при том же характере поровых флюидов) приходится ожидать переплавления пород, уже весьма далеких по составу от эвтектики и существенного увеличения общей массы расплавов. Фактически же среди всех двупироксен-гнейсовых толщ можно наблюдать лейкократовые гнейсы и гранулиты, которые по валовому составу лишь незначительно отличаются от гранитоидов, но не несут вообще никаких следов переплавления.

Более существенным может быть влияние колебаний составов поровых флюидов. Как можно судить по экспериментам, при давлениях, отвечающих региональному метаморфизму, различия между температурами плавления в сухих условиях и в присутствии богатых водой флюидов могут составлять до 400—500°С и больше. На прогрессивной стадии метаморфизма с достижением условий амфиболитовой фации большая часть воды из поровых флюидов переходит в образующиеся анатектические расплавы и дальнейший метаморфизм идет в условиях все более понижающихся активностей воды (со снижением доли воды в поровом флюиде). Это резко сокращает темпы образования новых, дополнительных масс расплава. Рис. 8 схематически иллюстрирует

эти соотношения. В условиях двупироксен-гнейсовой фации повышение температуры на некоторую величину приводит к гораздо меньшему приросту доли расплава, чем то же изменение температуры в условиях амфиболитовой фации.

Очевидно, если нет существенных перемещений расплава, то в ходе развития прогрессивного метаморфизма доля расплавов для каждой конкретной толщи все же должна несколько повышаться с переходом от амфиболитовой к двупироксен-гнейсовой фации. Фактически же наблюдаемые соотношения обратны и выражены вполне отчетливо. Приходится предполагать, что в тех участках, где анатектические расплавы не удалены в более высокие структурные этажи, минералого-петрографические характеристики метаморфических пород фиксируют не максимальные температуры метаморфизма, а температуры, фактически отвечающие полной кристаллизации оставшихся расплавов. Это легко объяснить, если учесть, что, кристаллизуясь, магмы отделяют воду, обеспечивающую регрессивный метаморфизм на этих этапах. В глубинных условиях трудно предполагать высокие температуры охлаждения и при соответствующих довольно больших температурах, по-видимому, достаточно времени для протекания необходимых реакций.

Если анатектические расплавы удалены частично, то температура полной кристаллизации их оставшихся масс на регрессивной стадии должна быть несколько выше, чем температура начала плавления при прогрессивном метаморфизме. Это связано с тем, что регрессивные процессы в окружающих толщах в этом случае ведут к более быстрому снижению содержания воды в магме. Соответствующие различия температур повышаются, если удалена большая часть расплава, но зависят также и от состава вмещающих толщ — от масштабов поглощения ими воды на соответствующих регрессивных этапах.

В региональном плане пространственное распределение степени удаления анатектических расплавов и связанной с этим степени диафтореза может иметь очень сложную картину: одни участки практически не содержат остатков расплава и следов регрессивных явлений, другие сохраняют их почти полностью и совершенно не фиксируют самых высокотемпературных этапов метаморфизма.

Можно привести геологические примеры, подтверждающие это как в региональных масштабах, так и локально. Очень ярко проявилось это в районе лапландских гранулитов, описанных П. Эскола (Eskola, 1952). Среди участков пород двупироксен-гнейсовой фации практически нет гранитоидных тел, тогда как в областях, непосредственно их окружающих и содержащих большие массы гранитов, фиксируются условия амфиболитовой фации.

Наглядны в этом отношении и локальные проявления такого рода. Даже на ограниченных участках для гнейсов, содержащих гранат, кордиерит, силлиманит ( $\pm$ биотит), замечено повышение железистости минералов непосредственно вблизи пегматоидных жил анатектического характера (Лавренко, 1957; Хлестов, Ушакова, 1965). При этом отчетливы факты развития кордиерита по силлиманиту и гранату. Как показано в § 20, состав минералов в этой ассоциации является однозначной функцией *PT*-условий, и смещение равновесия в эту сторону свидетельствует о понижении температуры\*.

Можно даже предполагать, что значительная часть из тех толщ амфиболитовой фации, которые слагают на платформах обширные

\* Ранее допускалась обратная трактовка, что было связано с тем, что не учитывали роль воды в кордиеритах (Лепезин, 1969).

территории (гранито-гнейсовые и мигматитовые комплексы Украинско-Балтийского и других щитов), в ходе прогрессивного этапа метаморфизма достигала *PT*-условий фации двупироксеновых гнейсов, но на регрессивной стадии вновь перекристаллизовывалась в породы амфиболитовой фации именно за счет влияния неудаленных анатектических расплавов. Фиксируемый нередко диафорез амфиболитовой фации по гранулитовым образованиям отнюдь не всегда свидетельствует о двух различных фазах метаморфизма, а может быть проявлением двух стадий (прогрессивной и регрессивной) единого метаморфического процесса.

Важно отметить, что в тех случаях, когда в результате метаморфизма происходит выделение флюидов, то температура и давление в этот период могут быть достаточно высокими, что приводит к образованию флюидов, способных к перемещению. В таких условиях происходит выделение флюидов, которые могут быть использованы для изучения геологической истории территории.

Не исключено, что в некоторых случаях метаморфизм может происходить в условиях, когда температура и давление достаточно высоки, что приводит к образованию флюидов, способных к перемещению. В таких условиях происходит выделение флюидов, которые могут быть использованы для изучения геологической истории территории.

В результате метаморфизма происходит выделение флюидов, которые могут быть использованы для изучения геологической истории территории. В таких условиях происходит выделение флюидов, которые могут быть использованы для изучения геологической истории территории.

Важно отметить, что в некоторых случаях метаморфизм может происходить в условиях, когда температура и давление достаточно высоки, что приводит к образованию флюидов, способных к перемещению. В таких условиях происходит выделение флюидов, которые могут быть использованы для изучения геологической истории территории.

В результате метаморфизма происходит выделение флюидов, которые могут быть использованы для изучения геологической истории территории. В таких условиях происходит выделение флюидов, которые могут быть использованы для изучения геологической истории территории.

## Глава II

### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР ОСНОВНЫХ РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ ПОРОД ФАЦИИ ДВУПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ

Породы данной фации известны на всех материках земного шара. Мы располагаем здесь сводные описания в следующем порядке: Европа, Америка, Азия, Африка, Австралия, Антарктида. Детальность имеющихся минералого-петрографических материалов для отдельных районов весьма неодинакова. Поэтому некоторым из больших регионов (Алданский, Анабарский, Балтийский, Украинский щиты, Индия) посвящены специальные разделы, тогда как обзор других дается в общей сводке по материкам в целом (Африка, Австралия и др.).

Обзорные материалы иллюстрируют и аргументируют все положения, сформулированные в предыдущей главе, и могут также служить основой новых обобщений. Мы стремились свести в этой главе одни лишь первичные фактические данные, по возможности избегая каких-либо конкретных трактовок, в отношении которых всегда возможен определенный элемент субъективности. Поэтому комментарии к обзорным материалам здесь минимальны.

#### § 7. БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Восточная часть территории Балтийского щита, входящая в состав СССР, включает три важнейшие геологические структуры: антиклинорную структуру Беломорского района и синклинорные области Кольского и Карельского районов. В пределах каждого из районов выделяется ряд структур меньшего порядка. Их простирание для Кольского и Беломорского районов преимущественно диагональное (с северо-запада на юго-восток), а южнее, в Карельском районе, меняется на субмеридиональное (Харитонов, 1958).

Высокотемпературные метаморфические образования наиболее широко распространены в Беломорской антиклинорной структуре, где практически отсутствуют толщи послепалеозойского возраста. При этом большая часть ее сложена породами фации дистеновых гнейсов (возможно, отчасти также амфиболитовой фации и фации дистеновых сланцев).

Образования фации двупироксеновых гнейсов развиты в двух частях Беломорской антиклинорной структуры: в Кандалакшско-Колвицком массиве и на ее северо-западе, за линией р. Явра и Нот-озера, где гранулитовый массив является продолжением гранулитов Лапландской зоны Финляндии.

Кандалакшско-Колвицкий массив, по данным З. А. Буревой, представляет собой дифференцированное тело с хорошо выраженной мелкой складчатостью и плейчатостью, придающими слоистому ком-

плексу основных пород большое сходство с перемятыми осадочными образованиями. Центральная часть массива сложена анортозитами и грубополосчатыми габбро-норитами, габбро и габбро-амфиболитами. В висячем и лежащем боках массива развиты также тонкополосчатые гранатовые габбро-нориты и гиперстеновые диориты.

Плагиоклаз основных пород представлен лабрадором — битовнитом (№ 54—80); в полосчатых габбро-норитах он иногда имеет обратную зональность с практически чисто анортитовой периферической зоной (№ 99). Гранат часто образует каемку вокруг гиперстеновых зерен. В участках, инъецированных субщелочными гранитами, основные породы почти полностью амфиболизируются; в ряде случаев при этом образуются породы чарнокитового типа со следующим составом: микроклин-микрпертит, кв, пл, гип, би, амф. В периферической зоне массива имеется пачка перемежающихся гранатовых и полевошпатовых амфиболитов, минеральная ассоциация которых (гр, ро, бурый би, пл № 30, микр, кв) указывает на температурные условия либо амфиболитовой, либо дистен-гнейсовой фаций.

В северо-западной части Беломорской антиклинорной структуры высокотемпературные образования представлены различными метабазитами и силлиманитовыми гранулитами (гранулитовая формация, непосредственно к северу от р. Явра и Нот-озера), а также различными гранат-биотитовыми гнейсами и гиперстеновыми гнейсо-диоритами (бассейн р. Лотты).

Собственно гранулиты играют здесь подчиненную роль, как и в гранулитовом массиве Лапландии. Их состав: гр (от 47 до 57% пир), андезин — лабрадор, микр, кв, ру, иногда силлиманит. На юго-восточном продолжении гранулитового массива (Сальные тундры) для аналогичных пород характерен дистен. Гранулиты образуют пластовые тела мощностью от 1—6 до 30 м, согласно перемежающиеся с различными гнейсо-диоритами, в том числе гиперстеновыми (гип+мп+олигоклаз — андезин±микроклин — пертит±кв) и гранатовыми (гр+гип+мп+рог+пл±кпш±кв). Биотит в них появляется только как вторичный минерал. Гиперстен имеет железистость 35—43%. Роговая обманка бурая, интенсивно плеохроирующая. Гранат содержит 47—58% пирропа. Еще более магнезиальные гранаты (57—63% пирропа) встречаются в основных и ультраосновных разностях ортопород: гранатовые габбро, лабрадориты и пироксениты. Состав граната из пироксенита следующий (%):  $Fe_2O_3$  — 4,68; FeO — 5,37; CaO — 9,48; MgO — 17,18; MnO — 0,35.

Породы гранулитового массива обычно датируются верхним архем. Площадь распространения образований фации двупироксеновых гнейсов Северо-Запада Беломорской зоны с севера, северо-востока и юга ограничивается узкими полосами нижнепротерозойских отложений, включающих породы фации дистеновых гнейсов. К юго-востоку от линии р. Явра—Нот-озеро\* гранулиты и ассоциирующие с ними породы отвечают несколько иной фациальной обстановке метаморфизма, что фиксируется появлением дистена и относительно более низкотемпературных ассоциаций: гр+ро+би (район Нявка-тундры; Судовиков, 1935).

В Кольской синклинойной структуре наиболее высокотемпературные образования развиты главным образом в ее осевой части — между р. Тулома и Лов-озером, где они слагают полосу северо-западного простирания шириной около 30—40 км. Среди них преобладают различные биотитовые и гранатовые гнейсы часто с силлиманитом и кордиеритом. Широкое распространение имеют также породы комплек-

\* Некоторыми исследователями предполагается существование крупного разлома по этой линии.

са гиперстеновых «диоритов», включающие образования типичного чарнокитового характера (Полканов, 1935, 1936; Куплетский, 1932). Важнейшие области их развития: район Чудзьявр, Пуарентьявр, Кол-озеро. Среди «диоритов» выделяются гиперстеновые, двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые разновидности. Плаггиоклаз по составу отвечает андезину (№ 28—37). Калишпат, как правило, в виде обособленных зерен не встречается, а присутствует только в качестве антипертитовых вростков в плаггиоклазе. В сопровождающих «диориты» породах норитового ряда (гнейсо-нориты) отмечается гранат. Гиперстеновые «диориты» образуют в основном согласные пластовые тела. Лишь в немногих случаях они имеют форму секущих даек. Часто с «диоритами» пространственно ассоциируют пироксен-магнетитовые сланцы и кварциты, что некоторые авторы рассматривают как свидетельство неинтрузивного происхождения части пород этого комплекса.

Известны, например, парачарнокиты в центральной части Кольского антиклинория, где комплекс архейских высокотемпературных образований представлен двумя стратифицированными толщами (глиноземистых и известковистых парагенезисов) и прорывающими их древнейшими гранитоидами и основными породами (Бондаренко, 1960, 1963, 1964).

Здесь в состав гнейсовых толщ входят породы кинцигитового типа, кислые гранулиты, биотит-гранатовые гнейсы, эвлизиты, известково-силикатные породы и чарнокиты. Ортопороды представлены преимущественно кислыми чарнокитами.

Важнейшие минеральные ассоциации следующие.

*Кинцигиты и кислые гранулиты:*

- 1) гр ( $f=62\%$ , CaO—0,78 вес.%) \* + корд + сил + би ( $f=35$  ат.%, TiO<sub>2</sub>—3,5 вес.%) + пл (№ 28) + кв + ру;
- 2) гр + сил + би + пл (№ 19—23) + кпш + кв + ру;
- 3) гр + корд ( $Ng=1,547-1,549$ ,  $Np=1,540-1,542$ ) + сил + пл (№ 29) + кпш + кв + ру.

*Чарнокиты:*

- 4) гр + гип + би + пл (№ 31—33) + кпш + кв ± шп (+рудный минерал);
- 5) ро + би + пл (№ 18) + микр + кв;
- 6) гип + мп + пл (№ 45) + кпш + кв.

*Эвлизиты:*

- 7) гр + гип (ортоферросилит:  $Ng$  до 1,781,  $f$  до 85%) + гед + ро + кв + мт;
- 8) гр ( $N=1,807$ ) + фаял ( $Ng=1,860$ ) + гед ( $Ng=1,754$ ) + кв;
- 9) ортоферросилит + гед + фаял + кв.

*Известково-силикатные породы:*

- 10) гр + гед + ск + ка + кв;
- 11) гед + ск + пл (№ 90) + кв + сфен;
- 12) гип + мп + гр + ро (зелено-бурая, TiO<sub>2</sub>=1,6—1,9 вес.%) + пл (№ 48—52).

Большинство пород в той или иной мере полосчаты за счет неравномерного распределения цветных минералов. В гранулитах кварц образует характерные линзовидные и ленточные выделения. В кварц-содержащих парагенезисах железистость гиперстена опускается иногда до 34—35 атом. % ( $Ng=1,711$ ); содержание глинозема доходит до 3,82 вес.%. В некоторых образцах гиперстенов (из эвлизитов) глинозем не обнаружен, хотя этот образец одновременно содержит и гранат.

Содержание TiO<sub>2</sub> в биотитах от 3,45 до 4,98 вес.%. Соотношение оптических характеристик сосуществующих гиперстенов и биотитов дается по трем образцам:

$Ng$ гиперстена	$Ng$ биотита	Ассоциация
1,711	1,645	Гип + би + пл + кпш + кв
1,725	1,649	Гип + би + пл + кв
1,736	1,660	Гип + би + пл + кпш + кв

\* Приведенные данные соответствуют образцу из тундры Волшпахк. Для горы Шошенкурбаш в ассоциации с силлиманитом и кварцем описаны гранаты с меньшей железистостью ( $f=56-57\%$ ,  $N=1,778$ ).

Две пары гиперстен—клинопироксен

<i>Ng</i> гиперстена	<i>Ng</i> клинопироксена	Ассоциация
1,721	1,720	Гр + гип + кпш + ро + пл
1,735	1,725	Гип + кпш + ро + гр

Три пары гранат—биотит

<i>N</i> граната	<i>Ng</i> биотита	Ассоциация
1,778—1,786	1,641	Гр + би + кпш + пл + кв
1,785—1,791	1,651	Гр + корд + силл + би + пл + кв
1,796	1,658	Гр + пл + би + кв

Железистость биотита в первом из образцов (по анализу) — 38 атом.%, содержание  $TiO_2$  — 3,75 вес.%. В ассоциации с кварцем отмечены и еще более магнезиальные биотиты ( $f=30$  и  $25\%$ ), но имеющие, видимо, за счет большего содержания  $TiO_2$  (4,98 и 4,78 вес. %), более высокие показатели преломления (1,649 и 1,645 соответственно).

На севере Финляндии (Лапландия) выходы гранулитов занимают площадь более 15 тыс. км<sup>2</sup> (т. е. в 30 раз больше, чем в Саксонии — классической области гранулитов) и образуют гигантскую дугу около 300 км длиной при ширине от 40 до 60 км (Eskola, 1952). В северной ее части субмеридионально простирающиеся гранулиты погружаются (район гор Гайса) под нижнепалеозойские отложения, а на юго-востоке они продолжают на советскую территорию.

Более низкотемпературные образования, окружающие область развития гранулитов, простираются вдоль границы этой области. Они в большинстве своем резко отличны по составу от гранулитов, и, как считает П. Эскола, являются более древними. В пограничной с СССР восточной части южного обрамления области гранулитов (к востоку от Корватунтури) отмечаются дистеновые и ставролитовые сланцы, сопровождающиеся многочисленными выходами гипербазитов и сагвандитов (рис. 9).

Состав гранулитов колеблется от кислых и обогащенных глиноземом пород до пород основного и ультраосновного ряда. Гиперстенсодержащие разности часто неотличимы от чарнокитов типичных чарнокитовых провинций. Текстурно гранулиты неоднородны; встречаются как массивные, так и сильно рассланцованные разновидности.

П. Эскола выделяет следующие типы гранулитов:

*Светлые лейкократовые гранулиты*, массивные или сланцевые. Биотит в них обычно отсутствует или содержится в очень малом количестве. Сланцеватость подчеркивается расположением кварцевых линз.

*Гранит-гранулиты* крупнокристаллические с гранатом и биотитом, часто также с кордиеритом. Иногда имеют мигматитовый облик с фрагментами темных более основных гранулитов.

*Норитовые и кварц-норитовые «гранулиты»*, часто лишенные граната, иногда содержат роговую обманку.

*Пироксен-диоритовые и гранодиоритовые «гранулиты»*, сходные с предыдущими, но обычно более мелкозернистые.

*Ультрабазитовые «гранулиты»* перидотитового или пироксенитового состава, образующие полосы и фрагменты в более кислых разностях.

Важнейшие парагенезисы лапландских гранулитов:

- гип+мп+би+пл+орт+мт;
- гип+мп+ро+би+пл+мт;
- гип+гр+пл+кв;
- гип+гр+би+пл;
- гип+ол+рог;
- гр+корд+би+сил+орт+пл+кв+мт+пирит;
- гр+сил+пл+орт+мт+гематит+ру;
- гр+корд+сил+пл+орт+мт+шп.

В самой северной части района отмечена редкая ассоциация: гип+ро+гр+сил+пл+кв+мт (дайкообразное тело среди гранулитов, переходящее в габбро с крупными кристаллами граната).

Составы пироп-альмандиновых гранатов варьируют в довольно широких пределах ( $N$  от 1,76 до 1,793). Из данных П. Эскола можно наметить некоторые закономерности пространственной приуроченности различных гранатов.

В северной части области гранулитов (в районе Кевуйоки) отмечен весьма богатый магнием гранат ( $f=54$  атом.%), ассоциирующий с гиперстеном ( $f=36\%$  при 8 вес. %  $Al_2O_3$  и  $Ng=1,716$ ), плагиоклазом и биотитом.

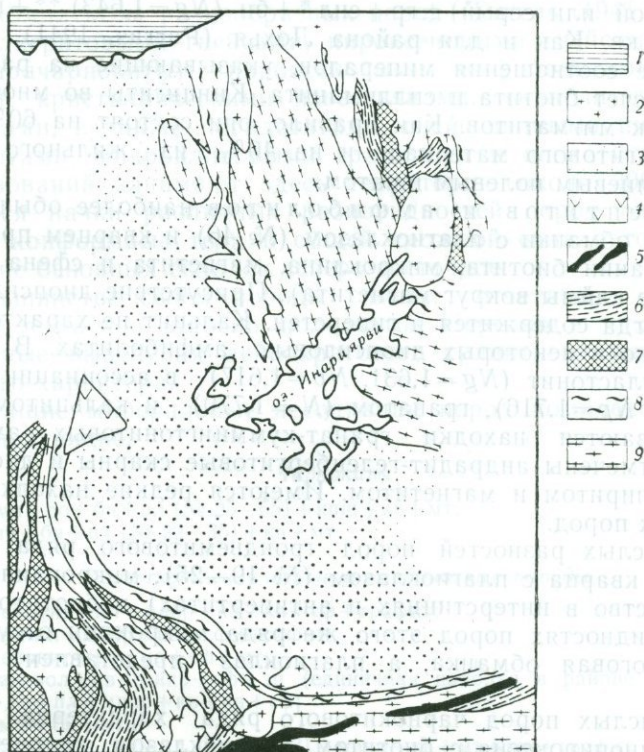


Рис. 9. Схема геологического строения гранулитовой области Лапландии (Eskola, 1952)

1 — каледониды; 2 — граниты; 3 — гранулитовая формация; 4 — анортозиты; 5 — кварциты; 6 — слюдяные сланцы; 7 — амфиболиты; 8 — мигматиты; 9 — гнейсо-граниты

В кварцсодержащих породах южной части области гранулитов (в районе Сотайоки) с гиперстеном ( $f=38\%$ ,  $Al_2O_3=4,51$  вес.%,  $Ng=1,721$ ) ассоциирует гранат железистостью около 58—60% ( $N=1,779$ ). Здесь же в районе Култала в ассоциации с силлиманитом и кварцем (без кордиерита) находятся гранаты с  $f \approx 64\%$  ( $N=1,787$ ), а в парагенезисе с силлиманитом, кордиеритом ( $f=27\%$ ,  $Ng=1,552$ ,  $2V=-77^\circ$ ) и кварцем (в районе Лаанила) их железистость еще выше —  $f \approx 68—70\%$  ( $N=1,791$ ). Несколько севернее (в районе Сотайенсуу) в той же ассоциации гранат имеет железистость около 62—63% ( $N=1,785$ ).

В районах Турку и Каланти (юго-западная Финляндия) комплекс древнейших высокотемпературных образований представлен парапородами (киндингиты), метавулканитами (лептиты и амфиболиты), а также ортопородами трондьемитового и чарнокитового рядов (Hietanen, 1943, 1947).

Более молодые посттектонические интрузивы включают диабазовые дайки, анортозиты и рапакиви (последние слагают два массива в северных и западных частях районов).

Породы древнейшего комплекса образуют более или менее конформные тела, хотя в деталях их соотношения часто отчетливо дискордантны. Общее простирание складчатых структур от субширотного до восток-северо-восточного; складчатость интенсивная, падения в крыльях складок крутые вплоть до вертикальных.

Кинцитигиты представлены многоминеральной ассоциацией: корд (голубой или серый)  $\pm$  гр + сил\* + би ( $Ng=1,643$ )\*\* + пл (№ 30—34) + микр + кв. Как и для района Лохья (Paggas, 1941), отмечаются реакционные соотношения минералов, указывающие на развитие кордиерита за счет биотита и силлиманита. Кинцитигиты во многих случаях имеют облик мигматитов. Как правило, они состоят на 60% из собственно кинцитигитового материала и на 40% из жильного материала, богатого калиевым полевым шпатом.

Для лептитов и амфиболитов наиболее обычна ассоциация роговой обманки с плагиоклазом (№ 46) и кварцем при подчиненном содержании биотита, микроклина, магнетита и сфена (последний часто в виде каймы вокруг магнетита). Присутствие диопсида довольно обычно, иногда содержится и гиперстен. Кальцит не характерен, содержится только в некоторых диопсидовых амфиболитах. В Питкялуото отмечен волластонит ( $Ng=1,631$ ,  $Np=1,617$ ) в ассоциации с салитом ( $Ng=1,736$ ,  $Np=1,716$ ), гранатом ( $N=1,770$ ) и кальцитом. В Римяттиля указываются находки гранат-куммингтонитовых амфиболитов. Здесь же отмечены андрадит-геденбергитовые скарны и диопсид-амфиболовые с пиритом и магнетитом. Имеются редкие находки скаполит-содержащих пород.

Для кислых разностей пород трондьемитового ряда характерна ассоциация кварца с плагиоклазом (№ 19—25), микроклином (небольшое количество в интерстициях и антипертитах) и биотитом. В основных разновидностях пород этого же ряда микроклин отсутствует, появляется роговая обманка, а плагиоклаз представлен битовнитом (№ 73).

Для кислых пород чарнокитового ряда характерна ассоциация орто- и клинопироксена с биотитом, плагиоклазом, кварцем и обычно небольшим количеством калишпата. В отдельных случаях отмечается дополнительный куммингтонит (вторичный?; калишпата при этом менее 1%, антипертиты). Куммингтонит ( $cNg=20^\circ$ ,  $2V=70^\circ$ ) и частично биотит развиваются по гиперстену. При этом образуются каймы и биотит-кварцевый «мирмекит». Иногда также устанавливается кайма гиперстена вокруг клинопироксена.

Для более основных пород обычна ассоциация двух пироксенов с бурой роговой обманкой, биотитом, плагиоклазом и кварцем. Во многих случаях роговая обманка частично замещает гиперстен и клинопироксен. Иногда появляется дополнительный куммингтонит (каймы вокруг гиперстена). Соотношения составов минералов в таком парагенезисе иллюстрируются для одного из образцов следующими оптическими данными минералов: гип —  $Ng=1,728$ ,  $Np=1,712$ ,  $2V=43^\circ$ ; ди —  $Ng=1,715$ ,  $Np=1,687$ ,  $2V=50^\circ$ ,  $cNg=42^\circ$ ; ро —  $Ng=1,676$ ,  $Np=1,656$ ; би —  $Ng=1,634$ .

Для гиперстена пород чарнокитового ряда характерно отсутствие плеохроизма. Содержание глинозема в одном из его образцов опре-

\* В одном случае вместе с силлиманитом встречен и кианит (Hietanen, 1947), но без детальной диагностики.

\*\* Из ассоциации без граната.

делено в 1,66 вес.%. Соотношение составов пироксенов по данным трех образцов следующее:

<i>Ng</i> гиперстена	1,728	1,734	1,738
<i>Ng</i> диопсида	1,715	1,718	1,720

Биотиты в кварцсодержащих парагенезисах имеют *Ng* от 1,634 до 1,660, а роговые обманки — *Ng* от 1,676 до 1,691 (в бескварцевых породах *Ng* до 1,659).

В районе Западного Уусимаа (~30—40 км к северо-западу от Хельсинки) высокотемпературные метаморфические образования представлены комплексом разнообразных пород (Parras, 1941, 1946, 1958): гранат-кордиеритовыми гнейсами, пироксеновыми гнейсами (кислые и средние парачарнокиты), пироксеновыми амфиболитами (основные чарнокиты), кристаллическими известняками, скаполит-диопсидовыми амфиболитами, а также перидотитами, гнейсовидными пироксеновыми гранодиоритами, микроклиновыми гранитами и пегматитами. Выходы этих образований занимают здесь территорию около 300 км<sup>2</sup>. Перебегающие пачки различных разновидностей пород слагают более или менее конформные тела в общей сложной складчатой структуре. Простираание основных складок северо-восточное.

В большинстве своем породы имеют отчетливо гнейсовидную текстуру и в разной степени полосчатые. Нередко в них содержатся жилообразные выделения лейкократового гранитного материала анатектического характера.

Важнейшие минеральные ассоциации пород комплекса Западного Уусимаа следующие.

#### Чарнокиты

- 1) гип+мп+ро+би+пл (№ 25—55) +кпш+кв+мт;
- 2) гр+гип+би+пл (№ 22—35) +кв+мт.

#### Известково-силикатные и карбонатные породы

- 3) ди+мейонит+пл+микр+ка+кв+сф+графит;
- 4) ди+би+пл+микр+ка+сф+графит;
- 5) ди+мейонит+ро+ка+сф+мт;
- 6) ди+ка+вол+кв+микр+сф+эп (единичная находка в районе Вихти);
- 7) гр+ди+пл+микр+кв+ка+сф;
- 8) ол+амф+би+мт;
- 9) гр+корд+би+сил+пл (№ 17—33) +микр+кв+мт+шп+графит.

Состав граната в породах комплекса Западного Уусимаа меняется в широких пределах (от 1,782 до 1,820). В трех приведенных анализах гранатов (во всех случаях из высокоглиноземистых пород) содержание СаО не превышает 1 вес. %.

Отмеченные К. Паррасом (Parras, 1958) изменения состава граната в кордиеритовой и силлиманит-кордиеритовой ассоциациях позволяют предположить неоднородность *PT*-условий при метаморфизме комплекса пород этого района. Наименее железистые гранаты высокоглиноземистых образований отмечены из периферических частей площади развития комплекса: 1) из района Нумми гранаты в парагенезисе с кордиеритом, силлиманитом и кварцем имеют  $N=1,797$ ; 2) из района Лохья гранаты из аналогичной ассоциации имеют  $N=1,800$ .

Железистость гранатов тех же парагенезисов заметно повышается в породах осевой части комплекса Западного Уусимаа: 1) в районе Хаапакула (Вихти) указаны гранаты с  $N=1,804$ , а в районе Саммати даже с  $N=1,820$ ; 2) в районе Ханмоо (Вихти) отмечен также гранат с  $N=1,815$  из ассоциации с кордиеритом и кварцем (но без силлиманита).

Состав ортопироксена колеблется в широких пределах (*Ng* от 1,720 до 1,748, железистость от 45 до 66—67%). Глинозем отсутствует в двух анализированных образцах гиперстенов из ассоциаций би+

+кпш+пл+кв и би+пл+кв; СаО в них содержится 1,05—1,12 вес.%. Степень плеохроизма не обнаруживает заметной связи с железистостью ортопироксена. В маложелезистых гиперстенах ( $f < 50\%$ ) можно отметить значительное усиление плеохроизма в образцах с бескварцевой ассоциацией. К. Паррас нашел, что степень плеохроизма гиперстена пропорциональна количеству субмикроскопических вrostков клинопироксена в нем, что несколько неожиданно.

Наименее железистый гиперстен из кварцсодержащей ассоциации (гип+би+пл+кв) имеет  $Ng=1,720$ ,  $Np=1,703$ ,  $-2V=45-51^\circ$  ( $f \approx 45\%$ ). В парагенезисе с клинопироксеном и кварцем (гип+мп+би+пл<sub>38</sub>+кв) наименее железистый гиперстен имеет  $Ng=1,737$ ,  $Np=1,720$ ,  $-2V=42-52^\circ$  ( $f \approx 58-59\%$ ). В отсутствие кварца с клинопироксеном ассоциируют и более магнезиальные гиперстены ( $Ng$  до 1,722,  $Np=1,705$ ).

Состав клинопироксена варьирует от салитов с железистостью порядка 15—20% ( $Ng=1,714$ ,  $Np=1,688$ ,  $+2V=55^\circ$ ,  $cNg=43^\circ$ ) до более высокожелезистых разностей ( $Ng=1,738$ ,  $Np=1,712$ ,  $+2V=58^\circ$ ,  $cNg=44^\circ$ ).

В двух приведенных К. Паррасом (Paragas, 1958) анализах клинопироксенов (из кальциевых гнейсов без ортопироксена) глинозем отсутствует.

Соотношения железистости сосуществующих пироксенов иллюстрируются оптическими данными по четырем парам:

Номер образца	$Ng$ гиперстена	$Ng$ клинопироксена	Ассоциация
12	1,737	1,698	Гип + ди + би + пл + кв
44	1,737	1,700	Гип + ди + ро + би + пл
46	1,731	1,696	Гип + ди + ро + пл
13	1,729	1,694	Гип + ди + би + пл + кв

Соотношения железистости гиперстена с одновременно присутствующим биотитом следующие:

Номер образца	$Ng$ гиперстена	$Ng$ биотита	Ассоциация
20	1,720	1,648	Гип + би + пл <sub>38</sub> + кв
43	1,722	1,665	Гип + би + ди + ро + пл <sub>65</sub>
17	1,728	1,664	Гип + би + пл <sub>40</sub> + кв
22	1,729	1,656	Гип + би + пл <sub>44</sub> + кв
13	1,729	1,651	Гип + би + ди + пл <sub>34</sub> + кв
7	1,733	1,660	Гип + би + пл <sub>35</sub> + кпш + кв
3	1,735	1,673	Гип + би + пл <sub>30</sub> + кв
19	1,735	1,653	Гип + би + пл <sub>40</sub> + кв
94	1,736	1,666	Гип + би + пл <sub>35</sub> + кпш + кв
12	1,737	1,663	Гип + би + ди + пл <sub>38</sub> + кв
44	1,737	1,664	Гип + би + ди + ро + пл <sub>65</sub>
77	1,737	1,662	Гип + би + пл <sub>30</sub> + кпш + кв
1	1,738	1,662	Гип + би + пл <sub>25</sub> + кпш + кв
24	1,740	1,664	Гип + би + ди + пл + кв
8	1,741	1,664	Гип + би + пл + кпш + кв
5	1,742	1,676	Гип + би + ро + пл
23	1,744	1,673	Гип + би + ро + пл + кв

Для биотитов установлено колебание  $Nm$  различных образцов от 1,644 до 1,676 (из кварцсодержащих парагенезисов). В ассоциации с роговой обманкой и кварцем отмечены только наиболее железистые биотиты ( $Nm$  от 1,673 до 1,676). В бескварцевом парагенезисе с роговой обманкой указываются биотиты и с меньшим показателем преломления ( $Nm$  до 1,664). Из ассоциации с силлиманитом приведены данные только по одному образцу, где  $Nm$  биотита равно 1,644 (ассоциация: би+силл+гр\*+корд+кпш+пл<sub>20</sub>+кв+мт+грф). В бессиллиманит-

\* Для граната  $N=1,797$ , СаО — 0,62 вес.%.  
 1958 год

товых парагенезисах с гранатом, кордиеритом, калишпатом и кварцем указываются биотиты с  $Nm$  до 1,661.

Для всех биотитов в шлифе характерны бурые или красно-бурые оттенки. Биотит из среднего чарнокита имеет следующий состав (вес. %):  $TiO_2$  — 5,0,  $Al_2O_3$  — 13,93,  $Fe_2O_3$  — 3,08,  $f=54\%$ ,  $Nm=1,673$ .

М. Оостер (Oosterom, 1963) среди метаморфических образований, вмещающих гипербазиты и расслоенные габбро на островах Стьерне, Сейлан и п-ове Эксфьорд (Северная Норвегия), описал породы чарнокитового типа (сиенит-гнейсы), ассоциирующие с различными основными метаморфитами («габбро-гнейсы», амфиболиты), мангеритами, кислыми гранулитами и известково-силикатными породами.

Преобладающими являются «габбро-гнейсы», состоящие из плагиоклаза (от № 35 до № 80), пироксенов, шпинели (иногда в виде симплектитовых сростаний с пироксенами), роговой обманки, рудных минералов и небольшой примеси биотита.

В амфиболитах главными составными частями являются плагиоклаз (№ 30—50) и роговая обманка, обычны также клинопироксен; в наиболее лейкократовых разновидностях иногда присутствует гранат ( $N=1,779$ — $1,788$ )\*, часто наблюдаемый в виде короны вокруг рудного минерала.

В составе «сиенит-гнейсов» преобладает антипертитовый полевой шпат примерно с равными количествами ортоклаза и плагиоклаза (№  $\approx 20$ ); в небольших количествах присутствуют моноклинный и ромбический пироксен (последний иногда в виде каймы вокруг моноклинного пироксена и рудных минералов), роговая обманка, биотит, рутил. Содержания  $Al_2O_3$  в клинопироксене от 3,0 до 7,7 вес. %.

Мангериты состоят из ортоклаза и олигоклаза — андезина (с преобладанием последнего), пироксенов, небольшого количества кварца; иногда присутствует также гранат. Главными минералами кислых гранулитов являются андезин, голубоватый кварц, гранат, биотит, часто встречается гиперстен, из аксессуарных возможны силлиманит и рутил. Иногда в довольно большом количестве присутствует ортоклаз. Такие породы имеют постепенные переходы к сиенит-гнейсам и, судя по геологическим соотношениям, слагают единую толщу с другими перечисленными разновидностями пород.

Карбонатно-силикатные породы, образующие линзы среди габбро-гнейсов и сиенит-гнейсов, состоят из кальцита и диоксида, скаполита, волластонита, граната ( $\sim$  с 80%grossуляра).

П. Квинселом (Quensel, 1951) в районе Варберга (западное побережье Швеции) описаны породы чарнокитового типа. Здесь они образуют серию разрозненных выходов общей площадью несколько квадратных километров и представлены основными и средними разновидностями. Пространственно с ними часто ассоциируют аплитовидные граниты.

Вмещающие породы относятся к формации железистых гнейсов Юго-Западной Швеции. В их составе преимущественно роговообманково-биотитовые (кв + микр = пертит + олигоклаз + би ± зеленая роговая обманка) и гранат-биотитовые гнейсы; во всех случаях много магнетита и циркона. На контакте с чарнокитами указывается появление гранат-биотит-роговообманковых разностей с микроклин-пертитом и плагиоклазом № 30 (кварц не упоминается, роговая обманка плеохроитует в сине-зеленых тонах,  $cNg=14^\circ$ ). Более редкие основные разновидности вмещающих пород: «диоритовые сланцы» и амфиболиты, которые различаются в основном лишь содержанием пироксена (по оптике дается  $f \approx 40\%$ ). В составе и тех, и других обычны плагиоклаз (№ 40), буровато-зеленая роговая обманка, бесцветный гранат. Для пород, бо-

\* По единичному анализу гранат имеет следующий состав (%): альмандин — 57,5, пирроп — 22,9, grossуляра — 18,7, спессартина — 0,9.

гатов гранатом, указывается наличие вокруг последнего двойных плагиоклаз-пироксеновых кайм, отделяющих гранат от роговой обманки (плагиоклаз контактирует с гранатом, пироксен — с амфиболом).

Для чарнокитов, как основных, так и средних, набор ассоциирующих минералов одинаков: гиперстен, клинопироксен, гранат, бурозеленый амфибол, биотит (обычно очень мало) и полевые шпаты (среди которых преобладает олигоклаз-андезин, а ортоклаз преимущественно отмечается в антипертитовых вростках). В заметном количестве присутствует также рудный минерал (титаномагнетит или гематит-ильменит).

Гиперстен основных чарнокитов сильно плеохроирует: его железистость около 35% ( $N_g=1,714$ ,  $N_p=1,699$ ,  $2V_{N_p}=58-60^\circ$ , погасание часто косое до  $12^\circ$ ). В средних чарнокитах гиперстен более железист ( $N_g$  от 1,745 до 1,761,  $N_p$  от 1,728 до 1,742,  $2V_{N_p}$  от 71 до  $65^\circ$ ) и значительно слабее плеохроирует. Клинопироксен основных чарнокитов имеет  $2V_{N_g}=59^\circ$ ,  $cN_g=42^\circ$ ,  $N_g=1,718$ ,  $N_p=1,692$ . Гранат средних чарнокитов (по анализу) содержит (%): 61,9 альмандина, 9,3 пироба, 7, спессартина и 21,8 Са-компонента.

Разновидности чарнокитов с роговой обманкой и без нее часто тесно перемежаются между собой. Между отдельными минералами нередко наблюдаются реакционные соотношения. Распространены каймы гиперстена вокруг клинопироксена. В средних чарнокитах, лишенных граната, отмечаются и обратные соотношения — оболочка диопсида вокруг гиперстена.

Для клинопироксена очень характерны пойкилитовые сростания с плагиоклазом. Гранат иногда обрастает зерна рудного минерала. В некоторых случаях наблюдаются мирмекиты.

Геологические соотношения средних и основных чарнокитов в отдельных местах имеют интрузивный характер: основные разновидности образуют дайкоподобные тела в средних. В ряде мест в них фиксируются и ксенолиты гнейсов. П. Квинсел склоняется в пользу гипотезы об одновременном образовании чарнокитов и вмещающих гнейсов при высокотемпературном метаморфизме осадочной толщи, интродуцированной средними и основными магматическими породами. Аплитовидные биотитовые (с редким гранатом) граниты, по его мнению, имеют более молодой возраст.

В Южной Норвегии высокотемпературные породы чарнокитового типа развиты в районе Арендаля и западнее — в Руголанне (Bugge, 1940, 1943; Tobi, 1965). В Арендале среди них описаны фаялитсодержащие мангериты: ол ( $2V=58^\circ$ ), гип, мп, би, полевой шпат (промежуточный между пертитом и антипертитом с плагиоклазом № 32), кв (Tourret, 1967). В Руголанне чарнокитовые мигматиты окружают комплексы анортозитов и массивы, сложенные породами от монцонитов до норитов (Larppin, 1966). К северу от Эгерсунского разлома чарнокитовые мигматиты сменяются комплексом образований типа кондалитов Индии (с альмандиновым гранатом). Для самих чарнокитов характерен парагенезис гиперстена с плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (мезопертит). В ассоциирующих породах встречаются силлиманит-корднеритовые парагенезисы. К востоку наблюдается снижение степени метаморфизма. В Телемарке породы метаморфизованы в амфиболитовой фации.

На о. Борнхольм (Дания) гиперстенсодержащие гранодиориты районов Рённе и Маегаард включают минеральную ассоциацию дупироксеновых гнейсов (ги + мп + ро + би + пл<sub>35-40</sub> + микр или орт + кв + титаномагнетит + сфен). Они занимают сравнительно небольшие площади среди биотит-роговообманковых гранитоидов и мигматитов (с более кислым плагиоклазом — до № 15—20). Предполагается, что часть

мигматитов образована при гранитизации пород типа таких гранодиоритов (Noe-Nygaard, 1963). Среди встречающихся здесь известково-силикатных пород (скарны) отмечаются гранат, диопсид, волластонит.

## § 8. УКРАИНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ШИТ

Наиболее высокотемпературные регионально-метаморфические образования фации двупироксеновых гнейсов широко развиты в пределах западной и юго-западной частей Украинского кристаллического щита (Подолія, Приднестровье, Среднее Побужье), а также на его восточном окончании — в Приазовье\*. Все они датируются нижним археем.

Простираения основных складчатых структур этих областей северо-западные. Слагающие их толщи имеют разнообразный состав. Во всех перечисленных районах значительное распространение имеют гранито-гнейсы и мигматиты (биотитовые, гранат-биотитовые, иногда с гиперстеном). Их первичный генезис достаточно проблематичен. Различные парароды (высокоглиноземистые гнейсы, мраморы, кварциты) наиболее широко развиты в Среднем Побужье (хашчевато-завальевский комплекс). В Подоліи и Приазовье подобные образования (тетерево-бугская свита) имеют несколько меньшее распространение. Для всех районов характерно присутствие типичных чарнокитов. Впервые они были отмечены здесь В. И. Лучицким и П. И. Лебедевым (1934) для Побужья и Подоліи и И. Г. Сагайдаком (1937) — для Приазовья. Последующие работы (Лебедев, 1939; Половинкина, 1931; Ткачук, 1940; Усенко, 1956) показали широкую распространенность чарнокитов в этих частях щита. Кроме чарнокитов, значительное распространение на Украинском кристаллическом щите имеют также типичные метабазиты — пироксен-плаггиоклазовые сланцы, иногда сохраняющие реликты офитовых структур.

### Подолія и Приднестровье

В районе г. Винница докембрийские образования представлены преимущественно гранат-биотитовыми и гиперстен-гранат-биотитовыми гнейсами массивными или мигматитового облика (Костюк, 1955). В подчиненных количествах присутствуют обогащенные глиноземом разновидности пород с силлиманитом и пироксен-амфиболовые плаггио-гнейсы, мраморы и известково-силикатные породы.

Наиболее распространены парагенезисы граната или гиперстена с биотитом, плаггиоклазом, калишпатом, кварцем и магнетитом. Основность плаггиоклаза соответствует № 28—40. Калишпат представлен почти исключительно ортоклазом, иногда он отсутствует.

Достаточно часты также ассоциации с большим числом минералов: а) гр ( $N=1,792-1,794$ ) + корд ( $Ng=1,548$ ,  $2V=+77-80^\circ$ ) + би ( $Ng=1,643$ ,  $f=47$  атом. %,  $TiO_2=1,40$  вес. %) + пл + орт + кв; б) гр ( $N=1,792-1,816$ ) + гип ( $Ng=1,718-1,735$ ) + би ( $Ng=1,640-1,658$ ) + пл + ор + кв.

Более редок парагенезис: гр ( $N=1,790$ ) + корд ( $Ng=1,542$ ,  $2V=+72^\circ$ ) + сил + шп (темно-зеленая) + пл + орт.

В большинстве случаев присутствует также графит и магнетит.

Отмечается единичная находка гиперстен-силлиманитового парагенезиса (Костюк, 1955; обр. 4/а): гр ( $N=1,792$ ) + гип ( $f=46$  атом. %,  $Al_2O_3=3$  вес. %,  $Ng=1,718$ ) \*\* + сил + корд + би ( $Ng=1,640$ ) + пл + орт + кв.

\* В центральной части Украинского кристаллического щита распространены относительно более низкотемпературные метаморфические образования преимущественно амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Лишь для средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела отмечено присутствие также и чарнокитов (Половинкина, Наливкина, 1964).

\*\* В трех анализированных образцах гиперстена из пород без корднерита содержание  $Al_2O_3$  составляет 0,31—1,4 вес. % (последняя цифра отвечает ассоциации с гранатом). При этом намечается снижение содержания  $Al_2O_3$  при повышении железистости гиперстена.

В двупироксеновых и пироксен-амфиболовых плагиогнейсах калишпат отсутствует, а плагиоклаз представлен основными разностями (вплоть до № 80). Обычны также биотит и кварц, хотя присутствуют не всегда. Роговая обманка представлена густо-зелеными (в шлифе) разновидностями, иногда буроватыми; *Ng* ее для кварцсодержащих пород колеблется от 1,664 до 1,678, в бескварцевых парагенезисах иногда поднимается до 1,687.

Соотношение составов пироксенов и роговой обманки иллюстрируется их оптическими данными по ряду образцов:

<i>Ng</i> гиперстена	<i>Ng</i> диопсида	<i>Np</i> диопсида	<i>Ng</i> роговой обманки	Номер плагиоклаза
1,712	1,709	1,684	—	80
1,717	1,710	1,686	—	80
1,718	1,713	1,686	—	60
1,721	1,712	1,683	—	—
1,721	1,713	1,686	—	56
1,721	1,717	1,694	—	80
1,723	1,712	1,684	—	60
1,725	1,717	1,692	—	—
1,729	1,716	1,692	1,688	—
1,688	—	—	1,677	51
1,709	—	—	—	—
1,709	—	—	—	—
1,710	1,712	1,687	1,664	75
1,711	—	—	1,684	58
1,713	1,709	1,686	1,685	56
1,715	1,708	1,682	1,676	51
1,718	1,715	1,690	1,686	53

Колебания состава гиперстена в кварцсодержащих парагенезисах отвечает интервалу значений *Ng* от 1,703 до 1,737, а в бескварцевых породах отмечаются и менее железистые разности (*Ng* до 1,688). У биотитов кварцсодержащих пород *Ng* меняется от 1,630 до 1,664.

Линзы известково-силикатных пород мраморов на контакте с гиперстеновыми мигматитами дают биметасоматические оторочки зонального строения (включающие зоны с волластонитом).

Р. И. Сироштан (1950) указывает на находки пород с необычным парагенезисом: ди+ск+ка+гип (слегка плеохроичный, спайность совершенная по (100), удлинение положительное). Однако им не приводятся более надежные диагностические признаки гиперстена, в связи с чем достоверность его определения вызывает очень серьезные сомнения.

Для более северных районов указывается присутствие среди известково-силикатных пород диопсид-гранат-плагиоклазовых парагенезисов с гранатами (52,8% андр, 39,3% грос, 7% альм и 1% спес; Щербак, 1959).

В Приднестровье (г. Могилев-Подольский) высокотемпературные образования представлены пироксен-плагиоклазовыми гнейсами с участками чарнокитов, метаморфизованными габбро-норитами, гранат-биотитовыми мигматитами, гнейсо-гранитами и мраморами (Наливкина, 1964; Слензак, 1960). Границы между большинством типов пород нерезкие. План-параллельная текстура непрерывно прослеживается от типа к типу.

Важнейшие минеральные парагенезисы:

1) гип (*Ng* = 1,724—1,728) + мп (*Ng* = 1,710—1,712, *Np* = 1,690—1,692) + бурая ро (*Ng* = 1,692—1,694) + пл (№ 35—54) + мт;

2) гип\* (*Ng* = 1,724—1,734) ± мп + красно-коричневый би (*Ng* = 1,656—1,658) +

\* По данным О. И. Слензака (1960), в трех анализированных образцах гиперстенов содержания  $Al_2O_3$  составляли: 0,72, 3,36, 2,68 вес. %.

+пл.(№ 28—40, антипертит, от 2 до 42% востков калишпата) + ортоклаз-пертит (11—26% востков плагиоклаза) + кв (часты мирмециты);  
3) гр ( $Fe_2O_3 + FeO = 31,5\%$ ,  $MgO = 8,3$  вес. %) + корд ( $Ng = 1,554—1,559$ ) + би + пл + кпш + кв (в отдельных случаях кордиерит развивается по гранату).

И. С. Усенко (1956) указывает на находки в чарнокитах граната, иногда образующего каймы вокруг гиперстена.

На территории Молдавии высокотемпературные метаморфические образования вскрыты на правом берегу среднего течения Днестра на продолжении Бугской зоны Украинского кристаллического щита (Чумаков, 1962). Здесь они представлены пироксен-амфибол- и биотит-плагиоклазовыми гранито-гнейсами и мигматитами, силлиманит- и гранат-кордиеритовыми гранулитами (с графитом и герцинитом), а также скарноидами (воластонитовыми, скаполит-диопсидовыми и гранат-диопсидовыми). В этой части Украинского кристаллического щита развиты также метаморфизованные силлово-интрузивные габброиды, генетически связанные с ними лерцолиты и анортозиты, различные граниты, и в том числе чарнокитового типа. Их важнейшие минеральные ассоциации следующие:

- 1) гип + мп + амф + пл (№ 30—64) + кпш + кв;
- 2) би + амф + мп + пл (№ 10—30) + кпш + кв;
- 3) гип + мп + би + пл + кпш + кв.

В кварцсодержащих породах отмечаются ортопироксены железистостью 32—35%, а в бескварцевых — 25—32%.

### Среднее Побужье

И. Б. Щербаковым (1962) изучены различные гранатсодержащие породы архейского высокотемпературного комплекса Среднего Побужья (между городами Гайворон и Первомайск): гранулиты, амфиболиты, чарнокиты и др. Дана детальная оптическая характеристика минералов ряда парагенезисов:

- 1) гр ( $N = 1,766—1,790$ ) \* ± бурый би ( $Ng = 1,633—1,666$ ,  $TiO_2$  — до 5,7,  $Fe_2O_3$  — до 2,65%) ± криптопертитовый микр \*\* ± пл (№ 34—53) + кв;
- 2) гр ( $N = 1,774$ , альм — 49,0, пир — 42,0, Са-компонент — 6,5%, спес — 2,5%) + сил + микр + кв;
- 3) гр ( $N = 1,788—1,789$ ) + гип ( $Ng = 1,720—1,726$ , заметный плеохроизм) + мп ( $Ng = 1,719—1,721$ ,  $Np = 1,690—1,692$ ) + би ( $Ng = 1,666$ ) + пл (№ 25—94) + микр + кв.
- 4) гр ( $N = 1,791$ , альм — 62, пир — 14, Са-компонент — 21, спес — 3%) + гип ( $Ng = 1,740$ ) + мп ( $Ng = 1,722$ ,  $Np = 1,695$ ) + буро-зеленая рог ( $Ng = 1,691$ ) + пл (№ 45) + кв;
- 5) гр ( $N = 1,777—1,789$ ) + гип ( $Ng = 1,713—1,722$ ) + мп ( $Ng = 1,712—1,719$ ,  $Np = 1,685—1,691$ ,  $2V = +60—62^\circ$ ,  $cNg = 42—48^\circ$ ) ро ( $Ng = 1,686—1,692$ , в анализированном образце  $TiO_2$  — 2,18;  $Fe_2O_3$  — 4,77 вес. %) \*\*\* ± би ( $Ng = 1,654—1,666$ ) + пл (№ 53—85).

Для мраморов этой же области (район с. Завалье) описываются кальцитовые и доломитовые разновидности с переменным содержанием различных силикатов (Ушакова, 1960; Щербаков, 1963). Важнейшие парагенезисы:

- 1) ол ( $Np' = 1,670$ ) + шп ( $N = 1,738—1,741$ ) + мп ( $Ng' = 1,702—1,706$ ,  $Np' = 1,676—1,678$ ) + флог ( $Nm = 1,594—1,600$ ) ± парг ( $Ng' = 1,660$ ,  $Np' = 1,640$ ) + ка (иногда наблюдаются оторочки пироксена вокруг оливина);

\* Гранат ( $N = 1,773$ ) из такой ассоциации содержит (%): альм — 48; пир — 42,5; Са-компонент — 7,6; спес — 1; гранат ( $N = 1,786$ ); альм — 56,4; пир — 36; Са-компонент — 7,6; спес — 1.

\*\* Калиевый полевой шпат гранулитов этой области представлен как ортоклазом, так и микроклином. Состав калишпата одного из образцов гранулитов района Горного Тикича в ассоциации с плагиоклазом (№ 28—30) следующий (вес. %):  $SiO_2$  — 62,42;  $Al_2O_3$  — 20,25; СаО — 0,42; FeO — 0,68; MgO — 0,42;  $Na_2O$  — 2,64;  $K_2O$  — 12,26, т. е. 73% калиевого компонента, 24% альбита и 3% анортита (Литвин, 1965).

\*\*\* В кинопироксене того же образца:  $Al_2O_3$  — 4,15,  $TiO_2$  — 0,14,  $Fe_2O_3$  — 2,34% (железистость  $\approx 36$  мол. %); гранат имеет состав: альм — 51%, пир — 28%, Са-компонента — 18 и спес — 2% ( $N = 1,777$ ).

2) ол ( $Np' = 1,662-1,672$ ) + шп ( $N = 1,738-1,741$ ) ± флог ( $Nm = 1,594-1,602$ ) + ка + дол;

3) ол ( $Np' = 1,722-1,743$ ) + мп ( $Ng' = 1,720-1,714$ ,  $Np' = 1,686-1,690$ ) + гр ( $N = 1,783-1,789$ ,  $\alpha = 11,598$  κX, в анализированном образце: альм — 42,0, пир — 28,1, андр — 14,0, грос — 9,5, спес — 4,5%) + дол ± флог ( $Nm = 1,601-1,603$ ) \*.

Здесь известны также богатые кальцием метасоматические «анортозиты», образующие небольшие линзы ( $5 \times 10$  м) среди габбро-амфиболитов (Щербаков, 1962, 1963; Наливкина, 1964):

4) пл (№ 92—100) + мп ( $Ng' = 1,730$ ,  $Np' = 1,706$ ,  $Al_2O_3 = 8,58$ ;  $Fe_2O_3 = 5,5$ ,  $FeO = 9,48\%$ ) + гр ( $N$  до 1,82—1,83, грос — 60—62, андр — 16—30, альм — 10—17, пир — 2—4, спес — 1%) + шп ( $N = 1,780$ ) + сф + ортит.

Наблюдаются каймы граната вокруг клинопироксена.

Для гранулитов с. Завалье указывается присутствие в кварцсодержащем парагенезисе богатых магнием гранатов ( $N = 1,766-1,767$ ; по анализу (%): альм — 46, пир — 48, спес — 1, андр — 5), ассоциирующих с буро-оранжевыми биотитами ( $Ng = 1,635$ ; Ушакова, 1960). В ассоциации с силлиманитом и кордиеритом гранат характеризуется следующим соотношением (%): альм — 52, пир — 45,5 (Ткачук, 1940). Для кристаллических сланцев без избытка глинозема \*\* отмечается «чарнокитовый» парагенезис: гип ( $Ng' = 1,720$ ,  $Np' = 1,704$ ) + мп ( $Ng' = 1,714$ ,  $Np' = 1,692$ ,  $2V = +61$ ,  $cNg = 44^\circ$ ) + буро-зеленая ро ( $Ng' = 1,712$ ,  $Np' = 1,692$ ) + оранжево-бурый би + пл (№ 53) + кпш (в форме антипертитов и в мелких отдельных зернах) + кв (Ушакова, 1960).

Кварциты и кварцито-сланцы включают различные силикаты (гр, пироксены, ол). Важнейшие их парагенезисы следующие (Ушакова, 1960):

1) гип ( $Ng' = 1,722-1,763$ ,  $Np' = 1,708-1,744$ , резко плеохроирует) + мп ( $Ng' = 1,714-1,746$ ,  $Np' = 1,690-1,722$ ) \*\*\* + гр ( $N = 1,789-1,812$ , около 16—20% Са-компонента по рентг. данным) ± би ( $Ng = 1,650-1,682$ ) + кв ± грф ± пирротин;

2) гип ( $Ng' = 1,776$ ,  $Np' = 1,756$ , по анализу  $f = 92\%$ , полуторные окислы отсутствуют) + ол ( $Ng' = 1,864$ ,  $Np' = 1,813$ ) + кв;

3) гип ( $Ng = 1,758$ ,  $Np' = 1,740$ ) + мп ( $Ng' = 1,741$ ,  $Np' = 1,718$ ) + ол ( $Ng = 1,851$ ,  $Np = 1,807$ ) + гр (альм — 69,5, пир — 9,5, спес — 1,5, Са-компонент — 19,5) + кв;

4) гип ( $Ng = 1,750$ ,  $Np' = 1,730$ ) + мп ( $Ng' = 1,732$ ,  $Np' = 1,708$ ) + мт + кв.

Отмечены куммингтонитсодержащие породы (вероятно, диафториты):

гр + гип ( $Ng' = 1,742$ ,  $Np' = 1,726$ ) + кум ( $Ng' = 1,690$ ,  $Np' = 1,664$ ,  $2V = +86-88^\circ$ ,  $cNg = 16-19^\circ$ , по анализу:  $SiO_2 = 51,98$ ,  $Al_2O_3 = 1,7$ ,  $Fe_2O_3 = 5,15$ ,  $FeO = 29,45$ ,  $MgO = 9,25$ , п. п. п. — 2,12 вес. %) + мт + кв.

В южной части Среднепобужской области (район г. Первомайска) найдены гиперстен-кордиеритовые породы (Наливкина, 1964): гип ( $Ng = 1,722$ ) + корд ( $Ng = 1,541$ ,  $Np = 1,532$ ,  $2V = +69-81^\circ$ ) + би ( $Ng = 1,638$ ).

В мелких телах метаморфизованных ультраосновных пород, обычно залегающих согласно с вмещающими гнейсовыми образованиями, отмечен ряд недосыщенных  $SiO_2$  парагенезисов (Наливкина, 1964):

1) рп ( $Ng = 1,690$ ,  $Np = 1,675$ ,  $2V = -85-86^\circ$ ,  $cNg = 0^\circ$ ) \*\*\*\* + зеленая шп ( $N = 1,754$ ) ± ол + мт ± зеленая или буроватая ро ( $Ng = 1,654$ ) ± флог ( $Ng = 1,606$ ; гиперстениты);

2) гип ( $Ng = 1,720$ ,  $Np = 1,704$ ,  $2V = -56^\circ$ ) + мп ( $2V = 57-60^\circ$ ,  $cNg = 40-48^\circ$ ) + шп + мт + ро ( $Ng$  до 1,666; вебстериты);

3) амф (акт  $Ng = 1,654-1,658$ ,  $2V = -86-88^\circ$ ,  $cNg = 17^\circ$ ) + пл (№ 90) + гип + мп + ол + шп (амфиболлизированные пироксениты).

\* В протоколке одного из образцов отмечен дополнительно гиперстен ( $Ng = 1,722$ ,  $Np = 1,704$ ).

\*\* Геологическое положение многих тел пироксеновых гнейсов и сланцев указывает на их первично-интрузивную природу (Виноградов, 1965).

\*\*\* Соотношение  $Ng'$  гиперстена и  $Np'$  клинопироксена для восьми пар соответственно: 1,722 и 1,690; 1,726 и 1,692; 1,737 и 1,700; 1,746 и 1,704; 1,750 и 1,708; 1,758 и 1,718; 1,763 и 1,722; 1,776 и 1,726.

\*\*\*\* В некоторых метабазах Побужья железистость ортопироксена еще ниже:  $Ng = 1,686$ ,  $Np = 1,674$  (Усенко, 1959).

В связи с ультраосновными породами отмечаются маломощные (до первых метров) жиллообразные тела сапфиринсодержащих пород, корундовых плагиоклазитов и биотит-анортитовых пород (Наливкина, 1959, 1964):

1) кор ( $Ng=1,754$ ,  $Np=1,749$ ) + сил + сапф ( $Ng=1,722$ ,  $Np=1,717$ ,  $2V=-69-70^\circ$ )  $\pm$  призматин ( $Ng=1,696$ ,  $Np=1,680$ ) + микр;

2) сапф + кор + би ( $Ng=1,630$ ) + микр  $\pm$  шп (зеленая с каймами сапфирина,  $N=1,754$ );

3) кор (густо-розовый,  $Ng=1,764$ ,  $Np=1,760$ ) + ан (№ 95) + флог ( $Ng=1,606-1,607$ ) + шп.

## Приазовье

В Западном Приазовье докембрийские высокотемпературные метаморфические образования представлены преимущественно лейкократовыми биотитовыми и более меланократовыми роговообманково-биотитовыми мигматитами (Усенко, 1952; Хмарук, 1966). Значительную роль играют также различные метабазиты (амфиболиты), пироксен-плагиоклазовые гнейсы (Усенко, 1960). Прстириания пород гнейсов-мигматитового комплекса от северо-западных до субмеридиональных. Среди них отмечаются образования чарнокитового типа, часто пространственно ассоциирующие с кварц-магнетитовыми породами (бассейны рек Токмак, Кайкула, Берда; Сагайдак, 1937; Усенко, 1952; Хмарук, Щербаков, 1965). По р. Токмак описаны также высокоглиноземистые гнейсы и известково-силикатные кристаллические сланцы (Хмарук, 1965, 1966).

Важнейшие минеральные ассоциации следующие:

1) гр ( $f=61-64\%$ ) + би + корд + сил + пл (№ 25-33) + микр + кв.

Помимо этого многоминерального парагенезиса для высокоглиноземистых гнейсов характерны ассоциации с меньшим числом минералов (без силлиманита иногда и без кордиерита). Из аксессуарных указываются рутил, шпинель, графит, магнетит, циркон.

Гранат ( $Ng$  колеблется от 1,778 до 1,801) представлен разностями, бедными кальцием и марганцем. В четырех анализированных образцах граната содержание Са-компонента составляет 3,1-5,3%, спессартина 0,7-1,7% (в наиболее железистом гранате - 5,1%).

В наименее железистом из анализированных гранатов соотношение пир : альм = 36,7 : 58,6%. Кордиерит имеет  $Ng=1,547-1,552$ ,  $Np=1,539-1,542$ ,  $-2V=62-89^\circ$ . Железистость анализированного образца ( $Ng=1,551$ ,  $Np=1,541$ ) из ассоциации без силлиманита составляет 26-27%.

Биотит ( $Ng=1,636-1,684$ ) красноватый или буроватый. Содержание  $TiO_2$  трех образцов составляет 2,66, 3,00, 4,77 вес.%,  $Fe_2O_3$  - соответственно 7,60, 3,63, 2,18 вес.%. Иногда наблюдается развитие фибролита за счет биотита.

2) гр + кор + би. Этот парагенезис отмечен как редкий для высокоглиноземистых пород (Горошников, Шрубович, 1963).

3) гип ( $f=31-61\%$ , слабо плеохроирует,  $cNg$  до  $8^\circ$ ,  $Al_2O_3$  - 0,14-1,8 вес.%) \* + мп ( $f=19-50\%$ ,  $cNg=34-42^\circ$ ,  $2V=+56-59^\circ$ ,  $Al_2O_3$  - 1,65-2,13 вес.%) + рог (бурый,  $f=35-65\%$ ,  $TiO_2$  - до 1,72,  $Al_2O_3$  - до 11,03 вес.%) + би (красно-бурый,  $f=34-57\%$ ,  $TiO_2$  - 2,59-4,45 вес.%) + пл (№ 37-47)  $\pm$  кпш (в антипертитах и в отдельных зернах)  $\pm$  кв + мт \*\*.

В этом парагенезисе чарнокитов клинопироксен преобладает над гиперстеном. Вместе с плагиоклазом он образует в основных чарнокитах симплектитовые вроски, окружающие зерна роговой обманки (Хмарук, 1966).

\* Глиноземистость гиперстена выше в основных (бескварцевых, но более железистых) парагенезисах.

\*\* В парагенезисе со всеми указанными минералами (одновременно) гиперстен имеет  $Ng=1,713$ , клинопироксен -  $Ng=1,713$ ,  $Np=1,682$ , биотит -  $Mg=1,647$ .

4) гр (по хим. анализам, %: альм—60—70, пир—10—13, спес—0,9—0,5, грос 10—26, анд—2—5)+гип ( $f=38-76\%$ , четкий плеохроизм в обогащенных алюминием пробах); содержит пластинчатые вроски клинопироксена)+мп ( $f=25-66\%$ )+рог (сине-зеленая, развивается по пироксенам)+мт+кв.

Этот парагенезис в кварцитах очень редко дополняется биотитом явно более позднего происхождения, а в метабазитах—плагиоклазом (основность до № 65—75).

5) кальциевый гр (по трем хим. анализам, %: грос—18—63, андр—30—67, пиральспитовый компонент—6—14)+мп (до 5,3% окисного железа)+пл (обычно битовнит-анортит)±ск (около 72% мейонита, близок по основности к сосуществующему плагиоклазу)+сф (иногда оторочки вокруг граната и рудного минерала)+ка (предположительно вторичный).

Характерным для известково-силикатных пород является развитие граната по клинопироксену. В качестве вторичных минералов присутствуют: голубовато-зеленая рог ( $f=60\%$  по пироксену), зеленовато-бурый би ( $f=50\%$  по роговой обманке), микр, эп (около 20% по плагиоклазу и частично по гранату).

В Восточном Приазовье под названием пироксеновых сиенитов и кварцевых сиенитов описаны нижнепротерозойские (возраст более 1750 млн. лет) интрузивные образования чарнокитового типа (Елисеев и др., 1965). Они образуют несколько массивов (Южно-Кальчикский, Кальмиусский, Октябрьский)\*, протягивающихся субмеридионально вкост простирания вмещающих архейских пород. Их суммарная площадь около 1000 км<sup>2</sup>. Контактные соотношения и структуры массивов определены указывают на их интрузивную природу.

В составе «сиенитов» преобладающим является калишпат (микрклин-микрпертит), составляющий от 55 до 80—83% породы. Он ассоциирует с олигоклазом, кварцем, гиперстеном, клинопироксеном и роговой обманкой, иногда в небольших количествах присутствует фаялит. Биотит (бурый,  $Ng=1,655$ ) указывается только для пород без оливина и пироксенов. Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, ильменитом, ортитом, иногда рутилом. Изредка отмечается гранат (в протолокках). Гиперстен сиенитов в исследованных образцах слабо плеохроит и имеет  $Ng=1,725$ ,  $Np=1,707$ ,  $cNg=0-2^\circ$ ,  $-2V=48-55^\circ$ . Моноклинный пироксен:  $Ng \geq 1,735$ ,  $Np \leq 1,702$ ,  $Ng - Np = 0,030$ ,  $2V=60-62^\circ$ ,  $cNg=45-48^\circ$ . В анализированном образце клинопироксена содержание  $Al_2O_3 - 1,30$ ,  $TiO_2 - 1,00$ ,  $Na_2O - 0,85$  вес.%. Оптические свойства роговых обманок:  $Ng=1,658-1,682$ ,  $Np=1,645-1,653$ ,  $Ng - Np=0,019-0,023$ ,  $cNg=15-22^\circ$ ,  $-2V=70-80^\circ$ . В шлифе они от буровато-желтых (по  $Nm$ ) до коричнево-зеленых (по  $Ng$ ). В двух анализированных образцах  $TiO_2 - 2,30-4,55$  вес.%. Оливин имеет  $-2V=60-70^\circ$ ,  $Nm \sim 1,854$ ; в анализированном образце около 97% фаялитового компонента.

Архейские кристаллические образования, вмещающие пироксеновые сиениты, очень разнообразны по составу. Большую их часть составляют гранито-гнейсы и мигматиты. Заметную роль играют обогащенные глиноземом породы: гранат-силлиманит-биотитовые, гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые (иногда с корундом) и биотит-силлиманит-пироксеновые гнейсы. Отмечаются амфибол-пироксеновые и двупироксеновые гнейсы (нередко с амфиболом и биотитом), а также пироксен-шпинелевые породы. Для богатых кальцием образований указываются следующие ассоциации (Елисеев и др., 1965):

ди+пл+ка+кв; ди+флог+ка+кв; ди+ск+пл+кв; амф+би+эп+кв; эп+ди+ка.

Среди ультраосновных пород бассейна р. Каратыш указывается находка корундовых плагиоклазитов, располагающихся в поле роговой

\* В сложном Октябрьском массиве «сиениты» пространственно ассоциируют с нефелиновыми сиенитами, мариуполитами, габбро и пироксенитами.

обманковых мигматитов (Горошников и др., 1965). В составе плагиоклазитов: крп ( $N_g=1,766$ ,  $N_p=1,758$ ), шп ( $N=1,778$ ), пл (№ 30—38); би ( $N_m=1,615$ ). Как вторичные отмечаются мусковит и эпидот. В виде включений в шпинели встречаются магнетит и гематит.

В районе с. Мангуш (Первомайское), в 25 км к юго-западу от г. Жданова, преобладают биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы и мигматиты, среди которых наблюдаются пачки пироксеновых и пироксен-роговообманковых гнейсов, иногда постепенно переходящих в габбро-амфиболиты (Кравченко, 1961). Мощность этих пачек до 30 м. В них наблюдаются также маломощные горизонты (до 5 м) пироксен-магнетитовых кварцитов и скаполит-диопсидовых пород.

Важнейшие описанные минеральные парагенезисы:

- 1) гип + мп + рог + би + пл<sub>30-50</sub> ± кпш ± кв;
- 2) гр + рог + пл;
- 3) ди + пл<sub>25-40</sub> + ск + кв + ка + сф;
- 4) гип ( $2V=-80^\circ$ ) + мп + мт + кв (в бескварцевых парагенезисах указаны и менее железистые ортопироксены с  $2V=80^\circ$ ).

## § 9. ДРУГИЕ РАЙОНЫ ЕВРОПЫ

На территории европейского материка высокотемпературные метаморфические образования, относящиеся к двупироксен-гнейсовой фации, помимо Балтийского и Украинского щитов, известны еще во многих областях. В пределах СССР относительно небольшие по площади выходы двупироксеновых гнейсов слагают Тараташский выступ в Западном Приуралье, представляющий собой восточную краевую зону Восточно-Европейской платформы.

Во внутренних зонах платформы подобные породы в ряде мест располагаются на сравнительно небольшой глубине и вскрываются многочисленными скважинами. Наибольшие участки характерны для Татарского свода.

Высокотемпературные гнейсы известны на территории Чехословакии (Молданубикум), но картина здесь осложнена наложенным более низкотемпературным метаморфизмом. Сходные образования указываются в некоторых гнейсовых (кинцигитовых) «куполах», включенных в зональные метаморфические комплексы Италии, ФРГ, восточной части Франции. Интересны находки среди включений в базальтах Центрального Французского массива обломков высокотемпературных метапелитов, отвечающих высоким давлениям — силлиманит-гиперстеновая ступень («сутамская субфация») (Dantier et al., 1967). Однако для всех этих районов пока нет детальных парагенетических и минералогических характеристик пород. Несколько больше исследованы в этом отношении древние образования Шотландии.

Дж. Саттон и Дж. Уотсон (Sutton, Watson, 1951) на северо-западе Шотландского нагорья установили два этапа метаморфизма в древнейшем люизианском комплексе (архей): скурийский (ранний) и лаксфордский (более поздний). В интервале между этими этапами люизианский комплекс интродировался дайками долеритов, которые на лаксфордском этапе были в различной степени метаморфизованы.

Скурийский этап между Скури и заливом Лок-Бум представлен чарнокитовым комплексом, тогда как южнее, вблизи Грунард-Бэй и между Лок-Мари и Лок-Торридон, ему соответствуют более низкотемпературные роговообманковые и биотитовые гнейсы.

Чарнокитовый комплекс района Скури — Лок-Бум сложен от кислых до ультраосновных разновидностей пород. Все они (за исключением ультраосновных) содержат моноклинный и ромбический пироксен, а также плагиоклаз. Состав его от лабрадора (в основных разностях) до олигоклаза (в кислых). В последнем случае он всегда содержит антипертиты калиевого полевого шпата. В кислых разностях присутствует

кварц, а в основных гранат, который нередко образует каймы на контакте гиперстена с плагиоклазом. Часто встречаются также бледная буро-зеленая роговая обманка и красно-бурый биотит. Оливин присутствует только в крупных телах ультраосновных пород. Акцессорные минералы обычно представлены ильменитом, магнетитом и апатитом; в ультраосновных разностях содержится темно-зеленая шпинель. Авторы предполагают метаморфогенный характер чарнокитов. Следы переплавления фиксируются лишь для наиболее кислых разновидностей.

В районе Лок-Торридон образования скурийского этапа включают несколько типов парапород: 1) биотитовые, мусковитовые и роговообманковые кварциты; 2) кварц-эпидотовые породы; 3) биотит-олигоклазовые и мусковит-олигоклазовые «гранулиты»; 4) гранат-роговообманково-эпидот-полевошпатовые и пироксен-эпидот-роговообманково-полевошпатовые «гранулиты» (эпидот — преимущественно клиноцоизит, реже пистацит; присутствуют сфен, рутил, алатит, турмалин).

Основные ортопороды скурийской толщи этого района содержат сходный парагенезис: амфибол, олигоклаз и эпидот с редким клинопироксеном и кварцем. В ультраосновных породах наряду с тремолитом, антигоритом, хлоритом и тальком присутствуют первичные оливин, гиперстен, шпинель (в больших телах). Во многих случаях пересечение таких тел метаморфизованными дайками долеритов, по мнению Дж. Саттона и Дж. Уотсона, доказывает, что изменение гипербазитов относится к скурийскому этапу.

Гнейсы кислого состава, слагающие здесь основную массу скурийской толщи, представлены парагенезисом кварца и олигоклаза с одним или несколькими цветными минералами: биотитом, роговой обманкой и пироксеном. Эпидот, ортит, сфен, рутил и апатит обычны как акцессорные минералы.

Кислые гнейсы тесно перемежаются с основными ортопородами и метаседиментами. Лейкократовая часть широко распространенных в этом районе мигматитов по составу также аналогична кислым гнейсам, вследствие чего Дж. Саттон и Дж. Уотсон считают, что в данном случае первичные основные породы и метаседименты подверглись мигматизации.

Дайки постскурийского комплекса долеритов повсеместно имеют северо-западные простирания. Степень их изменения под влиянием последующего лаксфордского этапа метаморфизма очень неоднородна. В районе Скури они представлены неизменными долеритами, которые к югу и северу быстро сменяются сильно метаморфизованными разностями; они отличаются от вторично метаморфизованных основных чарнокитов скурийской толщи дискордантным соотношением с вмещающими породами. Указывается следующая последовательность изменения долеритов:

- 1) каймы темной сине-зеленой роговой обманки вокруг пироксена;
- 2) полное замещение пироксена роговой обманкой и кварцем (первичная кайма роговой обманки часто остается хорошо выраженной), каймы сфена вокруг ильменита, частичная серицитизация полевого шпата;
- 3) перекристаллизация полевого шпата, почти полное замещение ильменита сфеном;
- 4) перекристаллизация кварц-роговообманкового агрегата, исчезновение первичной структуры, местами появление граната, заметное рассланцевание;
- 5) некоторое увеличение зернистости пород, появление темно-коричневого биотита;
- 6) исчезновение сланцеватости, увеличение количества плагиоклаза (олигоклаз) и кварца, гранат обычно отсутствует, породы пронизаны жилами пегматитов;

7) появление зеленого неплеохроирующего авгита, на последней стадии частично замещающего роговую обманку; обычно эпидот и многочисленные мелкие зерна граната.

Эти замещения, по мнению Дж. Саттона и Дж. Уотсона, сопровождаются увеличением содержаний Na, Si, K.

Все случаи определения абсолютного возраста пород Шотландии, дающие цифры выше 1100 млн. лет, относятся к люизианскому комплексу. При этом также отражены два эпизода метаморфизма. Для комплекса Скури возраст определен в пределах 2200—2260 млн. лет. Минимальный возрастной предел ограничивается возрастом постскурийского комплекса даек долеритов. Большинство образований, отвечающих лаксфордскому периоду орогении, имеют возраст 1600—1450 млн. лет, небольшая часть — до 1950 млн. лет и соответствует скурийским образованиям, испытавшим наложение лаксфордского метаморфизма.

Возраст образования позволяет параллелизовать орогенические этапы люизианского комплекса с соответствующими периодами докембрия других районов Северной Атлантики и Арктики.

Для Западной Гренландии также характерны два докембрийских этапа высокотемпературного метаморфизма, в интервале между которыми произошло внедрение комплекса основных даек. Абсолютный возраст соответствующих образований дает цифры 2,7 и 1,1—1,65 млрд. лет, совпадающие с характеристиками основных орогенических периодов люизианского комплекса (Armstrong, 1963).

#### § 10. АМЕРИКА

В пределах Американского материка высокотемпературные метаморфические толщи слагают громадные площади на территории Канадского щита, а также в Южной Америке (на Гвианском щите и в Бразилии). Значительное распространение они имеют на Аляске (Ragan, Hawkins, 1965; Hawkins, Ragan, 1964) и в Новой Колумбии. Отдельные более мелкие проявления высокотемпературных гнейсов и чарнокитов известны в Калифорнии (Hsu, 1955; Oakeshott, 1957; Compton, 1960<sub>1</sub>), в штате Миннесота (Himmelberg, Phinney, 1967) и других штатах Америки.

Изученность участков (особенно в отношении парагенетических и минералогических характеристик пород) весьма неодинакова. Отдельные районы, например Адирондакское нагорье и Гренландия, уже давно являются объектами детальнейших петрологических исследований, по другим же имеются отрывочные сведения (Южная Америка).

В Канаде в провинциях Супериор и Черчилль главные фазы орогенической активности в докембрии совпадают со скурийской и лаксфордской фазами Шотландии. Один из важнейших докембрийских комплексов основных даек Канадского щита имеет возраст 2200—2300 млн. лет. А. Пейн предполагает, что это единый комплекс, протягивающийся на 4000 км от Йелоунайфа (северо-западная часть Канады) через Квебек (п-ов Ундава) и Южную Гренландию до Северо-Восточной Шотландии. Многие авторы считают, что этот факт свидетельствует в пользу существования континентального дрейфа.

В составе докембрийских образований северного побережья п-ова Лабрадор (вблизи форта Чимо и в других местах) указываются биотит-роговообманковые парагнейсы, доломитовые мраморы, амфиболиты, пироксены. Парагнейсы несут следы гранитизации, обусловившей появление гранито-гнейсов со структурами lit-par-lit (Taylor, Skinner, 1964). По присутствию в гнейсах гиперстена они отнесены к альмандин-амфиболитовой и частично гранулитовой фациям метаморфизма. Абсолютный возраст парагнейсов 2100 млн. лет (ранние фазы гудзонской орогении).

В Северном и Северо-Западном Адирондаке (США, шт. Нью-Йорк) образования фации двупироксеновых гнейсов описаны как часть общей метаморфической зональности, включающей во внешних зонах относительно более низкотемпературные метаморфические породы, вплоть до мусковитосодержащих (Buddington, 1939, 1952, 1962; Waard, 1965, 1, 2; Engel, Engel, 1960).

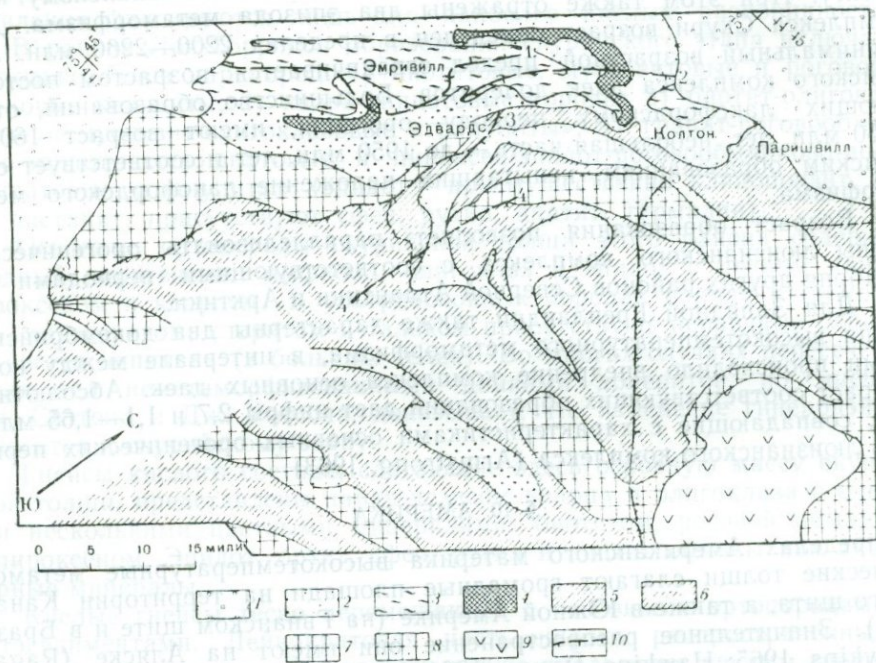


Рис. 10. Метаморфическая зональность в северо-западном Адирондаке (Buddington, 1963)

1 — неметаморфизованные палеозойские осадки. Породы гренвилльской серии; 2 — гранито-гнейсы и различные паранорды; 3 — биотитовые парагнейсы; 4 — амфиболиты; 5 — биотит-роговообманковые гнейсы; 6 — биотит-роговообманковые гнейсо-граниты; 7 — сиенит-кварцевые ортогнейсы; 8 — то же, с гранатом; 9 — анортозиты; 10 — изограды: 1 — ограничивающая с юго-востока распространение мусковита и с северо-запада — распространение граната в биотитовых парагнейсах, 2 — гиперстена в амфиболитах, 3 — изограда гиперстена в ортогнейсах, 4 — граната в метагабро и амфиболитах, 5 — изограда граната в ортогнейсах

Породы, слагающие район гор Адирондак, неоднородны. В Северо-Западной, или Гренвилльской, долине преобладают (около 75%) паранорды, тогда как Адирондакское нагорье сложено преимущественно (на 80—85%) ортогнейсами и изверженными породами. Границей между этими областями является зона интенсивного рассланцевания.

Ортопороды Адирондакского нагорья включают анортозитовый комплекс, слагающий крупное пластообразное тело с несколькими куполами, различные метагабро, а также сиенит-кварцевые (чарнокитовые) ортогнейсы более молодого возраста, относящиеся к трем комплексам: Диана, Старк и Таппер-Саранак (последний отличается наибольшей железистостью пород; рис. 10). Прогрессивный метаморфизм захватывает все ортопороды, включая дайкообразные тела основных пород, прорывающие более ранние интрузивные образования.

А. Баддингтон на расстоянии 100—120 км с запада на восток выделяет пять последовательных метаморфических зон: А, В, С, D, E (с постепенным повышением температур метаморфизма). Границы между зонами определяются следующими четырьмя изоградами:

1) появлением граната как продукта регионального метаморфизма в биотитовых гнейсах (зона В); к западу от этой изограды (зона А)

в биотитовых гнейсах присутствует мусковит. Данная изограда выделена А. Энгель и Ц. Энгель (Engel, Engel, 1960);

2) появлением гиперстена как главного фемического минерала в амфиболитовых прослоях среди биотитовых гнейсов и исчезновением сфена в роговообманково-кварцевых сиенитах и гранито-гнейсах;

3) появлением граната в метагаббро, амфиболитах и диорито-гнейсах;

4) появлением граната в кварцевых сиенито-гнейсах. К востоку и северо-востоку от этой изограды гранат присутствует также в метагаббро, амфиболитах и в гнейсовой фации анортозитовой серии.

Линии изоград не совпадают с литологическими границами и во многих случаях даже пересекают их под большими углами.

Д. де Ваард (Waard, 1965<sub>1,2</sub>) изучал метабазиты Адирондакского нагорья. В зонах А, В, С и Е он отмечает следующие парагенезисы метабазитов:

А. 1)  $mp + rog \pm bi + pl + kv$  (породы имеют реликтовую или амфиболитовую структуру, точно так же как и в других зонах).

В. 1)  $mp + rog + pl + kv$ ;

2)  $mp + rog + bi \pm гип + pl \pm орт$ ;

3)  $ол + mp + rog + pl$ .

С. 1)  $ол + rp + mp + rog + pl + би$ ;

2)  $rp + mp + rog + pl + kv$ ;

Д. 1)  $rp + гр + rog + би + pl$ ;

2)  $rp + mp + гр + би + pl$ .

Е. 1)  $гр + rp + mp + rog + би + pl + орт$ ;

2)  $гр + mp + rog + pl + орт + kv$ ;

3)  $ол + rp + mp + гр + rog + би + pl$ .

Среди чарнокитов и калишпатсодержащих гнейсов зон С, D, E Д. де Ваард указывает следующие парагенезисы:

С. 1)  $rp + mp + rog + pl + орт + kv$ ;

В комплексах Диана и Старк 2)  $rog + би + pl + орт + kv$ ;

В Западном и Южном Адирондаке 3)  $mp + rog + би + pl + орт + kv$ .

Д. 1)  $rp + mp + rog + pl + орт + kv \pm гр$  (комплекс Типпер-Саранак, Западный и Южный Адирондак).

Е. 1)  $rp + mp + rog + гр + pl + орт + kv$  (в комплексах Старк, Таппер-Саранак, в Западном и Южном Адирондаке).

В комплексе Старк отмечаются следующие парагенезисы:

2)  $mp + rog + гр + би + pl + kv$  и в отдельных случаях:

3)  $rp + mp + rog + гр + би + pl + орт + kv$ .

В последнем случае, по описанию Д. де Ваарда, ортопироксен всегда реликтовый, окруженный каймой граната с вростками кварца.

Д. де Ваард (Waard, 1965<sub>1,2</sub>) считает, что присутствие или отсутствие граната в метаморфических породах Адирондака связано главным образом с различиями их валового состава, а не условий метаморфизма. Первая и вторая «гранатовые изограды» А. Баддингтона, по его мнению, отражают некоторые литологические границы.

А. Баддингтон (Buddington, 1952) для высокотемпературных зон, указывает следующие важнейшие парагенезисы основных пород:

1)  $гр + ро + би + гип + pl + орт + kv$ ;

2)  $гр_{23} + гип + ди + ро + pl + kv$ ;

3)  $гр_{50}^{19} + ол + ди + ро + би + пл_{45}$ ; (*f* породы  $\sim 35\%$ );

4)  $гр_{59}^{17} + ол + гип + ди + ро + пл_{26}$ ; (*f* породы  $\sim 45\%$ );

5)  $ро + би + пл_{30} + ск + kv$ .

Гиперстен в бескварцевых парагенезисах имеет железистость от 29 до 56%, и в бескварцевой ассоциации с ортоклазом ( $гип + гр + ро + pl + орт$ ) — до 77%. Наименее железистый гранат встречен в бесквар-

цевом парагенезисе (гр+ди+гип<sub>29</sub>+ро+би+пл<sub>50</sub>):  $f=48\%$  (при 16% Са-компонента). В железистых гранатах ( $f\sim 90\%$ ) пироксенсодержащих пород содержание Са-компонента возрастает до 26%.

В некоторых случаях указываются зональный гранат с более магнетиальной периферической частью.

«Сиенитовые» породы А. Баддингтон характеризует следующими основными парагенезисами:

- 1) ол+ди+(ро)+пл+кпш+кв+мт, ильм (фаялит-авгитовый гранит);
- 2) гр+гип+ро+пл+кпш+кв;
- 3) гип+ди+ро+пл+кпш+кв.

А. Энгель и Ц. Энгель (Engel, Engel, 1960) детально изучили породообразующие минералы метаседиментов Адирондака, от зоны мусковита до зоны с ортопироксеном (краевая часть Адирондакского массива). Они выделили пять основных районов (групп) распространения этих пород (с юго-запада на северо-восток в порядке повышения температур метаморфизма): 1—Эмривилл, 2—Эдвардс, 3—Рассел, 4—Южный Пайерпонт, 5—Колтон. Породы 1 района соответствуют породам зоны А Баддингтона (Buddington, 1963), 2—зоне В\*, 3—5—зоне С (интервал между крайними районами около 45 км).

Для пород этих районов отмечены следующие изменения составов минералов (от 1 к 5). Биотит \*\*: а) заметно повышается содержание  $TiO_2$  (от 3,15% — среднее для группы 1 — до 5,22% — среднее для группы 5); б) снижается содержание  $Fe_2O_3$  (от 2,02% до 0,97—1,30%); в) неравномерно снижается вблизи изограды мусковита содержание  $Al_2O_3$  (в группе 1 оно равно в среднем 18,64%, а в группах 2, 3, 5 — соответственно 17,25; 17,59; 17,38%); г) снижается железистость; д) в составе биотитов практически полностью исчезает марганец; цвет биотитов меняется от зеленовато-бурого до темного красновато-бурого (по авторам, в этом случае цвет зависит главным образом от содержания  $TiO_2$ ). Изменение окраски биотитов отмечали многие авторы (Harker, 1932; Phillips, 1930; Tilleu, 1925).

Гранат: а) снижается железистость (от 75—85% до 68—69%,  $N$  от 1,802 до 1,791); б) снижается содержание  $Fe_2O_3$  (от 2—2,3 до 0,75—0,85%); в) снижается содержание марганца (спессартина от 12—15 до 1—2 мол. %).

Для валовых составов пород отмечается снижение содержания  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и повышение  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ . В сопровождающих метапелиты карбонатных породах ассоциации ка+кв и дол+ди+кв отмечаются для всех районов.

А. Энгелем и др. (Engel et al., 1964) проведено сравнительное изучение минералов амфиболитовых прослоев среди метаседиментов районов Эмривилл (группа 1) и Колтон (группа 5). Основные парагенезисы здесь следующие:

- в группе 1 — ро+мп+би+пи+кв+сф+рудные;  
в группе 5 — ро+рп ( $f\sim 50\%$ ) +мп ( $f\sim 35-40\%$ ) +би+пл (+кв) +рудные.

Для роговых обманок пород группы 5, по сравнению с группой 1, характерно некоторое увеличение содержания щелочей ( $K_2O+Na_2O$  в среднем от 1,3 до 1,9%) и  $TiO_2$  (от 1,3 до 2,4%), снижение содержания  $Fe_2O_3$  (от 4,9 до 3,3%),  $MnO$  (от  $0,31\pm 0,01$  до  $0,17\pm 0,012\%$ ) и отчасти воды (от  $1,83\pm 0,03$  до  $1,50\pm 0,08\%$ ). Плеохроизм роговых обманок следующий: в группе 1 — от желто-зеленого до голубовато-зеленого, в группе 5 — от светлого буровато-зеленого до буровато-зеленого.

Для сосуществующих пар пироксенов пород группы 5 соотношение железистости сходно с данными П. Бартоломе (Bartholome, 1962) для

\* В работе А. Энгель и др. (Engel et al., 1964) дано очень близкое расположение (3,5 км) изоград мусковита и ортопироксена.

\*\* Преимущественно из гранатсодержащих пород.

метаморфических пород в целом. Содержание  $Al_2O_3$  как в ортопироксенах, так и в клинопироксенах в среднем 1,74 и 2,26%.

А. Баддингтоном (Buddington, 1952) указывается, что в мраморах, ассоциирующих с анортозитами, обычно присутствуют клинопироксен (от диопсида до ферросалита) и андрадит-гроссуляровый гранат ( $SiO_2$ —38,57,  $Al_2O_3$ —18,88,  $Fe_2O_3$ —5,22,  $FeO$ —2,27,  $MgO$ —0,24,  $CaO$ —34,40%). Местами встречаются скаполит и волластонит. Кварц часто наблюдается в ассоциации с гранатом. Сфен обычен как акцессорный минерал.

Анортозиты, как правило, представлены альмандинсодержащими разновидностями состава диоритов. На их контакте с известняками развиваются гранат-пироксеновые или полевошпат-пироксеновые скарны. Для них характерно высокое содержание алюминия в пироксене (в приводимых анализах до 7,74%).

Среди высокотемпературных метаседиментов Гудзонского нагорья (район Биар-Маунтин) описаны редкие железистые гранат-пироксеновые породы (Dodd, 1962):

- 1) гр(55% альм., 23% спес., 4% пир., 18% Са-компонента) + рп — эвлит ( $f=81\%$ ) + мп + кв + графит (+немного би, апатита, сф, ка, мт и ро);
- 2) гр(45% альм., 4% пир., 43% Са-компонента, 8% спес.) + ферроавгит ( $f=73\%$ ) + мт + грф (+немного ро, апатита, циркона).

Для высокотемпературных метапелитов района Бикрофт-Майн (Онтарио, Канада) указывается присутствие сфена вместо более обычного в таких породах рутила (Evans, 1966). Преобладающей ассоциацией в этом случае является:

гр ( $N=1,791-1,794$ ) + корд + сил + би + микр + пл + кв + рудный минерал + графит + сф.

В некоторых образцах (без граната и сфена) отмечается присутствие небольшого количества корунда. В метапелитах (особенно вблизи ураноносных пегматитов) обнаруживаются отчетливые признаки метаморфической дифференциации, приводящей к образованию в них полосчатых текстур с обособлением гранитного и собственно метапелитового материала.

Среди высокотемпературных пород гренвиллской серии из района Вестпорт (Онтарио, Канада) изучены минералы широко распространенных здесь биотит-гранат-кордиеритовых гнейсов. Железистость кордиерита в них достигает 30—40, граната — 67—71, биотита 46—54% (Wynne-Edwards, Hay, 1963).

В Гренландии породы чарнокитового типа описаны на западном и восточном побережьях. В районе Суккертоппен они известны под названием гранодиоритовых гнейсов (Ramberg, 1948), они включают в свой состав гиперстен, биотит, магнетит (реже роговую обманку), а также кварц, андезин (антипертитовый) и подчиненное количество микроклин-пертита.

За счет включений в гнейсах основных и ультраосновных пород образовались линзы и будины амфиболитов и пироксенитов. Явления десиликации гнейсов на контактах с такими телами привели к возникновению пород типа плюмазитов, состоящих из битовнита ( $Ng=1,685$ ), бронзита ( $Ng=1,682$ ,  $Np=1,674$ ,  $2V\sim 90^\circ$ ), роговой обманки ( $Nm=1,638$ ,  $cNg\sim 21^\circ$ ), флогопита ( $Ng=1,595$ ), шпинели ( $N\sim 1,740$ ) и сапфирина ( $Ng=1,719$ ,  $Np=1,714$ ).

На восточном побережье Гренландии породы чарнокитового типа известны как в докембрийском комплексе (Wager, 1939), так и в серии каледонских мигматитов (Kranck, 1935).

В Западной Гренландии образования гранулитовой фации описаны на большой площади (ок. 15 тыс. км<sup>2</sup>) между Хольстейнсборгом и Арферсиорфик-фьордом (Ramberg, 1949). С севера и юга к этой территории примыкают толщи, метаморфизованные в амфиболитовой

фации. В более внешних зонах обрамления их сменяют образования эпидот-амфиболитовой фации.

Гранулитовая фация представлена довольно однородным комплексом пород чарнокитового типа (преимущественно эндербитовые, реже мангеритовые гнейсы и нориты), а также мраморами, кондалитами, кинцигитами и графитовыми гнейсами.

Парапороды переслаиваются с кислыми разновидностями чарнокитов, в связи с чем Г. Рамберг приходит к выводу о метаморфическом, а не магматическом генезисе последних. Парагенетические характеристики пород гранулитовой фации следующие:

Ассоциации	$N_{g_{rp}}$	$N_{p_{rp}}$	$N_{g_{мп}}$	$N_{p_{мп}}$	$N_{g_{po}}$	$N_{p_{po}}$	$N_{m_{би}}$	$N_{пл}$
Рп + мп + ро + би + пл +	1,728	—	1,723	—	1,699	1,677	—	38
+ кпш + кв	1,718	—	—	1,693	1,692	—	—	40
	1,723	—	—	—	1,690	—	—	45
	1,727	—	1,723	1,692	1,693	1,673	—	38
	1,720	—	—	—	1,692	—	—	38
Рп + мп + ро + пл +	—	—	—	1,687	1,677	1,657	—	34
+ кпш + кв	—	—	—	—	—	—	—	—
Рп + мп + би + пл +	1,720	—	—	—	—	—	—	26
+ кпш + кв	1,728	—	—	—	—	—	—	25
	—	1,699	—	1,687	—	—	—	32
	—	—	—	—	—	—	—	38
Рп + ро + би + пл +	1,717	—	—	—	1,690	1,688	1,643	38
+ кпш + кв	1,719	—	—	—	—	—	1,643	33
	—	—	—	—	1,700	1,678	—	35
Рп + ро + пл + кв	1,689	—	—	—	1,652	1,632	—	70
Рп + би + пл + кпш +	1,712	—	—	—	—	—	1,637	38
+ кв	1,723	—	—	—	—	—	—	32
	1,699	—	—	—	—	—	1,625	60
Рп + мп + ро + пл (+би)	1,715	—	1,715	1,688	1,690	1,670	Нет	40
	—	1,703	1,720	1,695	1,683	1,657	—	38
	1,711	—	—	—	1,684	1,664	—	39
	—	1,700	—	1,690	1,685	1,660	1,645	40
	—	1,700	1,716	1,680	1,683	—	1,635	38
	—	1,692	—	1,690	1,682	1,663	1,638	38
	—	1,688	—	1,683	1,682	1,657	—	42
	1,711	—	1,711	1,687	1,675	1,657	1,622	38
Рп + ро + би + пл	1,690	1,677	—	—	1,657	1,638	—	38
Ол ( $N_{g}=1,685$ ) + рп +	$N_{m}=1,688$	1,713	1,668	1,648	—	—	—	—
+ мп + ро + шп	—	—	—	—	—	—	—	—
Ол ( $N_{g}=1,680$ ) + рп +	1,687	1,675	—	1,677	1,672	1,655	1,610	45
+ мп + ро + би + пл	—	—	1,727	1,703	1,725	1,703	—	75
Гр + мп + ро + пл	—	—	—	—	—	—	—	—
Гр + мп + рп + ро + пл +	$f=52,4\%$ (по анал.)	—	—	—	$f=56\%$ (по анал.)	—	—	40
+ кпш + кв	—	—	—	—	—	—	—	—
Гр + мп + рп + би + пл +	1,717	—	—	—	—	—	—	48
+ кпш + кв	—	—	—	—	—	—	—	—
Гр + мп + рп + ро + би +	1,728	1,708	1,715	—	$N_{m}=1,688$	1,655	—	38
+ пл (+ кв)	—	—	—	—	—	—	—	—
Гр + мп + рп + ро + би +	1,720	—	—	1,693	1,693	1,673	—	40
+ пл (+кпш) + кв	—	—	—	—	—	1,692	—	33
Гр + рп + ро + би + пл +	—	—	—	—	—	—	—	—
+ кпш + кв + сф	$N_{g_{rp}}=1,799$ , спессартина	—	—	—	—	$>1,698$	—	—
	4%	—	—	—	—	—	—	—
Гр + рп + ро (+би) + пл +	—	—	—	—	1,700	1,673	—	40
+ кпш + кв	—	—	—	—	—	—	—	—
Гр + рп + би + пл +	1,712	1,700	—	—	—	—	1,638	33
+ кпш + кв	1,720	—	—	—	—	—	1,650	60
Гр + рп + пл + кпш +	1,77	—	—	—	—	—	—	—
+ кв	—	—	—	—	—	—	—	—
Гр + рп + мп + ро + пл	1,715	—	1,715	1,688	1,690	1,665	—	40
Гр + сил + би + пл + кпш +	спессартина в гранате менее 3 %	—	—	—	—	—	1,635	—
+ кв	$N_{rp}=1,798$ , 3,3% спессартина	—	—	—	—	—	1,615	—
	—	—	—	—	—	—	1,640	—
	—	—	—	—	—	—	1,646	—
Гр + корд + би + пл +	$N_{rp}=1,783$ спессартина менее	—	—	—	2,5%	—	1,646	—
+ кпш + кв	—	—	—	—	—	—	—	—

Гр + би + пл + кпш + + кв	$N_{Гр}$ от 1,783 до 1,800	от 1,635	—
	Спессартин обычно не более 4%, лишь в не- до 1,670		—
	которых пегматитах до 17% и даже 46%		
Сапф + жedr + парг + ан; сапф + корд + ан + + корнерупин;	Составы: жедрит— $Na(Mg, Fe)_{10,5} Al_7Si_{12,5}O_{44} OH_4, f=5,8\%$ ;		
сапф + бр + шп;	бронзит— $(Mg, Fe)_{15,5} AlSi_{15,5}O_{48}, f=8,6\%$ ;		
сапф + кор + шп + жedr + + флог;	шпинель— $f=20,7\%$ ( $N=1,727$ ), (Ussing, 1889; Boggild, 1905; Vogt, 1947; Sorensen, 1955; Lorenzen, 1884).		
сапф + кор + роr + шп + + ан + би;			
сапф + кор + гр + ан + + шп + би			

Среди архейских (2,5—2,8 млрд. лет) высокотемпературных образований района Гранит-Фоллс — Монтевидео (Миннесота) описаны три группы пород, тесно перемежающихся между собой: роговообманково-пироксеновые гнейсы, гранат-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы (Himmellberg, Phinney, 1967). Предельные минеральные ассоциации первой из этих групп:

- 1) роr + рп и кп + би + пл + кпш + кв + мт;
- 2) гр + рп и мп + роr + пл + кв + мт + ил;
- 3) гр + роr + мп + пл + кпш + кв + мт + ил;
- 4) роr + пл + кв + сф + гематит.

Для второй группы пород характерна следующая ассоциация:

гр + рп + би + пл + орт + кв + мт + ил, тогда как для третьей — гр + би + пл + микр + кв + гематит + ру.

Особенности химизма минералов первой и второй групп пород иллюстрируются соответственно табл. 2 и 3.

Таблица 2

**Состав сосуществующих минералов первой группы пород (определен электронным микроанализатором)**

Номер плагиокла- за	$f_{гр}$ , %	$f_{мп}$ , %	Гранат		$f_{ро}$ , %	Ро. % вес		
			$f$ , %	% вес. СаО		$Al_2O_3$	$TiO_2$	СаО
34	73	65	91	7,5	—	Нет роговой обманки		
32	нет	59	90	7,9	76	14,0	1,9	11,7
40	73	69	90,5	7,5	—	Не анализир.		
35	62	49	—	—	68	14,0	2,2	11,2
33	59	47	—	—	63	11,3	1,9	11,1
39	56	40	—	—	58	12,2	2,0	11,2
43	55	40	—	—	54	11,7	1,8	10,0
42	53	36	—	—	56	11,5	1,9	11,3
45	56	34	—	—	57	14,3	1,6	12,2
43	55	33	—	—	51	16,1	1,9	11,0
46	52	32	—	—	51	11,8	2,2	10,8
66	45	32	—	—	44	9,7	1,3	12,9
65	46	30	—	—	43	9,4	1,6	11,5
63	49	30	—	—	46	10,2	1,8	11,5
52	45	29	—	—	47	10,1	1,6	9,4
60	42	28	—	—	43	8,9	1,7	10,1
49	45	27	—	—	46	10,9	1,9	12,5

Содержание СаО в гранатах пород второй группы 1,5—2,5 вес.%, МпО — около 1%, в биотите содержание  $Fe_2O_3$  1—2 вес.%.  
Исследования с помощью электронного микроанализатора показали отсутствие заметных колебаний составов минералов в отдельных зернах и в пределах достаточно больших образцов, что, по мнению авторов, свидетельствует о приближении к равновесию.

Вблизи Ганонк (Канада, юго-восток шт. Онтарио) описаны метapelиты гранат-кордиерит-ортотлазовой ступени (Reinhardt, 1966). Среди них указаны следующие ассоциации:

- 1) гр+сил+корд+кпш+кв+рудные;
- 2) гр+корд+би+кпш+кв+рудные;
- 3) гр+корд+гип+кпш+кв+рудные;
- 4) корд+гип+би+кпш+кв+рудные;
- 5) гр+гип+би+кпш+кв+рудные.

Железистость минералов для этих ассоциаций колеблется, что автор связывает с изменениями парциального давления кислорода. Им отмечается обратная корреляция между отношениями  $\frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg}$  минералов и  $\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3} + Fe^{+2}}$  породы в целом.

В отношении высокотемпературных образований Южной Америки более или менее детальные сведения имеются лишь для некоторых частей Гвианского щита: по комплексу Иматака в самой северной его части (Kalliokoski, 1965; Verdier, 1965) и по комплексу Южной Саванны — Кануку (южная часть Гайаны; Singh, 1966<sub>1,2</sub>). Последний включает основные чарнокиты, гиперстенсодержащие биотитовые гнейсы, гиперстеновые граниты, кордиеритовые гнейсы (с гранатом, силлиманитом, биотитом).

Важнейшие (предельные) минеральные ассоциации следующие:

- 1) два пироксена+би±рог+пл (от олигоклаза до лабрадора)+кпш+кв;
- 2) гип+корд+би±сил (следы)+пл+кпш+кв;
- 3) гр+корд+сил+би+полевые шпаты+кв.

Высокотемпературные метаморфические образования комплекса Иматака слагают на севере Гвианского щита полосу восток-северо-

Таблица 3

Состав минералов гранат-биотитовых гнейсов

Номер плагноклаза	$f_{рп}$ , атом. %	$f_{гр}$ , атом. %	$f_{би}$ , атом. %
30	—	81	—
29	—	76	—
39	47	—	—
32	50	—	74
38	50	—	—
31	—	76	74
37	57	—	—
34	46	76,5	68
33	46,5	75	66
40	51	—	—
32	—	73	57

восточного простираения (500×70 км), протягивающуюся вдоль р. Ориноко от ее притока Каура почти до самого устья (Kalliokoski, 1965). Возраст пород этого комплекса более 2 млрд. лет. На севере он перекрывается молодыми осадками долины р. Ориноко, а на юге контактирует со среднетемпературными образованиями формации Каричано. Контакт в большей части тектонический.

В составе комплекса Иматака гранито-гнейсы, кварц-монцонитовые мигматиты, кварц-плагноклазовые мигматиты, амфиболиты, амфибол-пироксеновые гнейсы, железистые кварциты (в том числе и богатые марганцем породы), мраморы (Kalliokoski, 1965; Verdier, 1965).

Важнейшие минеральные ассоциации следующие:

- 1) гр+рог+пл+кв+мт;
- 2) гип+рог+би+пл+микр+кв+мт;
- 3) гип+мп+би+пл+микр+кв+мт;
- 4) корд+би+пл+кв;
- 5) гр+би+микр+пл+кв;
- 6) родонит+спес.

Указываются также силлиманитовые гнейсы. Намечается некоторая неоднородность метаморфизма в пределах полосы развития пород комплекса Иматака. К западу от р. Карони (приток р. Ориноко) преобладают роговообманковые парагенезисы, тогда как к востоку от нее значительное распространение имеют двупироксеновые разновидности пород.

§ 11. АЛДАНСКИЙ ШИТ  
И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ РАЙОНЫ ЮГА СИБИРИ

Алданский щит и его обрамление являются крупнейшей в СССР областью развития высокотемпературных метаморфических образований. Выходы пород гранулитовой фации архея занимают здесь площадь около 100 тыс. км<sup>2</sup> на территории, протягивающейся субширотно от р. Чуга на западе до р. Учур на востоке.

Нижнеархейские образования Алданского щита включают три серии пород (Коржинский, 1939; Дзевановский, 1958, 1963): иенгскую (предположительно нижнюю) — гнейсы, кварциты, высокоглиноземистые породы; тимптонскую («чарнокитовую») — различные гиперстенсодержащие породы; джелтулинскую — биотит-гранатовые гнейсы, гранулиты, мраморы и сопутствующие им известково-силикатные породы в основном метасоматического происхождения. Суммарная мощность всех серий более 20 км. Тектурно-структурные особенности большинства пород свидетельствуют в пользу их первичноосадочного происхождения.

Складчатые структуры архея Алданского щита имеют в основном северо-западные простирания, но на многих участках (например, в центральной части щита) план складчатости значительно меняется (Кулиш, 1964; Судовиков и др., 1962, 1965; Гришкян, 1966; Максимов, Угрюмов, 1966). Тектоника, кроме того, осложняется многочисленными и разномасштабными разрывными нарушениями, в большинстве своем не связанными непосредственно с нижнеархейской складчатостью, а относящимися к этапам протерозойской и мезозойской орогении и сопровождающимися зонами диафоритов различных температурных ступеней.

Детальные минералого-петрографические исследования некоторых минеральных ассоциаций индикаторов указывают на то, что в пределах Алданского щита *PT*-условия нижнеархейского метаморфизма были неодинаковы, хотя колебания температур укладываются в интервале гранулитовой фации; по-видимому, в большей мере изменяется давление («глубинность»).

Учитывая материалы А. А. Маракушева (1965), а также данные Г. М. Друговой и В. Д. Бугровой (1964), на Алданском щите можно выделить четыре субширотные зоны с различной железистостью граната в дивариантной ассоциации гранат + силлиманит + кордиерит + кварц:

1) южную зону (шириной до 40—50 км), проходящую вдоль южной границы Алданского щита. Гранат указанного парагенезиса имеет здесь самую низкую железистость, опускающуюся до 58%.

2) зону, расположенную к северу от первой (ширина ее около 100 км; к западу она сужается); здесь железистость граната из аналогичных пород 65—68%;

3) зону, находящуюся севернее полосы мезозойских прогибов; она характеризуется наиболее железистыми гранатами — 74—75% (в ассоциации с кордиеритом и силлиманитом). На простирании этой зоны к востоку в районе г. Кондер гранат из подобного парагенезиса (с андалузитом вместо силлиманита) имеет еще более высокую железистость ( $N=1,815$ ),  $f \sim 85—90\%$  (Богомолов, 1964). Высокожелезистые гранаты ( $f=87\%$ ) из ассоциации с кордиеритом описаны и западнее, по р. Чуга (Кицул, 1966<sub>1</sub>). Ширина данной зоны в пределах 100 км;

4) северную зону, в которой гранаты аналогичных пород имеют железистость около 70—72% (районы устья рек Тимптона и Учур).

Изменения состава гранатов в данной дивариантной ассоциации связаны с колебаниями *PT*-условий метаморфизма (в первую очередь

давления). Повышение магнезиальности гранатов в данном случае отвечает увеличению «глубинности». В южной зоне, где гранаты наименее железисты, появляются местами (Сутамский блок) гиперстен-силлиманитовые породы (Каденский, 1960; Кудрявцев, 1966), что характеризует эту часть щита как зону наибольших давлений (Хлестов, 1964; Маракушев, Кудрявцев, 1965).

Наиболее существенна смена  $PT$ -параметров метаморфизма на границе второй и третьей из указанных зон. Первоначально А. А. Маракушев (1965) именно по этой границе разделил Алданский щит на две основные зоны: внешнюю (южную) и внутреннюю (северную). Ниже характеристика метаморфических образований щита дается для этих двух зон по отдельности. В каждой из них представлены породы практически всех важнейших групп по составу: метабазиты, метапелиты, мраморы и кальцифиры.

В центральной части внутренней (северной) зоны Алданского щита среди пород основного ряда указываются различные пироксеновые, дупироксеновые, пироксен-амфиболовые сланцы, амфиболиты, амфиболовые и амфибол-диопсидовые гнейсы (Судовиков и др., 1962; Лазько, 1956). Их предельные минеральные парагенезисы следующие:

- 1)  $rp + mp + пл + кпш$  (главным образом, антипертиты) +  $кв + бурая\ рог +$  коричневый  $би + мт$ ;
- 2)  $гр$  (до 16% грос) +  $гип + mp + пл + мт$ .

В данной ассоциации вокруг граната образуются гиперстен-плагиоклазовые симплектиты. Детальных оптических характеристик сосуществующих фаз не имеется. Пределы колебаний оптических констант минералов только всей группы пород в целом следующие (Судовиков и др., 1962):  $гип - Ng = 1,713 - 1,742$ ;  $Np = 1,700 - 1,722$ ;  $mp - Ng = 1,710 - 1,722$ ;  $Np = 1,690 - 1,700$ ;  $рог - Ng = 1,660 - 1,686$ ;  $би - Ng = 1,664 - 1,686$ ;  $пл \text{ № } 28 - 48$  иногда до 80.

Породы среднего и кислого ряда представлены преимущественно гиперстенновыми, гранат-гиперстенновыми и биотитовыми гнейсами. Лейкократовые разности имеют типичный «гранулитовый» облик.

Предельные минеральные ассоциации следующие:

- 1)  $гип + mp + гр + би + пл + кпш + кв + мт + графит$ ;
- 2)  $гип + mp + рог + би + кпш + пл + кв + сф$ .

Как и для основных пород, отмечается как первичная (бурая) роговая обманка, так и вторичная (зеленая). То же относится и к биотиту. Для ярко-коричневого первичного биотита указывается  $-2V = 30 - 36^\circ$ .

Типичный парагенезис кислых пород следующий (Ушакова, 1953):  $гип \pm mp + амф + би + пл + кпш + кв +$  рудный минерал.

Плагиоклаз представлен андезином (№ 27—40); среди калиевых полевых шпатов отмечаются и ортоклаз и микроклин. Гиперстен имеет  $2V$  от  $-51$  до  $-61^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,016$ , заметен плеохроизм. Клинопироксен, присутствующий не всегда, имеет  $2V = 53 - 57^\circ$ ,  $cNg = 48 - 55^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,023$ .

Вмещающими для гранитоидных пород являются различные биотит-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы, а также биотит-гранатовые, дупироксеновые, амфиболовые, кордиеритовые (иногда с сапфирином) сланцы.

Их важнейшие парагенезисы:

- 1)  $гип (2V = -56^\circ) + би + гр + ди (2V = 60^\circ, cNg = 43^\circ, Ng - Np = 0,022) + пл (\text{№ } 26 - 40) + кпш + кв +$  рудный минерал;
- 2)  $гип (2V = -56^\circ) + ди (2V = 44^\circ, cNg = 37^\circ, Ng - Np = 0,026) + амф + би + пл$  (андезин — лабрадор)  $\pm кв$ .

Анализированные гиперстены алданских пород относительно бедны глиноземом: 1,37 вес. %  $Al_2O_3$  в эклогитоподобном парагенезисе при

железистости гиперстена около 50 вес. % ( $N_g=1,731$ ,  $2V=-54^\circ$ ,  $Fe_2O_3=4,49$  вес. %; Другова, 1960).

Высокоглиноземистые породы внутренней зоны щита представлены гранатовыми, силлиманитовыми и кордиеритовыми гнейсами и сланцами. Предельные минеральные парагенезисы:

- 1) гр+корд+сил+би+пл+микр+кв+мт+графит;
- 2) сил+корд+шп+мт+би+пл+микр;
- 3) сил+кор+корд+би+пл(антипертит)+микр(пертит)+мт+турмалин.

В богатых марганцем породах место силлиманита занимает Мп-андалузит — виридин (Шабынин, 1948). В мраморах и кальцифирах присутствует как кальцит, так и доломит. Из других минералов отмечены ол, хондродит, клиногумит, флог, парг, пш, ру (в бескварцевых разностях), ди, ск, полевые шпаты, кв, сф, мт, графит (Коржинский, 1935; Судовиков и др., 1962). В оливин-кальцитовых породах иногда наблюдается вокруг оливина ( $N_g=1,687-1,688$ ;  $N_p=1,655-1,658$ ;  $2V=87-88^\circ$ ) двойная кайма из зерен диопсида ( $N_g=1,700-1,706$ ;  $N_p=1,672-1,679$ ;  $2V=60^\circ$ ) и доломита. Сходные каймы (иногда с амфиболом) описаны и вокруг хондродита и клиногумита (Коржинский, 1935).

В кальците из доломитсодержащих мраморов содержание  $MgCO_3$  доходит до 9 мол. % (Юффе, 1966), что, по экспериментальным данным (Harker, Tuttle, 1955), отвечает температурам до  $625^\circ C$ .

Пространственно мраморам часто сопутствуют метасоматические диопсид-скаполитовые (со шпинелью), диопсид-скаполит-магнетитовые, диопсид-амфиболовые и диопсид-флогопитовые породы. В диопсид-скаполит-шпинелевых разностях минералы характеризуются следующими данными: диопсид —  $N_g=1,700-1,702$ ;  $N_p=1,678-1,680$ ; скаполит  $N_0=1,576$ , шпинель —  $1,856 < N < 1,862$  (Лазыко, 1956).

На Эмельджакском месторождении (в 70 км к юго-востоку от г. Томмот) отмечаются (Галюк, 1957; Лицарев, 1958, 1961) горизонты волластонитсодержащих пород (со скаполитом, диопсидом, гранатом, сфеном, кварцем и микроклин-микрпертитом), встречающиеся среди образований джелтулинской свиты, которая в районе месторождения включает пачку (60 м мощность) биотит-пироксен-амфиболовых гнейсов с гиперстеном, перекрывающих диопсид-шпинелевые породы, и биотит-пироксен-амфиболовых гнейсов (без гиперстена). К последним приурочен горизонт волластонитсодержащих пород.

Приводятся два анализа волластонитов практически не отличимых по составу от «идеального»  $CaSiO_3$  (Галюк, 1957). Гранаты из тех же пород имеют следующий (%) состав (Другова, 1969):

- а) альм — 3,3, пир — 1,3, спес — 1,3, андр — 57,8, грос — 32,7;
- б) альм — 1,8, пир — 0,8, спес — 0,5, андр — 65,6, грос — 29,2.

Кальциевые гранаты ( $N=1,864-1,872$ ) описаны также в ассоциации с клинопироксеном ( $N_g=1,759$ ;  $N_p=1,731$ ;  $2V=70-72^\circ$ ) на месторождениях Таежное, Дес, Неричи (Шабынин, 1958; Судовиков и др., 1962).

В центральной части Алданского щита (федоровская свита иенгской серии) в толще известково-силикатных пород и кальцифиров, пронизанных инъекциями аляскитовых гранитов, отмечаются андрадитсодержащие скарновые породы (Каденская, 1966). Важнейшие минеральные ассоциации таких пород следующие:

- 1) ск+ди+андр;
- 2) ди+кв+ка+андр;
- 3) ди+основной плагиоклаз+андр.

Пироксен иногда представлен эгирин-геденберgit-авгитом. Обычны апатит, сфен, ортит, гематит. Магнетит отмечается только как вторичное образование. Другие вторичные минералы: сине-зеленая роговая обманка, эпидот, цоизит.

Гранат содержит от 44—45 до 87% андрадитового компонента. Суммарное же количество Са-компонентов обычно около 90% и выше.

Архейские образования южной внешней зоны Алданского щита описаны в работах Е. И. Лавренко, Е. А. Кулиша, Г. М. Друговой (западная часть зоны — бассейны рек Иенгры, Тимптона, Малого и Правого Чульмана), А. А. Маракушева, А. А. Каденского, Ю. К. Полина, В. А. Кудрявцева (Сутамский район), Н. С. Шпака, В. А. Рудника (междуречье Учюра и Тыркана — восточная окраина Алданского щита). Е. И. Лавренко (1953) детально охарактеризован ряд кордиерит- и гранатсодержащих пород верхней части разреза средней свиты иенгрской серии. Им отмечены следующие минеральные парагенезисы:

1) корд ( $Ng=1,543-1,546$ ,  $Np=1,534-1,537$ ) + би ( $Nm=1,662-1,666$ ) + сил + пл<sub>27-28</sub> (редко опускается до 20) + микр + кв;

2) корд ( $Ng=1,546$ ,  $Nm=1,537$ ,  $f=33,7\%$  по анализу) + гр ( $1,795 < N < 1,802$ ) + сил + пл (№ 32—45) + би ( $Nm=1,674$ ) + кпш + кв;

3) корд ( $Ng=1,546$ ) + гр ( $1,783 < N < 1,790$ ,  $f=66\%$  по анализу) + би ( $Nm=1,666$ ,  $f=42,4\%$  по анализу) + пл + кпш + кв;

4) гр + би + пл; в одном из образцов с этим парагенезисом железистость граната (по анализу) равна 71,5% ( $1,795 < N < 1,802$ ), а биотита (по анализу)  $f=53\%$  ( $Nm=1,680$ ,  $TiO_2=4,05$  вес.%,  $Fe_2O_3=3,18\%$ );

5) гип ( $Ng=1,714$ ,  $Np=1,704$ ,  $2V=-69^\circ$ ) + би ( $Nm=1,654$ ) + кор ( $Ng=1,540$ ,  $Np=1,531$ ,  $2V=-83^\circ$ ) + пл<sub>27</sub> + кпш + кв + рудный минерал; иногда присутствует зеленая шпинель в виде редких мелких зерен, пространственно ассоциирующих с рудным минералом;

6) гр ( $1,790 < N < 1,795$ ,  $f=81\%$  по анализу, 10% Са-компонента) + гип ( $Ng=1,730$ ,  $Np=1,716$ ,  $2V=-53^\circ$ ) + би ( $Nm=1,672$ ,  $f\approx 47\%$ ) + пл (№ 51 с редкими антипертитами) + кв.

7) гип ( $Ng=1,722$ ,  $Np=1,710$ ,  $2V=-66^\circ$ ) + сил + би + ( $Nm=1,666$ ) + пл + микр + кв + рудный (иногда с небольшим количеством шпинели).

Отмечаются реакционные каймы, из которых наиболее типична кордиеритовая оболочка вокруг граната, иногда между гранатом и силлиманитом. В последнем случае вблизи силлиманита может появляться в небольшом количестве шпинель. Непосредственно у контакта с гранатом кордиерит в каймах нередко содержит червеобразные вроски кварца. В последнем (7) парагенезисе силлиманит часто окружен оболочкой микролина.

Е. А. Кулишом (1964<sub>1,2</sub>, 1967) детально описаны кварцитовые толщи иенгрской серии южной окраины Алданского щита. Помимо основной массы практически мономинеральных кварцитов здесь широко распространены их разновидности, содержащие в небольшом количестве разнообразные силикаты, так что по набору минералов можно найти кварциты, тяготеющие как к типичным метапелитам (с кордиеритом, гранатом, силлиманитом), так и к метабазитам (последние встречаются реже). Ряд минералов охарактеризован химически или оптически. Интерес представляет биотит из редкой высокотемпературной ассоциации с гранатом, кордиеритом, гиперстеном, ортоклазом, плагиоклазом, кварцем и магнетитом. При общей железистости, равной 43%, он содержит 4,90 вес.%  $TiO_2$  и лишь 1,44 вес.%  $H_2O$ . Магнетит из того же образца включает 3,35 вес.%  $TiO_2$ . В составе микроклипертитов определено 63—65% калишпатового компонента при 2—6% анортита. В «метабазитовых» кварцитах  $Ng$  гиперстена колеблется от 1,713 до 1,725,  $Ng$  роговой обманки от 1,661 до 1,697, у диопсида  $Ng$  от 1,704 до 1,719.

Г. М. Другова (1964) в южной части Алданского щита (бассейн Малого и Правого Чульмана) в составе верхней свиты отмечает гиперстенсодержащие породы, характеризующиеся следующими важнейшими парагенезисами:

1) гип + ди ( $2V=59^\circ$ ,  $Ng-Np=0,030$ ,  $cNg=36^\circ$ ) + гр ( $N\sim 1,798$ ) ± амф + пл (№ 37—40) + микр + кв + мт;

2) ди + амф + би + пл (№ 32—33) + микр + кв + мт;

3) гип + амф + би + пл (№ 28—30) + микр + мт.

В Сутамском районе архейская толща сложена часто переслаивающимися породами разнообразного состава. Преобладают пироксеновые и двупироксеновые гнейсы. Широко распространены биотит-гранатовые породы. Реже встречаются высокоглиноземистые гнейсы, кварциты, мраморы (в том числе доломитовые) и их производные — диопсидовые и флогопитовые породы (Полин, 1966; Кудрявцев, 1966). Разрез сопоставляется с джелтулинской серией северной части Алданского щита. Определения абсолютного возраста дают цифры около 2,2—2,4 млрд. лет.

Среди метабазитов довольно широко распространены гранатсодержащие эклогитоподобные породы (Маракушев, Полин, 1962). Их предельные парагенезисы следующие:

- 1) гр+мп+рп+пл (+кв+орт) +мт;
- 2) гр+гип+би+пл+орт+кв ( $\pm$ мт);
- 3) гр+мп+рп+ро (буроватая) ( $\pm$ бо) +пл+мт.

Таблица 4

Характеристика сосуществующих минералов из пород Сутамского района (Маракушев, Полин, 1962; Полин, 1966)

Номер образца	Гранат	Клинопироксен	Ортопироксен	Роговая обманка	Номер плагиоклаза
159	—	$Ng=1,725$ ; $Nm=1,704$ $Al_2O_3=2,47$ вес. %, $f=25\%$	$Ng=1,707$ ; $Np=1,694$	$Ng=1,689$ ; $Np=1,660$	53
248	$N=1,790$ $f=64\%$ 17,5% Са-компонента	$Ng=1,724$ ; $Np=1,694$ $Al_2O_3=4,92$ вес. %, $f=31\%$	$Ng=1,716$ ; $Np=1,703$	$Ng=1,694$ ; $Np=1,664$	50
168	$N=1,789$ $f=47\%$ 18,2% Са-компонента	$Ng=1,721$ ; $Np=1,691$ $Al_2O_3=4,27$ вес. %, $f=26\%$	—	$Ng=1,682$ ; $Np=1,657$	—
2а	—	—	$Ng=1,714$ ; $Np=1,703$	Биотит $Ng=1,638$	33
8а	—	—	$Ng=1,730$ ; $Np=1,720$	Биотит $Ng=1,656$	25
260е	$N=1,804$	—	$Np=1,701$	—	50
183в	$N=1,774$	—	—	Биотит $Ng=1,602$	52

В табл. 4 приводятся характеристики минералов из двух образцов с таким парагенезисом (№ 159 и 248), а также из бесполовошпатовой породы с гранатом, клинопироксеном, роговой обманкой и магнетитом (№ 168). Для амфиболитов без пироксенов указывается и более высокая железистость гранатов (по одному из анализов  $f=78-79\%$ , а по показателям преломления еще выше —  $N$  до 1,835). Упоминается лишь один образец, в котором биотит (притом составляющий всего 1,4% от объема породы) ассоциирует в кварцсодержащей породе с гранатом и роговой обманкой. В отсутствии кварца такая ассоциация встречается чаще.

В. А. Кудрявцевым (1966) описаны следующие бескварцевые парагенезисы:

- 1)  $gr_{72} + гип_{37} + ди_{22} + ро + пл_{70} + кпш$ ;
- 2)  $gr_{65} + гип_{32} + ди_{16} + ро_{46} + пл_{56} + кпш$  и двупироксеновые гнейсы без граната;
- 3)  $гип_{51} + ди_{39} + ро_{50} + пл_{42} + кпш + кв$ ;
- 4)  $гип_{42} + ди_{28} + би_{46} + пл_{63} + кпш + кв$ .

В гнейсах без клинопироксена (ассоциация 2) колебание состава минералов значительнее (см. табл. 4, обр. 2а, 8а, 260е). Для гиперстенов указывается  $2V$  до  $(-)$ 66° (Полин, 1966). Описан также парагенезис (устье р. Усмун)  $гип_{15} + пл_{27} + кпш + кв$  (Кудрявцев, 1966).

В некоторых пироксеновых породах присутствуют одновременно магнетит и ильменит. В магнетите одного из таких образцов содержание  $TiO_2$  составляет 2,23 вес. % (Кудрявцев, 1966).

В отсутствие гиперстена минералы гранат-биотитовых гнейсов иногда имеют очень низкую железистость (см. табл. 4, обр. 183в, верховья р. Таланги). Из верховья р. Усмун описан гранат с  $N=1,759$  из кварцито-гнейсов в ассоциации с силлиманитом, биотитом, микроклином, магнетитом, рутилом и графитом (Полин, 1966). На других участках (верховья р. Тас-Юрях, Нуямское поднятие) гранаты высокоглиноземистых пород более железисты. Здесь описаны ассоциации:

$gr_{66} + би_{35} + корд_{30} + силл + пл_{32} + кв$ ;  $gr_{60} + корд_{27} + гип_{42} + би_{37,7} + пл_{41} + кпш + кв$ .

В бескварцевых породах известен сапфирин, ассоциирующий с ортопироксеном ( $Ng=1,670$ ;  $Np=1,661$ ), кордиеритом ( $Ng=1,543$ ;  $Np=1,534$ ) и флогопитом ( $Ng=1,595$ ).

Редкий парагенезис гиперстена с силлиманитом описан в двух участках Сутамского района (Каденский, 1960; Маракушев, Кудрявцев, 1965). В среднем течении р. Сутам с этими минералами ассоциируют кварц, ортоклаз-пертит, магнетит с включениями зеленой шпинели, местами биотит и плагиоклаз. Гиперстен характеризуется резким плеохроизмом;  $Ng=1,724$ ,  $Np=1,710$ ,  $2V=-78^\circ$ , содержание  $Al_2O_3=9,35$ ,  $Fe_2O_3=6,05$  вес. %,  $f=30\%$ .

В верхнем течении р. Сутам с гиперстеном и силлиманитом встречаются кордиерит, биотит, рутил и кварц. Для карбонатных пород обычна ассоциация форстерита ( $2V=-84^\circ$ ), доломита, зеленой шпинели и графита. В метасоматических зонах развиваются диопсид, флогопит, роговая обманка; зеленая шпинель здесь ассоциирует с магнетитом (Полин, 1966).

В юго-восточной части Алданского щита, в междуречье Учюра и Тыркана, высокотемпературные архейские образования представлены в основном породами джелтулинской серии. Более древняя тимптонская серия (кюриканская свита) выходит лишь в ядре субширотной антиклинальной структуры бассейнов рек Широкой, Тавтичак и Кирес (Шпак, 1961; Рудник, 1961). В разрезе архейской толщи, имеющей здесь общую мощность около 10 км, преобладают биотит-гранатовые и гиперстеновые гнейсы. Довольно широко распространены диопсидовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, а также мраморы и кальцифиры; встречаются богатые глиноземом породы с силлиманитом и кордиеритом. Во многих случаях породы имеют полосчатость мигматитового типа. Важнейшие минеральные парагенезисы следующие:

- 1)  $gr$  ( $N=1,782$ ) + би + пл (№ 25—40) + кпш + кв ± гип ( $-2V=52-54^\circ$ ,  $cNg=0-9^\circ$ );
- 2)  $gr + гип \pm мл + ро + би + пл$  (андезин);
- 3)  $гип + салит + ро$  (темно-зеленая) + би (буро-коричневый) + пл (№ 28—40) + кпш (в ангипертитах) + кв;
- 4)  $gr$  ( $N=1,785$ ,  $f=65\%$  по анализу) + би + корд + сил + пл + кпш + кв (+графит и редко шп);
- 5)  $ка + ск + кв$ ;
- 6)  $ка + дол + ол + ди$ .

В северо-восточной части Олёкминского Становика (Могочинская глыба) описана высокотемпературная метаморфическая толща (мощностью до 12 км), сопоставляемая с археем Алданского щита (Кирilloк, 1966; Шульдинер, 1966). Состав толщи разнообразен (метабазиты, известковс-карбонатные породы, кальцифиры, высокоглиноземистые породы и кварциты).

Ассоциации богатых глиноземом и кварц-полевошпатом пород следующие:

- 1) гр ( $f=68-70\%$ ) ± корд ( $f=31-33\%$ ) + би ( $f=47-48\%$ ) ± сил + кв + пл ± кпш (гр + корд встречается только в отсутствие калишпата);
- 2) гр ( $f=68\%$ ) + корд ( $f=33\%$ ) + би ( $f=38\%$ ) + сил + шп;
- 3) гр ( $f=75-85\%$ ) + гип + пл + кв;
- 4) гип ( $f=43\%$ ) + би ( $f=42\%$ ) + пл + кпш + к.

Высокоглиноземистые породы во многих случаях содержат кварц-кордиеритовые симплектитовые каймы вокруг граната, развивающиеся на границе с полевыми шпатами, что объясняют выносом щелочей (Шульдинер, 1966). В гиперстеновых гнейсах наблюдаются гранатовые каймы между гиперстеном и плагиоклазом. Метабазиты представлены диопсидовыми и роговообманково-двупироксеновыми сланцами, амфиболитами. Роговая обманка имеет коричневую окраску и характеризуется высоким содержанием титана (2,54%). Для известково-силикатных и карбонатных пород обычны ассоциации диопсид + скаполит, Са-гранат + диопсид. Присутствуют также форстерит, плагиоклаз, флогопит, шпинель.

В бассейне нижнего течения р. Гилуи описаны два участка, где обнаружены метаморфические образования, тяготеющие к гранулитовой фации и относимые к нижнему архею (гилуийская толща), сопоставляемому с алданским комплексом (Другова, 1967). Они выходят в небольших тектонических блоках (до 100—150 км<sup>2</sup>), отделенных от площадей верхнеархейских становых пород зейской толщи зонами интенсивной милонитизации. Минеральные ассоциации, характерные для гилуийской толщи, следующие:

- 1) гип ( $N_g=1,695$ ,  $N_p=1,688$ ) + ди + амф ( $N_g=1,669$ );
- 2) гр + ди + амф ( $N_g$  до 1,695) + пл (№ 26—50);
- 3) гр + амф + кв + мт;
- 4) гр ( $N \geq 1,787$ ) + сил + би ( $N_g \geq 1,643$ ) + пл (№ 20—39) + кпш;
- 5) гр ( $N=1,806-1,815$ ,  $f \approx 80-81\%$  по анализу) + гронерит ( $N_g=1,717$ ,  $N_p=1,675$ ,  $f \approx 78\%$  по анализу).

Для верхнеархейской зейской толщи в этом районе характерны следующие ассоциации:

- 1) ди ( $N_g=1,705-1,731$ ,  $N_p=1,677-1,700$ ) + амф ( $N_g=1,685-1,706$ ) + пл (№ 55—88);
- 2) би + амф + пл (№ 25—40);
- 3) гр + амф + пл (№ 25—40) + мт;
- 4) гр + би + пл (№ 25—36) + кв

Породы двупироксен-гнейсовой фации известны в южной части Енисейского кряжа (Кузнецов, 1938, 1941, 1946; Айнберг, 1959). Здесь они занимают площадь около 1000 км<sup>2</sup>. Среди них присутствуют метабазиты и метапелиты. Л. Ф. Айнберг в верховьях рек Посольной и Кузеевой описаны породы чарнокитового ряда, располагающиеся в толще амфиболитов, амфибол-биотитовых, гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов и сланцев, являющихся, по ее мнению, в различной степени гранитизированными базитами. Эта толща контактирует с массивом биотитовых и двуслюдяных гранитов и комплексом более низкотемпературных образований: зеленых и слюдяных сланцев (на западе).

Чарнокитовая серия представлена преимущественно гиперстеновыми гнейсами и сланцами (с калиевым полевым шпатом или без

него). Наиболее лейкократовые из них имеют облик гиперстеновых гранитов. Среди основных разностей отмечаются двупироксеновые парагенезисы с плагиоклазом и калишпатом. В ряде случаев указываются каймы граната на стыке плагиоклаза и гиперстена и эклогитоподобные гранат-амфибол-диопсид-плагиоклазовые метабазиты.

Среди минералов, сопутствующих чарнокитам, указаны гранат, шпинель, силлиманит, кордиерит, но конкретно их парагенезисы не описаны. Имеется указание на присутствие фибролита в кварцевых зернах некоторых гиперстеновых гнейсов и сланцев (Айнберг, 1959).

Высокотемпературные образования типа чарнокитов известны также в юго-западной части Прибайкалья (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы), где они имеют широкое распространение. Им здесь сопутствуют различные парапороды (высокоглиноземистые гнейсы, мраморы и др.). Однако в литературе практически нет детальных парагенетических и минералогических характеристик пород этого района, если не считать работ Б. З. Коленко (1926). Материалы по ним включены в некоторые сводные монографии (Коржинский, 1944), но в этом случае трудно выделить данные, непосредственно относящиеся к этому району. Имеются детальные описания лишь участков, располагающихся несколько восточнее (Хлестов, Ушакова, 1965), но здесь шарыжалгайский комплекс представлен верхами разреза, метаморфизованными в условиях не двупироксен-гнейсовой, а амфиболитовой фации (наиболее высокотемпературные ее ступени).

## § 12. АНАБАРСКИЙ ШИТ

На Анабарском щите выходы древнейших высокотемпературных метаморфических образований занимают площадь около 50 тыс. км<sup>2</sup>. Среди них выделены четыре серии пород (Рабкин, 1959, 1963):

1) далдынская (преимущественно мезо- и меланократовые двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые плагиогнейсы, реже амфиболовые, гранат-двупироксеновые и магнетит-гранат-пироксеновые гнейсы и плагиогнейсы, а также гранулиты);

2) верхнеанабарская (преимущественно лейко- и мезократовые гиперстеновые гнейсы часто с амфиболом и клинопироксеном; реже — биотит-амфиболовые, биотит-гранатовые гнейсы, мраморы, кварциты и амфиболиты);

3) верхнеламауйская (преимущественно биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, встречаются гиперстенсодержащие породы, а также гранат-биотитовые, силлиманит-кордиеритовые и силлиманит-биотитовые гнейсы);

4) хапчанская (преимущественно биотит-гранатовые гнейсы, иногда с гиперстеном, амфиболом или силлиманитом, а также мраморы и известково-силикатные породы).

Б. Г. Лутц (1964) вторую и третью серии объединяет в одну анабаро-ломауйскую, считая, что они отличаются лишь степенью метаморфизма. В схеме А. А. Каденского (1961) двум нижним сериям (1 и 2) М. И. Рабкина соответствует сербская серия, а верхняя половина разреза объединена под названием харанской серии.

Видимая мощность архейской толщи Анабарского массива приблизительно оценивается в 20—25 км (Рабкин, 1959). Для нее характерны разного масштаба линейные складки северо-западного простирания, обычно имеющие крутые падения на крыльях. Возраст толщи около 2 млрд. лет (Рабкин, 1963).

Большую часть архея Анабарского щита относят к гранулитовой фации метаморфизма (Рабкин, 1959; Лутц, 1964; Закруткин, 1959, 1966; Каденский, 1961). Амфиболитовая фация развита лишь в ядрах крупных отрицательных структур второго порядка на юге массива и в

ореолах позднесинорогенных гранитоидов, где она отражает регрессивные постмагматические явления (Закруткин, 1966).

Среди пород гранулитовой фации Анабарского щита достаточно широко распространены основные кристаллические сланцы и амфиболиты. Они тяготеют главным образом к низам разреза. Среди них наиболее часты амфибол-двупироксеновые парагенезисы с плагиоклазом и магнетитом. Характеристика минералов этих пород следующая (Лутц, 1964):

$N_{g_{гип}}$	$N_{g_{мп}}$	$N_{p_{мп}}$	$N_{g_{ро}}$	Номер плагиоклаза
1,722	1,720	1,700	1,692	34
3,1 вес. % $Al_2O_3$				
1,718	1,715	—	1,690	38
				присутствует
				би с $N_g = 1,647$
1,710	1,710	1,688	1,684	80

Особенно широко распространены различные кварцсодержащие породы с относительно небольшим числом минералов: биотит-гиперстеновые, биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые и двупироксен-амфиболовые гнейсы и плагиогнейсы. Характеристики минералов некоторых образцов следующие (по Лутц, 1964<sub>1,2</sub>):

Номер плагиоклаза	$N_{g_{гип}}$	$N_{g_{би}}$	$N_{g_{мп}}$	$N_{m_{мп}}$	Примечания	
25	1,680	1,623	—	—	Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы	
24	1,716	1,660	—	—		
28	1,700	1,645	—	—		
—	1,710	1,658	—	—		
25	1,758	1,694	—	—		
30	1,720	1,660	—	—		
34	1,690	1,640	—	—		
—	1,705	1,646	—	—		
—	1,724	1,665	—	—		
28	1,742	—	1,734	1,712	Двупироксеновые гнейсы	
33	1,730	1,672	1,724	1,704		
32	1,718	—	1,705	—		
—	1,745	—	—	—		
37	1,728	—	1,720	1,700		
34	1,714	—	1,710	1,690		$N_{g_{ро}} = 1,686$
35	1,720	1,656	1,716	—		$N_{g_{ро}} = 1,692$
36	1,718	1,660	1,715	1,694		$N_{g_{ро}} = 1,690$
28	1,705	—	—	—	Гиперстеновые граниты (чарнокиты)	
34	1,737	—	—	—		
—	—	1,668	—	—	$f_{гр}$ (по анализу) = 72% } биотит-гранато- $f_{гр}$ (« » ) = 62% } вые гнейсы	
30	—	1,654	—	—		
30	1,718	1,660	—	—	$f_{гр} = 64%$ Гранат-гиперстеновые гнейсы	
30	1,725	1,664	—	—		

Для гранатовых амфиболитов указываются следующие минеральные ассоциации (Лутц, 1964<sub>1,2</sub>):

- 1) гр (альм 56, пир 18, грос 24%) + мп ( $N_g = 1,714$ ,  $N_m = 1,692$ ,  $f = 38%$  по анализу,  $Al_2O_3 = 4.3$  вес. %) + ро ( $N_g = 1,694$ ) + пл (№ 57) + мт;
- 2) гр (альм 68, пир 16.5, грос 14.5%) + мп ( $N_g = 1,725$ ,  $N_m = 1,704$ ) + ро ( $N_g = 1,698$ ) + пл (№ 40) + мт.

Редкими являются парагенезисы амфибол-двупироксен-гранатовых амфиболитов:

- 1) гр (альм 55, пир 22, Са-компонент 22%) + гип ( $N_g = 1,730$ ,  $f = 53%$  по анализу,  $Al_2O_3 = 0.8$  вес. %) + мп ( $N_g = 1,720$ ,  $N_m = 1,698$ ) + ро ( $N_g = 1,702$ ,  $f = 55%$  по анализу) + пл (№ 45) + мт;
- 2) гр (альм 55, пир — 24, Са-компонент 19%) + гип ( $N_g = 1,726$ ) + мп ( $N_g = 1,712$ ,  $N_m = 1,690$ ) + ро ( $N_g = 1,720$ ) + би + пл (№ 34) + орг (в антипертитах).

Для зоны перехода к амфиболитовой фации отмечается многоминеральная ассоциация с кварцем:

1) гр (альм 58, пир 40, Са-компонент 2%,  $N=1,775$ ) + гип ( $Ng=1,718$ ) + мп ( $Ng=1,710$ ) + ро ( $Ng=1,694$ ) + би ( $Ng=1,654$ ) + пл (№ 35) + кв.

Минеральные парагенезисы пород, богатых глиноземом, следующие:

1) гр + сил + корд + би + пл + кв. Как дополнительный минерал упоминается иногда гиперстен (Рабкин, 1959, стр. 72). Для южной части щита ассоциация гиперстена с силлиманитом отмечалась и В. В. Закруткиным.

2) гр + корд ( $Ng=1,552$ ,  $Np=1,540$ ,  $2V=78^\circ$ ) + гип ( $Ng=1,712$ ,  $Np=1,700$ ,  $2V=-54^\circ$ ) + би + пл + кпш + кв. Для сходной ассоциации, но без гиперстена, имеются анализы минералов (Луцк, 1964, 1966; вес. %): гр —  $Fe_2O_3=5,87$ ,  $FeO=22,10$ ,  $MgO=7,21$ , корд —  $Fe_2O_3=0,54$ ,  $FeO=6,02$ ,  $MgO=8,23$ ,  $H_2O=2,60$ ;  $N_{гр}=1,795$ ;  $N_{корд}=1,548$ ,  $N_{гип}=1,664$  ( $f=46\%$ ).

Еще менее железистые гранаты (до 40% пироба) описаны из гранат-биотитовых гнейсов центральной части щита (Рабкин, 1959). В отдельных образцах гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов отмечается темно-зеленая шпинель.

Отмечаются редкие находки сапфиринсодержащих ассоциаций (Моор, 1937; Рабкин, 1959; Каденский, 1961):

- 1) сапф ( $SiO_2=17,13$ ,  $Al_2O_3=55,36$ ,  $FeO=3,77$ ,  $Fe_2O_3=2,16$ ,  $MgO=17,57$  вес. %) + гип + андезин + флог + ро + апатит;
- 2) сапф ( $N_{ми} \sim 1,710$ ,  $2V=-40^\circ$ ) + корд + би + кпш + пл (№ 50) + мт;
- 3) сапф + гип + би + ск (+ шп + гр + ру). Сапфирин развит вокруг шпинели;
- 4) сапф ( $2V=-65^\circ$ ) + би + шп + пл (№ 25).

Важнейшие парагенезисы карбонатных и известково-силикатных пород следующие:

- 1) ка + до + мп + ск + пл + орт + сф;
- 2) ка + мп + ск + флог + орт + кв + сф;
- 3) ка + мл + флог ( $Ng=1,581$ ) + парг ( $Ng=1,660$ ) + сф;
- 4) ка + дол + фо ( $2V=79-80^\circ$ ) + шп ( $N=1,716$ ) + парг;
- 5) ка + мп ( $Ng=1,722$ ) + ск + грос ( $N=1,731-1,742$ ) + вол ( $Ng-Np=0,014$ ,  $-2V=-33-40^\circ$ ) + пл + орт + кв + сф;
- 6) ка + мл + ск + Са-гранат (до 70% андр) + орт + сф.

Описаны также андрадит-плаггиоклазовые породы скарного типа (Каденский, 1961): андр ( $N=1,84$ ) + мп + пл<sub>65-90</sub> + мт + гематит.

На площадях, охваченных метаморфизмом амфиболитовой фации, преобладают следующие минеральные ассоциации:

- 1) би + зеленая ро + пл (№ 28—41) + кпш + кв (иногда дополнительно гип или мп);
- 2) гр + ро + мп + пл (№ 40—90) + кв (изредка дополнительно гип).

В одном из образцов состав граната следующий (%): альм 63, пир 14, Са-компонент 17, спесс. 6; состав амфибола (вес. %):  $TiO_2=3,22$ ,  $Al_2O_3=12,43$ ,  $Fe_2O_3=5,87$ ,  $FeO=17,17$ ,  $MgO=7,42$  (Рабкин, 1959).

3) гр ( $N=1,789$ ) + би ( $Ng=1,662-1,678$ ) + пл (№ 33—42) (антипертитовый) + кпш + кв + мт.

Более редки следующие парагенезисы:

4) гр + ро + би + пл + кв + рудный (Рабкин, 1959).

Иногда описывается клинопироксен (плаггиоклаз при этом имеет № 54; Каденский, 1961).

5) кум ( $cNg=14^\circ$ ,  $2V=70^\circ$ ) + би + гр + пл (№ 44—51).

Для богатых глиноземом пород описаны следующие ассоциации минералов:

- 1) гр + сил + корд ( $2V=84-85$  редко  $65^\circ$ ) + би + пл + кпш (пертитовый) + кв (+ ру + мт + грф);
- 2) гр + сил + корд + зеленая шп + пл + кв. Иногда шпинель окаймляется силлиманитом или гранатом;
- 3) гр + зеленая шп + би + мт + кор + пл (№ 32—34).

Для центральной части Анабарского массива (верховья р. Алы) описана находка пород со следующим парагенезисом: гр + корд + сил + гип + сапф + би (Лутц, Копанева, 1968). Составы минералов следующие:

Гранат ( $N=1,765$ ) —  $Mg_{1,66}Fe_{1,24}^{+2}Ca_{0,09}Al_{1,98}Fe_{0,02}^{+3}Si_{2,93}O_{12}$ , сапфиры ( $Ng=1,734$ ;  $Np=1,726$ ) —  $Mg_{1,24}Fe_{0,42}Al_{1,07}Si_{1,02}O_{10}$  ( $H_2O^+ - 1,66$  вес. %); гиперстен ( $Ng=1,712$ ;  $Np=1,703$ ) —  $Mg_{0,63}Fe_{0,29}Al_{0,23}Si_{0,85}O_3$ ; биотит —  $K_{0,8}Na_{0,07}Ca_{0,02}Mg_{1,98}Fe_{0,39}^{+2}Fe_{0,16}^{+3}Ti_{0,16}Al_{1,52}Si_{2,79}OH_{0,4}F_{0,81}O_{10}$ ; кордиерит —  $Na_{0,03}Mg_{1,71}Fe_{0,29}Al_4Si_5O_{18}$  ( $H_2O^+ - 0,23$  вес. %).

### § 13. ИНДИЯ И О. ЦЕЙЛОН

На Индостанском полуострове и на о. Цейлон высокотемпературные метаморфические образования слагают большую часть территории. Здесь впервые обнаружены и описаны типичные представители чарнокитовых серий (Holland, 1900). Эта группа пород привлекала большое внимание исследователей, изучавших метаморфические толщи. Важнейшие районы распространения чарнокитовых комплексов Индии показаны на рис. 11 (Subramaniam, 1959). Другие типы пород, сопутствующие чарнокитам (метапелиты, известково-силикатные и карбонатные породы), изучены здесь значительно слабее.

Из большого числа работ, посвященных различным вопросам геологии, генезиса и петрографии чарнокитов Индии, нами включены в обзор лишь те, которые содержат детальные характеристики их парагенезисов и химизма важнейших минералов.

Р. Хауи (Howie, 1955) дал детальную характеристику химизма пород и минералов чарнокитовой серии шт. Мадрас [Индия, район, где подобные породы были впервые описаны и выделены как специфическая группа Т. Холландом (Holland, 1900)].

Чарнокиты представлены разнообразными по составу типами от кислых до ультраосновных. Но при всем этом разнообразии общего валового состава пород набор минералов для них сравнительно однороден и различные разновидности чарнокитов отличаются главным образом количественными соотношениями в содержаниях минералов, а также химизмом минералов.

Три главнейшие наиболее полные ассоциации характеризуют минеральный состав чарнокитов шт. Мадрас и связанных с ними пород:

а) «собственно чарнокиты». Парагенезис: гип ( $f=38-62\%$ ) + мп + ро + би + пл ( $N_2$  30—59) + кпш (микроклин-пертит, реже ортоклаз) + кв + мт + ильменит + апатит;

б) «лептиниты». Парагенезис: пироп-альмандиновый гранат (около 77% альм) + пл ( $\geq 24\%$  ан) + кпш + кв + магнетит + ильменит;

в) пироксениты. Парагенезис: рп ( $f=24-27$ ) + мп + ро + мт + шп + апатит.

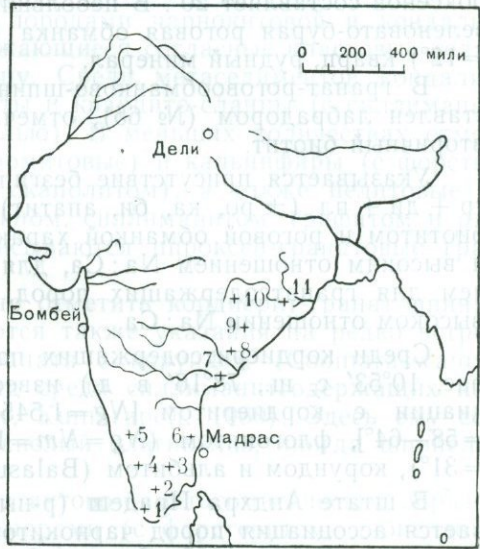


Рис. 11. Основные районы распространения пород чарнокитовой серии в Индии (Subramaniam, 1959)

1 — Тинневелли; 2 — Палли; 3 — Салем (Шеврой); 4 — Нилджирис; 5 — Майсор; 6 — Мадрас; 7 — Кондапалли; 8 — Палаварам; 9 — Джейпур; 10 — Бастар; 11 — Орисса

Кроме этих трех парагенезисов отмечаются также ассоциации с меньшим числом минералов, являющихся частью этих трех.

Т. Мутусвами (Muthuswami, 1953) среди комплекса пород чарнокитовой серии Палаварама встречены гранат-двопироксеновые гранулиты, переслаивающиеся с роговообманковыми и биотитовыми норитами, гранат-роговообманково-шпинелевыми породами, скаполит-кальцитовыми гранулитами и лептинитами. Соотношения пород, по мнению автора, в данном случае, исключают интрузивное происхождение основных чарнокитов.

Гранат-двопироксеновые породы содержат гранат ( $N=1,974$ , уд. вес 4,06), развивающийся на контакте плагиоклаза (№ 50) и гиперстена ( $Np=1,701$ ;  $2V=-63^\circ$ , плеохроизм от зеленого до розоватого), последний часто тонко «полисинтетически» сростается с моноклинным пироксеном ( $Nm=1,704$ ;  $2V=59^\circ$ ;  $cNg=43^\circ$ ), так что  $Np$  гиперстена совпадает с  $Nm$  клинопироксена, а угол между плоскостями (001) пироксенов составляет  $20^\circ$ . В небольших количествах присутствуют также зеленовато-бурая роговая обманка ( $Ng$  около 1,790;  $2V=-72^\circ$ ;  $cNg=-12^\circ$ ) кварц, рудный минерал.

В гранат-роговообманково-шпинелевых породах плагиоклаз представлен лабрадором (№ 65), отмечаются также кварц (около 1%) и вторичный биотит.

Указывается присутствие безгиперстеновых пород с парагенезисом  $gr + ди + пл$  ( $\pm ро, ка, би, апатит$ ). Безгранатовые разности пород с биотитом и роговой обманкой характеризуются недосыщенностью  $SiO_2$  и высоким отношением  $Na:Ca$ , для норитов характерно более низкое, чем для гранатсодержащих пород, отношение  $FeO:MgO$  при более высоком отношении  $Na:Ca$ .

Среди кордиеритсодержащих пород в районе Киранур (шт. Мадрас,  $10^\circ 53'$  с. ш.,  $78^\circ 16'$  в. д.) известны находки корнерупина в ассоциации с кордиеритом [ $Ng=1,545-1,546$ ;  $Np=1,539-1,542$ ;  $-2V=58-64^\circ$ ], флогопитом ( $Ng=Nm=1,601 \pm 0,002$ ), силлиманитом ( $2V=31^\circ$ ), корундом и альбитом (Balasubrahmanyam, 1965).

В штате Андхра Прадеш (р-ны Кришна и Визахапатнан) указывается ассоциация пород чарнокитовой и кондалитовой групп (Murthy, 1965; Rao, Murthy, 1965; Grastry, Leelanandam, 1965). В состав кондалитовой серии входят гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы (с калишпатом, кварцем, иногда с зеленой шпинелью), кварциты (в том числе и гранатсодержащие), «лептиниты» (с гранатом и иногда с гиперстеном), в состав чарнокитовой серии — породы от кислых до основных разностей. В ряде случаев несомненен их первичноинтрузивный характер. Парагенезис кислых чарнокитов включает кварц, ортоклаз-пертит, плагиоклаз (№ 15—40), ортопироксен, иногда гранат. В состав пород основного ряда заходят орто- и клинопироксен, плагиоклаз (№ 40 и выше), роговая обманка, биотит, магнетит, ильменит, а также апатит, циркон. В районе Кришна в этих породах дополнительно отмечаются кварц и калишпат. Для ортопироксена железистость  $f=46-53\%$  (последняя цифра — для кварцсодержащих пород), заметный плеохроизм ( $Np$  — розовый,  $Ng$  — зеленый) и отчетливо косое погасание ( $cNg$  до  $24^\circ$ ). Последний факт иногда связывают с присутствием кальциевого компонента в ортопироксене, содержание которого колеблется от 3 до 9 мол.%. Содержание  $Al_2O_3$  в анализированном ортопироксене из граната (Murthy, 1964) составляет 2,83 вес.%. Для сосуществующих пироксенов приведены следующие оптические данные (Murthy, 1965): ортопироксен —  $Ng=1,718$ , клинопироксен —  $Nm=1,695$ ,  $2V=56^\circ$ .

П. Нарайанасвами (Narayanawami, 1962) среди гнейсов, кальцифиоров и кристаллических известняков района Тинневелли описывает

прослои и линзы различных известково-силикатных пород. Выделяются четыре их разновидности:

- 1) клинопироксен-волластонитовые (с большим количеством кальцита, кварца, скаполита и сфена);
- 2) гроссуляр-волластонитовые (иногда с дополнительными клинопироксеном, скаполитом и кальцитом);
- 3) волластонитовые линзы в кальцифирах (вол + мп + микр + ка);
- 4) пироксеновые кальцифиры (мп + ка + кв).

Высокотемпературные докембрийские образования о. Цейлон занимают около  $\frac{4}{5}$  всей его площади (более 25 тыс. кв. миль). Выделяются четыре основных области развития различных групп метаморфических пород (Соогау, 1962). Центральная субмеридиональная зона острова ( $\sim 240 \times 55$  км) сложена образованиями серии Нагорья. С запада и востока к ней примыкают две близкие по размерам зоны развития пород серии Виджайан, а с юг-юго-запада — зона юго-западного пояса, заметно меньшая по площади ( $\sim 130 \times 40$  км).

Серия Нагорья представлена породами чарнокитовой и кондалитовой групп, образующими перемежающиеся согласные пластовые тела, слагающие единую слоистую толщу. Среди метаседиментов кондалитовой группы преобладают кварциты и кварцито-сланцы (с силлиманитом, магнетитом и зеленой шпинелью). В меньших количествах отмечаются мраморы (в том числе доломитовые) и кальцифиры (с форстеритом, диопсидом, флогопитом и скаполитом), а также пелитовые и семипелитовые гнейсы (с алмандином, силлиманитом, графитом и рутилом). В отдельных случаях описываются пироксен-гранатовые гранулиты (Wells, 1956).

Как редкий парагенезис можно отметить кордиерит-гранат-шпинелевые породы (Wells, 1956); имеются также указания на редко встречающиеся находки ассоциации граната с корундом (Соомарасвати, 1903). Более распространен корунд среди силлиманитосодержащих пород кондалитовой группы (Соогау, Кумагарели; 1960). Здесь ему сопутствуют пертитовый калишпат, кислый плагиоклаз, иногда шпинель, рутил.

Корунд отмечен также и в контактово-биметасоматических образованиях между доломитовыми мраморами (с форстеритом, диопсидом, флогопитом, шпинелью и хондродитом) и сиенитами (Wells, 1956).

В пределах кондалитовой группы пород серии Нагорья обособляется толща богатых кальцием пород, известных под названием гнейсов Кадуганава (Coates, 1935) и распространенных к западу от Канду. В их составе преобладают пироксеносодержащие амфиболиты, перемежающиеся с гранат-биотитовыми гнейсами.

Породы чарнокитовой группы серии Нагорья представлены всеми разновидностями от кислых до основных. В их состав входят орто- и клинопироксен, роговая обманка, калиевый полевой шпат (микрперит), плагиоклаз в различных количественных соотношениях, биотит редок. Во многих случаях фиксируется развитие ортопироксена в виде кайм вокруг клинопироксена. Калишпат в основных чарнокитах часто образует отдельные крупные очки — порфиробласты, а в средних разновидностях лейкократовый материал обособляется в виде полос — пропластков, подчеркивающих сланцеватость («чарнокитовая магматизация»; Соогау, 1962).

Серия Виджайан характеризуется большой ролью биотитсодержащих пород и широким распространением лейкократовых гнейсов, мигматитов, секущих жил аплитов и пегматитов (в некоторых случаях с алланитом и скаполитом). Гиперстенсодержащие разновидности (чарнокит-биотитовые гнейсы) рассматриваются П. Курэй (Соогау, 1962) как реликтовые. Они особенно часты в переходной зоне, между сериями Нагорья и Виджайан, где присутствуют также и типичные чарнокиты.

Граница между сериями на востоке совпадает с субмеридиональным простиранием пород (общим для обеих серий), а на западе показана П. Курэй под некоторым углом к литологическим границам пород.

Комплекс пород юго-западного пояса, как и серия Нагорья, характеризуется тесной ассоциацией метаседиментов и чарнокитов. Здесь широко распространены кислые гранулиты (часто с силлиманитом и кордиеритом, развивающимся по гранату), а также гранатсодержащие разновидности чарнокитов. Биотит довольно обычен в чарнокитах; его присутствие нередко обнаруживает связь с жилами лейкократовых пегматитов. Для богатых кальцием пород характерен волластонит.

Юго-западный пояс рассматривается либо как продолжение серии Нагорья, либо как самостоятельный геосинклинальный пояс, продолжающийся в Южную Индию\*.

Для района Ратнапуры (южная часть полосы серии Нагорья) имеется подробный перечень минеральных парагенезисов различных пород, пространственно тесно ассоциирующих (Naruarachchi, 1967). Предельные парагенезисы:

- 1) гр±сил+би+пл+пертитовый кпш+кв+грф (для пород пелитового ряда);
- 2) гип+ди+ро+би+пл (олигоклаз—андезин)+пертитовый кпш+кв (средние чарнокиты);
- 3) гип+гр+би+пл+кв (средние чарнокиты)\*\*;
- 4) гип+ди+гр+ро+би+пл (основные чарнокиты);
- 5) ка±дол+фо+шп+флог (мраморы);
- 6) ка±дол+фо+ди+флог (мраморы);
- 7) ди+ск+ка+сф (известковистые породы);
- 8) ди+ск+пл+кв+сф (известковистые породы);
- 9) Са-гранат+пл+ск±сф (известковистые породы);
- 10) Са-гранат+пл+кв+сф (известковистые породы);
- 11) рп+ро+шп (магнезиальные породы).

#### §14. АФРИКА

Высокотемпературные метаморфические формации широко распространены на Африканском материке. Они развиты практически во всех областях, где обнажаются докембрийские образования.

В Западной Африке разнообразные толщи высокотемпературных метаморфических пород объединяются под названием «дагомий» (Roques, 1948). Наиболее типичным районом является «гнейсовый щит» в Нигерии, Дагомее и Того, продолжение которого прослеживается в юго-восточную часть Ганы. Общая площадь щита более 100 тыс. км<sup>2</sup>. Здесь, как и в других районах Африки (Haughton, 1963), в высокотемпературных комплексах парапороды составляют весьма существенную часть, а во многих случаях являются даже преобладающими (различные гранулиты, гранатовые и скаполитовые гнейсы). Для них обычны значительные проявления диафтореза. Меньшие площади дагомий и близкие к нему толщи слагают в Сьерре-Леоне (свита Касила: гнейсы, гранулиты, гранат-пироксен-роговообманковые сланцы), в Гвинее и Либерии (мигматиты, амфиболиты, биотитовые сланцы, железистые кварциты), в Мавритании (свита Амсага: кварциты и гнейсы, содержащие гранат, кордиерит, силлиманит, биотит, гиперстен), на границе Алжира и Мали (суггарий массива Адрар-Ифорас: известняки и доломиты, железистые кварциты, пироксениты, амфиболиты, биотитовые, амфиболовые и гиперстеновые гнейсы и мигматиты; Хоутон, 1966; Blanchot, 1955; Marvier, 1953).

В западной части Центральной Африки высокотемпературные метаморфические комплексы, включающие гранулиты и чарнокиты, из-

\* На тектонической карте Евразии эта часть о. Цейлон показана как область байкальской складчатости (Яншин, 1965).

\*\* Как менее распространенная указана та же ассоциация с роговой обманкой и калишпатом.

вестны в Габоне, Республике Заир и Анголе, а также в верховьях р. Шари (Gégar, Gégar, 1952). В восточной части Центральной Африки подобные образования широко распространены. Они объединяются в Уганде в комплекс основания, в Кении — в систему основания, в Танзании — в систему Додома. В их составе различные гнейсы, гранулиты, чарнокиты, метадолериты, кварциты (Хоутон, 1966).

Древнейшие толщи в Малави и в бассейне Верхней Луалабы включают комплекс гранулитов, чарнокитов, амфиболитов, кварцитов, известняков и доломитов (Соорег, 1957; Haughton, 1963). В Капской провинции высокотемпературные метаморфические породы входят в состав системы Кейс (по среднему течению р. Оранжевой). Здесь распространены гранат-силлиманит-кварцевые сланцы и гранулиты, кварциты, корунд-силлиманитовые гнейсы, метабазиты (с роговой обманкой, синим пироксеном, лабрадором и гранатом), а также мраморы (часто с гранатом, оливином, диопсидом, скаполитом, эпидотом).

В Юго-Восточной Африке высокотемпературные формации известны в Южной Родезии (район Миами), Южно-Африканской Республике (пров. Наталь) и в Мозамбике (Assuncao et al., 1956). На о. Мадагаскар они слагают значительную часть докембрийского выступа, занимающего большую часть острова. Здесь распространены чарнокиты, глиноземистые гранулиты (с кордиеритом, силлиманитом и гранатом), гнейсы (в том числе кордиерит-силлиманит-шпинелевые), мраморы и кварциты (Хоутон, 1966; Delbos, 1958; Boulanger, 1957).

Детальные минералогические описания имеются лишь для немногих районов развития высокотемпературных метаморфических толщ Африки.

В докембрийском комплексе, развитом почти во всей территории Нигерии, описаны породы чарнокитового облика, располагающиеся среди биотитовых гнейсов и гранулитов (Oyawoye, 1962, 1964).

Важнейшие парагенезисы следующие:

- 1) в гранулитах — кв, микр-микрпертит (обычно в малом количестве), пл (олигоклаз) би, альм;
- 2) в чарнокитах — кв, микр-микрпертит, пл (№ 35), амф, ( $\pm$ би), рп, мп,  $\pm$ фа, рудные минералы\*.

В последних встречаются в виде «ксенолитов» богатые кальцием породы состава кв, пл, ск, гр, эп, сф ( $\pm$ ка).

Для микроклинсодержащих разновидностей характерны мирмекиты.

Соотношения железистости минералов чарнокитов иллюстрируются данным по трем образцам:

- 1) ол —  $Np=1,81$ ,  $2V=-50^\circ$  ( $\sim 95\%$  фа);  
мп —  $Nm=1,731$ ,  $2V=55^\circ$ ,  $cNg=47^\circ$ ;  
амф —  $Ng=1,713$ ;  $Np=1,692$ ;  $cNg=20^\circ$ ;
- 2) рп —  $Ng=1,742$ ;  $Np=1,727$ ;  $2V=-63^\circ$  ( $\sim 75\%$  Fs);  
мп —  $Nm=1,716$ ;  $2V=53^\circ$ ;  
амф —  $Ng=1,712$ ;  $Np=1,690$ ;  $cNg=14^\circ$ ;
- 3) рп —  $Ng=1,758$ ,  $Np=1,742$ ;  $2V=-83^\circ$  ( $\sim 80\%$  Fs);  
амф —  $Ng=1,712$ ,  $Np=1,692$ ,  $cNg=26^\circ$ .

В комплексе основания юго-западной части Нигерии известны породы чарнокитового ряда (эндербиты; Habbard 1964, 1965). В их составе гип, мп, красно-бурый би, полевые шпаты, кв, рудные минералы, апатит. Присутствует вторичный амфибол, развивающийся по краям пироксеновых зерен.

Андезин-ангипертит состоит из  $CaO-8,2$ ,  $Na_2O-5,4$ ,  $K_2O-2,3$  вес. %. (т. е. орт<sub>13,6</sub> аб<sub>45,7</sub> ан<sub>40,7</sub>). Соотношение калиевого полевого шпата и плагиоклаза: кпш — 19,8 — 26,7, пл — 73,3 — 80,2%.

\* По набору и характеристике минералов эти породы напоминают граниты типа рапакивы. Имеются некоторые сомнения относительно правильности включения их в чарнокитовые серии.

В юго-западной части Того высокотемпературные метаморфические породы известны в районе горы Агу (Robertson, 1924), где они слагают небольшую полосу среди поля более низкотемпературных образований. Для этого района указывается присутствие двупироксеновых и гранат-гиперстеновых плагиогнейсов, а также гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Их минеральные ассоциации следующие:

- 1)  $rp + mp + би + андезин + кв$ ;
- 2)  $rp + mp + гр + ро + би + лабрадор + кв + ил$ ;
- 3)  $гр + mp + ро + клиноцоизит + кв + ру$ ;
- 4)  $гр + mp + ро + клиноцоизит + кв + ру$ .

Для второй ассоциации характерно развитие амфибола и граната в виде каймы вокруг гиперстена, для третьей ассоциации — роговой обманки за счет клинопироксена.

В породах фундамента пустыни Мохаммед (Ангола) описаны высокотемпературные известково-силикатные образования (Montenegrode, Robolho, 1963), включающие следующие минералы: ди, парг, везувиан, андрадит-гроссуляровый гранат, фо, зеленая шп, флог.

В докембрийском фундаменте верховьев р. Касаи (Северная Ангола) развиты чернокиты и гранулиты, контактирующие на севере с комплексом габбро и норитов (Delhal, Fieremans, 1964). Отдельные выходы чарнокитов протягиваются прерывистой полосой отсюда почти до побережья Атлантического океана. Абсолютный возраст чарнокитов и габбро-норитов определен в 2600 млн. лет.

В Республике Заир в бассейнах рек Луэта и Лулуа известны также образования чарнокитового типа (Delhal, 1957, 1963), являющиеся северо-западным продолжением массива чарнокитов Анголы. Они представлены лейкократовыми гиперстеновыми гранито-гнейсами (плеохроирующий гиперстен, немного красно-бурого биотита, ортоклаз-пертит, олигоклаз № 30, голубоватый кварц). Отмечаются и разности с гранатом (Howie, 1958). С чарнокитами ассоциируют гололейкократовые аплитовидные породы, а также гранат-полевошпатовые породы, иногда содержащие силлиманит. Отмечается присутствие так называемых «итабиритов» — кварцитов, содержащих гиперстен, гранат, амфибол, магнетит и гематит.

В северной части массив чарнокитов Касаи обогащен породами основного ряда. Здесь преобладают габбро-норитовые разности (ассоциация гип, авгит, бурая ро, андезин, кв, рудный минерал, апатит; Howie, 1958) и гранат-клинопироксеновые амфиболиты (Delhal, 1957). В Судане высокотемпературные образования чарнокитового типа известны на границе с Угандой, а также севернее — провинция Голубой Нил (Howie, 1958). Здесь встречаются породы кислого, среднего и основного ряда. Для первых двух разновидностей обычна следующая ассоциация: гип ± mp ± ро (буро-зеленая) + би (бурый) + антипертитовый пл + микропертитовый кпш + кв (+ апатит + рудный минерал).

В породах основного ряда обычен парагенезис:

$гр + rp$  (сильно плеохроирующий) +  $mp + бурая ро + пл_{45} + кв + апатит + ру$ . Пироксены и роговая обманка одного из образцов проанализированы: гиперстен ( $En_{47}Fs_{49}Wo_4$ ) —  $Ng = 1,725$ ,  $Al_2O_3$  2,26 вес.%; клинопироксен ( $En_{34}Fs_{22}Wo_{44}$ ) —  $Ng = 1,714$ ,  $Al_2O_3$  2,8 вес.%; роговая обманка ( $f = 47\%$ ) —  $Ng = 1,681$ ,  $TiO_2$  2,10 вес.%,  $Al_2O_3$  13,06 вес.%. Помимо чарнокитов указываются также находки эвлизитов: гип ( $f = 72\%$ ) + кв + рудный минерал (Howie, 1958).

А. Гроувсом (Groves, 1935) описаны породы чарнокитовой серии севера Уганды. В кислых чарнокитах здесь обычна ассоциация: гип, темный би, олигоклаз, кпш (микр или орт) и кв. Из акцессорных присутствует апатит. Характерны пертиты и антипертиты.

Для средних чарнокитов характерны два важнейших парагенезиса:

1) гр+гип+мп+буро-зеленая ро+пл (олигоклаз или андезин)+кпш+кв(+рудный минерал+апатит);

2) гип+мп+ро+би+пл+кпш+кв(+рудный минерал+апатит).

Породы основного ряда чарнокитовой серии Уганды по набору минералов аналогичны средним чарнокитам. В некоторых случаях кварц отсутствует. Плаггиоклаз обычно представлен лабрадором.

А. Гроувс отмечает реакционные соотношения между минералами, в большинстве своем отражающих явления эклогитизации. В гранат-двопироксен-плаггиоклазовых породах (по Гроувсу, нориты) указывается развитие кайм граната вокруг гиперстена на контакте с лабрадором и моноклинного пироксена по гиперстену. В породах с роговой обманкой строение кайм более сложно. На контакте гиперстена с плаггиоклазом образуется двойная гранат-роговообманковая оболочка (с небольшим количеством кварца). При этом гранатовая кайма примыкает к плаггиоклазу, а роговообманковая — к гиперстену. Здесь же гранат развивается в небольшом количестве и по краям зерен моноклинного пироксена.

В породах без гиперстена вокруг диопсида на контакте с плаггиоклазом образуется двойная кварц-гранатовая оболочка (кварц примыкает к диопсиду, а гранат — к плаггиоклазу). Диопсид в этих случаях находится в сростаниях с роговой обманкой.

В ассоциации мп+ро+би+пл+кпш+кв развивается хорошо выраженный кайм диопсида на контакте роговой обманки и кварца.

С. Морел (Morel, 1955, 1961) описал высокотемпературные метаморфические образования южной части Малави, где им отмечена некоторая зональность метаморфизма. Нагорье к востоку от долины р. Шир сложено преимущественно гиперстеновыми гранулитами, идентичными средним чарнокитам Т. Холланда (Holland, 1900). В их состав входят слабо плексурные гиперстен, бледно-зеленый клинопироксен, сильно плексурная оливково-зеленая роговая обманка, криптопертитовый калиевый полевой шпат, плаггиоклаз (№ 20—40) и кварц. Обычно присутствие титаномагнетита. Биотит часто наблюдается в виде кайм вокруг рудного минерала.

В меланократовых гиперстенсодержащих гранулитах (без калиевого полевого шпата), имеющих дискордантные соотношения с вмещающими породами и, по-видимому, являющихся дометаморфическими основными интрузивами, номер плаггиоклаза возрастает в некоторых случаях до 60. В них наряду с пироксенами, роговой обманкой и плаггиоклазами часто содержатся магнетит, пирит и пирротин. В карбонатных породах характерен парагенезис геденбергита с кальцитом, основным плаггиоклазом и гранатом (андрадит-гроссуляром?).

В центральной и западной частях долины среднего течения р. Шир преобладают биотитовые гнейсы (с олигоклазом и пертитом, с синезеленой роговой обманкой, с редким бледно-зеленым клинопироксеном). В более меланократовых разностях плаггиоклаз обычно представлен андезином и часто развивается гранат. В отдельных участках обнаружены гранат-роговообманково-эпидотовые гнейсы. Част сфен, который в восточной части долины не отмечался. Пироксенсодержащие породы редки, причем гиперстен практически не встречается.

В пограничной зоне выделенных данным автором фаций протягивается на 30—35 км горизонт доломитовых мраморов. Здесь же и на некотором удалении от пограничной зоны С. Морел отмечает частое переслаивание альмандин-роговообманково-диопсидовых гнейсов с гиперстенсодержащими гранулитами. Он вслед за Хауи и Субраманиамом (Howie, Subramaniam, 1957) приходит к выводу, что отсутствие или присутствие граната в данном случае контролируется только химическим составом пород.

С. Морел (Morel, 1955) упоминает необычную ассоциацию анто-

филлита с ортоклазом, развивающуюся в виде кайм вокруг биотита, который в данном случае представлен очень бедной магнием разновидностью ( $Nm=Ng=1,598$ ;  $Ng-Np=0,045$ ;  $2V$ —малый, отрицательный). Для антофиллита приведены: прямое погасание,  $Ng-Np=0,017$ , угол  $2V$ —большой, положительный. Ортоклаз во многих случаях окаймляет не только биотит, но и антофиллит. Часто одновременно присутствует бледно-зеленый тремолит ( $2V$  большой, отрицательный).

С гранулитами Южного Ньясаленда пространственно ассоциируют породы состава нефелиновых сиенитов («нефелин-сиенитовые гнейсы»), видимо, более позднего происхождения. Их абсолютный возраст 550 млн. лет.

В провинции Наталь высокотемпературные чарнокитовые образования известны в районе Порт-Эдварда (Gevens, Dunne, 1942) и в области Мраморной Дельты (Simpson, Tregidga, 1956; Howie, 1958). Здесь они представлены преимущественно кислыми и средними разновидностями с постоянным парагенезисом: рп, кв, кпш (микроклин-пертит) и олигоклаз-андезина (№ 30—44). В отдельных случаях дополнительно присутствуют би, ро, мп. Как редкий минерал указывается пирро-альмандиновый гранат. Отмечены находки фаялитовых пород ол ( $i=93\%$ ) + зеленый пироксен + ро. В анализированном образце гиперстена из кислого чарнокита (адамеллита) состава  $En_{16}Fs_{82}Wo_2$  содержится 2,1 вес. %  $Al_2O_3$  (Howie, 1958).

В районе Порт-Эдвард и в низовьях Умтамбуна-ривер (пров. Наталь) описаны кислые и средние чарнокиты (Gevens, Dunne, 1942). Их минеральный состав довольно постоянен: плеохроирующий гип + зеленый мп + антипертитовый пл (№ от 27 и выше) + пертитовый кпш + кв + титансодержащий магнетит. Более редки гр (иногда в виде кайм вокруг магнетита), красно-бурый би (преимущественно кислые чарнокиты) и бурая ро (последняя — только в средних разновидностях). Чарнокитам сопутствуют «нормальные» биотитовые и гранат-биотитовые граниты, гиперстеновые и гранатовые гранулиты.

На о. Мадагаскар А. Разафинипарани (Razafiniparany, 1963) описан кристаллический массив Бетафо-Соавинаидриана (~100 км к ЮЗ от г. Тананариве), сложенный магматитами различного состава с отдельными телами чарнокитов и амфиболитов (с андезином, уралитизированным авгитом, гиперстеном, биотитом).

Основные чарнокиты (андезин-лабрадор, гип, ро, би, апатит, магнетит) образуют эллипсовидные тела в мигматитах, которые содержат в центре неизменные габбро. По периферии основных чарнокитов развиваются гнейсовидные кислые чарнокиты. В них или в мигматитах обособляются сиенитовые чарнокиты.

Для гнейсовидных кислых чарнокитов характерен парагенезис: гип с авгитом, ро, олигоклаза, орт, кв и мт.

Сиенитовые чарнокиты не содержат клинопироксена и бедны фермическими минералами.

Автор рассматривает основные и гнейсовидные чарнокиты как последовательные стадии гранитизации габбро, а сиенитовые чарнокиты как результат более позднего натрового метасоматоза гнейсовидных чарнокитов.

Породы чарнокитового типа (эндербиты и др.) известны и из южной части о. Мадагаскар (районы Форты Дофин и Бетрока). Для них обычно присутствие красно-бурого биотита, бурой роговой обманки, магнетита и ильменита; плагиоклаз представлен средними и основными разновидностями (№ 38—52). Здесь описаны также сапфиринсодержащие породы (Howie, 1958) с гиперстеном и полевым шпатом.

Составы двух анализированных гиперстенов близки:  $En_{53}Fs_{45}Wo_2$  и  $En_{52}Fs_{47}Wo_1$ ,  $Al_2O_3$ , соответственно, — 2,86 и 2,52 вес. %.

На Австралийском материке высокотемпературные метаморфические образования докембрия обнажаются главным образом в пределах Австралийской платформы («эо-Австралия»; Kölbl, 1945). Они занимают всю западную половину площади шт. Западная Австралия и выходят в хребтах Короля Леопольда и Дьюрак на севере штата. Меньшее распространение имеют докембрийские метаморфические образования в штатах Северная территория и Южная Австралия. Здесь их выходы известны на западном и восточном побережьях п-ова Арнхемленд, в горах Масгрейв, на п-овах Эйр и Йорк.

Докембрийские метаморфические породы высокотемпературных ступеней образуют также ряд выступов в области палеозойской складчатости восточной части Австралии («палео-Австралия»; Kölbl, 1945): в районе Брокен-Хилл (Новый Южный Уэльс), горы Мак-Илрейт, плато Атертон, хр. Грегори и в северной части возвышенности Селуин (Квинсленд).

А. Вильсон (Wilson, 1958) дал обзор пород чарнокитовой серии эо-Австралии, в котором кратко охарактеризованы все известные их проявления.

На некоторых территориях (например, в округе Фрэзер) все породы представлены образованиями гранулитовой фации, тогда как в других местах (например, в районе Йорка) чарнокиты и связанные с ними породы встречаются только как реликты среди образований амфиболитовой фации.

А. Вильсон на основании геологических и морфологических данных предполагает метаморфический характер большинства австралийских чарнокитов, считая их основные разности преимущественно ортопородами; а образования кислого состава, по его мнению, являются первичноосадочными. К интрузивным разновидностям чарнокитовой серии А. Вильсон относит только феррогиперстеновые адамеллиты и гранодиориты без следов метаморфической дифференциации и линейных и планпараллельных текстур. По мнению данного автора, они имеют палингенный характер.

Чарнокитовый комплекс наиболее полно представлен в Центральной Австралии (Масгрейвский блок), где он тесно ассоциирует с различными образованиями, несомненно, первичноосадочного происхождения (Sprigg, Wilson, 1958). В восточной части блока широко распространены кварциты, образующие отчетливые маркирующие горизонты, а также актинолитовые и эпидотовые гнейсы, представляющие собой наиболее богатые кальцием осадки. В западной части блока прослеживаются отчетливые горизонты гранатовых гнейсов (часто с кордиеритом и шпинелью). По мнению А. Вильсона, в пределах Масгрейвского блока наблюдаются переходы от гранулитовой к амфиболитовой фации. Кислые разновидности пород представлены здесь кондалитами и кислыми чарнокитовыми гранулитами. Для последних описаны следующие парагенезисы (Wilson, 1958):

- 1) гип ( $f=35\%$ ) + би + пл ( $N_2=35$ ) + микр + кв;
- 2) гип ( $f=36\%$ ) + мл + ро + пл ( $N_2=35$ ) + кпш + кв;
- 3) гип ( $f=43\%$ ) + пл ( $N_2=35$ ) + кпш + кв; во всех ассоциациях обычно присутствуют также рудные минералы, апатит, циркон.

Основные чарнокиты переслаиваются с кислыми породами и представляют собой, по-видимому, метаморфизованные силлы или потоки. Парагенезисы основных чарнокитов следующие:

- 1) гип ( $f=39\%$ ) + мп + пл ( $N_2=48$ ) + кв;
- 2) гип ( $f=34\%$ ) + мп + ро + би + пл ( $N_2=56$ ) + кпш;
- 3) гип ( $f=26\%$ ) + мп + ро + пл ( $N_2=91$ );
- 4) гип ( $f=34\%$ ) + мп + ро + пл ( $N_2=59$ );

5) гр+гип ( $f=35\%$ ) +мп+пл (№=60—72); во всех случаях обычны также рудные минералы и апатит.

Интрузивные разновидности пород чарнокитовой серии (феррогиперстеновые адамеллиты и гранодиориты) представлены следующими парагенезисами:

- 1) гип ( $f=56\%$ ) +мп+ро ( $\pm$ би) +пл (№=29) +кпш+кв;
- 2) гип ( $f=49\%$ ) +мп+ро ( $\pm$ би) +пл (№=34) +кпш+кв;
- 3) гип ( $f=64\%$ ) +мп+ро ( $\pm$ би) +пл (№=39%) +кв; кроме того, присутствуют рудные минералы — апатит, циркон.

В Западной Австралии образования чарнокитовой серии, включающие оливиновые гиперстениты, роговообманковые гиперстениты, андезиниты и плагиоклаз-роговообманково-пироксеновые гранулиты (гип— $f=38\%$ , пл № 73) \*, пространственно тесно ассоциируют с парапорадами. Среди последних встречаются характерные грубополосчатые кварц-магнетит-гиперстеновые породы (метаморфизированные джеспилиты), а также гранат-кордиерит-гиперстеновые и гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы.

П. Прайдером (Prider, 1940, 1945) здесь описаны кордиерит-антофиллитовые метасоматиты, развитые по шпинель-оливиновым гиперстенитам. Во многих частях Западной Австралии характерно присутствие средних и основных чарнокитов, «шлиров» гиперстенсодержащих пегматитов, возможно, имеющих анатектический или метасоматический характер.

В поле чарнокитовых и гранулитовых образований, в 160 км к востоку от Перта, А. Вильсон (Wilson, 1963) указывает сапфиринсодержащие породы. Здесь наиболее обычна ассоциация со шпинелью, ромбическим пироксеном (бронзит) и флогопитом. Сапфирин развивается по всем трем сосуществующим минералам. В породах с кордиеритом сапфирин всегда образует каймы между шпинелью и кордиеритом.

В южной части п-ова Эйр (Tilley, 1921) гранито-гнейсы, чарнокиты и другие ортопороды серии Флайндерс имеют отчетливые интрузивные соотношения с толщей различных парапоряд древнейшей серии Хатгинсон (различные гранатсодержащие гнейсы, доломиты и кальциево-магнезиальные силикатные породы).

В состав серии Флайндерс входят роговообманковые и биотитовые гранито-гнейсы (часто очковые), гиперстеновые и диопсидовые граниты чарнокитового типа, пегматиты и аплиты. В кислых разновидностях часто содержатся полосы основных пород — метадолеритов (амфиболиты, роговообманковые сланцы, пироксеновые гранулиты), а также ксенолиты парапоряд серии Хатгинсон (гранат-шпинель-силлиманитовые породы обычно с магнетитом, пиритом и биотитом).

Важнейшие минеральные ассоциации гранито-гнейсов следующие:

- 1) гип (плеохроирует от зеленого до розового) +мп (светлый серовато-зеленый) +ро+пл+орт+кв+мт;
- 2) гип+мп+ро+би+пл+орт+мт+пирит;
- 3) гр+мп+ро+пл+кв (+эпидот);
- 4) гр+гип+би+пл+микр+кв.

Почти во всех случаях указывается также сфен, иногда алланит. Для граната характерно образование корон вокруг других минералов (роговая обманка, магнетит, пироксен). В гранатовых амфиболитах гранат часто окружен каймой плагиоклаза с мелкими вростками амфибола.

Минеральные парагенезисы метадолеритов следующие:

\* В аналогичных породах южного берега Западной Австралии:  $f_{\text{гип}}=52\%$ , пл. (№ 50).

- 1) гр+гип+мп+ро+би+пл+мт;
- 2) ол+гр+гип+мп+пл+мт;
- 3) гип+мп+ро+би+пл+орт+кв+мт (кварцевые метадолериты).

В первой ассоциации обычно развивается гранат в виде каймы между гиперстеном и плагиоклазом. Указывается также образование корон граната вокруг зерен клинопироксена (Tilley, 1921).

В Центральной Австралии в 55 км к северо-востоку от Алис-Спрингс среди докембрийских образований описаны сапфиринсодержащие породы (Hudson, Wilson, 1966). Указываются сапфиринсодержащие парагенезисы двух типов:

- 1) кор+шп+мт+флог+сапф;
- 2) сапф ( $N_g=1,723$ ;  $N_p=1,716$ ;  $2V=-47,5^\circ$  с дисперсией от  $44^\circ$  для красного до  $52^\circ$  для голубого света)+рп ( $N_g=1,696$ ;  $2V=-80^\circ$ , значительный плеохроизм)+шп ( $N=1,757$ )+флог ( $N_g=1,583$ ).

Для второго парагенезиса характерно прорастание бронзита тонкими пластинками сапфирина и каймы сапфирина вокруг шпинели. Среди вмещающих пород отмечается ромбический амфибол с  $N_g=1,650$ , ассоциирующий с ортопироксеном, шпинелью и магнетитом.

Р. Биннс (Binns, 1962, 1964<sub>1,2</sub>, 1965<sub>1,2</sub>) описывает прогрессивную метаморфическую зональность комплекса Виллиама района Брокен-Хилл (Новый Южный Уэльс). Здесь с юго-востока (зона I) на северо-запад (зона III) на протяжении 45—50 км выделяются три метаморфические зоны с падением степени метаморфизма к северу (рис. 12). Зональность фиксируется главным образом по преобладающим здесь метабазитам и подтверждается сменой парагенезисов в более редко встречающихся метапелитах. Таблица 5 иллюстрирует эту зональность.

Среди наиболее высокотемпературных образований, относящихся к зоне I, отмечаются следующие важнейшие (предельные) минеральные ассоциации. В основных породах:

- 1) ро+рп+мп+би+пл(±кв);
- 2) рп+альм+би+пл(±кв);
- 3) ро+альм+мп+пл+кв; а также редкий здесь бескварцевый парагенезис:
- 4) кум+би+альм+пл(±рп); в качестве аксессуарных минералов обычны апатит, ильменит и магнетит.

Р. Биннсом детально изучены пироксены из роговообманково-двупироксеновых плагиогнейсов. Состав их для комплекса Виллиама варьирует в широких пределах. Отношение  $\frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg}$  колеблется для ромбических пироксенов от 43 до 76 мол. %, для моноклинных пирок-

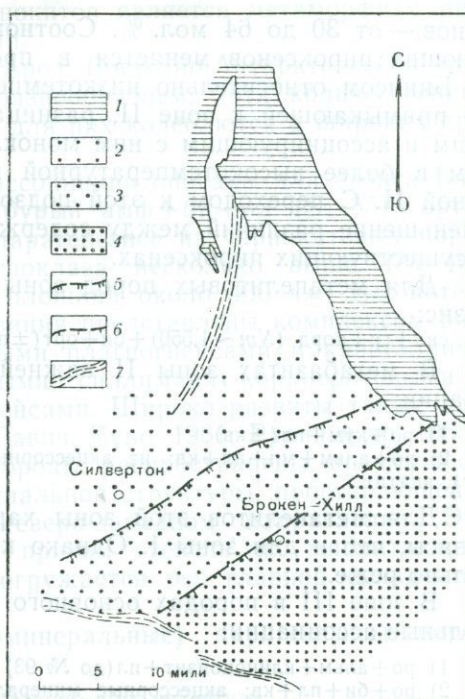


Рис. 12. Метаморфическая зональность комплекса Виллиама в районе Брокен-Хилл (Binns, 1962)

1—серия Торроранги (протерозой); серия Виллиама (архей); 2—зона III; 3—зона II; 4—зона I (см. текст); 5—примерная граница распространения амфиболитов с буро-зеленой роговой обманкой; 6—изограда гиперстена; 7—зоны разломов

Схема зональности района Брокен-Хилл

Ширина зон	Зоны	Метабазиты	Метапелиты	Породы гранитоидного состава
≥ 25 км	Зона III	Амфиболиты с зеленой или сине-зеленой роговой обманкой	Силлиманитсодержащие мусковит-биотитовые сланцы	Микроклиновые гранито-гнейсы
~ 12 км	Зона II	Амфиболиты с коричневой или коричнево-зеленой роговой обманкой	Ортоклазсодержащие силлиманитовые гнейсы	Ортоклазовые гранито-гнейсы
≥ 16 км	Зона I	Роговообманково-двупироксеновые плагиогнейсы	То же	То же

сенов — от 30 до 64 мол. %. Соотношение составов для пар сосуществующих пироксенов меняется в пределах зоны I. Для выделенной Р. Биннсом относительно низкотемпературной подзоны, пространственно примыкающей к зоне II, разница в железистости между ромбическим и ассоциирующим с ним моноклинным пироксеном заметно выше, чем в более высокотемпературной подзоне, удаленной от границы с зоной II. С переходом к этой подзоне отмечается также и некоторое уменьшение различий между содержаниями кальциевого компонента в сосуществующих пироксенах.

Для метапелитовых пород зоны I характерен следующий парагенезис:

сил+гр+корд ( $Nm \sim 1,550$ ) + би+орт ( $\pm$ пл) + кв + ил.

В метабазахиты зоны II важнейшими являются следующие ассоциации:

- 1) ро+кум+пл ( $\pm$ кв);
- 2) ро+альм+мп+пл+кв; из аксессуарных — ильменит (или ильменит и магнетит), апатит.

Для метапелитов этой зоны характерны те же основные парагенезисы, что и для зоны I. Однако кордиерит здесь встречается значительно реже.

В зоне III в породах основного ряда отмечены две главные минеральные ассоциации:

- 1) ро+альм+клиноцоизит+пл (до № 93) + кв;
- 2) ро+би+пл+кв; аксессуарные минералы также представлены апатитом и ильменитом (иногда вместе с магнетитом).

Для метапелитов зоны III характерен следующий парагенезис: сил ( $\pm$ гр) + би + муск ( $\pm$ пл) + кв + ил. Калиевый полевой шпат встречается только в бессиллиманитовых породах.

Отмечается, что ортоклаз, присутствующий в гранито-гнейсах зон I и II, сменяется в зоне III микроклином. Пертиты характерны для калиевых полевых шпатов всех трех зон.

Для присутствующих в зоне III силикатно-карбонатных пород указываются следующие минералы: пл, мп, тремолит-актинолит, обычная ро, ка, вол, эп, цо, везувиан и кв. Редкие случаи сонахождения здесь кварца в ассоциации с кальцитом рассматриваются автором как неравновесные парагенезисы.

Как указывает Р. Биннс, к северо-западу от района Брокен-Хилл степень метаморфизма архейских образований, по-видимому, постепенно снижается.

В районе Олари (80—110 км запад-юго-западнее Брокен-Хилла) для пелитовых пород, коррелируемых с комплексом Виллиама, характерно присутствие кианита и ставролита.

## § 16. АНТАРКТИДА

Восточно-Антарктическая провинция является крупнейшей в мире областью развития пород чарнокитового типа. Она протягивается более чем на 7000 км вдоль побережья Антарктиды от ледника Пенка (Земля Королевы Мод) до ледника Мерца (Берег Короля Георга V). Первые указания на находки здесь чарнокитов имеются в работе Ф. Стиллвела (Stillwel, 1918).

Описание высокотемпературных образований этой области (преимущественно районы оазиса Бангера и обсерватории «Мирный») дано Л. В. Климовым, М. Г. Равичем и Д. С. Соловьевым (Климов и др., 1964; Равич и др. 1965). Слагающие основную часть площади массивы чарнокитов, по данным перечисленных авторов, часто имеют интрузивное залегание. Однако определяющим моментом в процессе формирования современного облика чарнокитов является метаморфизм продуктов более ранней кристаллизации.

Парагенезисы чарнокитовых пород Восточно-Антарктической провинции не отличаются большим разнообразием, хотя количественные соотношения отдельных минералов для них колеблются в широких пределах.

Наиболее многоминеральные ассоциации описаны для оазиса Бангера: гип ( $f=68\%$ ) + мп ( $f=55\%$ ) + бурый амф + би + пл (№ 35) + орт + кв (+рудные); в подобном же парагенезисе из чарнокитовых пород оазиса Грирсона основность плагиоклаза несколько выше (№ 40).

В районе оазиса Бангера на площади около 400 км<sup>2</sup> высокотемпературные докембрийские образования представлены комплексом разнообразных пород: двупироксеновыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, биотит-гранатовыми, силлиманит-кордиеритовыми и другими высокоглиноземистыми гнейсами. Широко развиты также различные метабазиты и чарнокиты (Равич, Куно, 1961; Равич и др. 1965). Кислые и высокоглиноземистые породы распространены преимущественно на крыльях основной синклинальной структуры, простирающейся в центральной части оазиса в северо-западном направлении. Эти породы имеют облик мигматитов, причем степень их мигматизации возрастает к юго-востоку, куда погружается ось главной складчатой структуры.

Важнейшие (наиболее многоминеральные) парагенезисы пород оазиса Бангера следующие.

### *Чарнокиты, метабазиты, пироксеновые, сланцы и их мигматиты*

1) рп ( $Ng=1,723-1,740$ ) + мп ( $Ng=1,714-1,715$ ,  $Np=1,689-1,690$ ) + буровато-зеленая ро ( $Ng=1,703-1,704$ ) + би ( $Ng=1,644-1,659$ ) + кпш + кв;

2) гр ( $N=1,778$ ) + гип ( $Ng=1,720$ ) + би + пл (№ 35) + кпш + кв;

3) гип ( $Ng=1,714$ ,  $f=39\%$ ,  $Al_2O_3=8,8$  вес.%) + гр ( $N=1,780$ ) + корд + би ( $Ng=1,635$ ) + пл (№ 33).

### *Глиноземистые породы и кварциты*

4) гип + корд + шп (кордиерит образует каймы между двумя другими минералами);

5) гр ( $N=1,780$ ) + корд ( $Ng=1,540$ ;  $Np=1,530$ ) + сил + би ( $Ng=1,630$ ) + шп + пл × × (№ 27) + кпш + кв\*.

### *Мраморы и кальцифиры*

6) ол ( $Ng=1,674-1,682$ ) + ди + ка + дол + флог + шп;

7) ол ( $f=23\%$ ) + гр ( $N=1,780$ , 25% Са-компонента, по рентгеноструктурным данным) + ка;

\* В такой же ассоциации, но без кпш указывается: для гр —  $N=1,788$ , корд  $Ng=1,543$ , би  $Ng=1,639$ . В той же ассоциации (но без шп) отмечается и более железистый гр. ( $N=1,796$ ).

- 8) мп+ск ( $Ng=1,583-1,586$ ) +ка+пл (до № 82) +кв;  
 9) мп+гр ( $N=1,780$ , уд. вес= $3,80$ ) +ка.

В некоторых тневых гранитах и иногда в субстрате мигматитов пироксеновых сланцев отмечается наиболее многоминеральная ассоциация:

гр+рп ( $Ng \sim 1,730$ ) +мп+амф+би+пл (№ 36—40) +кпш+кв\*.

Составы большинства минералов пород оазиса Бангера меняются в широких пределах. Так, у гиперстена различных двупироксен-кварцевых парагенезисов  $Ng$  от 1,674—1,685 (в ассоциации: бронзит+диопсид+пл № 71) +кварц) до 1,754.

У биотита в кварцсодержащих породах  $Ng$  колеблется от 1,623 до 1,670, а у флогопитов бескварцевых кальцифиров  $Ng$  понижается до 1,598.

У роговой обманки в кварцсодержащих парагенезисах  $Ng=1,681-1,717$  (в бескварцевых породах  $Ng$  до 1,673). В ассоциации с калишпатом и кварцем роговая обманка довольно редка и обладает приблизительно постоянным составом ( $Ng=1,703-1,704$ ). Среди калишпатов указываются и ортоклаз, и микроклин.

В районе ледника Денмана выходы высокотемпературных образований представлены гнейсовым комплексом, порфиroidными плагиогранитами, чарнокитами и габбро-диоритами.

Важнейшие парагенезисы следующие:

- 1) гр ( $N=1,812$ ,  $\alpha=11,508A$ ) +сил+би ( $Ng=1,664$ ) +кпш+пл (№ 44) +кв;
- 2) гр ( $N=1,798$ ) +гип ( $Ng=1,740$ ;  $Np=1,721$ ) +би ( $Ng=1,652-1,688$ ) +пл (№ 40—45) +орт+кв;
- 3) гр ( $N=1,780$ ) +би ( $Ng=1,657$ ) +шп+кор+пл (№ 73) +кпш (кор окружен шпилью);
- 4) гип+мп+би+ро+пл+кв;
- 5) гип+мп+би+пл+кпш+кв;
- 6) ро+би+пл+кпш+кв.

Колебания составов минералов для пород района отражаются следующими оптическими характеристиками:

у биотита в кварцсодержащих парагенезисах  $Ng=1,656-1,688$ , роговой обманки в ассоциации с кварцем и калишпатом —  $Ng=1,701-1,710$ , в парагенезисе с кварцем (без калишпата) ее  $Ng$  опускается до 1,688, а в бескварцевых породах даже до 1,671; у гиперстена (с кв) —  $Ng=1,706-1,760$ , в бескварцевых породах до 1,693.

Соотношения составов пироксенов характеризуются следующими данными:

$Ng$ ортопироксена	$Ng$ клинопироксена	$Np$ клинопироксена
1,693	1,703	1,684
1,706	1,716	1,689
1,727	1,714—1,719	1,690—1,693
1,736	1,717	1,687
1,742	1,719	1,695
1,754	1,744	1,719

Район обсерватории «Мирный» расположен в пределах молодого блокового поднятия кристаллического фундамента Антарктиды (Климов и др., 1964; Равич и др. 1965). Он включает часть массива чарнокитов, имеющих отчетливо интрузивные соотношения с вмещающими кристаллическими сланцами. Для последних наиболее обычна бескварцевая ассоциация: гип ( $Ng=1,728-1,731$ ), мп ( $Ng=1,724-1,728$ ), бурая ро ( $Ng=1,698-1,711$ ), коричневый би ( $Nm=1,641-1,666$ ), пл (№ 50—70) и кпш.

\* Присутствие граната отмечалось и в кислых разностях чарнокитов района оазиса Бангера (Arpel, Hung, 1954).

Отмечаются также гранатсодержащие парагенезисы:

- 1) гр ( $N=1,796-1,801$ ) + гип ( $Ng=1,734-1,741$ , сильный плеохроизм) + би ( $Nm=1,654-1,656$ ) + пл (№ 40—48) + ярко-зеленая шп;
- 2) гр ( $N=1,796-1,801$ ) + гип ( $Ng=1,734-1,741$ , очень сильный плеохроизм) + би + пл (№ 40—45) + кв.

Чарнокиты представлены массивными гиперстеновыми и гнейсовидными фаялитовыми разновидностями.

Минеральные ассоциации следующие:

- 1) гип ( $Ng=1,735-1,741$ , слабый плеохроизм) + мп ( $Ng=1,722-1,729$ ;  $2V=50-52^\circ$ ;  $cNg=40-42^\circ$ ) + буроватый амф ( $Ng=1,698-1,705$ ) + коричневый би ( $Nm=1,666-1,673$ ) + пл (№ 30—44) часто с нормальной зональностью) + орт + кв;
- 2) фа ( $Ng=1,835-1,862$ ;  $2V=-61-62^\circ$ ) + мп ( $Ng=1,748$ ;  $2V=54^\circ$ ;  $cNg=42^\circ$ ) + буровато-зеленая ро ( $Ng=1,714-1,724$ ;  $2V=-60^\circ$ ;  $cNg=16^\circ$ ) + пл (№ 27—33) + орт + кв;
- 3) фа ( $f=80\%$ ) + рп ( $f=73\%$ ) + пл (№ 27) + кпш + кв.

На горе Браун на участке около 0,3 км<sup>2</sup> коренные выходы представлены в основном гранатовыми гнейсами и пироксен-плагноклазовыми сланцами, включающими линзы флогопит-диопсидовых пород (Равич и др., 1965). И гнейсы, и сланцы имеют полосчатый облик мигматитов. Минералы: гр. —  $N=1,796$ , ро —  $Ng=1,697$ ,  $Np=1,673$ ; би —  $Ng=1,658$  (в темных прослоях иногда понижается до 1,630), пл — № 31 (в темных прослоях до № 42).

В гнейсах в виде жильного материала наблюдаются лейкократовые гранатсодержащие граниты (пл<sub>39-40</sub>,  $N_{гр}=1,793$ ,  $Ng_{би}=1,654$ ) с переменными количественными соотношениями полевых шпатов.

В составе пироксен-плагноклазовых сланцев: гип ( $Ng=1,726$ ;  $2V=-50^\circ$ ), мп ( $Ng=1,716$ ;  $2V=56$ ;  $cNg=44^\circ$ ) буровато-зеленая ро ( $Ng=1,698-1,702$ ;  $2V=-72^\circ$ ;  $cNg=12-16^\circ$ ), пл<sub>41</sub>, мт, пирит, циркон.

Жильный материал в сланцах представлен гиперстенсодержащими гранитами (кв, пл<sub>40-42</sub>, орт, гип  $cNg=1,730$ ).

В зоне, переходной между гранатовыми гнейсами и пироксен-плагноклазовыми сланцами, появляются пироксен-гранатовые плагногнейсы (гип, мп —  $Ng=1,726$ ;  $cNg=41^\circ$ ;  $2V=62^\circ$ ; гр —  $N=1,796$ ; амф —  $Ng=1,713$ ;  $2V=-66^\circ$ ; пл<sub>46-47</sub>, кв). Гранат иногда образует прерывистые каемки вокруг гиперстена, в краевых частях его зерен наблюдаются червеобразные и каплевидные вросстки кварца.

Среди высокотемпературных образований Берега Ингрид Кристенсен (Равич и др., 1965) отмечаются различные пироксеновые гнейсы и сланцы, гранатовые и гранат-силлиманитовые гнейсы, кварциты.

Важнейшие минеральные ассоциации следующие:

- 1) рп ( $-2V=60-62^\circ$ ) + мп + амф + би + пл (№ 38—42) + кв;
- 2) рп + мп + гр + би + пл + кв (гип часто в виде реликтов в гр);
- 3) гип ( $Ng=1,714$ , сильный плеохроизм) + шп (зеленая) + би ( $Nm=1,620$ ) + пл (№ 32) + кпш + кв;
- 4) гип ( $Ng=1,762$ ;  $Np=1,742$ ;  $2V=-74^\circ$ ) + зелено-бурый амф ( $Ng=1,708$ ;  $Np=1,687$ ;  $2V=-72^\circ$ ) + коричневый би ( $Nm=1,676$ ) + пл (№ 45—48) + орт;
- 5) гр ( $N=1,781$ ) + корд + сил + шп (темно-зеленая) + би ( $Nm=1,618?$ ) + орт ± пл (до № 55) + кв (кордиерит со шпинелью образуют сложные симплектитовые сростания).

В бескварцевых двухпироксен-плагноклазовых сланцах (метабази-тах) железистость минералов ниже (гип —  $Ng=1,704-1,707$ ; мп —  $Ng=1,709-1,716$ ; ро —  $Np=1,670$ ). Гранат в силлиманитовых кварцитах более железист ( $N=1,802$ ), так же как и биотит в аплитовидных гранитах ( $Nm=1,682$ ).

На островах залива Короля Эдуарда VIII имеются многочисленные мелкие выходы различных полосчатых гиперстеновых и гранатовых пород (Равич и др., 1965). Важнейшие минеральные ассоциации следующие:

- 1) гр ( $N=1,796$ ,  $a=11,568$  κX) + гип ( $Ng=1,722-1,727$ ) + коричневый би ( $Nm=1,658-1,660$ ) + орт (микрпертит) + пл (№ 36—40) + кв;
- 2) гип ( $2V=87$ ) + би + сапф + пл (№ 46) + анатаз (?), циркон, ортит;

3) гр ( $N=1,780-1,796$ ,  $\alpha = 11,556-11,564 \text{ \AA}$ ) + рп ( $Ng=1,724-1,725$  + мп ( $Ng = 1,711-1,716$ ;  $2V=56-59^\circ$ ;  $cNg=42-43^\circ$ ) + амф ( $Ng=1,694-1,705$ ;  $-2V=76-78$ ;  $cNg=17-22^\circ$ ) + пл (№ 38-40).

Эти породы слагают краевые части секущих тел метаморфизованных габброидов, которые в центральных частях не содержат граната и характеризуются меньшей железистостью ортопироксена ( $Ng=1,714-1,715$ ) и клинопироксена ( $Ng=1,703-1,704$ ).

В оазисе Грирсона распространены чарнокитовые гранитоиды и три типа кристаллических сланцев и гнейсов: двупироксеновые сланцы, гранат-биотитовые и силлиманит-кордиеритовые гнейсы и плагиогнейсы (Равич и др., 1965). Кислые разности пород имеют облик мигматитов (метатект аляскитовый с плагиоклазом № 21-25).

Для некоторых чарнокитов (гранодиориты) характерен многоминеральный парагенезис:

гип ( $Ng=1,738$ ;  $Np=1,722$ ;  $2V=-55^\circ$ ) + мп ( $Ng=1,725$ ;  $Np=1,691$ ;  $2V=56$ ;  $cNg=40^\circ$ ) + зеленая ро ( $2V=-70^\circ$ ) + бурый би + пл (№ 40) + кпш + кв.

В двупироксеновых и пироксеновых сланцах железистость минералов ниже. При этом породы содержат меньшее число минералов:

1) гип ( $Ng=1,712$ ;  $Np=1,698$ , плеохроирует) + мп ( $Ng=1,712-1,714$ ,  $Ng-Np=0,023-0,025$ ) + би + пл (№ 40-45) + кв;

2) гип ( $Ng=1,698$ ) + би ( $Ng=1,625$ ) + пл (№ 55) + кв.

В глиноземистых породах наиболее многоминеральная ассоциация содержит: гр, сил, корд ( $Ng=1,561$ ;  $Np=1,550$ ), би, пл (№ 35-37), кпш, кв. Для граната из ассоциации с кордиеритом указывается  $N=1,794$ . В гранат-биотитовых плагиогнейсах отмечаются и менее железистые гранаты ( $N=1,784$ ).

На островах Генри имеются выходы чарнокитов и порфиробластовых гранитов (Равич и др., 1965). Среди чарнокитов наиболее многоминеральные метадолериты (с реликтами офитовой структуры): гип ( $Ng=1,764$ ;  $Np=1,740$ ) + мп ( $Ng=1,737$ ;  $Np=1,715$ , имеет пластинчатые вроски ортопироксена) + буро-зеленая ро ( $Ng=1,706$ ;  $Np=1,683$ ;  $2V=-68^\circ$ ) + би ( $Nm=1,660$ ) + пл<sub>46-47</sub> + орт + кв.

Среди гранитов о. Генри указываются находки ксенолитов гранат-клинопироксен-плагиоклазовых сланцев.

На Земле Эндерби высокотемпературные образования (Tilley, 1936) слагают большую территорию прибрежной части материка от станции Молодежной до района пиков Симмерс и Гримс (Каменев и др., 1965). Преобладают двупироксен-лабрадоровые сланцы, двупироксеновые плагиогнейсы и гнейсы (ассоциация: рп + мп + пл + орт-мезопертит + кв). Эти породы, как правило, имеют характер мигматитов. Меньше распространен высокоглиноземистый комплекс: гранатовые, кордиеритовые и силлиманитовые гнейсы. В бескварцевых разновидностях «...присутствуют почти все характерные минералы глиноземистых пород гранулитовой фации (гранат, кордиерит, шпинель, сафирин, силлиманит) вместе с плагиоклазом и, реже, гиперстеном...» (Каменев и др., 1965). Отмечаются реакционные отношения минералов: исчезает шпинель, сафирин, а также силлиманит и гиперстен, при этом новообразованием в большинстве случаев является кордиерит, а по гиперстену — также и гранат.

Пачки гиперстен-кордиерит-плагиоклазовых пород (силлиманит-гранат- или шпинельсодержащих) слагают небольшие прослои (мощность до 2 м) в гранатовых гнейсах восточной части района.

Карбонатная толща представлена кальцит-доломитовыми мраморами и кальцифирами (со шп, фо или ди, парг и флог). В контакте с кристаллическими сланцами кальцифиры замещаются диопсидовыми и диопсид-скаполитовыми породами с паргаситом и флогопитом. Интрузивоподобные массивные чарнокиты занимают более

3000 км<sup>2</sup> в северо-восточной части района (п-ов Вернадского) и меньший участок на п-ове Ламыкина.

Для высокотемпературных кристаллических образований этой части побережья Антарктики намечается некоторая зональность: биотит и амфибол, довольно широко распространенные в западной части района, почти исчезают на востоке.

Высокотемпературные метаморфические образования в береговой части Земли Мак-Робертсона и Земли Кемпа представлены чарнокитами на востоке, осадочно-метаморфическими породами (известково-силикатные гнейсы, мраморы, кварциты) — в центральной и полосчатыми гнейсами в западной части района (McGarthy, Trail, 1964). Минеральный состав основных чарнокитов: би, гип, кв и лабрадор, иногда гр и орт; кислых чарнокитов: гип, ро, орт, андезин и кв. В составе меланократовой части полосчатых гнейсов: мп и рп, ро, би, лабрадор-андезин, кв.

Э. Сегнит (Segnit, 1957) среди большого поля чарнокитов района Моусон (Земля Мак-Робертсона) описал небольшой выход (5×7 м) сапфиринсодержащих пород, образующих овальное тело зонального строения. Его внутренняя зона представлена парагенезисом: эн ( $Ng=1,665$ ;  $Np=1,655$ ), сапф ( $Ng=1,710$ ;  $Np=1,703$ , в образце голубой), шп ( $N=1,717$ ) и флог ( $Nm=Ng=1,570$ , отрицательный одноосный). Сапфирин находится преимущественно в нодулях со шпинелью, но нередко образует мirmekитоподобные срастания с энстатитом или каймы вокруг шпинели. Промежуточная зона содержит следующую ассоциацию: эп, сапф и корд ( $Ng=1,540$ ;  $Np=1,532$ ;  $2V=70^\circ$ , с переменным количеством флогопита).

Внешняя узкая зона (шириной несколько сантиметров) состоит из темной слюды, плагиоклаза (такого же, как во вмещающих породах) и гиперстена. Биотит преобладает в самой внешней части зоны, гиперстен тяготеет к внутренней. Здесь отмечаются нодули более богатого железом сапфирина со шпинелью.

В составе вмещающих пород преобладают калиевый полевой шпат — ортоклаз (в образце крупные бурые кристаллы) и плагиоклаз (№ 55). Присутствуют также кварц, железистый гиперстен, магнетит, апатит.

В районе Лютцов-Хольм граниты и высокотемпературные метаморфические образования слагают 90% площади (Vanpo et al., 1964). Выделяются ультраосновные и основные гранулиты, пироксеновые гнейсы промежуточного состава, гранатовые гнейсы пелитового состава, мраморы и кварциты. Отмечаются следующие минеральные ассоциации:

- 1) рп+мп+пл+кпш+кв; мп+ро+пл+кпш+кв;
- 2) рп+мп+гр+пл; рп+ро+гр;
- 3) мп+ро+би+пл+кпш+кв;
- 4) гр+би+пл+кпш+кв.

Для мраморов и известково-силикатных пород указываются следующие парагенезисы:

- 1) фо+ди+парг;
- 2) ди+парг+ск;
- 3) парг+флог+ск+ка;
- 4) флог+шп+ка.

### Глава III

## АМФИБОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ (ФАЦИЯ БИОТИТ-СИЛЛИМАНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ). ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФАЦИИ

### § 17. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ГРАНИЦЫ ФАЦИИ

В очень многих складчатых областях зоны наиболее высокотемпературного метаморфизма характеризуются некоторыми важными общими чертами. Среди них в первую очередь следует отметить широкое развитие пород мигматитового облика и многих непосредственных доказательств существования «смешанных» природных систем, включавших одновременно твердый субстрат и расплав, которые тесно перемежались, иногда в пределах немногих сантиметров. Такие «смешанные» системы сейчас в большинстве случаев трактуются как результат анатектических явлений на стадии прогрессивного метаморфизма.

Другой общей чертой высокотемпературных зон в складчатых областях является чрезвычайно широкое распространение амфиболов типа обычной роговой обманки в породах metabазитового ряда и близких по составу образованиях. Собственно амфиболиты, в которых роговая обманка — единственный железо-магнезиальный минерал, а среди остальных явно преобладает плагиоклаз, — составляют большую часть metabазитов этих зон. Да и в других породах этого ряда роговая обманка остается доминирующей среди фемических минералов.

Образования метапелитового типа в этих же зонах характеризуются отсутствием мусковита и ставролита, весьма обычных для соседних более низкотемпературных участков, и исключительно широким распространением биотит-силлиманитовых гнейсов, почти всегда в той или иной мере с признаками мигматизации. Среди пород гранито-гнейсового типа и так называемых «семипелитов» мигматиты составляют основную часть.

Сходный набор пород помимо складчатых областей отмечается также и в относительно более низкотемпературных верхних ярусах древних платформ, в срединных массивах и часто в участках высокотемпературного диафтореза двупироксен-гнейсовых комплексов. От последних их отличает появление гранат-биотит-роговообманковых пород, целиком вытесняющих здесь двупироксеновые гнейсы.

Первоначальное определение и выделение амфиболитовой фации среди более низкотемпературных образований в схеме П. Эскола (Eskola, 1939) отражает главным образом соотношения метаморфических толщ в складчатых областях эвгеосинклинального типа, где основной фон создается породами metabазитового ряда. При этом первоначальное разделение амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации является грубо статистическим, объективно отражая лишь самые общие тенденции в изменении минеральных парагенезисов в зависимости от *PT*-условий. Конкретные же критерии для отнесения пород к

той или другой из них не были разработаны удовлетворительно. В качестве критических ассоциаций для этих фаций, по П. Эскола, служат  $ро+пл$  (амфиболиты) и  $эп+ро+аб$  (эпидотовые амфиболиты). Данные минеральные парагенезисы не являются взаимоисключающими в строгом смысле этого слова. Переход от одного из них к другому зависит не только от  $PT$ -условий, но и от валового состава пород. При соответствующей диагностике таких фаций весьма остро встают проблемы, аналогичные рассмотренным в предыдущей части, в связи с выделением субфаций пироксеновых и роговообманковых гранулитов. Неопределенность диагностики вынудила в некоторых более поздних фациальных схемах отказаться вообще от разделения амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962). Файф и другие объединяют высокотемпературные ступени эпидотовых амфиболитов с амфиболитовой фацией, а низкотемпературные — относят к зеленосланцевой фации.

С таким пересмотром схемы фаций трудно согласиться. Хотя по метабазитам расчленение этой области  $PT$ -условий метаморфизма действительно затруднительно\*, другие из характерных признаков, перечисленных выше, достаточно четко и объективно выделяют ее высокотемпературную часть, соответствующую термодинамической обстановке образования большой группы метаморфических комплексов. Их резко отличает от более низкотемпературных толщ, даже формировавшихся в довольно близких условиях, развитие мигматитов и полное отсутствие ставролита и первичного мусковита — минералов, характерных для среднетемпературных ступеней. Поэтому выделение соответствующей фации представляется вполне целесообразным, но определение ее нижнего температурного предела имеет смысл производить не по амфиболитам метабазитового ряда, а по метапелитам и близким к ним породам. В фациальной схеме, принятой в данной работе, за такую границу взято  $PT$ -положение равновесия  $му+кв=кпш+сил$  (андалузит) +  $H_2O$ . Судя по последним экспериментам (Richardson, 1968) и минералогическим наблюдениям, верхний температурный предел ставролита в ассоциации с кварцем отвечает несколько меньшим, но весьма близким значениям температуры. По давлению амфиболитовая фация ограничена равновесием силлиманита и дистена от  $PT$ -поля устойчивости дистеновых гнейсов (ранее не выделявшихся в виде отдельной фации). Положение ее верхней температурной границы уже обсуждалось в связи с фацией двупироксеновых гнейсов.

В этих пределах объем амфиболитовой фации приближается (за исключением области высоких давлений) к традиционному представлению ее по схеме П. Эскола, насколько это возможно оценить при недостаточной конкретности первоначального определения соответствующего понятия. Пожалуй, можно говорить лишь о несколько более высоком положении ее нижней температурной границы в предлагаемой нами схеме.

## § 18. МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

### Минералы

Набор минералов, встречающихся в породах амфиболитовой фации, мало отличается от списка минералов фации двупироксеновых

\* Это легко объяснить, если принять во внимание, что на этих ступенях роговые обманки обладают особенно широким интервалом переменной состава. Поэтому все амфиболиты характеризуются сравнительно малым числом минералов и для них невозможны в данной  $PT$ -области никакие моновариантные превращения (с участием большого числа минералов).

гнейсов. Немногие их различия состоят в отсутствии в амфиболитовых толщах волластонита, в появлении антофиллита, куммингтонита, иногда элидота и очень редко ставролита (в бескварцевых породах). Гораздо более существенно изменение степени распространенности отдельных минералов. В частности, ромбический пироксен в амфиболитовой фации принадлежит к числу относительно редких минералов и отмечается почти исключительно на одних лишь наиболее высокотемпературных ее ступенях. Амфиболы и биотит становятся здесь преобладающими среди фемических минералов не только по частоте встречаемости, но также и по общей количественной роли. При этом значительно расширяется и круг пород, в которых они устойчивы. Это особенно ярко проявляется в отношении кварцсодержащих мраморов, в которых ни роговая обманка, ни биотит неизвестны в условиях двупироксен-гнейсовой фации. Для бескварцевых мраморов характерно уменьшение степени распространенности форстерита.

В метапелитах амфиболитовой фации можно отметить некоторое увеличение роли кордиерита и биотита. Андалузит по-прежнему достаточно редок, однако могут быть устойчивыми не только типичные виридины, но даже и обычные, бедные марганцем, его разновидности. В отношении титановых минералов амфиболитовая фация по сравнению с двупироксен-гнейсовой характеризуется заметно большей распространенностью сфена.

**Пиральспитовый гранат** в породах амфиболитовой фации имеет несколько меньший интервал колебаний величины железистости. Это связано главным образом с повышением, в этих условиях нижнего предела этой величины. Гранаты железистостью меньше 55% не описывались среди метаморфических толщ, отвечающих данной фации. Чистые альмандины возможны и в этих условиях. Распространенность их лимитируется лишь валовым составом пород. Пределы содержания кальциевого компонента в пиральспитовых гранатах амфиболитовой фации примерно те же, что и в двупироксен-гнейсовой. Но следует отметить, что наиболее богатые кальцием гранаты (гроссуляр + андрадит  $\approx 40\%$ ) описаны лишь для самых высокотемпературных ступеней фации (Хлестов, Ушакова, 1965). Распространенность пиральспитов достаточно высока (многие амфиболиты, большинство метапелитов и гранито-гнейсов, некоторые мраморы). Гранат-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, представляют собой одну из важнейших групп пород фации.

**Кальциевые гранаты** гораздо менее распространены. Они тяготеют к карбонатсодержащим породам и характеризуются преобладанием андрадитового компонента.

**Ромбический пироксен** отмечается только на высокотемпературных ступенях фации (некоторые метабазиты, эвлизиты). В кварцсодержащих породах возможны лишь достаточно богатые железом разновидности ( $f \approx 40-45\%$  и выше). Более магнезиальные пироксены неустойчивы и вытесняются амфиболами (жедрит, куммингтонит). Лишь в условиях, переходных к фации двупироксеновых гнейсов, нижний предел их железистости может опускаться до 22—25%.

В бескварцевых метабазитах ромбический пироксен с понижением температуры также быстро вытесняется роговой обманкой за счет реакций с плагиоклазами.

Весьма показательно пониженное содержание глинозема в ортопироксенах амфиболитовой фации. Даже в присутствии богатых алюминием минералов (жедрит, кордиерит) они включают не более 3—3,5 вес. %  $Al_2O_3$ .

**Моноклинный пироксен** в амфиболитовой фации также имеет меньшее распространение, чем в двупироксен-гнейсовой. Но эти различия менее значительны так же, как и различия в пределах колебаний их

составов (Добрецов и др., 1970). В этом отношении изменения глиноземистости наиболее показательны (среднее содержание  $Al_2O_3$  снижается от 6—7 до 3—4 вес. %). Присутствие клинопироксена обычно для многих метабазитов и мраморов.

**Роговые обманки** наиболее характерны для амфиболитовой фации (метабазиты, мраморы, многие гранито-гнейсы, кварциты и пр.). Они отличаются здесь и самыми широкими пределами колебаний состава (Костюк, 1970). В этих условиях устойчивы роговые обманки во всем интервале железистости от 0 до 100% (в том числе и в кварцсодержащих породах). Степень распространенности тех или иных из них определяется валовыми составами пород. Содержание титана здесь также не лимитируется никаким нижним пределом.

Нет нижнего предела и в отношении глиноземистости даже для высокожелезистых амфиболов. Здесь устойчивы роговые обманки вплоть до чистых тремолитов — актинолитов. Ограничения, как и во многих других случаях, накладываются валовыми составами пород, поскольку практическое отсутствие глинозема свойственно лишь для некоторых мраморов. Интервал по глиноземистости расширяется для роговых обманок амфиболитовой фации и за счет повышения верхних пределов содержания  $Al_2O_3$ . Но смещение средних значений последнего в сторону малой глиноземистости (по сравнению с двупироксеновыми гнейсами) показывает, что изменение величины нижнего предела происходит быстрее.

**Амфиболы куммингтонит-грюнеритового ряда** наиболее характерны для пород типа эвлизитов, где они представлены высокожелезистыми разновидностями ( $Ng$  от 1,680 и выше,  $f > 70-75\%$ ), либо манганокуммингтонитами с 7—8 или даже 16—19 вес. %  $MnO$  (Chakraborty, 1963). Собственно куммингтониты (железистостью 50—60%,  $Ng \approx 1,650-1,670$ ) встречаются в некоторых метабазитах и сопровождающих их метасоматитах.

**Ромбические амфиболы** в породах данной фации имеют переменное содержание глинозема. Антофиллиты характерны для пород ультраосновного ряда и связанных с ними метасоматитов. Железистость их никогда не превышает 25—30% ( $Ng$  до 1,630). Богатые алюминием амфиболы типа жедрита отмечаются в глиноземистых породах с кордиеритом и гранатом. Железистость их выше, чем у антофиллитов ( $f$  от 30 до 60%,  $Ng = 1,630-1,660$ ).

**Биотиты** в условиях амфиболитовой фации распространены очень широко, входя в состав метапелитов, гранито-гнейсов, кварцитов, многих метабазитов и мраморов. Как и роговые обманки, они устойчивы во всем интервале железистости (даже в присутствии кварца). Колебания содержания глинозема для них также весьма значительны: от 10—13 вес. %  $Al_2O_3$  в биотитах из мраморов до 22 вес. % — в биотитах метапелитов.

В отношении содержания титана в биотите в этих условиях, как и в роговых обманках, нет нижнего предела; с этим связано понижение в них среднего содержания  $TiO_2$  по сравнению с двупироксен-гнейсовой фацией\*. Параллельно возрастает среднее содержание воды. Эта закономерность проявляется и при дальнейшем снижении температур минералообразования.

**Кордиерит** характерен для многих метапелитов. Содержание воды в нем к наиболее низкотемпературным ступеням амфиболитовой фации поднимается в среднем до 1,5—1,8%. Интервал железистости для кор-

\* Верхний предел содержания  $TiO_2$  в биотитах амфиболитовой фации выше, но вероятность его достижения в этих условиях невелика, поскольку она убывает с увеличением количества в породе биотита — основного «концентратора» титана среди фемических минералов.

диеритов амфиболитовой фации относительно гранулитовой несколько смещается в высокожелезистую область (до  $f=45\%$ ).

**Плагиоклаз** в амфиболитовой фации имеет предельно широкие колебания состава от альбита до анортита. Для них, как и для калиевых полевых шпатов, явления распада твердых растворов здесь малохарактерны и отмечаются лишь в небольшой степени на наиболее высокотемпературных ступенях.

**Эпидот** редок и представлен здесь только маложелезистым клиноцоизитом, встречающимся в некоторых особо богатых кальцием породах (с плагиоклазом № 80 и выше).

### Минеральные ассоциации

**Метабазиты** данной фации в преобладающей части представлены маломинеральными парагенезисами амфиболитов, включающими лишь роговую обманку, плагиоклаз, сфен и магнетит. Иногда им сопутствуют (вместе или по отдельности) кварц, клинопироксен, биотит. Появление таких минералов, как гранат, куммингтонит или калиевый полевой шпат, а также эпидот и скаполит, почти всегда указывает на более или менее существенные отклонения пород от среднего состава метабазитов. Эти отклонения могут быть обусловлены либо спецификой генезиса исходных пород, либо метасоматозом.

Лишь на наиболее высокотемпературных ступенях фации в метабазитах появляются многоминеральные парагенезисы с ортопироксеном, клинопироксеном и гранатом (Kretz, 1959; Мишкин, 1965<sub>1,2</sub>; Хлестов, Ушакова, 1965). В этом случае тенденции зависимости состава минералов от *PT*-условий те же, что и для соответствующих минеральных ассоциаций в двупироксен-гнейсовой фации.

Для очень редких разновидностей обогащенных глиноземом пород метабазитового ряда (возможно, являющихся метасоматитами) известны «экзотические» парагенезисы роговой обманки с силлиманитом или с кордиеритом (Горошников, Юрьев, 1965). Если первый характеризует повышенные давления, то появление второго, видимо, в первую очередь обязано особенно сильным отклонениям состава пород от среднего типа (высокая глиноземистость при низкой железистости и большом содержании кальция). Можно предполагать также, что его образованию должно способствовать понижение давления, хотя степень влияния этого фактора здесь трудно оценить.

**Метапелиты** амфиболитовой фации за очень малым исключением представлены биотит-силлиманитовыми гнейсами, часто содержащими также либо гранат, либо кордиерит (и нередко графит, магнетит, рутил или ильменит). Эти породы в данных условиях настолько характерны, что вполне уместным представляется название «фация силлиманит-биотитовых гнейсов», как синоним «амфиболитовой фации».

Одновременное появление граната и кордиерита в гнейсах (с калиевым полевым шпатом) возможно лишь на самых высокотемпературных ступенях, переходных к двупироксен-гнейсовой фации (Мануйлова, Никитина, 1960; Хлестов, Ушакова, 1965; Мишкин, 1965; Кориковский, 1967; Barker, 1962)\*. В отсутствие калишпата (плагиогнейсы) гранат и кордиерит устойчивы в *PT*-поле, соответствующем большей части фации, но распространенность таких пород не очень велика. При повышенных давлениях эта пара минералов в плагиогнейсах может вытесняться более редким парагенезисом силлиманита с жедритом (в первую очередь при малой основности плагиоклазов). Для широкого класса пород, родственных типичным метапелитам, но с несколько по-

\* Пониженные давления также могут способствовать вытеснению биотит-силлиманитового парагенезиса ассоциацией граната с кордиеритом.

ниженным содержанием глинозема («семипелиты»), а также для многих гранито-гнейсов и кварцитов характерны сходные парагенезисы, но чаще они не содержат силлиманита (гранат-биотитовые и гранат-кордиеритовые гнейсы и плагиогнейсы). В «семипелитах», бедных калием (без калишпата), обычен жедрит, которому иногда сопутствует куммингтонит. Такие породы, хотя и не слишком распространены, но достаточно характерны для амфиболитовой фации. Полное вытеснение жедрита из кварцсодержащих пород альтернативной ассоциацией кордиерита и граната с гиперстеном (и плагиоклазом) не наблюдается вплоть до самых высокотемпературных ступеней фации (Кориковский, 1967; Хлестов, Ушакова, 1965).

В бескварцевых высокоглиноземистых породах минеральные парагенезисы здесь мало чем отличаются от встречающихся в условиях двупироксеновой фации. Существенно лишь уменьшение роли шпинели за счет постепенного вытеснения ее различными кордиеритсодержащими и другими ассоциациями. В частности, с понижением температуры равновесие  $шп + сил = корд + гр$  смещается вправо, так что с силлиманитом становятся устойчивыми лишь очень высокожелезистые шпинели. В большей части  $PT$ -после амфиболитовой фации парагенезис  $шп + корд + гр + сил$ , довольно широко распространенный при более высоких температурах, вообще неустойчив. Вместо него образуется ставролит (Хлестов, Ушакова, 1965), но распространенность последнего очень мала из-за значительного расширения в этих условиях области составов (по железистости) для парагенезиса  $корд + гр + сил$ .

**Мраморы** амфиболитовой фации в отличие от более высокотемпературных характеризуются весьма широким развитием амфиболов, варьирующих по составу от тремолита — актинолита до типичной роговой обманки, а также появлением биотита (в том числе в кварцсодержащих мраморах) и эпидота, вытесняющего наиболее основные плагиоклазы из карбонатсодержащих ассоциаций.

Из сравнительно редких минералов можно отметить появление в этих условиях везувиана. Волластониты относятся к наиболее высокотемпературным ступеням и характеризуют, по-видимому, пониженные давления\* (Мишкин, 1965).

Набор минералов мраморов и их парагенезисы здесь очень близки к описанным для двупироксен-гнейсовой фации, хотя степень их относительной распространенности меняется. В этих условиях доломит по-прежнему неустойчив в кварцсодержащих породах, в которых весь магний концентрируется в амфиболах, клинопироксенах и отчасти в биотите. Здесь наиболее обычен парагенезис  $ка + кв + амф + мп + пл + кпш \pm сф$ . При повышенной железистости пород возможно появление в этой ассоциации также биотита, а при низком содержании натрия (основные плагиоклазы) — эпидота. Кальциевый гранат здесь наблюдается редко и может указывать на увеличение содержания окисного железа или одновременно отражать и относительно более высокотемпературные условия, в которых предельное количество гроссулярового компонента в гранате растет за счет реакции между кальцитом, кварцем и эпидотом.

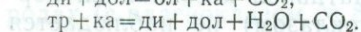
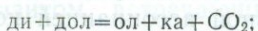
Пиральспитовый гранат (с содержанием кальциевого компонента до 40%) характерен при особенно высоком отношении  $\frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg}$  в карбонатсодержащих породах, когда клинопироксен уже устойчив. Типичный минеральный парагенезис в этом случае:

\* Не исключено, что появление волластонита может отражать экстремально большие колебания парциального давления  $CO_2$  в тех случаях, когда карбонатные толщи не играют существенной роли в разрезе.

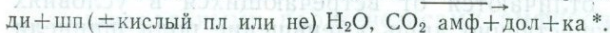
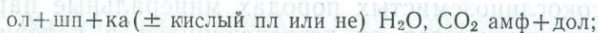
гр+ро+би+пл+кпш+ка+кв+сф (Хлестов, Ушакова, 1965).

(Хлестов, Ушакова, 1965).

В бескварцевых мраморах наблюдается понижение роли оливин-содержащих парагенезисов и увеличение степени распространенности амфиболов по сравнению с фацией двупироксеновых гнейсов. Это обуславливается происходящим за счет понижения температуры смещением влево равновесий



Параллельно идет постепенное вытеснение и шпинели за счет реакций типа:



**Эвлизиты [железистые породы]** метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, как правило содержат существенные количества грюнерита, с понижением температуры постепенно вытесняющего фаялит и гиперстен за счет их реакций с кварцем. Из прочих минералов наиболее распространен гранат. Рудные почти всегда представлены магнетитом.

**Ультраосновные породы** этих ступеней также характеризуются появлением амфиболов (антофиллита или бедной глиноземом роговой обманки). Можно было бы ожидать, что с понижением температуры наибольшее значение имеет смещение равновесия  $\text{эн} + \text{ди} \xrightarrow{\text{H}_2\text{O}} \text{ол} + \text{ро}$  в правую сторону. Однако наблюдается уменьшение роли не только пироксенов, но и оливина. Возможно, в большинстве случаев это результат не чисто изохимического метаморфизма, а в значительной мере проявление также метасоматических явлений. Это легко объяснить взаимодействием тел ультраосновного состава с окружающими породами тем более, что обычно такие тела в этих условиях очень невелики по размерам.

#### § 19. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Амфиболитовая фация, несомненно, отвечает более низким температурам, чем двупироксен-гнейсовая. Хотя переход от одной из них к другой фиксируется почти исключительно реакциями гидратации — дегидратации, тем не менее, даже при самых крайних допущениях о возможности колебаний содержания воды в метаморфических флюидах, нельзя предположить слишком большого перекрытия интервалов температур этих двух фаций (Соболев, Добрецов, Хлестов, 1966).

На рис. 13 сведены данные по важнейшим экспериментам, материалы которых позволяют судить о порядках величин температур и давлений, характеризующих амфиболитовую фацию. Ее нижний температурный предел определяется наиболее надежно, поскольку известно  $P$ - $T$ -положение кривых разложения в присутствии кварца как для мусковита, так и для железистого ставролита. Некоторые поправки по отношению к этим экспериментальным кривым следовало бы внести, учитывая, что в природных условиях участвующий в соответствующих минеральных превращениях флюид не является чисто водным, а содержит также и другие летучие компоненты. Поэтому реальная граница фации располагается при несколько меньших температурах, чем экспериментальная линия с мусковитом. Однако целый ряд петрологических наблюдений показывает, что такие поправки не слиш-

\* Каждое из этих равновесий является как минимум дивариантным, если учесть самостоятельную роль железа и магния.

ком велики (Соболев, Добрецов, Хлестов, 1966). Важнейшим доказательством этого является широкая распространенность анатектических явлений иногда уже на самых низкотемпературных ступенях амфиболитовой фации (Lundgren, 1966). Это свидетельствует о достаточно низком положении кривой начала плавления гранитов, а следовательно, и парциальные давления воды близки к общему давлению порового флюида. Нами их соотношение оценивалось как  $P_{H_2O} = 0,6-0,8 P_{общ}$ . Возможно, в ряде случаев оно для воды еще выше. Это легко объясняется тем, что вплоть до условий, пограничных с амфиболитовой фацией, прогрессивные метаморфические превращения идут только с выделением воды, обогащая ее поровый флюид.

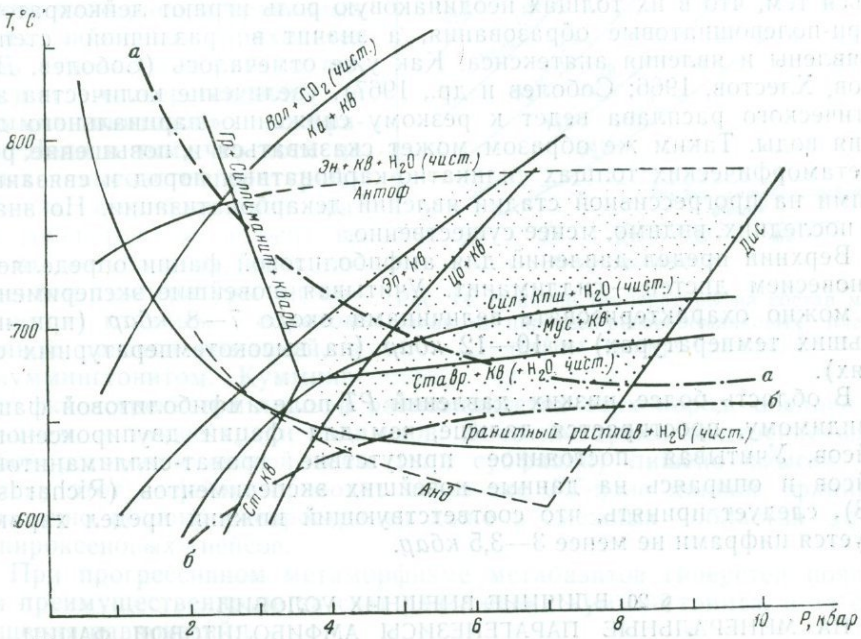


Рис. 13. Кривые экспериментально изученных минеральных равновесий, характеризующие  $P$ - $T$ -поле амфиболитовой фации  
 а-а и б-б — положение нижней температурной границы области гранитных расплавов и верхней для области распространения мусковитовых сланцев, предполагаемое в реальных системах (с  $P_{H_2O} \leq P_{фл}$ ). Точками обозначена  $P$ - $T$ -область, предполагаемая для фации

Петрологические наблюдения показывают также, что нижняя температурная граница амфиболитовой фации в значительном интервале давлений проходит выше кривой равновесия силлиманита с андалузитом и выше тройной точки силлиманит — андалузит — дистен, которая, по новейшим экспериментам Альтхауза, соответствует температурам около  $600^\circ\text{C}$ . Силлиманит в очень многих случаях появляется еще на высокотемпературных стадиях метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации (силлиманит-мусковитовая и силлиманит-ставролитовая ступени).

Учитывая все вышесказанное, нижнюю температурную границу амфиболитовой фации можно охарактеризовать значениями порядка  $620-670^\circ\text{C}$  (с некоторым уменьшением температур в области пониженных давлений).

Положение верхней температурной границы фации несколько менее определено. Выше (§ 3) уже указывались основные экспериментальные материалы, могущие служить ориентиром в этом отношении. Их можно дополнить также данными последних работ по устойчиво-

сти глиноземистых ромбических амфиболов (Akella, Winkler, 1966; Hinrichsen, 1968), которые показывают, что жедриты устойчивы вплоть до температур, значительно превышающих  $700^{\circ}\text{C}$  (вероятно, до  $800^{\circ}\text{C}$ ). Близкие цифры получены и для верхнего температурного предела ставролита в бескварцевых породах (Richardson, 1968<sub>1,2</sub>)\*.

Учитывая снижение температур соответствующих минеральных превращений за счет уменьшения доли воды во флюиде, можно предполагать для верхнего температурного предела амфиболитовой фации значения порядка  $750^{\circ}\text{C}$ . Возможны довольно заметные отклонения от этой цифры из-за колебаний парциального давления воды при постоянном общем давлении порового флюида. Различия в этом отношении между отдельными метаморфическими комплексами могут обуславливаться тем, что в их толщах неодинаковую роль играют лейкократовые кварц-полевошпатовые образования, а значит в различной степени проявлены и явления анатексиса. Как уже отмечалось (Соболев, Добрецов, Хлестов, 1966; Соболев и др., 1967), увеличение количества анатектического расплава ведет к резкому снижению парциального давления воды. Таким же образом может сказываться и повышение роли в метаморфических толщах силикатно-карбонатных пород и связанных с ними на прогрессивной стадии явлений декarbonатизации. Но значение последних, видимо, менее существенно.

Верхний предел давлений для амфиболитовой фации определяется равновесием дистен—силлиманит. Учитывая новейшие эксперименты, его можно охарактеризовать величинами около 7—8 кбар (при наименьших температурах) и 10—12 кбар (на высокотемпературных ступенях).

В область более низких давлений *PT*-поле амфиболитовой фации, по-видимому, простирается дальше, чем для фации двупироксеновых гнейсов. Учитывая постоянное присутствие гранат-силлиманитовых гнейсов и опираясь на данные новейших экспериментов (Richardson, 1968), следует принять, что соответствующий нижний предел характеризуется цифрами не менее 3—3,5 кбар.

## § 20. ВЛИЯНИЕ ВНЕШНИХ УСЛОВИЙ НА МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

В отношении *PT*-области условий метаморфизма фации силлиманит-биотитовых гнейсов (амфиболитовой) пока невозможно указать какие-либо минералогические границы, позволившие бы вполне обоснованное ее подразделение на определенные субфации. Некоторые характерные части *PT*-поля фации могут фиксироваться, но лишь по отдельным довольно редким минеральным парагенезисам, что не позволяет положить их в основу выделения субфаций.

Общие причины этого сводятся к тому, что в пределах всей фации наиболее распространенные типы пород представлены однообразными и относительно маломинеральными парагенезисами (метабазиты — амфиболитами, метапелиты — биотит-силлиманитовыми гнейсами), что связано с особенно широкими возможностями колебаний в этих условиях для составов их главнейших породообразующих минералов (роговые обманки, биотиты).

### Метабазиты

Наиболее часто областей развития пород амфиболитовой фации выделяют высокотемпературную гиперстеновую и более низкотем-

\* Равновесие  $\text{ставр} = \text{гр} + \text{сил} + \text{шп} + \text{корд} + \text{H}_2\text{O}$  отвечает температурам, близким к границе фации (несколько более низким), поскольку находки ставролита отмечались на высокотемпературных ее ступенях (Хлестов, Ушакова, 1965).

пературную куммингтонитовую зоны. Резкую границу между ними провести нельзя, поскольку ортопироксен и амфиболы куммингтонитового ряда не являются взаимонесключающими и во многих местах присутствуют совместно в одной и той же породе (Кориковский, 1967; Лебедев, 1964; Мишкин, 1965<sub>1,2</sub> и др.). Однако насколько можно судить по имеющимся региональным материалам, мощность «зоны перекрытия» в данном случае невелика и статистически, по степени распространенности того или иного из этих минералов, граница может быть установлена довольно определенно. Однако такой переход фиксируется в относительно мало распространенных типах пород и приходится лишь условно говорить о выделении «гиперстеновой» и «куммингтонитовой» субфаций. Дело в том, что хотя на самых высокотемпературных ступенях амфиболитовой фации гиперстен возможен во многих метабазах, но с понижением температуры он вытесняется главным образом обычной роговой обманкой, а не куммингтонитом. Куммингтонит же встречается лишь в разновидностях этих пород, обедненных кальцием, а также среди эвлизитов. В то же время выделение здесь особой роговообманковой зоны (или субфации) лишено смысла, поскольку этот амфибол проходит через все *PT*-поле данной фации и достаточно широко распространен даже в смежных областях фации двупироксеновых гнейсов.

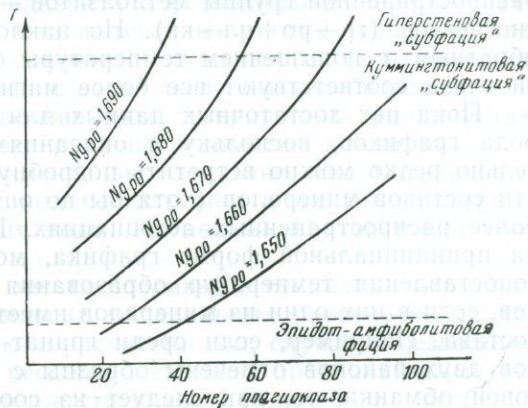
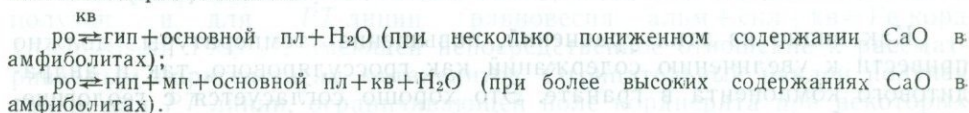


Рис. 14. Влияние температуры на состав минералов в пироксен-роговообманковых плагиогнейсах ( $mp + po + pl + kv$ )

При прогрессивном метаморфизме метабазов гиперстен появляется преимущественно не за счет разложения куммингтонита, а за счет смещения равновесий:



Оба эти равновесия имеют вариантность более двух и все их минералы (левая и правая стороны уравнения) устойчивы совместно в широком температурном интервале; лишь нижняя часть его входит в *PT*-область амфиболитовой фации.

Ассоциация  $po + mp + pl + kv$  весьма обычна для многих метабазов (пироксен-роговообманковые плагиогнейсы). Если отвлечься от влияния «малых» компонентов ( $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$  и т. п.), то этот парагенезис 4-вариантен и при постоянном давлении температура метаморфизма может быть однозначно определена по каким-либо двум характеристикам состава его минералов (например, по железистости роговой обманки и номеру плагиоклаза). Вид этой зависимости схематически представлен на рис. 14, по которому легко заключить, что при постоянной температуре для пироксен-роговообманковых плагиогнейсов железистость минералов имеет обратную корреляцию с основностью плагиоклазов. Например, для Китойского месторождения в Восточном Саяне эта закономерность прослежена в очень широком интервале — от крайних значений  $Ng_{po} = 1,695$  при плагиоклазе № 35, до  $Ng_{po} = 1,672$  при плагиоклазе № 80—81. При более низких температурах (эпидот-амфиболитовая фация) с олигоклаз-андезинами в

этой ассоциации известны гораздо менее железистые амфиболы ( $Ng \approx 1,645$ ). Рост температуры при постоянном валовом составе породы сопровождается в этом парагенезисе увеличением железистости минералов, повышением глиноземистости роговой обманки и снижением основности плагиоклаза.

Графиком сходного типа можно изобразить зависимость между температурами метаморфизма и составом минералов и для другой распространенной группы metabazитов — гранат-роговообманковых плагиогнейсов (гр+ро+пл+кв). Но наклон линий в этом случае будет обратным: с повышением температуры одному и тому же номеру плагиоклаза соответствуют все более магнизиальные минералы.

Пока нет достаточных данных для детальной градуировки такого рода графиков, поскольку в описаниях конкретных районов сравнительно редко можно встретить подробную характеристику сопряженности составов минералов (хотя бы по оптическим данным) даже в наиболее распространенных ассоциациях. Но уже и сейчас, основываясь на принципиальной форме графика, можно сделать ориентировочные сопоставления температур образования двух однотипных парагенезисов, если в них один из минералов имеет очень близкие характеристики состава. Например, если среди гранат-роговообманковых плагиогнейсов двух районов отмечены образцы с одинаковой железистостью роговой обманки, то, как следует из соответствующего графика, более высокотемпературным предположительно является тот, у которого в данном случае основность плагиоклаза ниже.

В дальнейшем, по мере накопления соответствующего фактического материала, такого рода графики могут быть детализированы и применены для более общих и более надежных сопоставлений.

Можно проследить также зависимость от температуры и в отношении максимальных содержаний кальциевого компонента пироп-альмандиновых гранатов в амфиболитах. Этот предел определяется следующими равновесиями:

$11 \text{ гр} + 10 \text{ пироп} - \text{альм} (+\text{кв} + \text{вода}) = 21 \text{ ан} + 6 \text{ трем} - \text{акт}$  (во всех случаях имеются в виду не отдельные минералы, а компоненты граната, плагиоклаза, амфибола);

$1 \text{ андр} + 17 \text{ пироп} - \text{альм} (+\text{вода}) = 17 \text{ ан} + 11 \text{ мт} + 8 \text{ трем} - \text{акт} (+\text{кв}).$

Как видно из этих уравнений, повышение температуры должно привести к увеличению содержаний как гроссулярового, так и андрадитового компонента в гранате. Это хорошо согласуется с геологическими наблюдениями, поскольку наиболее богатые кальцием альмандины (до 40% гр+анд) отмечены среди высокотемпературных толщ. При постоянной температуре величина этого предела несколько повышена для наиболее железистых гранатов.

### Метапелиты

В отношении этой группы пород основным и важнейшим является вопрос о влиянии колебаний *PT*-условий на состав фаз в четырехминеральном дивариантном равновесии гр+корд+сил (или анд)+кв. Этот парагенезис характерен для очень многих глиноземистых пород амфиболитовой и двупироксен-гнейсовой фаций. В обзорных разделах, посвященных последней, вопросы, связанные со значением этого минерального равновесия, уже частично затрагивались.

До недавних пор внимание обращалось в основном на влияние давления на состав минералов этого парагенезиса (Соболев, 1960; Хлестов, 1964; Маракушев, 1965). Влияние температуры признавалось незначительным и предполагалось, что с повышением ее равновесие смещается в сторону увеличения количества кордиерита, что сопро-

вождается некоторым повышением железистости минералов. В последнее время нами обращено внимание на то, что традиционное отнесение кордиерита к числу безводных минералов по отношению к природным его разновидностям совершенно необоснованно. Все без исключения исследованные кордиериты метаморфических пород обнаруживали заметные содержания воды (иногда до 2 вес. % и более), количество которой несколько убывает от среднетемпературных кордиеритов к высокотемпературным. Отнесение кордиерита к безводным минералам связано в основном с тем, что он был получен во многих экспериментах для сухих систем, тогда как до сих пор по существу не было известно минералов, для которых содержание воды могло бы колебаться от 0 и до нескольких процентов. Появление воды в природных кордиеритах молчаливо относили к различного рода погрешностям анализов.

В настоящее время экспериментально доказано, что вода входит в кордиериты и в тем больших количествах, чем ниже температура и чем выше парциальные давления воды. Последний фактор имеет особенно большое влияние.

В связи с этим необходимо внести поправки в существующие оценки положения  $PT$ -кривых для многих минеральных равновесий с участием кордиерита. По сравнению с расчетами для случая с безводным кордиеритом, учет воды в нем несколько снижает предполагаемые величины объемных эффектов соответствующих реакций, а особенно сильно сказывается на значениях термических эффектов. Для многих реакций, в которых кордиерит предполагался в качестве высокотемпературной фазы, введение в расчет воды может даже изменить знак термического эффекта на обратный, т. е. вызовет необходимость отнесения кордиерита к более низкотемпературным фазам.

Можно предполагать, что для систем с  $H_2O$   $PT$ -кривые многих равновесий с участием кордиерита должны иметь отрицательный наклон, поскольку образование кордиерита как правило сопровождается положительным объемным эффектом, а поглощение воды твердыми фазами, как известно, почти всегда является экзотермическим процессом.

Новейшие эксперименты подтверждают это предположение. В частности, в системе  $FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  отрицательный наклон получен и для  $PT$ -линии равновесия  $альм + сил + кв = Fe-корд$  (Richardson, 1968<sub>1,2</sub>), имеющей непосредственное отношение к рассматриваемым парагенезисам метапелитов. Отрицательный наклон получен также для  $PT$ -линии, ограничивающей поле кордиерита при некоторых фиксированных составах пород (Winkler, 1965).

Таким образом, сейчас нет сомнений, что для дивариантного парагенезиса  $гр + сил + корд + кв$  линии постоянной железистости минералов должны иметь отрицательный наклон на  $PT$ -диаграмме (Соболев и др., 1969). При этом абсолютная величина этого наклона  $\left(\frac{dT}{dP}\right)$  падает с увеличением давления и снижением температуры по мере увеличения содержания воды в кордиерите. В приложении к природным системам указанное влияние изменения температуры усилено тем, что с ее ростом (в двупироксен-гнейсовой фации) одновременно быстро убывает и роль воды в поровых флюидах. Однако даже при самых высоких температурах (и самых низких парциальных давлениях воды) отрицательный наклон для этих линий сохраняется (см. рис. 4), насколько можно судить об этом по последним экспериментальным данным (Hensen, 1969).

Изменение наклона кривых в зависимости от температуры приводит к тому, что лишь по отношению к наиболее высокотемпературным образованиям (фация двупироксеновых гнейсов, некоторые роговики) характеристики железистости минералов данного равновесия

можно использовать для оценки давлений (определение — «фаций глубинности», Маракушев, 1965). В условиях фации биотит-силлиманитовых гнейсов (амфиболитовой) положение соответствующих кривых уже относительно слабо зависит от давления, и характеристики состава минералов играют здесь скорее роль показаний «термометра», а не «барометра» (Лепезин, 1969). Это хорошо подтверждается геологическими наблюдениями. На соответствующих температурных ступенях гранат с  $f=80\%$  указывается, например, для данного парагенезиса в толщах, отвечающих самым разнообразным давлениям: от существенно пониженных (для комплексов «пиренейского типа») до наиболее высоких — дистеновых гнейсов Памира (по данным И. А. Зотова). С другой стороны, в зональных (по температуре) метаморфических толщах на этих ступенях довольно четко прослеживается понижение железистости гранатов таких пород в сторону более высокотемпературных зон (Лепезин и др., 1964). Можно надеяться, что в ближайшем будущем экспериментальная градуировка «показаний» этого минерального равновесия позволит делать надежные оценки  $PT$ -параметров метаморфизма на высокотемпературных ступенях.

Среди других типов метанелитов остановимся на весьма распространенных гранат-силлиманит-биотитовых гнейсах (гр+сил+би+кпш+кв±пл). Их пятиминеральный (помимо плагиоклаза) парагенезис представляет 5-компонентную систему  $K_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ . Влияние температуры на состав минералов в этом случае очевидно: с ее ростом биотит частично реагирует с силлиманитом и постепенно вытесняется гранатом и калишпатом; железистость минералов при этом непрерывно снижается. Этим парагенезисом в каждом случае определяется максимальная для данной температуры железистость биотита в ассоциации с сил+кв и минимальная железистость для гранатов в калишпатсодержащих породах. Соответствующие пределы колебаний (от более низких температур к высоким) составляют для биотита:  $f$  от 67—68 до 42—43% ( $Nm$  от 1,682 до 1,635), а для граната, соответственно,  $f$  от 83—84 до 70—71% ( $N$  от 1,810 до 1,792—1,795). Не совсем ясной остается пока степень осложнений, вносимых возможным влиянием «малых» компонентов — титан в биотите, марганец и кальций в гранате. Но содержание кальция для гранатов силлиманитсодержащих пород всегда невелико, оно определяется равновесиями:

- 1) грос+сил<sup>кв</sup> ⇌ ан;
- 2) андр+альм+сил<sup>кв</sup> ⇌ ан+мт.

Можно ожидать, что кальциевость таких гранатов коррелируется с возможностью плагиоклазов, но при таких малых содержаниях Са-компонента эту корреляцию трудно проверить.

Появление андалузита в породах амфиболитовой фации недостаточно определенно отражает колебания  $PT$ -условий метаморфизма. В зональных комплексах он тяготеет к относительно более низкотемпературным (по сравнению с силлиманитовыми участками) частям толщ, хотя обычно «область перекрытия» (с одновременным присутствием андалузита и силлиманита) достаточно велика. В то же время имеются находки андалузитов даже в «гиперстеновой субфации» (Хлестов, Ушакова, 1965). Влияние давления здесь также не проявляется сколько-нибудь отчетливо. По-видимому, большее значение имеют примеси, расширяющие поле устойчивости андалузита.

Среди редких типов метанелитов и близких к ним пород описаны парагенезисы глиноземистых минералов (сил, корд) с амфиболами, часто представленными жедритом. Ассоциация ро+сил почти неизвестна, тогда как случаи находок ее с дистеном не редки. Видимо, граница  $PT$ -поля устойчивости роговых обманок с силлиманитом (ди-

стенем) близка к границе фаций дистеновых и силлиманит-биотитовых гнейсов.

Для системы  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2(+\text{H}_2\text{O})$  она в целом должна определяться моновариантным равновесием:

$\text{po} + \text{сил} \rightleftharpoons \text{гр} + \text{жедр} + \text{корд} + \text{пл} + \text{H}_2\text{O}$  (правая часть отвечает более высоким температурам и меньшим давлениям).

Но в соответствии с этой реакцией с силлиманитом могут взаимодействовать лишь маложелезистые роговые обманки, тогда как при их обычных составах предел устойчивости данной ассоциации фактически ограничивается дивариантным равновесием:  $\text{po} + \text{сил} \rightleftharpoons \text{гр} + \text{жедр} + \text{пл} + \text{H}_2\text{O}$ .

Повышение температуры (и падение давления) понижают для него железистость минералов (а следовательно, и верхний предел железистости роговых обманок, устойчивых с силлиманитом, что уменьшает вероятность появления ее в метапелитах, для которых не характерна малая величина железистости). Появление жедрита с силлиманитом также можно рассматривать как признак несколько повышенных давлений (хотя и в меньшей степени). Поле их совместной устойчивости не ограничено здесь какой-либо моновариантной кривой, но с понижением давления (и повышением температуры) верхний предел железистости жедрита, возможного с силлиманитом, также быстро снижается. Он определяется дивариантным равновесием

$\text{жедр} + \text{сил} \rightleftharpoons \text{корд} + \text{гр} + \text{пл} + \text{H}_2\text{O}$ .

Наиболее спорными выглядят редкие находки весьма необычной ассоциации роговой обманки с кордиеритом, но тем не менее, имеются вполне достоверные примеры такого рода (Горошников, Юрьев, 1965). Для большей части *PT*-условий амфиболитовой фации этот минеральный парагенезис не является запрещенным в строгом смысле этого слова, но практически во всех случаях данная пара минералов возможна лишь при очень низкой железистости, необычной в породах типа метапелитов. Верхний предел железистости для нее определяется дивариантными равновесиями.

1)  $\text{po} + \text{корд} \rightleftharpoons \text{гр} + \text{жедр} + \text{пл} + \text{H}_2\text{O}$  (при повышенных давлениях) или

2)  $\text{po} + \text{корд} \rightleftharpoons \text{жедр} + \text{кум} + \text{пл} + \text{H}_2\text{O}$  (при меньших давлениях).

Величина этого предела повышается с уменьшением давления (и отчасти, видимо, при снижении температуры), и при малых давлениях вероятность находок роговообманково-кордиеритовых пород повышается.

## Мраморы

Среди карбонатных пород, содержащих силикаты, наибольший интерес представляют довольно широко распространенный парагенезис семи минералов ( $\text{ка} + \text{мп} + \text{амф} + \text{би} + \text{пл} + \text{кпш} + \text{кв}$ ). При условии малых колебаний отношения  $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2$  в поровом флюиде их равновесие может рассматриваться как дивариантное:

$\text{мп} + \text{пл} + \text{кпш} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{po} + \text{би} + \text{кв}$ .

Им определяется минимальный предел железистости для биотита и роговой обманки, присутствующих одновременно в кварцсодержащих мраморах. Этот предел повышается с ростом температуры, и на высокотемпературных ступенях они возможны здесь лишь при очень высокой железистости. Соответствующие закономерности, как и в других карбонатсодержащих равновесиях, могут осложняться за счет колебаний отношения  $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2$  во флюиде. Степень его влияния в реальных условиях пока трудно оценить.

В зональных метаморфических комплексах породы наиболее высокотемпературных ступеней (начиная приблизительно с изограды силлиманита) практически всегда сопровождаются телами гранитов. Их роль при этом может существенно меняться, но в каждом конкретном случае приуроченность подавляющей массы гранитов именно к участкам, отвечающим амфиболитовой фации, очень отчетлива.

Этот пространственный параллелизм неоднократно обсуждался в петрологической литературе, и существует несколько гипотез для объяснения подобной закономерности.

Одна из распространенных точек зрения состоит в том, что гранитный магматизм во всех таких случаях предполагается основной первопричиной потоков тепла и связанных с ними проявлений региональных метаморфических процессов — «контактовых в широком смысле слова» (Коржинский, 1944). Альтернативным является предположение о том, что региональный метаморфизм и гранитный магматизм связаны лишь парагенетически, так что последний представляет собой только одно из звеньев единого процесса, обусловленного глубинными потоками тепла, источник которого недостаточно ясен. Приуроченность гранитов к определенным метаморфическим зонам объясняется в данном случае тем, что *PT*-параметры этих зон как раз соответствуют условиям начала плавления гранитных и близких к ним пород. При такой постановке вопроса региональный метаморфизм резко противопоставляется метаморфизму контактовому — результату теплового воздействия внедренных магматических масс.

В последние десятилетия большинство авторов склоняется к тому, что сейчас однозначное решение данного вопроса невозможно и поэтому не следует отвергать полностью ту или иную точку зрения (Гернер, Ферхуген, 1961). Широкое распространение получил термин «плутоно-метаморфизм», отражающий, скорее, морфологические, чем генетические признаки (Хорева, 1966 и др.). В самое последнее время эта проблема снова обсуждалась и, в частности, в одной из наших работ (Соболев и др., 1967). При этом основной вывод сводился к тому, что в подавляющем большинстве случаев аккумулярованное гранитной магмой тепло само по себе не может стать причиной высокотемпературных метаморфических преобразований регионального плана. Самый простейший расчет показывает, что при внедрении гранитных магм в неметаморфизованные толщи суммарный объем пород образующегося при этом метаморфического ореола (включая низкотемпературные зоны), во всяком случае, не может превышать объема самих гранитов. Почти для всех известных примеров метаморфической зональности регионального характера доля гранитов в общем объеме соответствующих комплексов значительно ниже.

Показательно в этом отношении и то, что в пределах многих регионов отдельные тела одних и тех же гранитов имеют резко различные по масштабам и строению метаморфические «ореолы». Нередко кроме основной части гранитов, тяготеющих к наиболее высокотемпературным зонам, наблюдается ряд сходных гранитных тел, более или менее отчетливо обнаруживающих признаки перемещения и внедрения в породы соседних средне- или низкотемпературных зон. При этом для них либо совсем не отмечается заметных контактовых ореолов, либо их масштабы несоизмеримо малы, по сравнению с размерами основных метаморфических зон. Известен ряд достаточно ярких примеров такого рода: в Новой Англии (Hamilton, Myers, 1967), в Пиренеях (Zwart, 1962) и в других местах. При детальном картировании иногда фиксируется даже непосредственное пересечение гранитами границ

метаморфических зон (Guidotti, 1966; Добрецов, Бакиров, 1969). Это невозможно объяснить, если предполагать гранитную магму главным источником тепла при региональном метаморфизме.

В то же время нельзя, однако, не отметить и часто проявляющуюся «конформность» гранитных массивов и высокотемпературных метаморфических зон: нередко границы этих зон в плане очень четко повторяют даже сравнительно мелкие детали контура внешних контактов гранитных тел, располагающихся в их центральных частях (Woodland, 1963). В этом случае очевидна связь теплового потока, вызывающего метаморфизм, с гранитами. Однако, по-видимому, ее необходимо трактовать не как простое контактное воздействие внедренных магматических масс, переместившихся с более глубоких высокотемпературных горизонтов, а как особую роль образующихся при метаморфизме анатектических гранитных расплавов (мало перемещающихся) в общем потоке глубинного тепла. Причины этого достаточно ясны (Соболев и др., 1967). Начиная с того момента, когда за счет сегрегации отдельных обособлений анатектического расплава образуются значительные его скопления, наиболее интенсивный теплопоток с глубин идет как раз в тех участках, где возникают такие скопления. Это связано с тем, что конвекция в расплаве обеспечивает гораздо больший теплообмен, чем любые другие механизмы передачи тепла в окружающих твердых породах. При этом роль скоплений анатектических расплавов в общем теплопотоке, очевидно, тем выше, чем больше их суммарные размеры и в особенности их протяженность по вертикали. Для гранитных тел с «глубокими корнями» следует ожидать наиболее четко проявляющуюся «конформность» их контактов и метаморфических изоград регионального плана. Перемещенные массы гранитного расплава, потерявшие такую связь с глубокими «корнями», напротив, не могут существенно сказаться на общей картине распределения температур в метаморфических толщах, поскольку их влияние практически ограничивается запасами аккумулированного тепла.

По-видимому, можно считать, что существуют достаточно резкие различия между собственно контактовыми ореолами гранитов и метаморфической зональностью регионального характера, включающей граниты анатектического генезиса. Эти различия проявляются в первую очередь в величинах минералогически фиксируемых геотермальных градиентов, которые для регионально-метаморфических образований во всяком случае не превышают 40—60 град/км, а чаще они ниже 30 град/км (Ревертато, 1968). При контактовом метаморфизме соответствующие величины могут возрасти в несколько раз.

Величина геотермального градиента в контактово-метаморфических ореолах гранитов может достигать 100—200 град/км, что объясняется тем, что в этих условиях происходит локальное выделение тепла, связанное с процессом кристаллизации магмы. В то же время в метаморфических зонах регионального характера геотермальный градиент обычно не превышает 40—60 град/км, что связано с тем, что в этих условиях происходит выделение тепла, связанное с процессом метаморфизма. Таким образом, различия в величинах геотермальных градиентов являются одним из основных признаков, позволяющих различать контактово-метаморфические ореолы гранитов и метаморфические зоны регионального характера.

Таким образом, можно считать, что существуют достаточно резкие различия между собственно контактовыми ореолами гранитов и метаморфической зональностью регионального характера, включающей граниты анатектического генезиса. Эти различия проявляются в первую очередь в величинах минералогически фиксируемых геотермальных градиентов, которые для регионально-метаморфических образований во всяком случае не превышают 40—60 град/км, а чаще они ниже 30 град/км (Ревертато, 1968). При контактовом метаморфизме соответствующие величины могут возрасти в несколько раз.

## Глава IV

### ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ (ФАЦИЯ МУСКОВИТ-СТАВРОЛИТОВЫХ СЛАНЦЕВ). ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФАЦИИ

#### § 22. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ГРАНИЦЫ ФАЦИИ

В зональных метаморфических толщах очень многих регионов между характерными слабо метаморфизованными образованиями типа хлоритовых сланцев и филлитов, с одной стороны, и участками развития настоящих гнейсов и амфиболитов с гранитными мигматитами, — с другой, достаточно четко обособляются промежуточные зоны. Их ширина, как правило, соизмерима с мощностями обеих смежных зон, а минералогическо-петрографические признаки вполне выразительно отличают эти промежуточные зоны от соседних.

Как и в большинстве других случаев, первоначальное выделение соответствующей фации в схеме П. Эскола (Eskola, 1939; Vogt, 1927) основывалось главным образом на изучении метаморфических комплексов эвгеосинклинальных областей и поэтому базируется на сопоставлениях metabазитовых толщ. В первую очередь внимание было обращено на то, что для амфиболитов таких промежуточных зон в отличие от более высокотемпературных характерно довольно широкое развитие эпидота и снижение основности плагиноклазов вплоть до альбита. В то же время здесь до самых низкотемпературных ступеней практически отсутствует или во всяком случае не играет существенной роли хлорит, являющийся наиболее ярким типоморфным минералом metabазитов зеленосланцевого типа. Другое существенное их различие состоит в характере амфиболов, представленных здесь в подавляющем большинстве глиноземистыми разновидностями, а не тремолит-актинолитовым рядом, как в зеленых сланцах.

Последующее изучение многими авторами метаморфических образований метапелитового типа, формировавшихся в аналогичных условиях, показало для них еще более четкие отличия минералогическо-петрографических особенностей от сходных по валовому составу пород смежных зон. Появление в метапелитах таких характерных минералов, как ставролит и мусковит (вместо калишпата), наилучшим образом очерчивает границу зон метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. С другой стороны, переход к условиям зеленосланцевой фации здесь фиксируется по исчезновению ставролита, кордиерита (практически также и андалузита), а затем и биотита, по появлению стильпномелана, хлоритоида и значительных количеств хлорита\*.

\* Те же температурные границы прослеживаются и при более высоких давлениях в поле дистена (фация дистеновых сланцев). Но здесь и в дальнейшем речь пойдет лишь о собственно эпидот-амфиболитовой фации, соответствующей метаморфизму андалузит-силлиманитового типа.

Первоначальное выделение эпидот-амфиболитовой фации по метабазитам, как и другие фациальные подразделения схемы П. Эскола, в целом правильно отражает общие тенденции смены минеральных парагенезисов, базируясь на весьма основательных геологических данных. Но и здесь стремление П. Эскола ограничиться простейшими критериями фациальной диагностики приводит к тому, что границы фации, определенной таким образом, остаются недостаточно конкретными, расплывчатыми. Поле устойчивости парагенезиса  $ep + pr + ab$ , предложенного П. Эскола в качестве критического для фации, строго говоря, не ограничивается *PT*-областью фации эпидотовых амфиболитов. Его пределы в значительной мере зависят от валовых составов исходных пород, от химизма эпидота и роговой обманки. Возможные колебания этих пределов, по-видимому, довольно велики. Можно лишь говорить об отчетливой статистической приуроченности этого минерального парагенезиса к метаморфическим комплексам данной фации.

Предпринятые в последние годы Ф. Тернером, Дж. Ферхугеном попытки детализации схемы П. Эскола и уточнения ее фациальных границ в отношении фации эпидотовых амфиболитов столкнулись с большими трудностями. Указанные авторы предлагают даже вообще отказаться от ее выделения и ограничиться разделением этой области *PT*-условий метаморфизма на поля фаций зеленых сланцев и альмандиновых амфиболитов (вместо прежних трех фаций П. Эскола: амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой; Fyfe, Turner, Verhoogen, 1958; Turner, Verhoogen, 1960; Тернер, Ферхуген, 1961). Этот вывод в значительной мере связан с тем, что данные авторы, стремясь к большей строгости, тем не менее в основе фациальной диагностики оставляют парагенезисные характеристики метабазитов.

С упразднением трехчленного деления этой части *PT*-области метаморфизма трудно согласиться. Первоначальный вариант П. Эскола геологически более обоснован. И вполне надежная конкретизация объема фации эпидотовых амфиболитов возможна, однако не на основании метабазитовых ассоциаций, а по минеральным парагенезисам метапелитов.

Область *PT*-условий данной фации отвечает полю между верхней температурной границей устойчивости мусковита в кварцсодержащих породах и нижней температурной границей устойчивости ставролита (опять же в присутствии кварца)\*. Новейшими экспериментами (Richardson, 1968<sub>1,2</sub>) подтверждена предполагавшаяся по минералогическим наблюдениям близость верхних пределов для мусковита и ставролита в парагенезисах с кварцем. Так что практически можно считать, что фация эпидотовых амфиболитов соответствует области устойчивости широко распространенных ставролит-кварцевых сланцев (что позволяет ввести дублирующее название фации) Сопоставление метапелитов такого типа с сопутствующими им метабазитами показывает, что данный объем фации близок к тому, что предполагался в схеме П. Эскола\*\*.

Чтобы более строго определить нижнюю температурную границу фации также и по метабазитам, можно использовать, например, нижний предел устойчивости ассоциации  $amf + bi + kv + mt + pl$  № не ниже 10 (Парфенов, Хлестов, 1966). Для восьмикомпонентной системы ( $K_2O - Na_2O - CaO - MgO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2$ ) этот предел должен представлять *PT*-линию, ниже которой устойчив альтернативный парагенезис  $xl + mu + ep + kv + ab$ . Насколько сейчас можно су-

\* Напомним, что речь идет только о *PT*-области, отвечающей андалузит-силлиманитовому типу метаморфизма. При больших давлениях (в поле дистена) тот же температурный интервал занимает в нашей схеме фация дистеновых сланцев.

\*\* Можно говорить лишь о несколько более высоком положении ее верхней температурной границы в нашей схеме, по сравнению со схемой П. Эскола.

доть по фактическим материалам, положение этой *PT*-линии приближается к указанной выше границе фации, хотя данный вопрос требует дополнительной проверки и уточнения. Можно, конечно, посоветовать на некоторую громоздкость выбранного критерия фациальной диагностики, но стремясь избежать неопределенности, мы вынуждены усложнять такие критерии. Возможны и другие (также сложные) приблизительно эквивалентные определения границы.

Строгое определение верхней температурной границы «эпидотовых амфиболитов» по метабазитам еще более затруднительно. Можно указать лишь на то, что она грубо приблизительно соответствует нижнему пределу устойчивости в них моноклинного пироксена.

Отказ от метабазитов как главной основы фациальной классификации в данном случае представляется вполне обоснованным. По литературе последних десятилетий легко проследить, что почти все попытки какой-либо детализации среднетемпературных ступеней зональных метаморфических комплексов связаны именно с изучением метапелитовых пород, представляющих в этом отношении наиболее благодарный объект (Francis, 1956; Thompson, 1957; Томпсон, 1961; Chinner, 1966).

В связи с этим название «фация силлиманит (андалузит)-мусковитовых сланцев» для соответствующего фациального подразделения представляется гораздо более удачным, тем более что, как будет показано ниже, собственно эпидотовые амфиболиты здесь не являются широко распространенным типом пород среди метабазитов\*. Сохранение и употребление старого названия фации в нашей работе — в значительной мере дань традиции и связано со стремлением облегчить читателю восприятие текста, не перегружая его вновь введенными терминами.

## § 23. МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ФАЦИИ ЭПИДОТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ

### Минералы

Набор минералов для данной фации наиболее богат. Из минералов, указанных для амфиболитовой фации, здесь неустойчивы лишь очень немногие, отвечающие ее самым высокотемпературным ступеням: ортопироксен (в гранито-гнейсах и метабазитах), форстерит (в мраморах). Однако перечень минералов существенно пополняется серией в основном водосодержащих фаз. Для метапелитов помимо наиболее широко распространенных мусковита и ставролита отмечаются хлорит и более редкий хлоритонд, появляющиеся на низкотемпературных ступенях фации. В обогащенных кальцием породах особенно широко представлены различные эпидотовые минералы. Список карбонатов дополняется магнезитом.

**Пиральспитовый гранат** здесь представлен только высокожелезистыми разновидностями (обычно с  $f=80\%$  и больше). Значительно шире, чем в высокотемпературных фациях, здесь распространены гранаты с существенным содержанием марганца. Не редки, например, находки среди метапелитов гранатов, включающих 15—20% спессартина. Содержание кальциевого компонента не претерпевает таких заметных изменений по сравнению с другими фациями.

Как и в амфиболитовой фации, гранат здесь остается широко распространенным минералом и характерен для пород разнообразного состава. Изограда граната в метапелитах и родственных им образованиях, как правило, близка к положению нижней температурной границы фации эпидотовых амфиболитов.

\* Эти породы (обычно с гранатом) больше распространены в том же температурном интервале, но при больших давлениях (фация дистеновых сланцев).

**Кальциевый гранат** имеет небольшое распространение и представлен обычно разностями с большим количеством андрадитового компонента.

**Клинопироксен** развит незначительно по сравнению с высокотемпературными фациями. На самых низкотемпературных ступенях эпидотовых амфиболитов он практически исчезает. Для большей части фации клинопироксен обычен в мраморах (диопсид) и многих метабазитах (в основном диопсид-геденбергитовый ряд).

**Роговые обманки** остаются одними из самых характерных минералов метабазитов, мраморов и некоторых гранито-гнейсов. Пределы колебания их состава здесь примерно те же, что и в амфиболитовой фации (Костюк, 1970). Верхний предел глиноземистости для них начинается существенно снижаться, по-видимому, лишь на самых низкотемпературных ступенях эпидот-амфиболитовой фации. В отношении других амфиболов можно отметить значительную распространенность безглиноземистых антофиллитов (в различных магнезиальных породах) и куммингтонитов (в железистых кварцитах). Высокоглиноземистые жедриты являются здесь гораздо более редкими минералами, чем в амфиболитовой фации, и, вероятно, тяготеют преимущественно к высокотемпературным ступеням эпидотовых амфиболитов.

**Биотит** — один из наиболее широко распространенных минералов фации — характеризуется очень широкими пределами колебания состава. Он здесь весьма обычен для самых разнообразных пород. Изограда биотита в метапелитах располагается на значительном удалении от нижней границы фации эпидотовых амфиболитов, в пределах зеленосланцевых пород.

**Эпидоты** представлены в широком интервале железистости (от 0 до 35—40%), а не только маложелезистыми клиноцоизитами, как в амфиболитовой фации. Они играют существенную роль в составе большинства метабазитов и многих мраморов. В качестве второстепенного минерала эпидот указывается также в некоторых метапелитах и гранито-гнейсах.

Среди высокоглиноземистых минералов главную роль играет **андалузит**. Однако для многих метапелитов высокотемпературных ступеней фации также характерно присутствие **силлиманита**, что, по-видимому, более типично для метаморфических комплексов, формировавшихся при повышенных давлениях, переходных к фации дистеновых сланцев.

Для **ставролита** колебания железистости укладываются в интервале от 60—65% и почти до 100%.

**Кордиерит** до самого недавнего времени считался малохарактерным для эпидот-амфиболитовой фации (Добрецов и др., 1966). Новейшие детальные петрологические работы, посвященные среднетемпературным метаморфическим образованиям, показали, что этот минерал может играть здесь весьма существенную роль (Лепезин, 1968; Кориковский, 1967; Guitard, 1965; Zwart, 1962). Это относится главным образом к комплексам несколько пониженных давлений, включающим при этом парапороды метапелитового типа с относительно невысоким соотношением Fe:Mg. Железистость кордиеритов здесь всегда невелика — от 35—40% и менее. Для них характерно повышенное содержание воды — до 1,5 вес.% и выше.

**Хлориты**, появляющиеся только на низкотемпературных ступенях фации, имеют невысокую железистость (до 40—45%)\* и, по-видимому, относятся к разностям, достаточно богатым глиноземом.

\* Соответствующие цифры можно получить по диаграмме К. Б. Кепежинскаса (1965), если принять во внимание, что для хлоритов здесь  $Nm$  не поднимается выше 1,630.

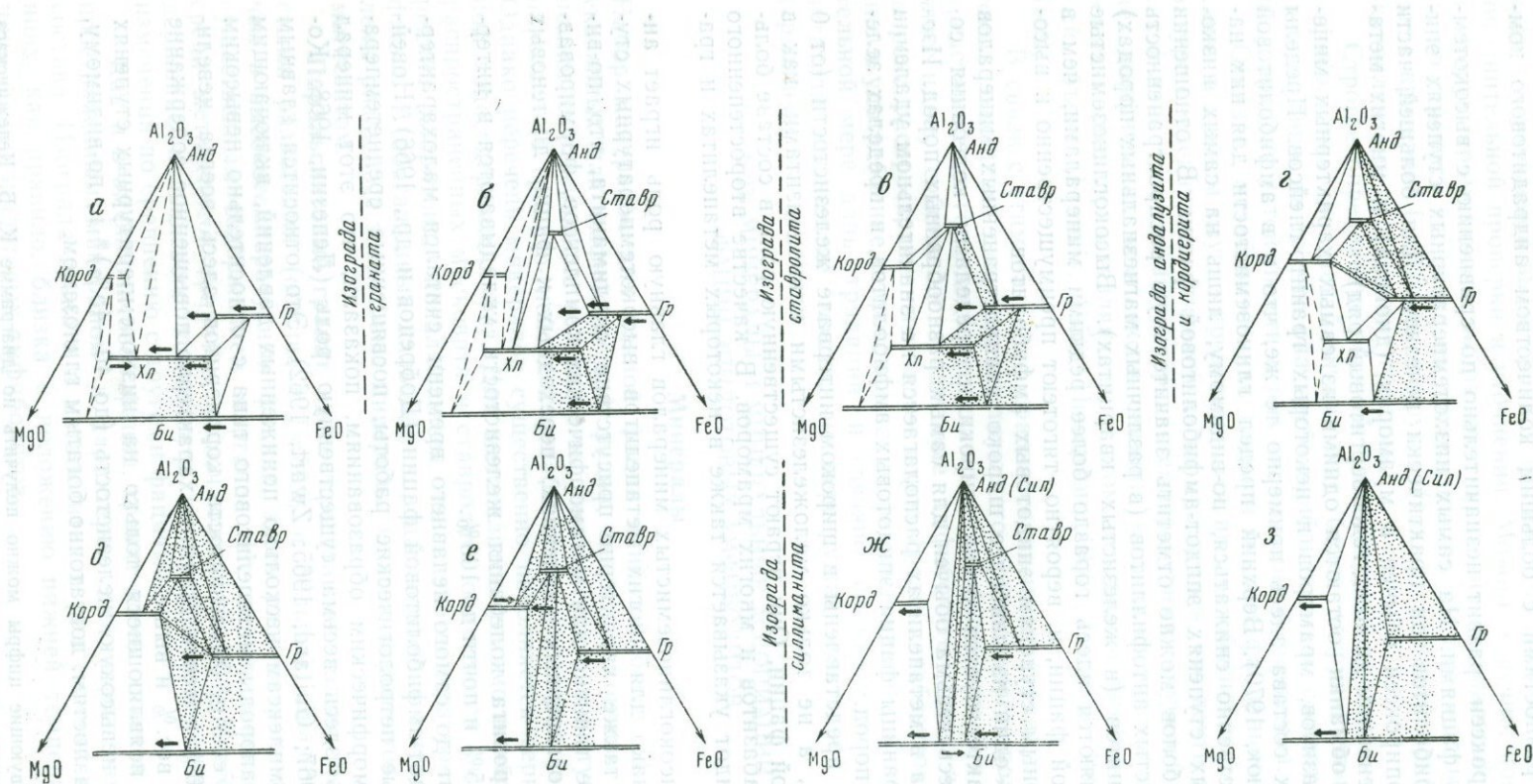


Рис. 15. Последовательность смены минеральных парагенезисов мусковитсодержащих метapelитов с повышением температуры в условиях пониженных давлений (кордиеритовый тип метаморфизма)

Температуры повышаются от а к з. Стрелками показано направление изменения железистости минералов с ростом Т. Точки — поля наиболее распространенных парагенезисов. Масштаб диаграммы несколько искажен для наглядности

**Плагиоклазы** для фации в целом представлены во всем интервале основности — от альбита до анортита. Однако для низкотемпературных ступеней плагиоклазы от № 25—35 и выше не характерны. Это, видимо, связано с резким снижением верхнего предела основности плагиоклаза в наиболее распространенных ассоциациях богатых кальцием пород\* и параллельным возрастанием роли эпидотов в них.

**Калиевый полевой шпат** встречается почти только в форме микроклина. Он устойчив в пределах всей фации, но его распространенность резко снижена по сравнению с более высокотемпературными образованиями, что объясняется повсеместным развитием мусковита, вытесняющего калишпат.

### Минеральные ассоциации

**Метапелиты** эпидот-амфиболитовой фации в подавляющем большинстве характеризуются одновременным присутствием мусковита и кварца. Все подобные парагенезисы для системы  $K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  можно изобразить с помощью треугольных диаграмм  $Al_2O_3 - FeO - MgO$ . Рисунки 15 и 16 отражают последовательность смены парагенезисов мусковит- и кварцсодержащих метапелитов по мере возрастания температуры (в интервале, соответствующем данной фации) и при разных давлениях.

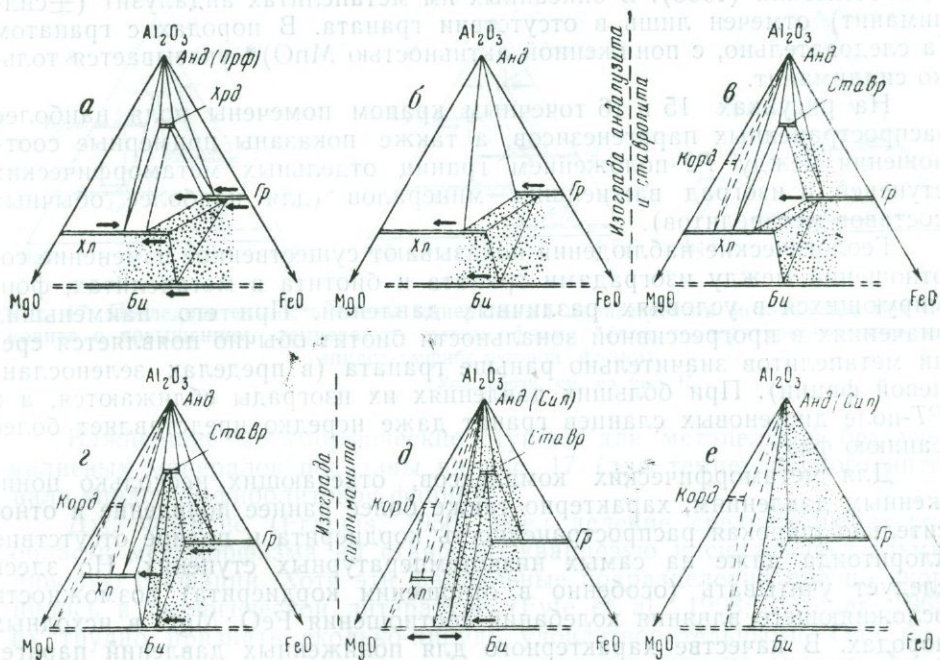


Рис. 16. Последовательность смены минеральных парагенезисов мусковитсодержащих метапелитов с повышением температур метаморфизма в условиях повышенных давлений (гранатовый тип метаморфизма)

Усл. обозн. см. на рис. 15

В качестве дополнительных фаз, помимо указанных на диаграммах, во всех случаях могут присутствовать рудные и титановые минералы, плагиоклаз, иногда эпидот. Их появление связано с дополнительными компонентами:  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$ . В ряде случаев указы-

\* Хотя сами по себе основные плагиоклазы должны быть устойчивы и в этом температурном интервале.

ваются минеральные парагенезисы с числом фаз, большим, чем показанные на диаграммах (Лепезин, 1968; Guillard, 1965; Green, 1963 и др.). При этом многие такие парагенезисы отвечают равновесиям реакций перехода от одних типов триангуляций на диаграмме к другим. Примерами таких парагенезисов могут быть:

- 1) гр+корд+би+хл+му+кв;
- 2) гр+ставр+сил+би+му+кв и т. п.

Практически все они содержат гранат. Поэтому наиболее правдоподобно объяснение их появления в связи с влиянием марганца как отдельного компонента. За счет него расширяется *PT*-поле устойчивости гранатосодержащих парагенезисов, поскольку гранат является ярко выраженным концентратом марганца. Для систем с  $MnO$  соответствующие переходы от одного типа триангуляции к другому отвечают не моновариантным *PT*-линиям, а некоторым переходным *PT*-полям (хотя для природных, бедных марганцем систем, такие поля, по-видимому, узки и по положению близки к соответствующим *PT*-линиям для систем без  $MnO$ ).

С влиянием компонентов-примесей здесь, вероятно, связаны и многочисленные случаи одновременного присутствия андалузита и силлиманита. При этом не последнюю роль играет марганец, повышение активности которого должно расширять поле устойчивости андалузита. Эта закономерность очень отчетливо прослеживается по материалам Г. Г. Лепезина (1968). В описанных им метапелитах андалузит ( $\pm$ силлиманит) отмечен лишь в отсутствии граната. В породах с гранатом (а следовательно, с пониженной активностью  $MnO$ )\* указывается только силлиманит.

На рисунках 15 и 16 точечным крапом помечены поля наиболее распространенных парагенезисов, а также показаны примерные соотношения между *PT*-положением границ отдельных метаморфических ступеней и изоград важнейших минералов (для наиболее обычных составов метапелитов).

Геологические наблюдения показывают существенное изменение соотношений между изоградами граната и биотита в метапелитах, формирующихся в условиях различных давлений. При его наименьших значениях в прогрессивной зональности биотит обычно появляется среди метапелитов значительно раньше граната (в пределах зеленосланцевой фации). При больших давлениях их изограды сближаются, а в *PT*-поле дистеновых сланцев гранат даже нередко представляет более раннюю фазу.

Для метаморфических комплексов, отвечающих несколько пониженным давлениям, характерно также более раннее появление и относительно широкая распространенность кордиерита и полное отсутствие хлоритоида даже на самых низкотемпературных ступенях. Но здесь следует учитывать (особенно в отношении кордиерита) возможность ослабляющего влияния колебаний соотношения  $FeO:MgO$  в исходных породах. В качестве характерного для пониженных давлений парагенезиса метапелитов можно указать гранат-кордиерит-мусковитовую ассоциацию (Thompson, 1957; Томпсон, 1961).

Метапелиты без мусковита играют незначительную роль и притом тяготеют почти исключительно к наиболее высокотемпературным ступеням фации. В отсутствии мусковита ставролит устойчив в кварцосодержащих породах практически до верхней температурной границы *PT*-поля фации. Его разложение на прогрессивной стадии идет по реакции:



\* При постоянном общем содержании  $MnO$  в породе появление граната ведет к снижению концентраций марганца во всех других минералах.

Соответственно, минеральная ассоциация, отвечающая правой части, устойчива здесь лишь в условиях, переходных к амфиболитовой фации. Появление ее на несколько более низкотемпературных ступенях связано с увеличением концентрации  $MnO$  в гранате (до 11 вес.%; Лепезин, 1968). Это возможно даже в небогатых марганцем породах, но при условии очень малых содержаний граната.

Помимо же указанной ассоциации, кордиерит с гранатом и особенно со ставролитом может быть прослежен до довольно низкотемпературных ступеней (Шафеев, 1967), хотя его распространенность здесь очень невелика.

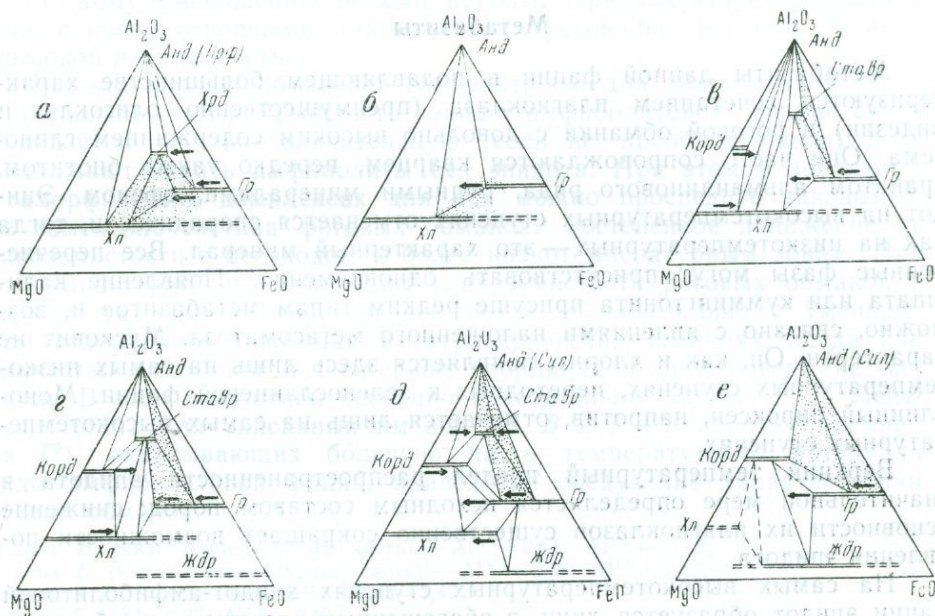


Рис. 17. Последовательность смены минеральных парагенезисов метапелитов без мусковита с повышением температур метаморфизма (для температурного интервала эпидот-амфиболитовой фации)

Усл. обозн. см. на рис. 15

Важнейшие метаморфические ступени для метапелитов без учета калиевых минералов показаны на рис. 17 (для температурного интервала эпидот-амфиболитовой фации).

Дж. Френсис (Francis, 1956) ввел деление среднетемпературной области метаморфизма на ставролит-кварцевую и силлиманит-альмандиновую субфации. Хотя эти фациальные подразделения прочно укоренились в геологической литературе (Fyfe et al., 1958; Winkler, 1965), их трудно признать сколько-нибудь удовлетворительными. Они базируются, скорее, на умозрительных построениях, чем на анализе фактического материала, и, что самое главное, не учитывают различий в железистости сосуществующих минералов. Соответствующее критическое обсуждение этого вопроса было недавно приведено в работе Чиннера (Chinner, 1966). Как показано этим автором и как легко проследить в приведенных здесь обзорах литературных материалов, ассоциации ставр + кв и гр + сил (или анд) не являются взаимоисключающими. Их совместное нахождение представляет, скорее, правило, чем исключение. Более того, этот четырехминеральный парагенезис может служить одним из самых перспективных «термометров» для среднетемпературной области метаморфизма, поскольку с повышением температуры железистость его минералов постепенно растет, меняясь в доста-

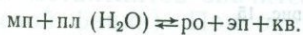
тсчно широком интервале (для граната, например, от 70 до 90—95%). Более удовлетворительным является выделение ставролит-мусковитовой и гранат-биотит-силлиманитовой субфации (Парфенов, Хлестов, 1966), хотя и здесь имеется некоторая область перекрытия полей устойчивости соответствующих минеральных парагенезисов. Это, как и в других примерах с гранатом, по-видимому, следует связывать с влиянием марганца. Поэтому при отсутствии анализов гранатов к более высокотемпературной гранат-биотит-силлиманитовой субфации можно надежно относить лишь породы с довольно высоким содержанием в них граната (порядка 8—10% и более).

### Метабазиты

Метабазиты данной фации в подавляющем большинстве характеризуются сочетанием плагиоклаза (преимущественно олигоклаз и андезин) и роговой обманки с довольно высоким содержанием глинозема. Они часто сопровождаются кварцем, нередко также биотитом, гранатом альмандинового ряда, рудными минералами, сфеном. Эпидот на высокотемпературных ступенях отмечается спорадически, тогда как на низкотемпературных — это характерный минерал. Все перечисленные фазы могут присутствовать одновременно. Появление калишпата или куммингтонита присуще редким типам метабазитов и, возможно, связано с явлениями наложенного метасоматоза. Мусковит не характерен. Он, как и хлорит, появляется здесь лишь на самых низкотемпературных ступенях, переходных к зеленосланцевой фации. Моноклиновый пироксен, напротив, отмечается лишь на самых высокотемпературных ступенях.

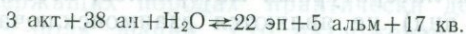
Верхний температурный предел распространенности эпидота в значительной мере определяется исходным составом пород: снижение основности их плагиоклазов существенно сокращает возможности появления эпидота.

На самых высокотемпературных ступенях эпидот-амфиболитовой фации эпидот образуется лишь в обогащенных кальцием метабазитах, для которых в условиях соседней амфиболитовой фации характерно присутствие клинопироксена наряду с роговой обманкой. Переход между ними можно записать в виде следующего равновесия:



Это 5-минеральное равновесие при 6 компонентах ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ) для каждых конкретных *PT*-условий связывает составы всех минералов определенной моновариантной зависимостью. В частности, можно отметить, что оно определяет максимальную железистость клинопироксена при заданном номере плагиоклаза (причем этот предел снижается с увеличением основности плагиоклаза). Точно так же оно лимитирует в этих условиях минимальную железистость роговой обманки в присутствии кварца, эпидота и плагиоклаза определенной основности.

При достаточно высокой железистости пород эпидот с понижением температуры может появиться в амфиболитах (вместе с альмандиновым гранатом и кварцем) за счет постепенного вытеснения анортитового компонента плагиоклаза и частично за счет роговой обманки. Это схематически можно записать в виде следующей реакции:



Данное равновесие для каждых конкретных *PT*-условий лимитирует верхний предел железистости роговой обманки при определенной основности плагиоклазов. Этот предел, как и для указанного выше случая, с падением температуры снижается, что должно обуслови-

вать соответствующее увеличение распространенности эпидотовых амфиболитов с небольшими содержаниями граната. Фактические материалы подтверждают этот вывод. Но существенную роль эпидот-альмандиновые амфиболиты играют лишь в метаморфизованных толщах при повышенных давлениях (в  $PT$ -условиях фации дистеновых сланцев и пограничной с ней области эпидот-амфиболитовой фации). В большинстве же комплексов андалузит-силлиманитового типа такие породы практически отсутствуют. Это объясняется тем, что указанный предел железистости роговых обманок в большой степени зависит от давления, поскольку образование эпидота и граната ведет здесь к существенному уменьшению объема породы. При умеренных давлениях даже с очень основными плагиоклазами устойчивы роговые обманки с высокой железистостью.

Все это хорошо объясняет тот факт, что для значительной (если не большей) части  $PT$ -области эпидот-амфиболитовой фации среди метабазитов все же значительную (если не преобладающую) роль продолжают играть амфиболиты без эпидота. При этом в зональных метаморфических комплексах для них можно проследить закономерное изменение состава роговых обманок: постепенное понижение их глиноземистости с переходом к более низкотемпературным зонам. При этом характерно, что понижение глиноземистости роговых обманок в амфиболитах такого типа связано почти исключительно с уменьшением содержания алюминия в тетраэдрических позициях, тогда как количество алюминия в шестерной координации практически не меняется. В этом отношении особенно показательны данные Г. Г. Лепезина (1968). Для описанных им зон ( $B$ ,  $B$  и  $\Gamma$  — в порядке повышения  $T^0$ ), охватывающих большую часть температурного интервала эпидот-амфиболитовой фации, приводятся следующие характеристики роговых обманок:

зона  $B$  (низкотемпературная часть) —  $Al^{VI}=0,41$ ;  $Al^{IV}=1,08^*$ ;

зона  $B$  (высокотемпературная часть) —  $Al^{VI}=0,36$ ;  $Al^{IV}=1,32$ ;

зона  $B$   $Al^{VI}=0,38-0,39$ ;  $Al^{IV}=1,44-1,47$ ;

зона  $\Gamma$   $Al^{VI}=0,37$ ;  $Al^{IV}=1,49$ .

Эти цифры свидетельствуют о том, что с падением температуры у роговых обманок сокращаются пределы только для изоморфизма типа  $Si \rightarrow NaAl^{IV}$  \*\*, тогда как влияние этого фактора на изоморфизм типа  $Si(Mg, Fe) \rightarrow Al^{VI}Al^{IV}$  или  $3(Mg, Fe) \rightarrow 2Al^{VI}$  ничтожно (параллельно фиксируемое уменьшение содержания окисного железа наводит на мысль об изоморфизме  $SiMg - Al^{IV}Fe^{VI}$ ).

Таким образом, изменение амфиболитов без эпидота (с переходом от высокотемпературных зон к более низкотемпературным) можно схематически представить как взаимодействие «натрово-глиноземистого» компонента роговой обманки и кварца с образованием дополнительных количеств альбитового компонента плагиоклаза и «тремолит-актинолитового» компонента амфибола. Соответствующее смещение равновесия в породе постоянного валового состава, как и в двух других отмеченных выше случаях, сопровождается понижением основности плагиоклазов.

Эпидотовые амфиболиты становятся количественно преобладающими среди метабазитов лишь на низкотемпературных ступенях данной фации (переходных к зеленым сланцам), когда в них появляется хлорит, хотя содержания последнего невелики. По мере снижения температуры часть глинозема постепенно переходит в хлорит из роговых обманок и анортитового компонента плагиоклазов (та небольшая

\* При пересчете формул амфиболов на 24 кислорода.

\*\* Непосредственно по натрию это фиксируется гораздо хуже, вероятно, из-за меньшей точности его определений. Но статистически такая тенденция хорошо подтверждается.

часть Al, которая представляет здесь по сравнению с эпидотом избыток над Ca) и параллельно быстро возрастает количество эпидота. Соответствующее смещение равновесия можно представить в виде следующего превращения:

глиноземистый компонент амфибола + анортитовый компонент плагиоклаза + кв + H<sub>2</sub>O → тремолит-актинолитовый компонент амфибола + хл + альбитовый компонент плагиоклаза + эп.

В этой 5-минеральной ассоциации при шести компонентах (Na<sub>2</sub>O, CaO, MgO, FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>) составы фаз для каждой конкретной PT-условий связаны определенной моновариантной зависимостью: с повышением железистости амфибола и хлорита основность плагиоклаза должна несколько снижаться. Соответственно и температурный интервал перехода от олигоклаз-эпидотовых амфиболитов к альбит-эпидотовым амфиболитам у различных по железистости метабазитов не должен совпадать полностью. Но ввиду малых отличий железистости хлоритов и амфиболов эти различия очень невелики (Кеппежинская, 1965). Фактические наблюдения показывают, что такой переход осуществляется в довольно узком интервале температур и примерно одновременно для всех типов метабазитов. Изографа олигоклаза в этих породах является одной из важнейших в отношении определения нижней температурной границы фации при картировании. Ее пространственные соотношения с изографами глиноземистой роговой обманки (в метабазитах) и граната (в метапелитах) представляют интересную геологическую проблему.

В одних случаях (при пониженных давлениях?) изографа олигоклаза проходит в более низкотемпературных образованиях, чем изографа граната. В условиях высоких давлений во всяком случае для фации дистеновых сланцев) гранат в метапелитах на прогрессивной стадии представляет собой более раннюю фазу, чем олигоклаз в метабазитах. В отношении изографы глиноземистой обманки данные менее определены в основном из-за трудности различения оптическими методами и ее окрашенных актинолитов. Но уже сейчас можно сказать, что переход от роговообманковых амфиболитов к актинолитовым осуществляется в узком температурном интервале, причем его положение обычно довольно близко к изограде олигоклаза и практически совпадает с изографой граната в метапелитах».

Нередко при этом указываются «переходные» участки, где роговая обманка и актинолит описываются как сосуществующие. Это иногда относится и к метаморфическим комплексам с прогрессивной зональностью, для которых такие факты не объясняются удовлетворительно явлениями неполных замещений при диафорезе.

Возможность разрыва смесимости в ряду роговая обманка — актинолит для низких температур, хотя и спорна, но в свете указанных фактов не может безоговорочно отрицаться.

На тех же ступенях аналогичные проблемы встают и в отношении плагиоклазов. Находки их «пятнистых» разновидностей («перистериты») с неоднородной основностью (от № 5—10 до № 15—20) используются рядом авторов для аргументации разрыва смесимости в этой области ряда плагиоклазов. Этот вопрос, как и в отношении амфиболов, требует дальнейшего более тщательного изучения.

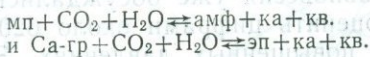
Примерно тем же ступеням отвечает и появление в калийсодержащих метабазитах мусковита взамен биотита (или наряду с ним), а также в ряде случаев и кальцита. Комплекс всех этих минералов (хл, му, ка) довольно отчетливо фиксирует в метабазитах переход к зеленосланцевой фации.

\* Влияние Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> может быть исключено, если рассматривать только парагенезисы с магнетитом.

## Карбонатные породы

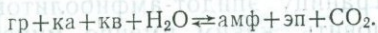
Среди мраморов и кальцифиров эпидот-амфиболитовой фации преобладают кальцитовые разновидности. Доломит сравнительно редок. Это отчасти связано с тем, что для большинства карбонатных пород характерно присутствие кварца в том или ином количестве, а доломит становится устойчивым с кварцем лишь при пониженных температурах, переходных к условиям зеленосланцевой фации (и то, видимо, лишь при повышенных давлениях). Температурные пределы устойчивости сидерита или анкерита в подобных породах, по-видимому, еще ниже. Эти карбонаты встречаются очень редко и тоже лишь на самых низкотемпературных ступенях.

Силикаты в мраморах представлены здесь чаще всего малоглиноземистыми амфиболами ряда тремолита — актинолита, минералами группы эпидота, кислыми плагиоклазами, микроклином, флогопитом (или более железистым биотитом), мусковитом. Эти минералы отмечаются в самых разнообразных сочетаниях. На низкотемпературных ступенях иногда возможен хлорит. Клинопироксен и особенно кальциевый гранат редки и указываются лишь для высокотемпературных ступеней. Распространение этих минералов лимитируется следующими равновесиями:

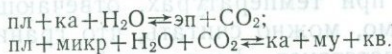


Каждое из этих четырехминеральных равновесий дивариантно (при постоянном отношении  $\text{H}_2\text{O}:\text{CO}_2$ ) и с понижением температуры смещается в правую сторону таким образом, что все более расширяется поле возможных составов для амфиболов и эпидотов и, напротив, сужается для клинопироксенов и гранатов. На высокотемпературных ступенях с кальцитом и кварцем устойчивы лишь относительно богатые железом амфиболы ряда тремолита — актинолита, но с уменьшением температуры этот предел снижается и амфибол вытесняет клинопироксены из все большего числа пород\*. Аналогичны соотношения и между эпидотом и гранатами. В этом случае с падением температуры растет верхний предел железистости для эпидотов кварцитсодержащих мраморов.

Гранаты пиральспитового ряда, по-видимому, исчезают в мраморах на еще более высокотемпературных ступенях, чем кальцитовые гранаты. Это происходит за счет смещения равновесия вправо



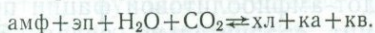
Во всяком случае, пока для эпидот-амфиболитовой фации находки пиральспитов среди мраморов неизвестны. Косвенными индикаторами колебаний температур метаморфизма в мраморах могут служить также следующие смещения равновесий:



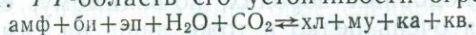
В обоих случаях меньшим температурам отвечает и более низкая величина верхнего предела основности плагиоклаза в ассоциациях, соответствующих левым частям уравнений. Но использование этих равновесий для целей геологической термометрии (как и других реакций с одновременным участием воды и углекислоты) затрудняется влиянием возможных колебаний отношения  $\text{H}_2\text{O}:\text{CO}_2$  в поровых флюидах.

\* Согласно экспериментальным данным, чистые тремолиты становятся устойчивыми с кварцем и кальцитом при температурах порядка 500—550°.

На низкотемпературных ступенях фации распространение хлорита в мраморах лимитируется равновесием:



Более высокожелезистые хлориты устойчивы и до относительно более высоких температур, но все же, по-видимому, практически все хлоритсодержащие карбонатные породы следует относить не к эпидот-амфиболитовой, а к зеленосланцевой фации. Во всяком случае, это относится к мраморам, помимо хлорита содержащим также и мусковит. *PT*-область его устойчивости ограничивается равновесием:



#### § 24. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Верхний температурный предел *PT*-поля фации эпидотовых амфиболитов (фации силлиманит- и андалузит-мусковитовых сланцев) определяется положением *PT*-кривой разложения мусковита в кварцсодержащих породах. На этот счет имеются довольно надежные экспериментальные данные для систем с чисто водным флюидом. Масштабы возможного влияния колебаний доли воды в природных поровых флюидах на температуру соответствующего равновесия уже обсуждались в § 19. Как уже указывалось, ее можно оценить цифрами около 620°С при меньших давлениях и — 670°С при повышенных давлениях. Эти значения хорошо согласуются также и с данными последних экспериментов по определению *PT*-области устойчивости ставролита в присутствии кварца (Richardson, 1968). Как уже отмечалось, температурный интервал устойчивости данной двуминеральной ассоциации близок к температурному интервалу эпидот-амфиболитовой фации. Хотя экспериментальные данные С. Ричардсона относятся лишь к чисто железистой системе и для природных равновесий с участием магнезиально-железистых составов возможны некоторые отклонения, тем не менее они дают представление о порядках температур как для верхней, так и для нижней границы фаций.

Нижний температурный предел устойчивости андалузита в кварцсодержащих породах определяется его равновесием с пирофиллитом. Согласно новейшим экспериментам (Velde, Kornprobst, 1969), оно отвечает температурам, несколько превышающим 500°С (около 520—525°С при давлениях порядка 3—7 кбар). Эти цифры, по-видимому, ближе всего характеризуют нижнюю границу эпидот-амфиболитовой фации. Пока нельзя определенно установить, каким именно минералогическим ступеням (максимальным по температуре) отвечает появление пирофиллита в природных условиях. Это связано с трудностями его микроскопической диагностики из-за сходства с мусковитом, паргонитом, тальком. В зональных комплексах андалузит-силлиманитового типа андалузит не встречается при температурах, отвечающих зеленосланцевой фации. Поэтому, видимо, можно считать, что граница устойчивости пирофиллита либо соответствует фациальной границе, либо несколько превышает ее по температуре (рис. 18).

Верхний предел величин давлений для эпидот-амфиболитовой фации ограничивается *PT*-линиями равновесий андалузита и силлиманита с дистеном. Согласно новейшим экспериментам, ему соответствуют цифры: около 6 кбар при наименьших температурах и около 7—8 кбар — на границе с амфиболитовой фацией. Минимальные значения давления отвечают, по-видимому, величинам порядка 2—3 кбар, хотя на этот счет пока трудно сделать вполне надежные заключения. Парциальные давления воды на температурных ступенях, соответствующих эпидот-амфиболитовой фации, всегда довольно велики

и близки к общему давлению порового флюида ( $P_{H_2O} : P_{общ} \geq 0,8$ ). Это обуславливается, с одной стороны, относительно высокой долей воды во флюиде, а с другой — связано с тем, что с понижением температуры (по сравнению с двупироксен-гнейсовой и амфиболитовой фациями) быстро возрастает отношение  $P_{H_2O} : X_{H_2O}$  (где  $X_{H_2O}$  — доля воды во флюиде) за счет уменьшения степени идеальности растворов. Подтверждение этому можно увидеть в том, что в экспериментах с участием смесей воды и углекислоты на соответствующих ступенях для многих равновесий в широком интервале значений отношения  $H_2O : CO_2$  температуры практически не меняются.

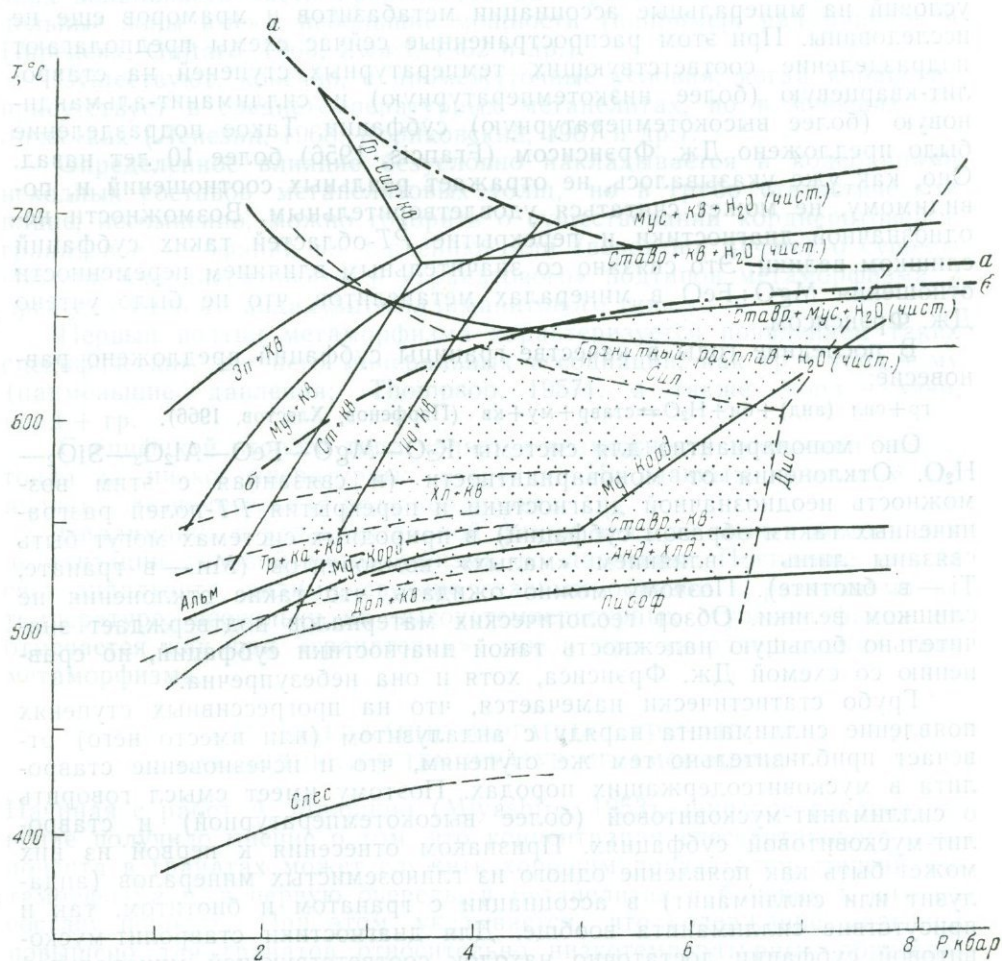


Рис. 18. Кривые экспериментально изученных минеральных равновесий, характеризующие  $P$ - $T$ -поле эпидот-амфиболитовой фации

$a$ — $a$  и  $b$ — $b$  — положение нижней температурной границы области гранитных расплавов и верхней — для области распространения мусковитосодержащих пород, предполагаемое для реальных систем (с  $P_{H_2O} < P_{фл}$ ). Точками обозначено  $P$ - $T$ -поле, предполагаемое для фации

Высокая доля воды в поровом флюиде поддерживается на прогрессивной стадии благодаря преобладанию реакций дегидратации над реакциями декарбонатизации. Существенное снижение этой доли здесь можно ожидать лишь для некоторых карбонатных толщ, в которых значительную роль играют первично доломит-кварцевые породы. На

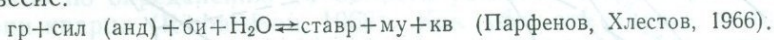
ступенях, переходных от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации, их дедоломитизация, идущая по общей схеме\*.

$\text{дол} + \text{кв} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{тр} + \text{ка} + \text{CO}_2$ ,  
может привести к заметному обогащению порового флюида углекислотой за счет воды.

Возможности колебаний парциальных давлений для углекислоты гораздо больше, чем для воды. Это относится особенно к метаморфическим толщам, неоднородным по содержанию карбонатных пород.

Подразделение *PT*-области эпидот-амфиболитовой фации на субфации в настоящее время, если и возможно, то лишь на основе парагенезисов метапелитов, тогда как масштабы влияния колебаний *PT*-условий на минеральные ассоциации метабазитов и мраморов еще не исследованы. При этом распространенные сейчас схемы предполагают подразделение соответствующих температурных ступеней на ставролит-кварцевую (более низкотемпературную) и силлиманит-альмандиновую (более высокотемпературную) субфации. Такое подразделение было предложено Дж. Фрэнсисом (Francis, 1956) более 10 лет назад. Оно, как уже указывалось, не отражает реальных соотношений и, по-видимому, не может считаться удовлетворительным. Возможности однозначной диагностики и перекрытия *PT*-областей таких субфаций слишком велики. Это связано со значительным влиянием переменности отношения  $\text{MgO}:\text{FeO}$  в минералах метапелитов, что не было учтено Дж. Фрэнсисом.

В последние годы в качестве границы субфаций предложено равновесие:



Оно моновариантно для системы  $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . Отклонения от моновариантности (и связанная с этим возможность неоднозначной диагностики и перекрытия *PT*-полей разграниченных таким образом субфаций) в природных системах могут быть связаны лишь с влиянием «малых» компонентов ( $\text{Mn}$  — в гранате,  $\text{Ti}$  — в биотите). Поэтому можно ожидать, что такие отклонения не слишком велики. Обзор геологических материалов подтверждает значительно большую надежность такой диагностики субфаций, по сравнению со схемой Дж. Фрэнсиса, хотя и она небезупречна.

Грубо статистически намечается, что на прогрессивных ступенях появление силлиманита наряду с андалузитом (или вместо него) отвечает приблизительно тем же ступеням, что и исчезновение ставролита в мусковитосодержащих породах. Поэтому имеет смысл говорить о силлиманит-мусковитовой (более высокотемпературной) и ставролит-мусковитовой субфациях. Признаком отнесения к первой из них может быть как появление одного из глиноземистых минералов (андалузит или силлиманит) в ассоциации с гранатом и биотитом, так и присутствие силлиманита вообще. Для диагностики ставролит-мусковитовой субфации достаточно находок соответствующей минеральной ассоциации в кварцсодержащих породах. Для той же цели может быть использован парагенезис ставролит + хлоритоид, а также ассоциация хлорит + мусковит (если она встречается наряду со ставролитовыми или андалузитовыми породами).

Для метаморфических образований эпидот-амфиболитовой фации неоднородность в отношении величин давления проявлена довольно отчетливо. Это фиксируется прежде всего по относительной роли кордиерита и граната в метапелитах на соответствующих температурных ступенях. При наибольших для данной фации давлениях, в областях пространственного перехода от андалузит-силлиманитового типа мета-

\* В присутствии богатых водой флюидов в качестве промежуточной фазы реакции появляется тальк (Metz, Trommsdorff, 1968).

морфизма к дистен-силлиманитовому (Новая Англия в США, Шотландия), кордиерит, как и в фации дистеновых сланцев, практически отсутствует в среднетемпературных метапелитах и может появляться лишь в самых высокотемпературных зонах, соответствующих уже амфиболитовой (биотит-силлиманит-гнейсовой) фации. Часто при этом зональность имеет региональный характер (в прямом смысле этого слова).

При пониженных давлениях кордиерит весьма широко распространен уже на относительно низкотемпературных ступенях и количественно может даже существенно преобладать над гранатом. В этих случаях зональность часто проявляется на ограниченных участках и отдельные зоны имеют небольшие мощности (например, ряд районов в Пиренеях; Guitard, 1965; Zwart, 1962 и др.).

Существуют, конечно, и промежуточные условия, когда кордиерит присутствует в среднетемпературных метапелитах, но в меньших количествах (Лепезин, 1968; Кориковский, 1967 и др.).

Определенное влияние безусловно накладывается и колебаниями исходных составов метапелитовых толщ, но в грубо статистическом плане, несомненно, можно говорить о существовании кордиеритовой и гранатовой «субфаций по давлению» или (вероятно, лучше) о существовании «кордиеритового» и «гранатового» подтипов метаморфизма в пределах единого андалузит-силлиманитового типа.

Первый подтип метаморфизма характеризуется появлением таких специфических для него минеральных ассоциаций, как гр + корд + му (наименьшие — давления; Thompson, 1957), а также корд + ставр, корд + гр.

Спецификой второго типа является возможность появления хлоритоида на низкотемпературных ступенях. Но главным признаком его является незначительная роль кордиерита.

Силлиманит в условиях данной фации вряд ли может помочь для детализации условий метаморфизма по давлению. Появление его за счет андалузита, видимо, связано главным образом с различиями по температуре, поскольку на высокотемпературных ступенях фации он отмечается как при «гранатовом», так и при «кордиеритовом» типе метаморфизма.

#### § 25. СОДЕРЖАНИЕ МАРГАНЦА В ГРАНАТЕ КАК ИНДИКАТОР ТЕМПЕРАТУР МЕТАМОРФИЗМА

Начиная с работ А. Миаширо (Miyashiro, 1953), широкое распространение получило мнение о том, что концентрация спессартинового компонента в гранатах может служить хорошим показателем степени метаморфизма и, в первую очередь, в метапелитах и близких к ним по составу породах. При этом указывается, что содержание марганца повышено для гранатов относительно низкотемпературных образований и постепенно убывает с ростом температур (главным образом в интервале, соответствующем эпидот-амфиболитовой фации принятой в нашей работе схемы).

Такая тенденция безусловно существует, но ее значение для целей геологической термометрии явно преувеличивается. Здесь уместно рассмотреть роль основных факторов, определяющих концентрацию спессартина в гранате.

Среди главнейших породообразующих минералов гранат резко выделяется по своей способности концентрировать марганец, содержащийся в породе. Количество MnO в нем всегда во много раз превышает содержание марганца в других ассоциирующих с ним минералах (биотит, амфибол и т. п.). Это связано со значительно более низкими величинами коэффициентов активности марганца в гранате по сравнению

с остальными пороодообразующими минералами. Для метаморфических пород с «рядовыми» парагенезисами можно уверенно утверждать, что большая часть MnO концентрируется в гранате (до трех четвертей по Лебедеву, 1964). Отсюда легко заключить, что при постоянном валовом содержании марганца в породе количество спессартинового компонента в гранате должно быть приблизительно обратно пропорционально содержанию граната в породе. Это последнее в свою очередь определяется, с одной стороны, общим составом породы в отношении всех других компонентов, а с другой, — условиями образования, в частности температурой. На среднетемпературных ступенях метаморфизма прогрессивные превращения идут с увеличением роли граната в породах метапелитового и близкого к ним состава. Этим легко объяснить среднестатистическую закономерность убывания количества спессартина в гранате с повышением степени метаморфизма. При этом общая обратная корреляция между содержанием марганца в гранате и количеством граната в породах во многих случаях очень отчетлива. Например, по данным В. И. Лебедева (1964), для Приладожья эта зависимость выражается следующим образом:

	Зона микросланцев		Зона сланцев							
	11,7	6,5	6,5	4,2	3,7	3,9	8,2			
Содержание спессартина в гранате (%)	1—2	2	3	2—4	2—3	2	3			
Содержание граната в породе (%)	0,08	0,17	0,12	0,09	0,05	0,04	0,08			
Содержание MnO в породе (вес. %)	Зона гнейсов									
	1,8	0,8	3,8	2,1	2,1	2,4	2,3	1,9	3,2	1,2
	10	10—12	12	20	5—6	12	20	20	15	10—12
	0,17	0,13	0,19	0,20	0,09	0,22	0,24	0,44	0,27	0,02
	Зона гнейсов									
	0,7	1,4	2,3	1,3	2,7	3,5	8,7			
	25	10	30	12	1—2	1	Очень мало			
	0,12	0,16	0,22	0,25	0,07	0,11	0,01			

Эти цифры служат хорошей иллюстрацией влияния общего содержания марганца в породе на состав граната.

Таким образом, можно считать, что концентрация спессартинового компонента в гранате практически определяется двумя факторами: количеством граната и содержанием MnO в породе. Из них только первый и то лишь отчасти зависит от температуры минералообразования. В меньшей (а вероятно, что даже в большей) степени он определяется валовым составом породы в отношении всех остальных компонентов.

Неудивительно поэтому, что в одних и тех же условиях возможны большие колебания содержаний спессартина в гранатах. Для зоны гнейсов соответствующий интервал составляет 0,7—8,7%. По данным Г. Г. Лепезина (1968), среди среднетемпературных метапелитов Тонгулакского хребта (Алтай) преобладают гранаты с 13—14% спессартина, но в отдельных случаях содержание доходит до 26% (парагенезис гранат + кордиерит + силлиманит + ставролит + кварц — с малым содержанием граната). При этом следует подчеркнуть, что все приведенные цифры отвечают одной метаморфической зоне.

Ранее для высокотемпературных пород Кяхтинского месторождения описывался ряд находок особо богатых марганцем гранатов — от 39 до 62% спессартина (Хлестов, Ушакова, 1963). Во всех таких случаях породы практически не обогащены MnO, но содержание граната в породе очень невелико (0,5—1%). Высокие концентрации MnO указываются и для гранатов из пегматитов (порядка 30—50% и более спессартина; Н. Соболев, 1964), в которых количество граната также

невысокое. Эти примеры показывают, что и в высокотемпературных условиях, для которых характерно явное преобладание маломарганцовистых гранатов, возможны большие отклонения в этом отношении.

Можно заключить, что существует лишь очень грубая корреляция между температурами образования метаморфических пород и содержанием спессартина в их гранатах. Даже для довольно узких классов пород по составу разброс значений марганцовистости граната велик при совершенно идентичных условиях. Содержание спессартина в гранате нельзя рассматривать как сколько-нибудь надежный индикатор температур метаморфизма. Гораздо лучшие результаты можно ожидать, например, даже при использовании для этих целей такого простого параметра, как содержание граната в породе. Выше показано, что этот параметр, учитывая влияние тех же основных факторов, в то же время не подвержен дополнительным (независимым от температуры) колебаниям за счет неоднородности пород по содержанию  $MnO$ .

## Глава V

### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР ВАЖНЕЙШИХ РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА

Как свидетельствуют материалы предыдущих глав, породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций отвечают значительно меньшим температурным интервалам по сравнению с двупироксен-гнейсовыми комплексами. Если учесть, что по существующим представлениям геотермальный градиент  $\left(\frac{dT}{dh}\right)$  убывает с глубиной, то легко объяснить тот факт, что ни амфиболитовая, ни эпидот-амфиболитовая фации не проявляются в виде таких обширных «монофациальных» участков, как образования двупироксен-гнейсовой фации на щитах древних платформ. Породы каждой из обеих указанных фаций слагают площади, не уступающие выходам двупироксен-гнейсовых толщ. Это объясняется количественным преобладанием относительно неглубоких эрозионных срезов. Но занимаемые породами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций площади состоят в основном из разобщенных сравнительно небольших участков, чередующихся между собой и с более низкотемпературными образованиями. При этом амфиболитовая фация чаще проявляется на значительных площадях, тогда как зоны, слагаемые эпидот-амфиболитовыми комплексами, почти никогда не имеют больших масштабов (см. «Карту метаморфических фаций СССР»).

Крупные площади, представленные породами амфиболитовой фации, располагаются почти исключительно на древних платформах и слагаются в подавляющем большинстве довольно однообразными гранито-гнейсовыми и мигматитовыми комплексами, для значительной части которых, как уже указывалось, можно предполагать регрессивное происхождение за счет замещения гранулитовых толщ. Детальные минералогические описания таких комплексов, как правило, отсутствуют.

Описания случаев однородно метаморфизованных толщ эпидот-амфиболитовой фации очень редки. Они известны, например, в Улутау-Карсакпайском районе (Соболев, 1936). Но новейшие геологические исследования показывают, что и в этом примере метаморфическая картина сложна (Филатова, 1961).

Едва ли не в большинстве случаев породы обеих фаций являются лишь различными членами одной и той же метаморфической зональной единицы андалузит-силлиманитового типа, проявляющейся в толщах, единых в геологическом отношении (как с точки зрения стратиграфии, так и в тектоническом плане). При этом картина их пространственных соотношений часто довольно сложная. Поэтому отдельный обзор по фациям для таких районов затруднителен и вряд ли целесообразен.

В то же время именно эти районы представляют наибольший интерес и для них чаще всего имеются детальные характеристики. Мы приводим совместное описание проявлений амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В наш обзор включены все классические примеры метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа, которая с давних пор противопоставляется дистен-силлиманитовому типу зональности при более высоких давлениях (например, в Шотландии тип Бахен и тип Барроу соответственно). Приведены также примеры и с менее очевидной зональностью и отдельные случаи «монофациальных» амфиболитовых толщ, для которых имелись детальные парагенетические и минералогические характеристики.

При описании мы придерживаемся того же регионального принципа, что и в главе II. Это преследует лишь цели некоторой систематизации и упорядочения имеющихся материалов. Не в каждом случае сведение в одном параграфе описаний различных участков может подчеркивать общность их геологической и метаморфической истории. Это в какой-то мере относится лишь к районам Камчатки и Японии, Новой Англии в США, Пиренеям и Южной Франции.

Можно даже сказать, что использованный нами принцип систематизации материала выбран лишь за неимением ничего лучшего. Например, попытки систематизации по возрасту сталкиваются с рядом трудностей (неясность соотношений: возраст толщ — возраст метаморфизма — возраст деформаций, спорность датировки во многих примерах и т. п.). К тому же корреляция метаморфизма с возрастом является дискуссионной и поэтому целесообразность такого принципа систематизации далеко не очевидна.

Подразделение описательных материалов в зависимости от некоторых различий в типе метаморфической зональности также трудно положить в основу систематизации. Кроме отдельных примеров с явным преобладанием либо «кордиеритового типа» (Пиренеи), либо «гранатового типа» (Новая Англия, Шотландия), имеются многочисленные промежуточные и неясные случаи.

В конце главы приводится описание зональности андалузит-силлиманитового типа в железистых формациях. Здесь мы отходим от регионального принципа, поскольку такие описания довольно редки и имеет смысл выделить их особо из более распространенных примеров, где обычно рассматривается зональность главным образом лишь для метапелитов, метабазитов и отчасти для карбонатных пород.

## § 26. ЗОНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

### АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА НА БАЛТИЙСКОМ ШИТЕ

Прогрессивная метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа описана для докембрийской толщи Северо-Западного Приладожья (Судовиков, 1954; Кицул, 1960, 1963; Лебедев, 1964; Лебедев и др., 1964; Нагайцев, 1965; Нагайцев, Лебедев, 1968). Зональность прослежена здесь параллельно по карбонатным породам и метапелитам. Наиболее полно она представлена в северной части района. Здесь по метапелитам выделяются четыре зоны (с северо-востока на юго-запад в порядке возрастания степени метаморфизма): I — ставролит-андалузитовая, II — ставролит-силлиманитовая, III — силлиманит-мусковитовая, IV — силлиманит-калиевошпатовая. Общее простирание зон северо-западное. Суммарная ширина первых трех из них около 40 км, а четвертой — 80 км.

Силлиманит-калиевошпатовая зона совпадает с областью интенсивной мигматизации. В ее пределах по породам других типов выделяются две подзоны: куммингтонитовая (более низкотемпературная) и гиперстеневая. Последняя имеет ширину около 45—50 км и занимает

приблизительно осевую часть площади силлиманит-микроклиновой зоны.

Среди участков, сложенных породами двух наиболее низкотемпературных зон, отмечается несколько овальных блоков древнеархейских гранито-гнейсов, окаймленных узким ореолом пород силлиманит-мусковитовой ступени.

В карбонатных образованиях фиксируются три зоны: тремолитовая, диопсидовая и форстеритовая. Граница двух последних совпадает приблизительно с границей зон I и II по метапелитам.

Важнейшие (предельные) минеральные парагенезисы метапелитов следующие:

*Ставролит-андалузитовая зона:*

- 1) анд+ставр+би+му+кв+пл;
- 2) ставр+гр+би+му+кв+пл;
- 3) анд+корд+би+му+кв+пл.

Основность плагиоклаза преимущественно соответствует № 9—20, реже доходит до № 30—35. Во второй ассоциации железистость граната составляет 88—89, ставролита 82—83, биотита около 55%. Для этой зоны гранаты характеризуются сравнительно невысоким содержанием спессартина (7—12 ат.%) и кальциевого компонента (5—9%). Биотиты бедны титаном (не более 1,9 вес.%  $TiO_2$ , но богаты водой (4,19—4,75 вес.%  $H_2O$ )).

В пределах зоны появление индекс-минералов отмечается в такой последовательности (с северо-востока на юго-запад — в направлении возрастания степени метаморфизма): гранат — кордиерит — ставролит — андалузит. При этом последние три минерала появляются на близких участках.

*Ставролит-силлиманитовая зона* характеризуется вытеснением андалузита в ассоциации 1, 2, 3 силлиманитом. Отмечается также парагенезис:

- 4) сил+ставр+гр ( $f=90-91\%$ ,  $N=1,808$ ) + би ( $Ng=1,641$ ) + кв+пл (№ 15).

В *силлиманит-мусковитовой зоне* исчезают ставролитсодержащие породы. Вместе с ними здесь широко распространен парагенезис:

- 5) гр ( $N=1,807$ ,  $f=83-88\%$ , 4% спес) + сил+му+би ( $Ng=1,641-1,642$ ) + кв+пл.

Силлиманитовым породам этих двух зон сопутствуют гранатовые амфиболиты и гранат-амфибол-биотитовые сланцы\* с предельными парагенезисами:

- 6) ро+гр ( $N=1,796-1,797$ , около 30% — Са-компонента, 7,5% — пир, 10% — спес, 52,5% — альм) + кум+би+пл (около № 45) + кв+грф+рудные;

- 7) ро+гр ( $N=1,790$ ,  $d=3,952 \text{ \AA}$ , около 36% — Са-компонента, 6,5% — пир, 5,5% — спес, 52% — альм) + ди+би+пл (№ 52) + кв+сф+рудные.

В *силлиманит-калиевошпатовой зоне* метапелиты характеризуются многоминеральными парагенезисами. Из них предельным является:

- 8) гр+корд ( $Ng=1,546-1,553$ ) + сил±анд+би ( $Ng=1,646-1,653$ ) ±кпш+пл (№ 29—30) + кв.

Андалузит относительно редок, но отмечается и в куммингтонитовой, и в гиперстеновой подзонах. Показатель преломления граната колеблется для разных участков от 1,794 до 1,813 ( $f=70-84\%$ , около 1,2% спес и 3—5% Са-компонента)\*\*. Наименее железистые гранаты тяготеют к гиперстеновой зоне, хотя эта закономерность проявляется не отчетливо. Почти во всех случаях для граната отмечается зональность: понижение показателя преломления от центра к периферии. Максимальные колебания  $N$  в одном зерне доходят до 0,010. Реже наблюдается обратная зональность граната, которая характерна для слу-

\* Несмотря на присутствие кальциевых минералов, эти породы не принадлежат типичным метабазитам. Содержание  $SiO_2$  во многих из них составляет около 60 вес.%, а в отдельных случаях поднимается даже выше 80%.

\*\* Подобные же породы, но без силлиманита (и андалузита) содержат гранат и с  $N$  до 1,783 ( $f=61\%$ ).

чаев с признаками вторичного развития по нему кордиерита или мажелезистого биотита (с  $Ng$  до 1,620 и ниже).

Сопутствующие метapelитам породы содержат также следующие минеральные ассоциации:

- 9) гип+ди+би+пл (№ 93—95) + кв;
- 10) гр ( $N=1,795$ ,  $\alpha=4,021 \text{ \AA}$ ,  $f=72\%$  по анализу) + гип+би+микр+кв+пл (№ 28—36);
- 11) гр ( $N=1,796$ ,  $f=78\%$  по анализу) + кум+гип+би+пл (№ 42) + кв.

Последний парагенезис характеризует куммингтонитовую подзону ( $f$  гиперстена и амфибола около 41—43%).

Для соседней к западу территории (район пос. Кузнечное) также описываются гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы (ассоциация 8; Лыгина, Саранчина, 1964; Лыгина, 1967). Для них указывается следующий состав граната: альм — 83,4%, пир — 14,3%, грос — 0,7%, спес — 0,6%,  $N=1,809$ . Кордиерит (из пород без граната) имеет здесь  $f$  до 29% при содержании воды 1,63 вес.%. Сопутствующие основные породы включают двупироксеновые и куммингтонитовые ассоциации.

Важнейшие минеральные ассоциации карбонатных пород:

*Тремолитовая зона:*

- 1) ка+тр ( $Ng=1,623$ ) + кв+флог;
- 2) ка+дол+тр ( $Ng=1,622-1,635$ ) + флог.

*Диопсидовая зона:*

- ассоциация 2, а также
- 3) ка+ди+тр ( $Ng=1,636$ ) + флог.

*Форстеритовая зона:*

- ассоциация 3, а также
- 4) ка+дол+фо+флог;
  - 5) ка+тр+фо+флог;
  - 6) ка+дол+хондродит+флог.

В более редких парагенезисах тремолит отмечается вблизи границы диопсидовой и форстеритовой зон (районы Импилахти и Лятейнниemi).

- 7) ка+тр+ди+кв+флог±микр;
- 8) ка+дол+тр ( $Ng=1,627$ ) + ди ( $Ng=1,696$ ;  $Np=1,667$ ,  $2V=59^\circ$ ) + фо+флог ( $Ng=1,586$ ) + шп.

Важнейшие парагенезисы метабазитов и близких к ним пород

*Тремолитовая зона:*

- 1) амф+олигоклаз+ка+кв;
- 2) амф+олигоклаз+альм+кв;
- 3) би+амф+кц+кв.

*Диопсидовая и форстеритовая зоны:*

- 4) амф+мп+пл (андезин — битовнит) + ка+би;
  - 5) амф ( $Ng=1,650-1,668$ ) + мп ( $Ng=1,718-1,723$ ;  $Np=1,694-1,696$ ) + пл (андезин — анортит) + кв+би±(ка+кц)\*;
  - 6) мп+лабрадор+грос+кв.
- Помимо того, в диопсидовой зоне указываются:
- 7) амф+олигоклаз+микр+би+эп+кв;
  - 8) мп+олигоклаз+эп+ка.

§ 27. ЗОНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА (ТИП БАХЕН) В ШОТЛАНДИИ

Зона шотландских каледонид (от окраинного разлома Хайленд-Баундери до надвига Мойн, рис. 19) сложена в основном различными мета-

\* В присутствии клиноцоизита и кальцита в этой ассоциации описан почти чистый анортит № 98 (Кицул, 1963; обр. 254, район Уайтгосалми). Клиноцоизит здесь иногда образует каймы вокруг плагиоклаза и содержит мелкие вроски кварца.

морфическими породами серий Далрадиан и Мойн. Верхняя серия Далрадиан распространена в юго-восточной части района (между разломами Хайленд-Баундери и Грейт-Глен), первоначально состояла в основном из глинисто-граувакковых пород и испытала региональный метаморфизм двух типов: 1) типа Бахен (Buchan, андалузит-силлиманитовый); 2) типа Барроу (дистен-силлиманитовый). По мнению Рида (Read, 1952, 1962). Саттона (1963) и других исследователей, метамор-

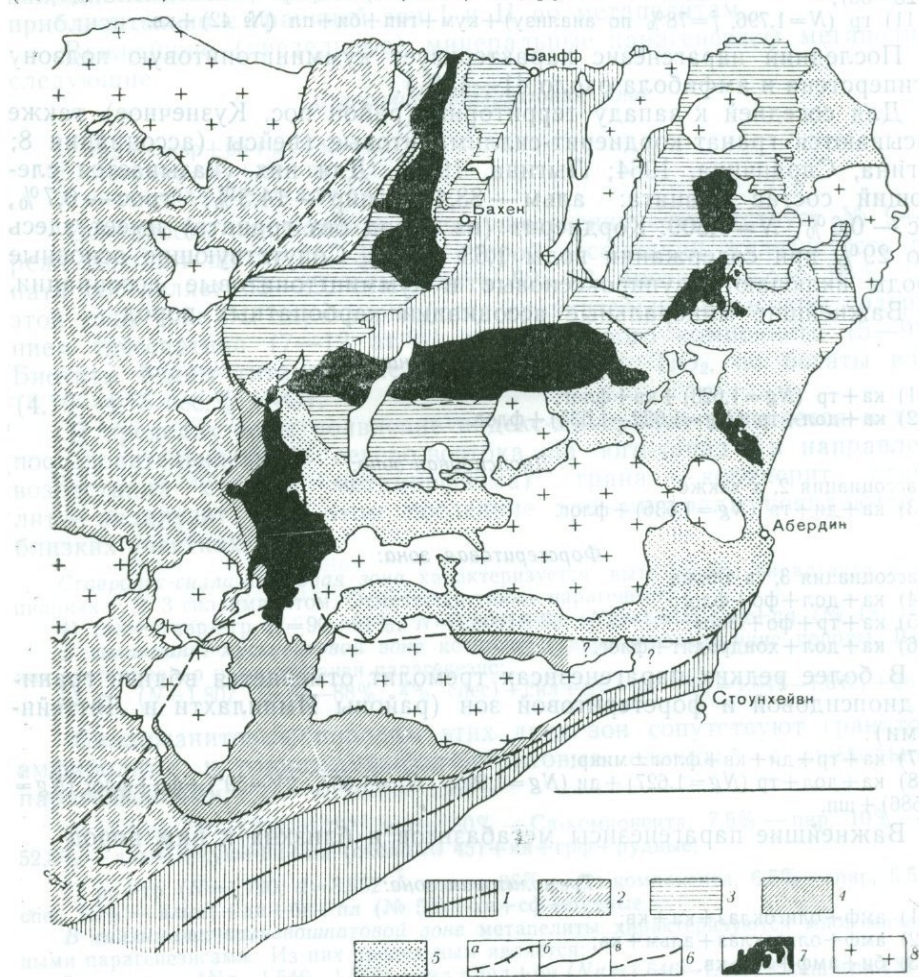


Рис. 19. Метаморфическая зональность в северо-восточной части далрадианского комплекса (Chinner, 1966 с добавлениями по Саттону, 1963; Kennedy, 1948)

1 — хлоритовая, биотитовая, гранатовая (или гранат-ставролитовая) зоны и линия гранатовой изогорды. Зоны с различными модификациями  $Al_2SiO_5$ ; 2 — дистеновая, 3 — андалузитовая, 4 — дистен-силлиманитовая, 5 — андалузит-силлиманитовая; 6 — границы: а — распространения серии Далрадиан, б — купола Банфф—Бахен; в — метаморфических зон; 7 — габбро, 8 — граниты и красноцветные песчаники девона

физм типа Бахен является более поздним и во многих случаях накладывается на тип Барроу, но это мнение не общепринято. Здесь мы рассмотрим примеры метаморфизма типа Бахен: 1) район Бахен-Банфф; 2) побережье от Абердина до Стонхейвен.

Район Бахен-Банфф расположен в северо-восточной части полосы далрадианских сланцев и описывался многими исследователями (Harker, 1932; Read, 1923, 1952; Johnson, 1962, 1963; Chinner, 1966). Предполагается, что гнейсы «основания» залегают здесь неглубоко, а метаморфизм был посттектоническим (в отличие от типа Барроу),

во всяком случае, рост порфиروبласт продолжался после окончания складчатых движений, а мигматизация, связанная с метаморфизмом, сечет основание покрова Банфф (Саттон, 1963). В этом же районе широко распространены посттектонические каледонские граниты, близкие по возрасту к метаморфизму типа Бахен, но секущие границы метаморфических зон.

Распространение метаморфических зон и гранитов в северо-восточной части далрадиенских пород, по Чиннеру (Chinner, 1966), показано на рис. 19. «Гидратированная» зона (без полиморфных модификаций  $Al_2SiO_5$ ) в южной части района объединяет хлоритовую, биотитовую и гранатовую (гранат-ставролитовую) зоны, тогда как в районе Бахен это в основном биотитовая зона, а ставролит (реже гранат) появляется вместе с андалузитом.

В районе Бахен-Банфф в метапелитах выделяются следующие нечеткие зоны: 1) биотитовая; 2) андалузит-кордиеритовая (андалузитовая, см. рис. 19); 3) силлиманитовая (андалузит-силлиманитовая, см. рис. 19).

*Биотитовая зона* условно может сопоставляться с фацией зеленых сланцев  $V_4$  или промежуточной субфацией между  $V_3$  и  $V_4$ , так как в юго-западной части района составляет прямое продолжение хлоритовой зоны. В породах сохраняются первоначальные кластические структуры, но уже обилён биотит. Наиболее типичный парагенезис здесь следующий: би + мус (серицит) + хл + альб-олигоклаз + эп + мт ± графит.

Для *андалузит-кордиеритовой зоны* характерны «пятнистые» сланцы с порфиробластами кордиерита и андалузита:

- 1) анд + корд + ставр + би + кв + олигоклаз + мус + мт;
- 2) анд + гр + би + мус + пл + мт + кв + турмалин.

Ассоциации с гранатом встречаются только в западной части района, вблизи границы с дистеновой зоной.

В *силлиманитовой зоне* происходит заметное укрупнение зернистости пород. Здесь характерны различные гнейсы — мигматитовые, силлиманитовые и гранат-кордиеритовые. Облик «мигматитовых гнейсов» очень разнообразен — от тонкополосчатых пород до массивных гранито-гнейсов (гранодиоритового состава). Характерные ассоциации:

- 1) сил + корд + би + пл + кпш + кв;
- 2) гранат (редко) + корд + би + пл + кв + мт.

В кордиерите обычны включения плеонаста, а гранат нередко отчетливо замещается кордиеритом, биотитом, шпинелью. Встречаются также породы с фибролитом, обрастающим андалузит или замещающим биотит, например:

анд + сил + би + гр + кв + мус ± мт.

Метабазиты («эпидиориты») кратко охарактеризованы Уайзманом (Wiseman, 1934).

Чиннер (Chinner, 1966) отмечает, что его андалузит-силлиманитовая зона практически совпадает с зоной распространения ассоциации кпш + сил, в то время как в дистен-силлиманитовой зоне распространена ассоциация мус + кв + сил (дистен). В то же время он отмечает многочисленные случаи совместного существования калишпата, мусковита, андалузита, силлиманита, причем последний нередко имеет вид фибролита в мусковите или биотите. На этом основании Чиннер считает, что силлиманит (фибролит) образовался позже и был наложен на андалузит-дистеновые зоны вследствие повышения температуры одновременно с образованием мигматитов и гранито-гнейсов. Это не согласуется с фактом, что фибролит тесно ассоциирует с мусковитом, заме-

шающим калишпат и андалузит, и таким образом является регрессивным. Вероятно, имела место более поздняя фаза регрессивного метаморфизма (мусковитизация и фибролитизация), наряду с силлиманитом и андалузитом, образовавшимися при прогрессивном метаморфизме.

В дискуссии к статье Чиннера (Chinner, 1966) и в других публикациях (Саттон, 1963; Rast, 1963; Johnson, 1962) многие авторы подчеркивают сложность метаморфической истории Шотландских нагорий, наличие здесь двух или трех фаз метаморфизма в разных соотношениях с тектоническими движениями. Вероятная последовательность событий имеет следующий вид:

1) ранний доскладчатый зеленосланцевый метаморфизм (вплоть до образования граната);

2) «синтектонический» зональный метаморфизм Барроуского (дистенового) типа;

3) «посттектонический» слабозональный метаморфизм типа Бахен (андалузит-силлиманитовый) и мигматизация, несколько позже — внедрение каледонских гранитоидов;

4) самостоятельный регрессивный метаморфизм (в частности, фибролитизация, мусковитизация, хлоритизация), неравномерно наложенный на все предыдущие фазы.

Харкер (Harker, 1932) подчеркивал такие особенности метаморфизма типа Бахен, как нечеткое обособление зон, раннее появление биотита, широкое распространение «антистресс-минералов» — андалузита и кордиерита, и в то же время отсутствие явной связи с интрузивами, сланцеватый облик пород. Он объяснял эти особенности менее интенсивным стрессом, чем в обычном далрадианском (барроуском) типе метаморфизма. Метаморфизм типа Бахен, по Харкеру, — промежуточный между динамотермальным (региональным) и термальным (контактовым) метаморфизмом.

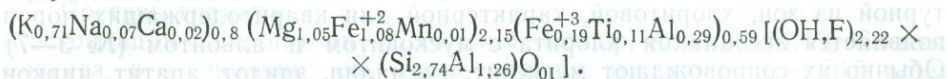
Побережье от Стонхейвена до Абердина является собственно продолжением вышеописанного района Бахен-Банфф, его крайним восточным участком, который в последние годы описан более детально (Williamson, 1953; Snelling, 1957; Phemister et al., 1960).

Как и в других вышеописанных районах развития комплекса Далрадиан, здесь преобладают полупелиты (аркозы, граувакки) с подчиненными пелитами, кварцитами и еще более редкими кальциевыми породами и метабазитами. Структурно район подразделяется на узкий пояс интенсивных дислокаций вблизи окраинного разлома (Хайленд-Баундери), проходящего у Стонхейвена на юге, и широкую зону спокойных структур. В преобладающих полупелитах выделяются следующие три зоны прогрессивного метаморфизма (с юга на север).

*Филлитовая зона* (зона зеленосланцевой фации) примерно совпадает с поясом интенсивных дислокаций. В этой зоне, шириной около 3,5 км, Вильямсон (Williamson, 1953) первоначально выделил по пелитовым породам три подзоны: филлиты (1, а, в зоне разлома, 800 м); биотитовые сланцы (1, б); хлоритоид-гранатовые сланцы (1, в).

Позже (Phemister et al., 1960) было указано, что биотит появляется в разных породах не одновременно, так что откартировать подзоны 1, а и 1, б весьма затруднительно. Подзона 1, в фактически выделяется только в породах специфического состава с хлоритоидом (в отличие от 1, б, где также может присутствовать хлоритоид, но без граната). Биотит и хлоритоид вместе не встречаются и считаются несовместимыми в этой зоне. Характерные породы с хлоритоидом содержат узелки (knobs), состоящие из тонкозернистой кварц-хлорит-мусковитовой массы с порфиробластами хлоритоида, редкими зернами граната. Хлоритоид с краев замещается низкодвупреломляющими каолиноподобными минералами и кварцем. Биотит в подзоне 1, б — 1, в представлен преимущественно зеленой разновидностью, имеющей в ассоциации с му-

сковитом и хлоритом согласно химическому анализу (Snelling, 1957) следующий состав:



Важнейшие ассоциации следующие:

му+аб+хл+кв±эп (1, а—1, в);

му+би (Nm=1,626)+А1—хл+аб+кв (1, а, 1, б);

хрд+му+хл+аб+кв (1, б);

хрд (Nm=1,725)+гр+му+хл+кв±аб (1, в).

Предполагается, что в последней ассоциации хлорит и гранат, возможно, неустойчивы.

В зоне 1, хотя и наблюдается структурная трансформация пород (в частности, уплощение зерен кварца), первичные обломочные структуры, особенно в подзоне 1, а и крупнозернистых прослоях, нередко сохраняются.

2. *Биотит-гранат-ставролитовая зона* характеризуется одновременным наличием этих трех минералов в пелитах и полупелитах нередко в виде порфиробласт и крупнозернистых скоплений. Несколькими позже в прослоях метабазитов появляется роговая обманка в равновесии с эпидотом. В метапелитах сохраняется хлорит и наиболее многоминеральная их ассоциация включает: кв+ставр+гр+пл<sub>10-15</sub>+кпш+муск+би(+хл).

Породы этой зоны прослеживаются на значительном расстоянии, в 5—7 раз превышающем ширину филлитовой зоны. Вблизи границы со следующей зоной ставролит почти полностью замещен «слюдяным агрегатом» и здесь появляются мигматиты. До этого в породах встречались лишь жилы и сегрегации кварца или кварц-плагиоклазового агрегата, иногда с турмалином, редко со ставролитом.

3. *Силлиманитовая зона* характеризуется появлением силлиманита в ассоциации с калишпатом и широким развитием мигматитов. Здесь также присутствуют мусковит и хлорит, но, возможно, это более поздние регрессивные минералы, так как авторы (Phemister, et al., 1960) выделяют позднюю стадию хлоритизации и серицитизации. В южной части зоны (до гранитов Коув) мигматиты редки и типичная ассоциация метапелитов имеет вид:

кв+мус+пл (№ 15—25)+кпш (криптопертит)+гр+би±сил (редко).

К северу от гранитов Коув обнажается типичный мигматитовый комплекс с резко обособленными прослоями кварцитов и амфиболитов (пластообразное тело шириной около 1 мили). Наиболее многоминеральная ассоциация метапелитов имеет вид

кв+кпш (пертит)+пл (№ 20—35)+би+гр+сил±анд±мус.

Авдалузит вместе с силлиманитом был встречен только к северу от гранитов Коув.

## § 28. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА В ПИРЕНЕЯХ И НА ЮГЕ ФРАНЦИИ

Метаморфическая зональность метапелитов среднетемпературных ступеней для массива Канигу (Восточные Пиренеи) описана Ж. Гитардом (Guitard, 1965). Им откартированы четыре зоны (рис. 20): 1) хлоритовая, 2) биотитовая, 3) кордиерит-андалузитовая, 4) силлиманитовая.

Мощность выходов зон от 2 до 5 км. Во многих случаях она неясна, поскольку метапелиты чередуются с гнейсами иного состава, в которых границы зон не картировались. Автором внутри двух последних зон зафиксирована некоторая неоднородность условий метаморфиз-

ма, меняющихся как по разрезу, так и пространственно. В связи с этим выделяется ряд метаморфических ступеней\*. В самой низкотемпературной из зон, хлоритовой, характерной для кварцсодержащих пород, появляется ассоциация хлорита с мусковитом и альбитом (№ 3—7). Обычно их сопровождают магнетит, турмалин, эпидот, апатит, циркон, сфен, рутил. Одновременное присутствие кварца и мусковита типично для подавляющего большинства метапелитов и всех других зон, за исключением наиболее высокотемпературной части силлиманитовой зоны (силлиманит-микроклиновая ступень).

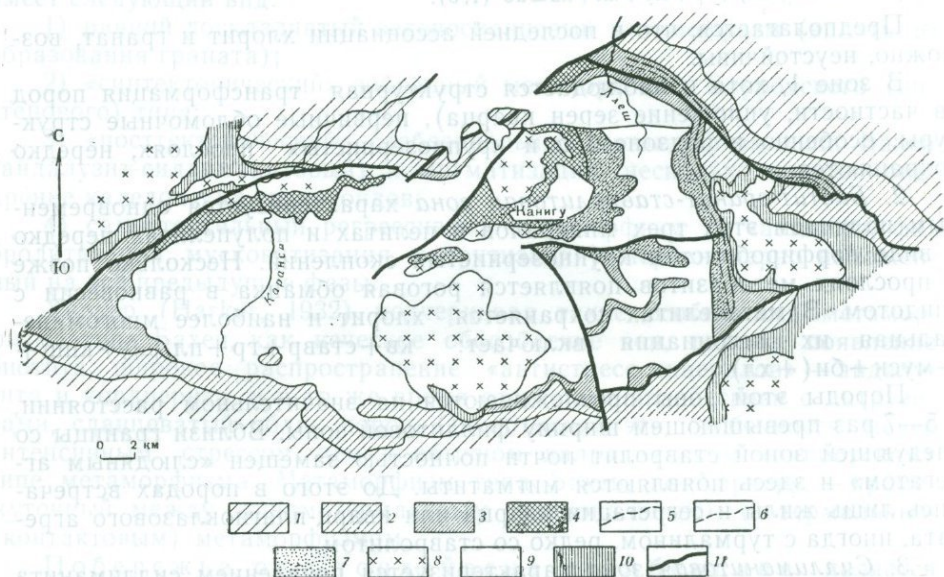


Рис. 20. Карта метаморфической зональности массива Канигу (Guitard, 1965)  
Метаморфические зоны в метапелитах:

1 — хлоритовая, 2 — биотитовая, 3 — кордиерит-андалузитовая, 4 — силлиманитовая. Границы распространения ставролита в породах с кварцем: 5 — нижняя (по температуре), 6 — верхняя, 7 — распространение ставролита в виде реликтов, заключенных в андалузите; 8 — граниты; 9 — гнейсы непелитового состава; 10 — контактовые ореолы гранитов, 11 — зоны разломов

Практически все минеральные парагенезисы и последовательность их смены от зоны к зоне схематически отражаются на рис. 21 с помощью треугольных диаграмм  $Al_2O_3$ — $FeO$ — $MgO$  (принимая как постоянные избыточные фазы кварц и мусковит, а также возможный плагиоклаз\*\*). Эта последовательность несколько различна для западной, северной и восточной частей массива, чем фиксируется неоднородность условий метаморфизма (по-видимому, главным образом, по давлению). Помимо отраженных на рисунке ассоциаций, отмечаются и переходные между ними, имеющие большее число минералов:

корд+ставр+альм+би+му+кв ( $\pm$ хл);  
корд+ставр+би+хл+му+кв;  
корд+анд+би+хл+му+кв;  
корд+ставр+анд+би+му+кв ( $\pm$ хл);  
анд+ставр+альм+би+му+кв;  
корд+анд+альм+би+му+кв;  
корд+анд+альм+би+му+кв; (в отсутствии кварца здесь встречается дополнительный ставролит);

\* Ж. Гитар называет их субфациями.

\*\* В биотитовой зоне плагиоклаз представлен альбитом, но обычно с несколько более основной периферической частью. В остальных зонах пл — олигоклаз — андезин<sub>25-35</sub> также, как правило, имеет обратную зональность. Среди аксессуарных минералов в этом случае характерна смена рутила ильменитом.

сил±анд+гр+ставр+би+му+кв;  
сил±анд+би+микр±му+кв.

Составы гранатов:

в ассоциации с хл, би и кв — 73,6 альм, 3,2 пир, 8,8 спес, 14,4% Са-компонента; в ассоциации со ставр, анд, би, му, кв и плз — 76,5 альм, 10,3 пир, 1,2 спес, 12% Са-компонента.

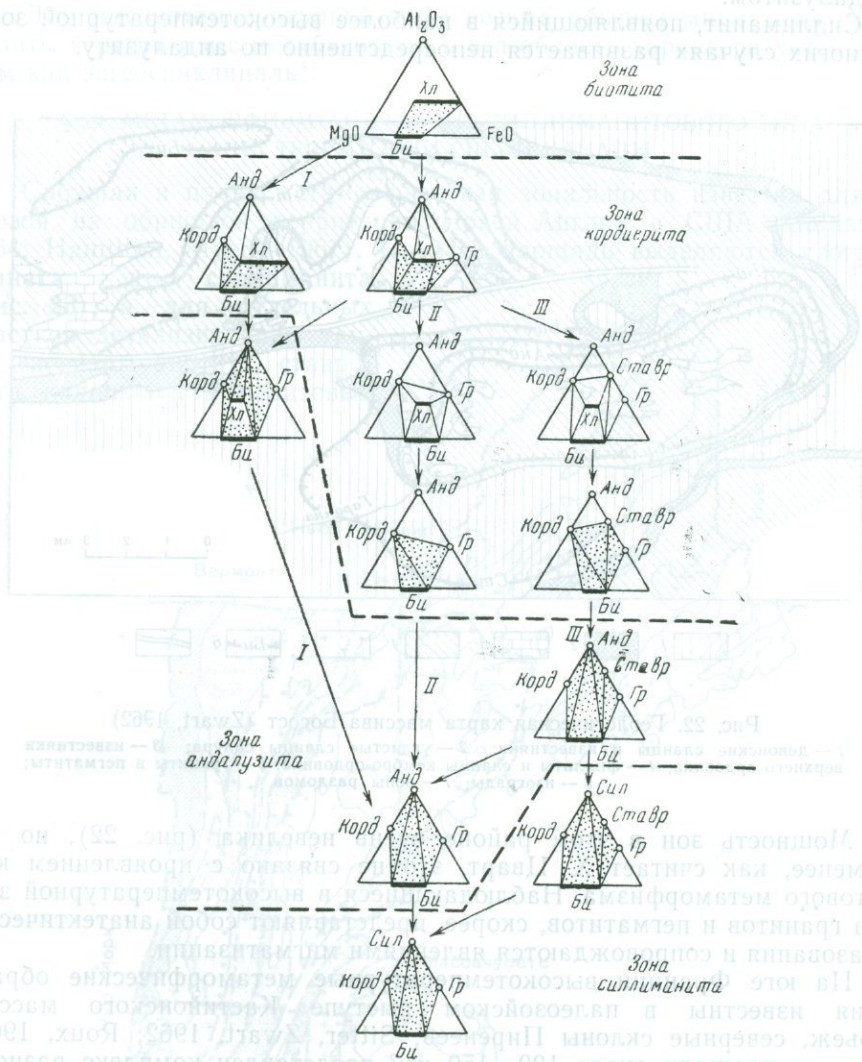


Рис. 21. Последовательность смены минеральных парагенезисов в метапелитах, содержащих мусковит и кварц для массива Канигу (Guitard, 1965)

Точечный крап — наблюдавшиеся ассоциации. Последовательность I—I отвечает западной части массива Канигу, II—II — северной, III—III — восточной

В районе Босост (верховья Гаронны, Центральные Пиренеи) детально откартирована метаморфическая зональность по породам метапелитового и близкого к ним состава (Zwart, 1962). Выделены последовательно (в порядке возрастания температур метаморфизма) четыре зоны: 1) биотитовая; 2) ставролит-андалузит-кордиеритовая; 3) андалузит-кордиеритовая; 4) силлиманит-кордиеритовая. Первые три зоны характеризуются широким развитием мусковита,

тогда как в четвертой белая слюда появляется только в связи с регрессивными процессами. Биотит является сквозным минералом. Гранат отмечается лишь в очень небольших количествах во второй зоне. Андалузит и кордиерит проходят через три высокотемпературные зоны. Ставролит довольно широко распространен во второй зоне, но уже в третьей присутствует лишь изредка в виде реликтов, замещаемых кордиеритом и андалузитом.

Силлиманит, появляющийся в наиболее высокотемпературной зоне, во многих случаях развивается непосредственно по андалузиту.

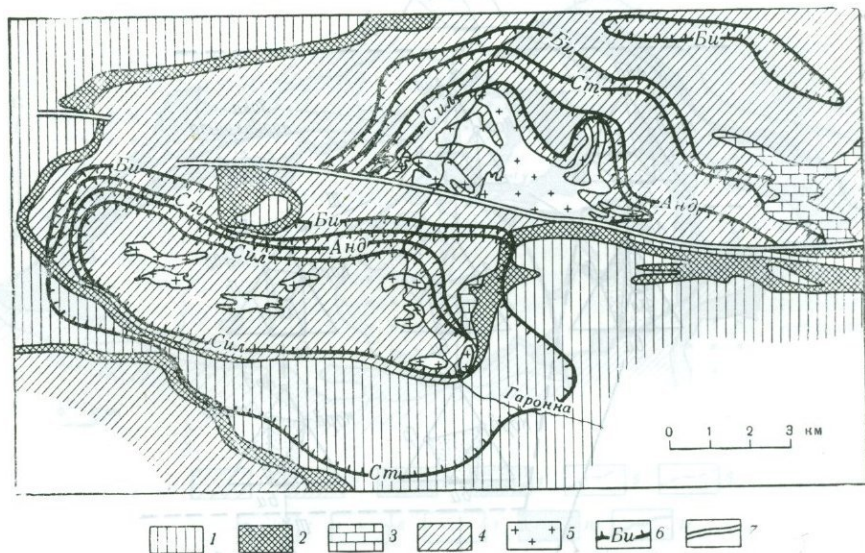


Рис. 22. Геологическая карта массива Боскот (Zwart, 1962)

1 — девонские сланцы и известняки; 2 — углистые сланцы силура; 3 — известняки верхнего ордовика; 4 — филлиты и сланцы кембро-ордовика; 5 — граниты и пегматиты; 6 — изограды; 7 — зоны разломов

Мощность зон в этом районе очень невелика (рис. 22), но тем не менее, как считает Х. Цварт, это не связано с проявлением контактового метаморфизма. Наблюдающиеся в высокотемпературной зоне тела гранитов и пегматитов, скорее, представляют собой анатектические образования и сопровождаются явлениями мигматизации.

На юге Франции высокотемпературные метаморфические образования известны в палеозойском выступе Кастийонского массива (Аржес, северные склоны Пиренеев; Sitter, Zwart, 1962; Roux, 1968). Здесь на площади около 100—150 км<sup>2</sup> представлен комплекс разнообразных пород: лептиниты, гранат-силлиманитовые гнейсы, амфиболиты, гиперстеновые метадiorиты и метанориты.

Важнейшие минеральные ассоциации:

- 1) сил+гр (обычно с  $f=69-70\%$ , но опускающийся иногда до 54%) ± би+пл (кислый, вплоть до альб № 4) + кпш+кв (+циркон, ру, ил), местами отмечается кордиерит;
- 2) пл+гип+бурая ро+кв;
- 3) пл+магнезиальная ро+кум±кв.

В западной части массива отмечается появление мусковитсодержащих пород.

Метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа описана в центральной части Севеннских гор (юго-западная окраина Центрального Французского массива). Здесь по метапелитам выделены

три зоны с постепенным возрастанием степени метаморфизма в сторону массива (Weisbrod, 1965, 1968):

«эпизона» — с хл, му, би, пироф (гр); «мезозона» (мощность порядка километра) — с му, би, анд, корд (гр и очень редким ставр); «катазона» — с орт, би, сил, корд, гр.

Переход между последними двумя зонами характеризуется такой последовательностью смены минералов:

анд+му → анд+сил+му → анд+сил+му+орт → сил+му+орт → сил+орт.

Для высокотемпературной зоны весьма обычны мигматиты. Метapelиты чередуются с метабазами и эта область характеризуется автором как эвгеосинклиналь\*.

#### § 29. МЕТАМОРФИЗМ АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА НА ТЕРРИТОРИИ США И КАНАДЫ

Сложная в плане метаморфическая зональность известна для палеозоя на обширной территории Новой Англии в США (Goldsmith, 1964; Hamilton, Myers, 1967). На всей площади выделяются изограды граната и силлиманита (рис. 23), а для отдельных участков детализированы также изограды биотита, ставролита, калишпата в пелитовых

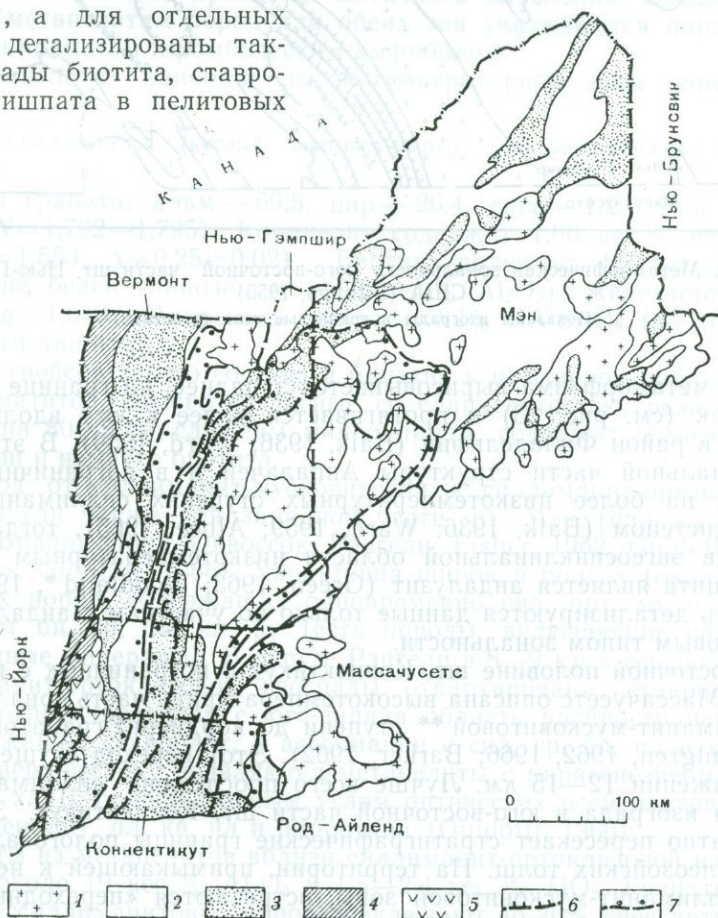


Рис. 23. Геологическая карта района Новой Англии (Hamilton, Myers, 1967)

1 — граниты; 2 — эвгеосинклинальные толщи силура и девона; 3 — эвгеосинклинальные толщи кембро-ордовика; 4 — миогеосинклинальные толщи кембро-ордовика; 5 — изверженные породы докембрийского фундамента; 6 — изограда силлиманита; 7 — изограда граната

\* Для участков к северу от нее указывается дистен-силлиманитовый тип метаморфизма.

образованиях (см. рис. 24, 25, 27; Billings, 1941, 1955; Chapman, 1952; Green, 1963; Guidotti, 1963; 1966; Evans, Guidotti, 1966; Lundgren, 1962, 1966; Woodland, 1963 и др.). Высокотемпературная силлиманитовая зона слагает субмеридионально вытянутую овальную площадь («силлиманитовое плато»), протягивающуюся более чем на 400 км через штаты Коннектикут, Массачусетс, Нью-Гэмпшир и Мэн. Гранитные массивы концентрируются преимущественно в этой зоне. Ее обрамляют более низкотемпературные зоны (вплоть до хлоритовой). Все промежуточные зоны иногда занимают полосу шириной менее 5 км (рис. 24), тогда как в других случаях — до 40—50 км и более. Вторая область повы-

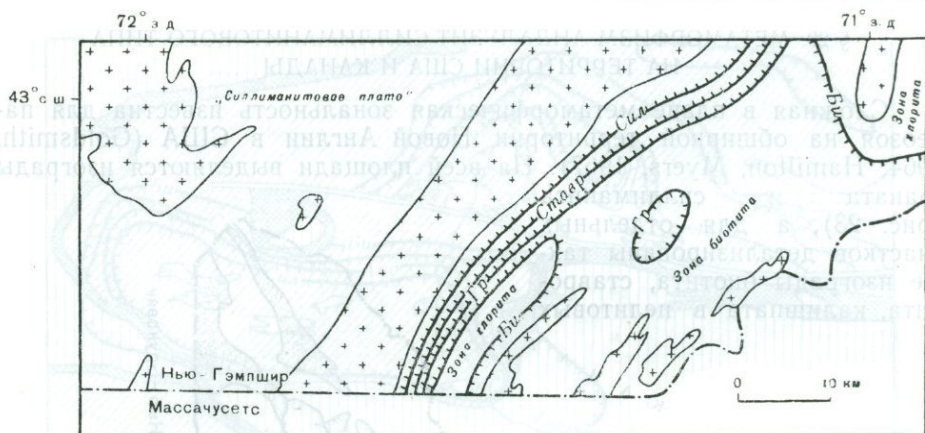


Рис. 24. Метаморфическая зональность юго-восточной части шт. Нью-Гэмпшир, США (Billings, 1955)

Показаны изограды и гранитные тела (крестики)

шенного метаморфизма вырисовывается западнее, на границе с штатом Нью-Йорк (см. рис. 23) и протягивается далее к югу вдоль долины Гудзона в район Филадельфии (Balk, 1936; Ward, 1959). В этой миогеосинклинальной части структуры Аппалачей и в пограничных с ней участках на более низкотемпературных ступенях силлиманит вытесняется дистеном (Balk, 1936; Ward, 1959; Albee, 1965), тогда как восточнее в эвгеосинклинальной области низкотемпературным аналогом силлиманита является андалузит (Green, 1963; Woodland\*, 1963).

Здесь детализируются данные только по участкам с андалузит-силлиманитовым типом зональности.

В восточной половине шт. Коннектикут и пограничных с ним районах шт. Массачусетс описана высокотемпературная часть зональности — от силлиманит-мусковитовой\*\* ступени до кордиерит-гранатовых гнейсов (Lundgren, 1962, 1966; Barker, 1962). Этот переход осуществляется на протяжении 12—15 км. Лучше всего прослежена силлиманит-ортоклазовая изограда в юго-восточной части шт. Коннектикут. Здесь она многократно пересекает стратиграфические границы пологозалегающих нижнепалеозойских толщ. На территории, примыкающей к ней со стороны силлиманит-мусковитовой зоны, встречаются «переходные» породы, включающие силлиманит, микроклин, мусковит и кварц одновременно. Полоса, занимаемая ими, достигает ширины 5—6 км. При этом трудно оценить роль диафтореза в образовании таких пород.

\* Описанный В. Вудландом участок относится к переходной в этом отношении области. Наряду с андалузитом здесь встречен и дистен.

\*\* В силлиманит-мусковитовой зоне указываются единичные находки дистена (Lundgren, 1966).

Пелиты мусковит-силлиманитовой зоны представлены предельным парагенезисом:

гр+сил+би+му+пл+пирит или пирротин (?) + мт или ил (?).

Анализируемый из таких пород мусковит содержит 2,3 вес. %  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ , отношение  $\text{K} : \text{Na}$  в нем 7 : 1. Биотит в этих условиях включает 1,87 вес. %  $\text{TiO}_2$  (при этом порода содержит 0,83%  $\text{TiO}_2$  и на 30% состоит из биотита), железистость его около 53%.

В метапелитах силлиманит-ортоклазовой зоны указывается предельная ассоциация:

гр+сил+би+орт+пл+кв+рудные.

Гранат имеет железистость 77% при 1% спес и 3,5% Са-компонента. Ассоциирующий с ним биотит включает 3,65 вес. %  $\text{TiO}_2$  (в породе  $\text{TiO}_2$ —1,17, биотита—23%), его железистость 58%.

Калиевый полевой шпат вблизи мусковитовой изограды содержит от 71 до 79 мол. %  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  (определения по рентгенограмме). Это в основном решетчатый микроклин. В более высокотемпературной зоне отмечается и ортоклаз. Плагиоклаз (№ 25—45) при этом содержит антипертиты. Отмечаются признаки частичного плавления. Среди сопутствующих метапелитам пород для обеих зон указываются парагенезисы с куммингтонитом и ромбическим амфиболом.

В метапелитах наиболее высокотемпературной зоны описан парагенезис:

гр+корд+би+сил+пл (кислый андезин)+микр (микрпертит)+кв+мт (Вагкер, 1962).

Состав граната: альм—69,5, пир—26,4, спес—1,2, грос—2,9% ( $f=72\%$ ,  $N=1,792$ —1,795). Кордиерит содержит 1,66 вес. % воды,  $f=32\%$  ( $Ng=1,553$ ;  $\Delta=0,25 \pm 0,02$ ). Биотит включает 4,5 вес. %  $\text{TiO}_2$ , относительно беден глиноземом (17,3 вес. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ); железистость его ~46% ( $Ng=1,640$ ). Микроклин содержит 82%  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  (по рентгенографическим данным).

Среди гнейсов такого состава и близких к ним пород наблюдаются линзы пегматитов, обычно согласные со сланцеватостью, реже—секущие. Они на 80—95% сложены микроклином, содержат помимо этого также кварц и немного биотита.

Переход от силлиманит-мусковитовой к силлиманит-ортоклазовой ступени описан также для западной части шт. Мэн (районы Бетель, Рамфорд, Брайан Понд, Оквоссок, Рэнгели; Fisher, 1962; Guidotti, 1963, 1966; Evans, Guidotti, 1966). Характерна широкая полоса (около 5 км) переходных пород, содержащих одновременно сил, орт, му и кв. Им сопутствуют би, гр, пл, ил, ру (есть породы, включающие сразу все перечисленные минералы). В округе Рэнгели в 8—9 км к северо-востоку от силлиманит-ортоклазовой изограды откартирована ставролитовая изограда, ограничивающая с юго-запада область распространения пород, содержащих ставролит, в ассоциации с сил, гр, би, пл и кв. Еще далее к северо-востоку появляются метапелиты с парагенезисом: ставр, гр, би, му, хл (с положительным углом оптических осей и отрицательным удлинением), пл, кв, ил и пирротина (Guidotti, 1966).

Биотиты из метапелитов вблизи силлиманит-ортоклазовой изограды содержат около 19 вес. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и 1,5—2,4 вес. %  $\text{TiO}_2$ . Гранаты в некоторых бессиллиманитовых породах включают до 26% спессартинового компонента, тогда как в большинстве других случаев эта величина колеблется в пределах 6—14% (редко до 17%). Количество кальциевого компонента всегда невелико—1—4%, так же как и содержание пирропа—5—10%. Показатель преломления равен 1,800—1,814. Многие гранаты заметно зональны, главным образом в отношении концентраций спессартинового и альмандинового компонентов. Наиболее существенно это проявлено в трех образцах:

1) в одном образце без силлиманита, где от центра к периферии содержание меняется для альмандина от 69,3 до 63,7%, для спессартина — от 22,3 до 26,3%;

2) в двух образцах без ортоклаза зональность обратная — содержания меняются для альмандина от 76,2 до 82% и от 73,9 до 78%, для спессартина — от 14,7 до 8,1% и от 17,2 до 12,8%, соответственно.

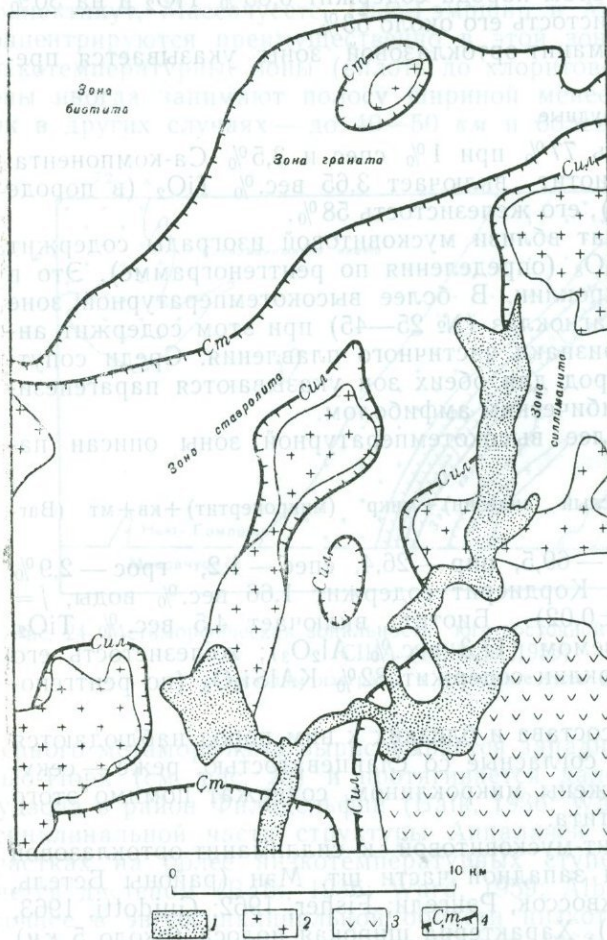


Рис. 25. Метаморфическая зональность района Эррол, Северный Нью-Гэмпшир, США (Green, 1963)  
1 — аллювий; 2 — адамеллиты; 3 — гранодиориты; 4 — изограды

Зона силлиманита во многих случаях довольно отчетливо тяготеет к ореолам вокруг тел адамеллитов и гранодиоритов (рис. 25). Последовательность смены минеральных парагенезисов от зоны к зоне для наиболее распространенного типа метапелитов, включающих кварц и мусковит в качестве постоянных минералов (иногда еще дополнительный плагиоклаз), схематически отражена на рис. 26. Помимо учтенных этой схемой ассоциаций минералов, отмечены также парагенезисы с большим числом фаз.

#### Ставролитовая зона

- 1) би + став + гр + хл + му + кв (широко распространенная ассоциация);
- 2) би + ставр + анд + гр + хл + му + кв.

#### Силлиманитовая зона

- 3) сил ( $\pm$  анд) + ставр + хл + би + му + кв (широко распространенная ассоциация);
- 4) сил ( $\pm$  анд) + ставр + гр + ставр + му + кв.

Мусковиты включают от 4—5 до 14—15% (редко до 18%) натрового компонента. Ассоциирующие с ними ортоклазы богаты натрием (обычно более 10—11%, часто до 16—19% альбита). Основность плагиоклаза колеблется от № 11—13 до № 24—26 и даже № 33 (Evans, Guidotti, 1966).

В сопутствующих метапелитам породах метабазитового и близкого к метабазитам состава предельным парагенезисом для мусковит-силлиманитовой зоны является ассоциация амфибола, граната ( $N=1,776$ ), биотита (с  $Ng$  от 1,598 до 1,640), плагиоклаза (№ 35—80), калишпата (немного) и кварца (Fisher, 1962).

В северной части шт. Нью-Гэмпшир метаморфическая зональность средних ступеней детально описана для участка Эррол (Green, 1963), где откартированы изограды граната, ставролита и силлиманита, разделяющие четыре зоны (биотита, граната, ставролита и силлиманита).

В первой ассоциации гранаты содержат: альм около 70—73%, спес 8—10%, пир 10—12%, Са-компонента около 6% ( $N=1,807-1,809$ ). Ассоциирующие с ними ставролиты имеют отношение  $FeO:(FeO+MgO)$  около 76—80% ( $Ng \sim 1,758-1,759$ ). Еще ниже оно для биотитов — 53—56%, которые включают около 21%  $Al_2O_3$  и 1,7—2,0%  $TiO_2$  ( $Nm = 1,631-1,639$ ). У хлоритов  $Nm = 1,626-1,627$ .

Как редкий минерал гранат отмечается даже в биотитовой зоне среди некоторых филлитов и сопутствующих им кварц-андезин-гранат-рого в обманковых «роговиков». Дж. Грин подчеркивает, что такие породы не сколько обогащены марганцем (0,85 вес. %  $MnO$  при 8% граната в породе). В общей зональности ставролит и андалузит появляются почти одновременно (обычно первый несколько раньше).

Вокруг небольших штоков адамеллитов отмечены маломощные ореолы контактовых (?) пород, включающих кордиерит.

Предельные ассоциации:

- а) ставр+корд+би+хл;
- б) анд+сил+ставр+корд+би (+в обоих случаях кв и му).

Для южнее расположенных частей шт. Нью-Гэмпшир (районы Санейпи-Маунтин, Лавуэл-Маунтин и Монадрок) описаны и более высокотемпературные образования в метапелитах и близких к ним породах формации Литтл Тон (Barker, 1961; Chapman, 1952; Fowler-Billings, 1949; Heald, 1950). Их метаморфизм поднимается вплоть до силлиманит-ортоклазовой и местами даже до гранат-кордиерит-ортоклазовой ступени («кварцевые монзониты Кинсман»). Андалузит в этих районах не упоминается. Гранат и особенно биотит широко распространены. Самые низкотемпературные образования (диафориты?) здесь представлены редким парагенезисом: гр, сил, му, хл, хрд, и кв. Гранат в этом случае интенсивно замещается хлоритом (Fowler-Billings, 1949). Прочие мусковитсодержащие породы распространены довольно широко.

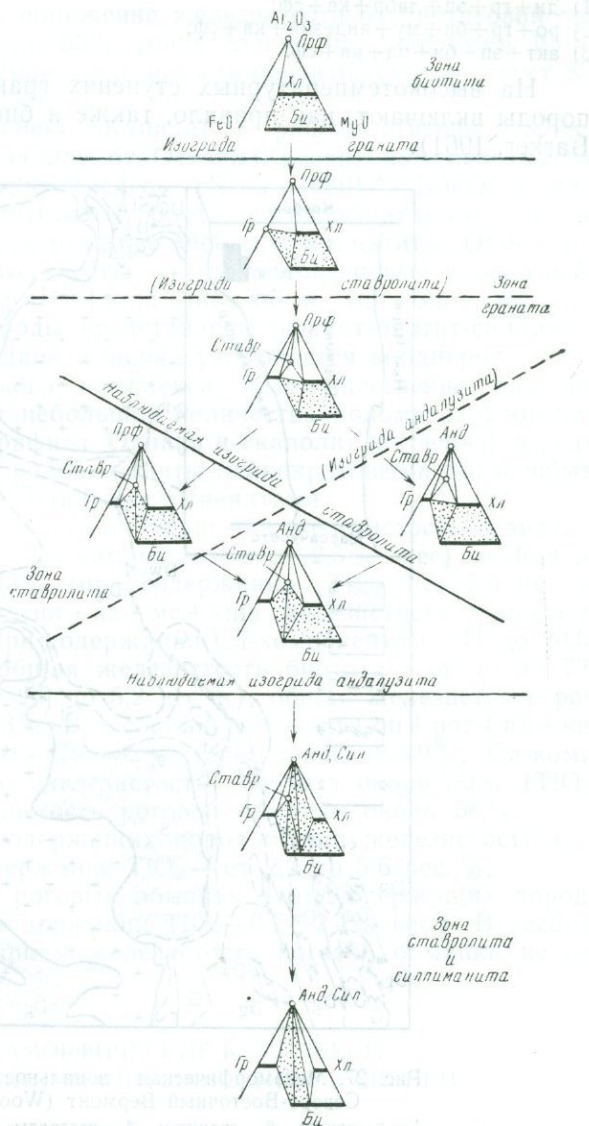


Рис. 26. Последовательность смены минеральных парагенезисов мусковитсодержащих метапелитов для района Эррол (Green, 1963)

Для сопутствующих метapelитам средних ступеней образований более основного характера здесь описаны следующие ассоциации:

- 1) ди+гр+эп+лабр+кв+сф;
- 2) ро+гр+би+му+андезин+кв+сф;
- 3) акт+эп+би+пл+кв+сф.

На высокотемпературных ступенях гранат-кордиерит-ортоклазовые породы включают, как правило, также и биотит, силлиманит (и кварц; Barker, 1961).

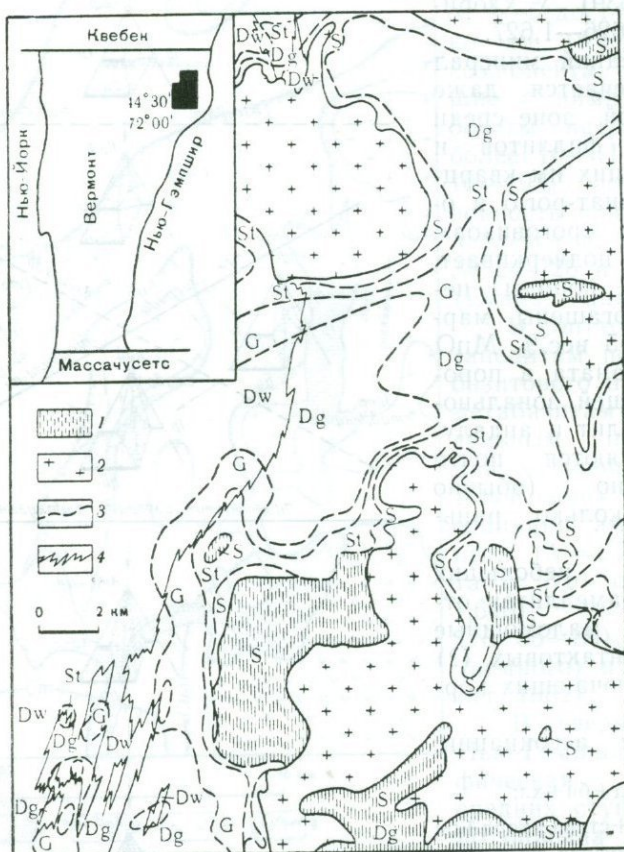


Рис. 27. Метаморфическая зональность района Бёрк, Северо-Восточный Вермонт (Woodland, 1963)

1 — роговики; 2 — граниты; 3 — изограды (индексы минералов стоят со стороны более высокотемпературных зон); 4 — стратиграфические границы

В штате Вермонт детальные описания метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа имеются для района Бёрк (северо-восточная часть штата; Woodland, 1963). Появление здесь одновременно также и дистена показывает на предельные давления, характерные для зональности такого типа.

В метapelитах откартированы изограды граната, ставролита и силлиманита, контур которых грубо параллелен границам тел гранит-гранодиорит-монцонитовых пород (рис. 27).

Наблюдавшиеся предельные ассоциации следующие:

- 1) ставр+гр+би+му+кв±хл;
- 2) ставр+анд+фибrolит (или призматический сил)+би+му+кв±пл±хл;
- 3) ставр+фибrolит+анд+дис+би+му+кв+олигоклаз;
- 4) сил+гр+ставр+би+му+кв±пл;
- 5) сил±гр+би+му+олигоклаз+кв+редкий кпш.

Силлиманит частично участвует в составе псевдоморфоз по андалузиту (с мусковитом), частично замещает биотит (фибролит).

Гранат из гранатовой зоны имеет  $N=1,795 \pm 0,004$  и уд. вес = 4,05. Для биотита указывается понижение железистости от биотитовой зоны к ставролитовой — от 57 до 50% (определения по диаграмме Wones, 1958). В силлиманитовой зоне железистость биотитов соответствует 55—65%, для хлорита  $Nm=1,638$ .

В Юго-Западном Квебеке (Канада) в районе Литифильд-Лесли (около 130 км к северо-западу от Оттавы) развит комплекс высокотемпературных гренвилльских гнейсов (Kretz, 1959)\*. Большую часть комплекса составляют биотитовые, биотит-роговообманковые, гранат-биотит-роговообманковые полосчатые гнейсы и мигматиты. Отмечаются также гранат-пироксеновые гнейсы и дупироксеновые плагиогнейсы (ассоциации: гр + мп + амф + би + кпш + пл + кв и гип + мп + амф + пл + кв). Глиноземистые породы представлены гранат-биотит-силлиманитовыми гнейсами. Как редкий минерал указывается кордиерит.

Мраморы гренвилльского комплекса преимущественно кальцитовые, но обычно содержат небольшие количества доломита, флогопита, актинолита, диопсида и графита. Оливин и скаполит встречаются редко. Значительные площади в районе заняты лейкократовыми роговообманково-клинопироксеновыми гранитами и сиенитами.

В ассоциации гр + би + сил + пл + кпш + кв железистость граната от 71 до 80% (при 1,5—3,7% Са-компонента и 1—2,5% спес), общая железистость биотита 35—45% (при содержании  $TiO_2$  4,2—5,6 вес. %). В ассоциации гр + би + ро + пл + кв + мп + кпш железистость граната колеблется от 70 до 93% (при содержании Са-компонента от 11 до 20,5% и спес от 3,5 до 15%), общая железистость биотита — от 45 до 73% (при содержании  $TiO_2$  от 2,8 до 5,2 вес. %), общая железистость роговой обманки — от 55 до 73%. В ассоциации гр + мп + би + ро + пл + кв + мт железистость граната 78—82% (спес около 8—9%, Са-компонент — 13—19%), общая железистость биотита около 50% ( $TiO_2$ —3,2 вес. %), общая железистость роговой обманки около 56%.

Для биотитов кварцсодержащих пород общая железистость колеблется от 41 до 73%, содержание  $TiO_2$  — от 2,3 до 5,6 вес. %.

Общая железистость роговых обманок кварцсодержащих пород в пределах 36—73% (при содержании  $TiO_2$ —0,7—2,4% вес.). В ассоциации с калишпатом и кварцем железистость роговой обманки не опускается ниже 62%.

### § 30. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА В СИБИРИ

Обширные площади архейских пород, метаморфизованных в довольно однородных условиях, соответствующих высокотемпературным ступеням амфиболитовой фации, известны в Присянской части Сибирской платформы и в некоторых срединных массивах в пределах Саянской складчатой области (Гарганская глыба, Онотско-Бельская зона; Никитина, 1964).

Присянская часть платформенного архея составляет единое целое с восточнее расположенными участками Шарыжалгайского выступа, где метаморфизм соответствует дупироксен-гнейсовой фации. Фиксируемая таким образом некоторая неоднородность метаморфизма может истолковываться частично как проявление горизонтальной зональности, а частично объясняется тем, что Присянская зона отвечает самым верхам разреза шарыжалгайского комплекса архея. Архейские массивы

\* В работе Р. Кретца описан район площадью около 800 кв. миль.

в пределах складчатой области Саян часто интерпретируются как «обломки» некогда единой архейской платформы. В них заметно проявлены регрессивные процессы, связанные с более низкотемпературным метаморфизмом окружающих позднейших образований.

В Гарганской зоне диафорез особенно силен. Первичные ассоциации определены и изучены здесь лишь частично.

Характерны следующие парагенезисы (Никитина, 1964):

1) *Метабазиты*: гип+пл+кв (+рудный);

2) бурая ро+гип+пл+гр+(рудный);

3) бурая ро+мп+гр+пл.

*Кислые породы*: гр+би+пл+кв.

Оптические характеристики минералов: гип —  $2V = -65-67^\circ$ , мп —  $Ng = 1,717$ ,  $2V = 58-60^\circ$ , гр —  $N = 1,775-1,785$ . Широко развиты процессы мигматизации.

Для Присаянской и Онотско-Бельской зон охарактеризованы минеральные ассоциации разнообразных типов пород (Никитина, 1964):

*Метабазиты (предельные парагенезисы):*

1) рп+мп+гр+би+пл (№ 35—45) +кв±мт;

2) гип+бурая ро+гр+би+пл;

3) рп+мп+бурая ро+би+пл;

4) мп+ро+пл+ру;

5) гип+би+гр+орт+кв.

*Метапелиты и близкие к ним породы:*

1) гр+корд+би+пл (№ 30—35) ±кв,

2) гр+сил+би+пл±микр+кв±мт.

*Мраморы и кальцифиры:*

1) фс+ка;

2) дол+фс±ди;

3) фс+гр+мп+флог+ка;

4) мп+зеленый амф+эп+пл+кв+ка;

5) ка+кв+би;

6) мп+би+эп+пл+микр+ка.

*Магнезиальные породы:*

1) гр+кум+ро+би+пл+кв+мт.

Гранаты из метабазитов содержат до 21% кальциевого компонента и до 5% спессартина, гранаты из метапелитов, соответственно, — до 5 и 4%. Железистость первых не меньше 70%, тогда как вторых доходит до 65%.

Гиперстены довольно бедны глиноземом: в анализированном образце содержится 0,66 вес. %  $Al_2O_3$ . Железистость их колеблется в интервале 30—55% ( $Ng = 1,712-1,733$ ). Содержание  $TiO_2$  составляет для роговых обманок около 1,8—2,1 вес. %, а для биотитов — от 1,8 до 4,5 и изредка даже до 5,25 вес. %.

В Присаянской зоне платформенного архея наиболее детальные данные по минеральным парагенезисам разнообразных пород имеются для района Китайского силлиманитового месторождения (Хлестов, 1964; Хлестов, Ушакова, 1965). Здесь на участке около 100 км<sup>2</sup> в пологозалегающей полуторакилометровой толще, составляющей самые верхи разреза шарыжалгайского комплекса (китайская свита), представлена весьма широкая гамма пород по составу: мраморы, различные метабазиты, высокоглиноземистые породы, гранито-гнейсы и др.

Предельные минеральные ассоциации следующие:

*Метапелиты:*

1) сил+анд+корд ( $Ng = 1,541-1,544$ ) +гр ( $f = 75-81\%$ , спес — 1%, грс — 5%) + би ( $Ng = 1,625-1,650$ ) +пл (№ 17—43) +кв±ру, мт, грф;

2) сил+анд+гр ( $f = 81\%$ ) +корд+би ( $Ng = 1,648-1,650$ ) +кпш+кв;

3) сил+анд+би+корд+пл (№ 35—45) +шп.

В бескварцевых участках метапелитов (с кордиеритом и гранатом) отмечаются редкие находки ставролита.

*Метабазиты и близкие к ним породы:*

- 1) гр ( $f=80-93\%$ , спес около  $3\%$ , Са-компонент до  $23\%$ ) + рп ( $Ng=1,731-1,746$ ) + мп ( $Np=1,689-1,704$ ) + буровато-зеленая ро ( $Ng=1,683-1,707$ ;  $TiO_2$  около  $1,3\%$ ,  $Al_2O_3$  около  $12,5\%$ ) + пл (№ 52—80) + кв + мт;
- 2) гр ( $f=75-85\%$ , Са-компонент около  $20-23\%$ ,  $N=1,780-1,795$ ) + мп ( $Np=1,684-1,690$ ) + ро ( $f=28-57\%$ ;  $Ng=1,660-1,695$ ) + би ( $Ng=1,655-1,668$ ) + пл (№ 35—86) + кв + мт;
- 3) гр + ро + би + пл + кпш + кв;
- 4) мп + ро + би + пл + кпш + кв.

*Магнезиальные породы:*

- 1) ол ( $f \sim 18\%$ ) + рп ( $f \sim 13\%$ ) + шп + ил (метаморфизованные мелкие гипербазитовые тела);
- 2) рп ( $f=28-30\%$ ,  $Al_2O_3$  около  $3\%$ ) + корд ( $Ng=1,540$ ) + жедр ( $Ng=1,662$ ) + би ( $Ng=1,610$ ) + кв (+ мт + ру);
- 3) гр ( $f=58-73\%$ ) + жедр ( $Na_2O-0,8\%$ ,  $Al_2O_3-12\%$ ) + корд + би + пл (№ 43—50) + кв;
- 4) гр ( $f=55-58\%$ , Са-компонент —  $7,5\%$ ) + жедр + корд + би + шп + пл (№ 48);
- 5) гр ( $f=60-80\%$ ; Са-компонент —  $9-15\%$ ,  $N=1,780-1,802$ ) + ро ( $Ng=1,663-1,698$ ) + кум ( $Ng=1,653-1,686$ ) + би ( $Ng=1,626-1,670$ ) + пл (№ 41—97) + кв;
- 6) гр ( $f=60\%$ ) + рп ( $f=35\%$ ) + ро + кум ( $f \sim 30\%$ ) + пл (№ 80) + кв.

*Мраморы и кальцифиры:*

- 1) гр (альм —  $48,5\%$ , пир —  $5,1\%$ , спес —  $6,7\%$ , грос —  $35,2\%$ , андр —  $4,5\%$ ) + ро + пл + кпш + би + кв + ка + сф;
- 2) гр + мп + ро + пл + кмш + ка;
- 3) ди + тр + пл + кпш + кв + ка.

Для многих пород фиксируются минеральные превращения, отвечающие прогрессивной стадии метаморфизма (вытеснение андалузита силлиманитом и др.). В ряде случаев отмечаются взаимоотношения минералов, определенно указывающие на процессы, идущие с выносом значительной части щелочей (Хлестов, Ушакова, 1965).

А. А. Шафеевым (1964, 1965, 1967) детально изучена метаморфическая зональность Юго-Западного Прибайкалья и хр. Хамар-Дабан. Здесь в десятикилометровой толще различных первичноосадочных пород установлено повышение степени метаморфизма с юга на север, от ядра Утуликского синклиория к линии Большого Саянского разлома. На протяжении  $20-25$  км сменяются шесть метаморфических зон, разделяемых в метапелитах и близких к ним породах изоградами (последовательно с юга на север): 1) граната; 2) ставролита и андалузита; 3) силлиманита; 4) калишпата в метапелитах (совпадает с фронтом мигматизации); 5) гиперстена\*.

Границы этих зон имеют в основном субширотное направление, но на отдельных участках (например, в восточной части района) оно меняется до меридионального и здесь изограды отчетливо пересекают стратиграфические границы (рис. 28). По карбонатным породам этого района, к западу от него, параллельно прослеживается также зональность, определяемая положением изоград диопсида и форстерита (пространственно близких соответственно к изографам силлиманита и калишпата в метапелитах). Разделяемые этими изографами зоны тремолита, диопсида и форстерита характеризуются следующими критическими ассоциациями мраморов (Мануйлова, Никитина, 1960):

*Зона тремолита:*

ка + тр + кв.

*Зона диопсида:*

ка + ди + тр.

\* В дальнейшем указанные шесть зон именуется соответственно зонами биотита, граната, ставролита, силлиманита, мигматитов и гиперстена.

ка+фо+ди;  
ка+фо+дол.

Как дополнительные минералы отмечаются флогопит, реже полевой шпат и эпидот. Ассоциация кальцита с кварцем устойчива во всех зонах. Волластонит нигде не был обнаружен. Особенно детально описаны парагенезисы мраморов и связанных с ними метасоматитов для наиболее высокотемпературных частей форстеритовой зоны (в районе г. Слюдянки, к северу от изограды гиперстена; Коржинский, 1944; Шафеев,

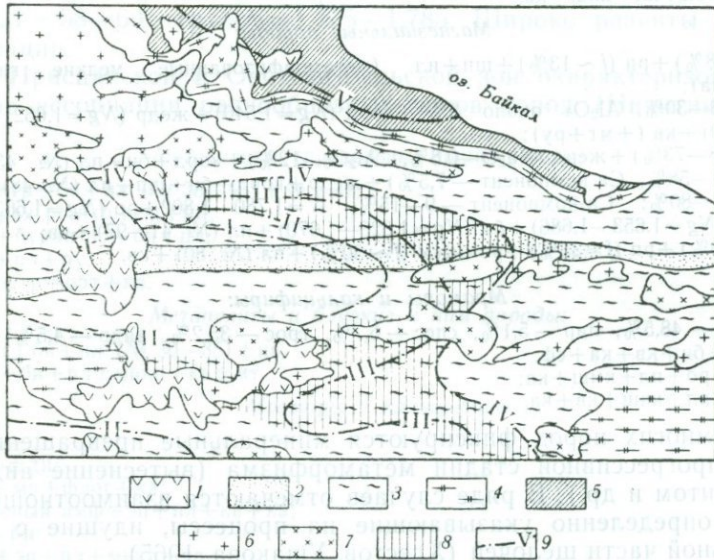


Рис. 28. Метаморфическая зональность Юго-Западного Прибайкалья (Шафеев, 1964)  
1 — неогеновые базальты. Докембрийские образования: 2 — шубутуйская свита (филлиты, слюди-сто-карбонатные сланцы, мраморы), 3 — корниловская и безымянская свиты (глиноземистые и биотитовые сланцы, мраморы), 4 — харагольская свита (известковистые гнейсы, мраморы и кальцифиры), 5 — перевальная и култукская свиты (мраморы, биотит-гранатовые гнейсы); 6 — протерозойские гранитоиды; 7 — нижнепалеозойские гранитоиды; 8 — поля массового распространения пегматитов; 9 — изограды: I — граната, II — ставролита и андалузита, III — силлиманита, IV — калишпата в метапелитах, V — гиперстена

1967). Предельными по набору минералов здесь являются следующие парагенезисы:

- 1) ка+дол+ди+фо+флог+шп+ск (±клиногумит), ди (иногда образует каймы вокруг фо);
- 2) ка+ро+ди+ск+пл+кпш+кв+сф;
- 3) лазурит (или нефелин)+ка+дол+фо+шп+флог;
- 4) не+ка+ди+пл+ка+флог;
- 5) пард+дол+фор+кор (паргасит образует каймы вокруг форстерита);
- 6) ро+ди+ка+флог+пла+ск+шп±лазурит.

Для других пород той же зоны характерны следующие парагенезисы:

**Метабазиты:**

- 1) ро+ди+гип±би+андезин+кв;
- 2) ро+ди+лабрадор+ск+сф+мт;

**Метапелиты и «семипелиты»:**

- 3) гр ( $N=1,785-1,786$ ,  $f=63-67\%$ ) + сил±корд+би ( $Ng=1,654-1,657$ ) + олигоклаз+микр+грф+пирротин;
- 4) гр ( $N=1,785-1,786$ ,  $f=67-68\%$ , 2—4% спец.) + гип+би ( $Ng=1,656$ ) + олигоклаз+микр (пертит) + кв+грф.

В наиболее высокотемпературных частях зоны, в метабазитах и в обогащенных глиноземом породах отмечаются минеральные ассоциации, характеризующие фацию двупироксеновых гнейсов:

Метабазиты:

тип + ди + би + андезин + микр + кв.

Глиноземистые породы:

тип + корд + би + олигоклаз + микр + кв.

Важнейшие минеральные парагенезисы других зон.

Зона мигматитов:

- 1) гр ( $N > 1,790$ ) + сил + би + пл + кпш + кв);
- 2) гр + ди + до + битовнит — анортит + цо + кв + пирротин (эта ассоциация встречается и в силлиманитовой зоне).

Зона силлиманита:

- 1) гр ( $N$  до 1,805—1,806, редко до 1,811, спес до 12—14% и даже 20%) ± сил ± анд + би ( $N_g = 1,628—1,648$ ) + му + пл + кв;
- 2) гр ( $N$  до 1,801;  $f$  до 72%) + сил + би + корд + пл + кв;
- 3) ставр + анд ± сил + гр ( $N = 1,806—1,807$ ) + би ± пл + кв.

**Зона ставролита.** Последняя ассоциация (но без силлиманита) характерна и для этой зоны. Показатель преломления граната с удалением от границы силлиманитовой зоны постепенно повышается вплоть до 1,813 (при содержании спессартина около 10%). В низкотемпературной части зоны ассоциация гр + анд + би исчезает. Здесь широко распространены гранат-ставролит-мусковит-кварцевые (часто с биотитом) породы. В них показатель преломления граната доходит до 1,814 (при 19% спессартина), но иногда опускается до 1,802—1,805. Встречающийся здесь плагиоклаз имеет основность соответствующую № 15—25.

Редким является парагенезис кордиерита ( $N_g = 1,546$ ;  $N_p = 1,537$ ) со ставролитом. Им сопутствуют: гр ( $N = 1,803$ ;  $f = 83\%$ ; 17% — спес), би ( $N_g = 1,629—1,637$ ), кислый пл, кв.

В метабазитах этой зоны обычно одновременно присутствуют: гр, рог, пм, цо, пирротин. Для мраморов характерны амфиболы тремолит-актинолитового ряда.

**Зона граната.** Здесь в карбонатсодержащих породах основность плагиоклаза доходит до № 20—25. В отсутствие карбонатов плагиоклаз № 40 встречен с гр (22% Са-компонента), акт, пиритом и кв.

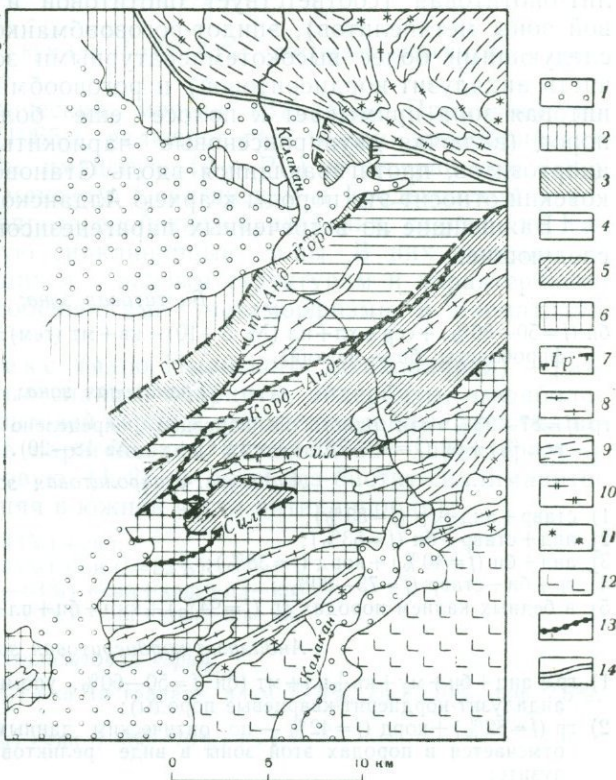


Рис. 29. Метаморфическая зональность района гольцов Бурпала (Кориковский, 1967)

1 — неметаморфизованные отложения. *Метаморфические зоны* нижнепротерозойской удоканской серии; 2 — хлоритовая; 3 — гранатовая; 4 — ставролит-андалузитовая; 5 — кордиерит-андалузитовая (без ставролита); 6 — силлиманитовая; 7 — изограды; 8 — биотитовые гранито-гнейсы. Архейские образования; 9 — породы гранулитовой фации, неравномерно мигматизированные, 10 — биотит-гастингситовые и гастингситовые гранито-гнейсы, 11 — чарнокиты; 12 — анортозиты и габбро; 13 — маркирующие горизонты амфиболитов и железистых кварцитов; 14 — важнейшие зоны разломов

В метапелитах обычна ассоциация:

гр ( $N=1,810-1,814$ ;  $f=88-92\%$ ;  $16-23\%$  спес) + би ( $Ng=1,636-1,637$ ) + му + хл + кв ± пл.

Зона биотита характеризуется наиболее низкотемпературными минеральными парагенезисами:

- 1) би ( $Ng=1,636$ ) + хл + пл (№ 5—15) + микр + ка + кв;
- 2) му ± аб + ка + дол + кв.

Прогрессивная метаморфическая зональность, включающая средне- и высокотемпературные нижнепротерозойские образования, описана С. П. Кориновским (1967) для восточного окончания Удокано-Коларского прогиба, примыкающего с севера к структуре Становика. На интервале в 45—50 км здесь в метапелитах выделяется пять зон (повышенные степени метаморфизма в северо-запада на юго-восток): биотитовая, гранатовая, андалузит-ставролитовая, андалузит-кордиеритовая и силлиманитовая (рис. 29). По метабазитам зональность отбивается менее дробно; для них фиксируется лишь три степени метаморфизма: актинолит-биотитовая (соответствует биотитовой и большей части гранатовой зоны метапелитов), эпидот-роговообманковая (параллелизуется со следующими более высокотемпературными зонами, включая большую часть андалузит-кордиеритовой) и роговообманковая. На юге силлиманитовая зона примыкает к полосе еще более высокотемпературных пород (включая двупироксеновые чарнокиты), окаймляющих массив анортозитов, протягивающийся вдоль Станового разлома. С. П. Кориновский относит эти породы к архею Алданского щита.

Важнейшие из встреченных парагенезисов метапелитов (по зонам) следующие:

#### *Биотитовая зона:*

би ( $f=50-80\%$ ) + сер + хл + пл (№ 3—10) + кв + мт (гем) ± ка (сер и хл образуют порфиробласты; би — мелкий).

#### *Гранатовая зона:*

гр ( $f=87-93\%$  для одного из образцов определено содержание марганца — 2,03 вес. %) + би ( $f=48-78\%$ ) + му ± хл + хл (№ 18—20).

#### *Андалузит-ставролитовая зона:*

- 1) ставр + анд + гр ( $f=83\%$ );
- 2) анд + ставр + би ( $f=53\%$ );
- 3) анд + би ( $f=40\%$ ) + корд ( $f=38\%$ );
- 4) гр + би + ставр ( $f=75-80\%$ );
- 5) в бедных калием породах гр ( $f=94\%$ ) + кум + би + пл + кв.

#### *Андалузит-кордиеритовая зона:*

- 1) гр + анд + би + му + кв + пл + мт (би  $f=50-60\%$ , упоминаются также и флогопит-андалузит-кордиерит-кварцевые породы);
- 2) гр ( $f=82\%$ ) + корд ( $f=42\%$  — по оптическим данным) + ан + би + пл + кв + мт; ставр отмечается в породах этой зоны в виде реликтов в кордиерите и реже в андалузите;
- 3) гр ( $f=89-92\%$ ) + кум ( $f=70-79\%$ ) + мт + кв; в породах без граната железистость куммингтонита опускается до 38—50%.

#### *Силлиманитовая зона:*

- 1) сил + гр + би + микр + кв; дополнительные анд и му встречаются в этом парагенезисе вблизи контакта силлиманитовой зоны с предыдущей, при этом андалузит замещается силлиманитом;
- 2) сил + корд + би + микр + кв (в породах с сил, но без микр, биотита от 0 до 70%);
- 3) гр ( $f=80-85\%$ ) + корд ( $f=44\%$ ) + би ( $f=58\%$ ) + микр + кв; в породах с гр, но без корд железистость би доходит до 70% и более.

В недосыщенных  $K_2O$  породах встречены следующие ассоциации:

- 1) гр ( $N=1,805$ ) + кум ( $Ng=1,669$ ) + би ( $Ng=1,610$ ) + корд ( $Ng=1,550$ ) + мт;
- 2) гр + гип ( $Ng \geq 1,746$ ) + би + пл + мт + кв (внутри гиперстена иногда содержатся реликты куммингтонита);

- 3) гр ( $f \geq 74\%$ ) + жедр ( $f \geq 42\%$ ) + корд ± би + пл + кв + мт;
- 4) гр + жедр + кум ( $f = 52\%$ ) ± би + пл + кв + мт;
- 5) жедр ( $f = 25\%$ ) + корд + кум ± би + пл + кв + мт.

Важнейшие парагенезисы основных пород следующие:

*Актинолит-биотитовая ступень:*

- 1) акт + би + эп ( $f$  от 0 до 33%);
- 2) акт + хл;
- 3) тр + ка + кц; во всех ассоциациях обычно дополнительно + пл (№ 0—12) + кв.

В породах повышенной железистости появляется гранат.

*Эпидот-роговообманковая ступень:*

- 1) би + эп ( $f \leq 22-25\%$ ) + гр + сине-зеленая ро + пл (№ 35—40) + мт + кв;
- 2) сине-зеленая ро ( $f = 54-80\%$ ) ± би ( $f \geq 50\%$ ) + гр ( $80\% < f < 96\%$ ) ± кум + пл (№ 30—35) + мт + кв (железистость минералов максимальна при отсутствии би, а минимальна в отсутствии кум).

Для плагиоклаза характерна обратная зональность (колебания основности до 10—13 номеров).

*Роговообманковая ступень:*

- 1) ди + зеленая ро + би + пл (до № 70) + мт;
- 2) зеленая ро ( $f = 60-64\%$ ) ± би + кум + гр ( $f = 75-80\%$ , достигает максимума в породах без биотита) + пл + мт + кв.

Ханкайский кристаллический массив (Западное Приморье), по данным М. А. Мишкина (1965<sub>1</sub>), включает три толщи докембрийских пород: нижнедокембрийские иманскую ( $A_2-Pt_1$ ) и уссурийскую ( $Pt_2$ ) серии, обнажающиеся в Иманском, Свиягинском и Гродековском антиклинориях, а также верхнепротерозойские образования, слагающие Кабаргинскую и Черниговскую синклиновые зоны. В них выделяются шесть комплексов, относящихся к разным структурам и характеризующихся определенными особенностями метаморфизма и магматизма (рис. 30).

Иманский комплекс (ядро Иманского антиклинория) — различные высокоглиноземистые сланцы, кварциты, эндербиты, амфиболиты, мраморы, породы эвлизитовой серии и эклогитоподобные кристаллические сланцы. Важнейшие парагенезисы метapelитов характеризуют ортоклаз-гранат-кордиеритовую (1, 2) и ортоклаз-биотит-силлиманитовую (3, 4) ступени (последняя в южной части антиклинория):

- 1) альм ( $f = 77-79\%$ ) + корд ( $f = 43\%$ ) + сил;
- 2) альм ( $f = 70-73\%$ ) + корд ( $f = 35\%$ ) + би ( $f = 52\%$ );
- 3) альм ( $f = 79-80\%$ ) + би ( $f = 52-63\%$ ) + сил + кпш + пл + кв;
- 4) корд ( $f = 27-30\%$ ) + би ( $f = 40-70\%$ ) + сил + кпш + пл + кв.

*Эвлизитовая серия:*

- 1) гр + ол ( $f = 88\%$ ) + гип ( $f = 73\%$ ) + кв (в гранате: альм 77,5%, спес. 10%, пир 7,5%, грос 5%);
- 2) гр ( $f = 86-90$ ) + ол ( $f = 78-80\%$ ) + гип ( $f = 68-70\%$ ) + мт;
- 3) гр + гип + грюнерит.

*Эндербиты:*

- 1) гип ( $f = 43-46\%$ ) ± ди ( $f = 35-40\%$ ) + би ( $f = 44-47\%$ ) + пл ( $f = 37-38$ ) + кв.

Отмечается гранитизация эндербитов либо с появлением ассоциации гип + орт, либо с образованием роговой обманки, что связывается с различиями в соотношении потенциалов К и Na.

*Эклогитоподобные породы:*

- гр (альм 68,5%, пир 10%, грос 21,5%) + мп ( $f \approx 50\%$ ) + пл (№ 44) + кв.

*Мраморы:*

- 1) ка + вол + ди;
- 2) ди + вол + кв;
- 3) ка + ди + ол.

Указывается на наличие скарнов различных ступеней. Высокотемпературные скарны в зонах гранитизации мраморов имеют выдержанную зональность: 1) аляскитовый гранит, 2) клинопироксен-плагиоклазовая порода; 3) гранат-пироксен-волластонит-скаполитовый скарн; 4) скаполит-волластонитовая или существенно волластонитовая порода; 5) кальцитовый мрамор.

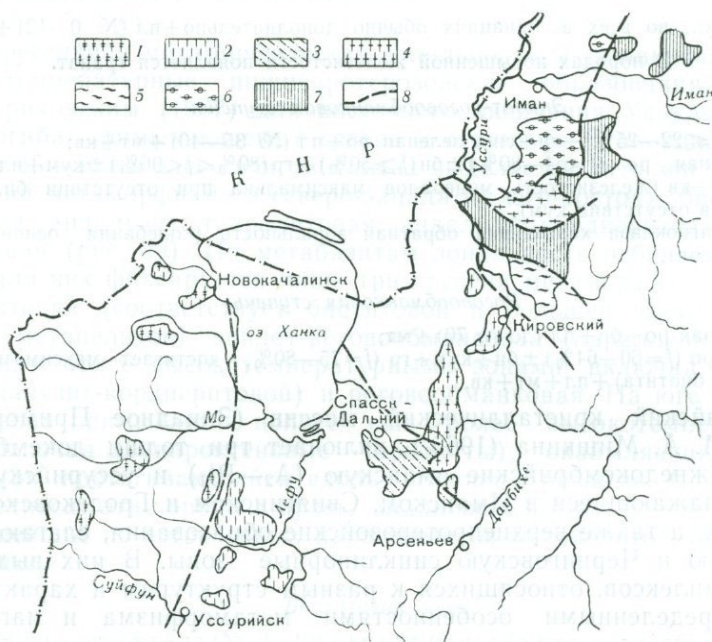


Рис. 30. Схема размещения метаморфических зон докембрия Ханкайского массива (по М. А. Мишкину)

Зоны: 1 — Приханкайская, 2 — Вознесенская, 3 — Спасская, 4 — Нахимовская, 5 — Иннокентьевская, 6 — Иманская, 7 — Кабаргинская, 8 — границы зон

Иннокентьевский комплекс слагает ядро Свягинского антиклинория. В его составе отмечены следующие важнейшие парагенезисы:

*Глиноземистые породы:*

- 1) гр ( $f=77\%$ ) + корд ( $f=45\%$ ) + сил + орт + кв;
- 2) гр ( $f=72\%$ ) + корд + би ( $f=44\%$ ) + орт + кв;
- 3) корд ( $f=36\%$ ) + би ( $f=46\%$ ) + сил + пл + орт + кв;
- 4) гр ( $f=79\%$ ) + би ( $f=52\%$ ) + сил + орт + пл + кв;
- 5) гр ( $f=65-83\%$ ) + корд ( $f=28-37\%$ ) + жедр ( $f=39-55\%$ ) + кв ± би;
- 6) гр ( $f=66\%$ ) + жедр ( $f=42\%$ ) + кум ( $f=30\%$ ) + кв ± би.

*Эклогитоподобные породы:*

гр (альм — 64%, пир — 4,5%, gros — 31,5%) + мп ( $f=48\%$ ) + пл (№ 65) + кв.

*Мраморы:*

- 1) ка + ди + кв
  - 2) ка + дол + ол
  - 3) дол + ди + ол (более низкая диопсид-доломитовая ступень, по М. А. Мишкину).
- } форстерит-кальцитовая ступень;

Нахимовский комплекс (метаморфический) развит в Иманском и Свягинском антиклинориях. Парагенезисы высокоглиноземистых пород в его пределах соответствуют ортоклаз-биотит-силлиманитовой ступени:

- 1) гр ( $f=84\%$ ) + би ( $f=68\%$ ) + сил + орт + пл + кв;
- 2) корд ( $f=36\%$ ) + би ( $f=42\%$ ) + сил + орт + кв.

Для мраморов характерны преимущественно парагенезисы диопсид-доломитовой ступени: ка+ди+кв (бассейны рек Кабарги и Тамги).

К более низкой кальцит-доломит-тремолитовой ступени, по мнению М. А. Мишкина, относятся мраморы бассейна рек Одарки и Спасовки, содержащие парагенезис: ка+ди+тр.

Приханкайский комплекс (метаморфический) слагает отдельные блоки среди крупных плутонов палеозойских гранитов в Гродековском антиклинории (к западу от оз. Ханка). В его составе биоти-

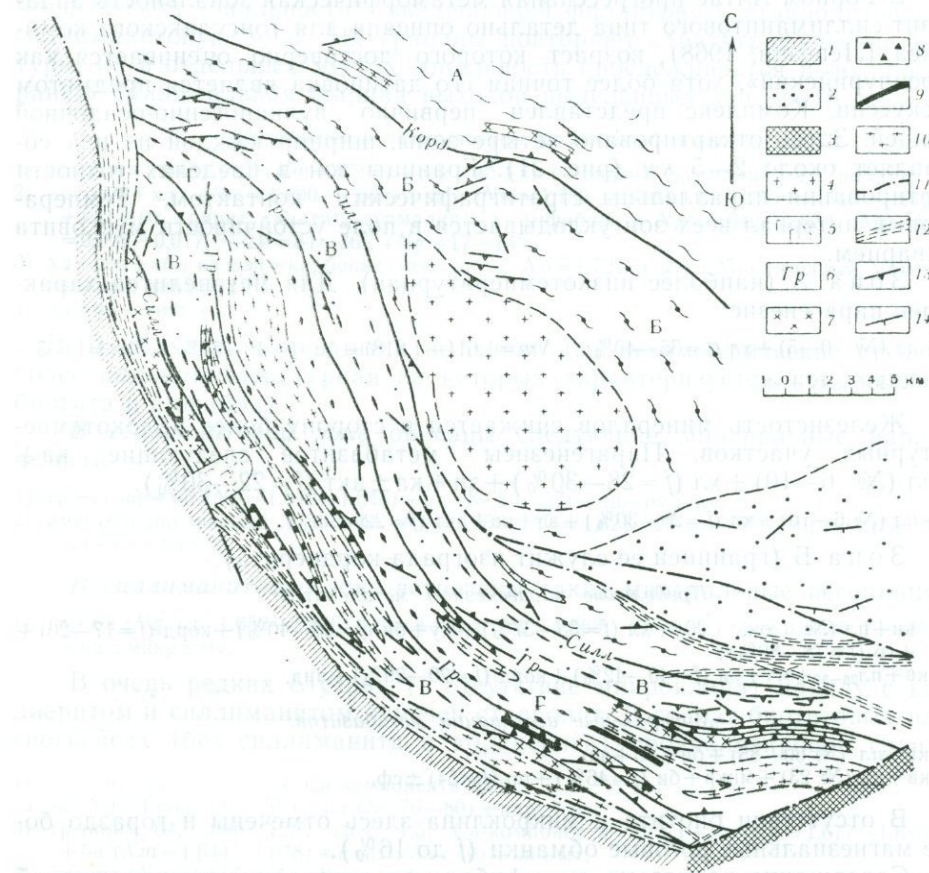


Рис. 31. Метаморфическая зональность Тонгулакского хребта в Горном Алтае (по Г. Г. Лепезину)

1 — предположительно нижнекембрийские отложения; 2 — алевриты и сланцы кембро-ордовика; 3 — девонские отложения; 4 — граниты и плагииграниты ордовик-силурийского возраста; 5 — основные интрузии; 6 — изограды; 7 — метабазиты; 8 — биотит-гранатовые гнейсы; 9 — куммингтонит-рогообманковые сланцы; 10 — гранито-гнейсы; 11 — тектонические нарушения; 12 — диафориты; 13 — слоистость; 14 — кристаллизационная сланцеватость и гнейсовидность  
А, Б, В, Г — метаморфические зоны

товые, амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты, редкие высокоглиноземистые гнейсы: гр ( $f=79\%$ ) + корд ( $f=43\%$ ) + би + пл + орт + кв, пироксеновые сланцы: гип ( $f=40-45\%$ ) + би ( $f=50-54\%$ ) + пл<sub>30</sub> + микр + кв и мраморы (ка+ди+кв и ка+ол+дол).

В верхнем докембрии Кабаргинского синклиория (кабаргинский комплекс) среди высокоглиноземистых пород выделяются две основные температурные ступени (по А. А. Маракушеву — фации): ортоклаз-силлиманит-биотитовая (локальное распространение) и мусковит-кварцевая. Среди пород последней также выделяются высокотемпературные с парагенезисом ставр ( $f=80\%$ ) + корд ( $f=55\%$ ) + анд + му + кв и бо-

лее низкотемпературные: ставр ( $f=82\%$ ) + хл ( $f=25\%$ ) + анд + му + кв. Парагенезисы карбонатных пород также относятся к нескольким ступеням диопсид-доломитовой, кальцит-доломит-тремолитовой, тальк-тремолит-кальцитовой и тальк-кварц-кальцитовой (бестремолитовой).

Спасский и вознесенский метаморфические комплексы слагают крылья Черниговского синклиория и представлены однообразным набором минеральных парагенезисов, включающих в переменных количествах, хл, сер, кв, углистый материал или графит.

В Горном Алтае прогрессивная метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа детально описана для тонгулакского комплекса (Лепезин, 1968), возраст которого достоверно оценивается как «досилурийский», хотя более точная его датировка является предметом дискуссии. Комплекс представлен первично вулканогенно-осадочной толщей. Здесь откартировано четыре зоны, ширина каждой из них составляет около 2—5 км (рис. 31). Границы зон в пределах точности картирования параллельны стратиграфическим контактам. Температурный интервал всех зон укладывается в поле устойчивости мусковита с кварцем.

**Зона А** (наиболее низкотемпературная). Для метапелитов характерен парагенезис:

кв+пл (№ 0—5) + хл ( $f=35—40\%$ ;  $Nm=1,611—1,618$ ) + би ( $f=40—50\%$ ;  $Nm=1,635—1,645$ ) + му+эп.

Железистость минералов снижается в сторону более высокотемпературных участков. Парагенезисы метабазитов следующие: кв+пл (№ 6—10) + хл ( $f=28—30\%$ ) + эп+ка±акт ( $f=22—30\%$ ).

кв+пл (№ 6—10) + хл ( $f=28—30\%$ ) + эп+ка+акт ( $f=22—30\%$ ).

**Зона Б** (границей ее служит изограда кордиерита).

*Пределные парагенезисы метапелитов:*

- 1) кв+пл (№ ок. 20) + хл ( $f=35—37\%$ ) + му+би ( $f=38—40\%$ ) + корд ( $f=17—20$ ) + гр ( $f=78—80\%$ );
- 2) кв+пл<sub>26-32</sub> + му+би ( $f=40—42\%$ ) + корд ( $f=20—29\%$ ) + анд.

*Минеральные ассоциации метабазитов:*

- 1) кв+пл (№ 60—85) + би+ро+эп;
- 2) кв+пл (№ 23) + микр+би ( $f=46\%$ ) + ро ( $f=54$ ) ± сф.

В отсутствии биотита и микроклина здесь отмечены и гораздо более магнезиальные роговые обманки ( $f$  до 16%).

Содержание глинозема в амфиболе от средне-низкотемпературной части зоны к высокотемпературной возрастает примерно на 1/7 (и достигает 1,7 единиц Al в кристаллохимической формуле в пересчете на 24 атома кислорода).

**Зона В** (граница с зоной Б по изограде силлиманита, характерно также присутствие ставролита).

*Пределные парагенезисы метапелитов:*

- 1) кв+пл (№ 23—42) + му+би ( $f=38—50\%$ ) + сил (анд) + корд±ставр;
- 2) кв+пл (№ 28—38) + би ( $f=37—45\%$ ) + корд+гр ( $f=78—80\%$ , 11 вес.% MnO) + сил±ставр.

Примечательно отсутствие андалузита в гранатсодержащих породах.

*Метабазиты:*

- 1) кв+пл (№ 44—60) + би ( $f=40—42\%$ ) + ро ( $f=45\%$ ) + кум ( $f=40—42\%$ ) + гр (до 18% спес);
- 2) кв+пл (ок. № 42) + микр+би+ро (ок. 1,85 единиц Al в кристаллохимической формуле).

## Зона Г.

Метапелиты характеризуются полным исчезновением ставролита. Минеральные парагенезисы метабазитов те же, что в зоне В, но отмечается повышение основности плагиоклаза и снижение содержания спесартина в гранате (до 11%). Глиноземистость роговых обманок заметно не меняется.

В центральной части п-ова Таймыр (берег Харитона Лаптева) развиты протерозойские метаморфические образования низко- и среднетемпературных ступеней (Равич, 1954; Равич, Чайка, 1962; Махлаев, 1964). Л. В. Махлаев рассматривает их как члены единой прогрессивной метаморфической зональности\*, включающей филлитовую, ставролитовую и силлиманитовую зоны. Их границы повторяют стратиграфические контуры, но в отдельных местах зональность прослеживается и по простиранью. Минимальная ширина выходов выделенных зон около 5—7 км.

### Минеральные парагенезисы филлитовой зоны:

- 1) би ( $Nm=1,640$ ) + хл ( $Nm=1,595$ ) + сер + аб + кв (+ апатит, турмалин, мт, пирит);
- 2) акт + би + хл ( $Nm=1,600-1,604$ ) + эп ( $Nm=1,730-1,750$ ) + пл ( $Np=1,540-1,542$ ) + кв (+ мт, пирит, апатит, турмалин); у амфибола —  $Ng=1,642-1,672$ ,  $Ng-Np=0,022-0,017$ ,  $-2V=84-76^\circ$ ,  $cNg=17-14^\circ$ ;
- 3) хл + сер + аб + кз ± эп = карбонат (анкерит с  $No=1,724$  и  $d=3,25$ ) (+ рудный минерал, циркон, апатит);
- 4) хл + аб + микро + кв.

Л. В. Махлаев в филлитах выделяет две метаморфические ступени, более высокотемпературная из которых характеризуется присутствием биотита и амфибола.

В ставролитовой зоне описаны следующие минеральные парагенезисы:

- 1) гр + ставр + би ( $Ng=1,642-1,648$ ) + пл (№ 20—27) + кв + рудные;
- 2) амф (бледно-зеленый в шлифе,  $Ng=1,638$ ;  $Np=1,621$ ;  $2V=-87^\circ$ ) + кц + пл (№ 25—32) + кв ± би ± гр.

В силлиманитовой зоне встречены такие минеральные ассоциации:

- 1) гр + би ( $Ng$  от 1,652—1,665) + сил + корд ( $Ng=1,563$ ;  $2V=(-) 60^\circ$  + пл (№ 10—35) + кв ± микро ± му.

В очень редких случаях (в отсутствие микроклина) наряду с кордиеритом и силлиманитом отмечен ставролит. В гранат-биотитовых плагиогнейсах (без силлиманита и кордиерита) проанализирован гранат:

- 1) альм 61, пир 10, спес 4, Са-компонента 25%;
- 2) эн ( $Ng=1,680$ ;  $2V=70^\circ$ ) + пл (№ 76—80) + парг + мт;
- 3) гр (альм 64, пир 12,5, спес 1,5, Са-компонента 22%) + ро ( $Ng=1,677-1,680$ ) + би ( $Nm=1,614-1,648$ ) + пл (№ 35—40) + кв + мт;
- 4) эденит ( $Ng=1,656$ ) + би ( $Nm=1,628$ ) + анортит (№ 90 и выше) ± мт + кв + сф + мт.

## § 31. ЗОНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

### АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА НА КАМЧАТКЕ И В ЯПОНИИ

Срединно-Камчатский хребет является единственным и типичным проявлением андалузит-силлиманитового типа метаморфизма в советской части Тихоокеанского обрамления. Зонально-метаморфический комплекс Срединно-Камчатского хребта сопоставляется с аналогичными комплексами зон Абакума и Риоке в Японии, а параллельная Срединно-Камчатскому хребту Ганальская метаморфическая зона имеет другой тип метаморфизма, близкий к глаукофановому, и сопоставляется с зоной Санбогава в Японии. Срединно-Камчатская зона развивается

\* Такой взгляд на соотношение пород различных метаморфических ступеней не является общепринятым. Многими авторами (М. Г. Равич и др.) они не относятся к синхроничным проявлениям метаморфизма, а их контакты часто рассматриваются как тектонические.

в терригенных миогеосинклинальных толщах, а Ганальская — в вулканических эвгеосинклинальных, образуя, как и в Японии, парную систему метаморфических поясов (Miyashiro, 1961, 1967; Lebedev, Taragin, 1967; Лебедев, 1967<sup>1,2</sup>).

Метаморфическая зональность в метапелитах Срединно-Камчатского хребта, изученная М. М. Лебедевым и А. И. Тарариным, имеет следующий вид: 1) серицит-хлоритовая; 2) ставролит-андалузит-хлоритовая; 3) мусковит-биотит-ставролитовая; 4) ставролит-силлиманит (дистен)-мусковитовая; 5) силлиманит-биотит-альмандиновая; 6) ортоклаз-силлиманитовая зона («фации», или ступени, по М. М. Лебедеву). В других работах (Лебедев, 1967<sup>1</sup>) зона 1 подразделялась на «аспидную» (без биотита) и «филлитовую» (с биотитом, редко гранатом) ступени, зоны 2—3 объединились в андалузит-ставролитовую ступень, зоны 4, 5, 6 — в дистен-силлиманитовую. Характер этой зональности и возраст метаморфизма являются предметом длительной дискуссии (Мокроусов, 1958; Лебедев, Бондаренко, 1962; Лебедев, 1967<sup>1,2</sup>). Несомненно лишь то, что этот метаморфизм имеет региональный характер и не связан ни с одним из многочисленных интрузивных тел. Однако одни авторы считают метаморфический комплекс древним, другие (в частности, М. М. Лебедев и А. И. Тарарин) считают метаморфическую зональность результатом одноактного метаморфизма в мезозойских, в том числе верхнемеловых осадках. После совещания во Владивостоке в мае 1968 г. (Марченко, 1968; Горбачев и др., 1968) более вероятным кажется, что в центре этой зональности, соответствующей 5—6 и частично 4 зонам, располагается прорванный плагиогранитами древний массив метаморфических пород дистен-силлиманитового типа (с К-Аг датами 170 млн. лет и древнее; вероятно, палеозойский или более древний субстрат), вокруг которого вдоль швов в молодых (в основном мелового возраста) осадках развивается узкая метаморфическая зональность, накладывающаяся и на сам древний массив. Ширина зон 2 и 3 ( $\pm 4$ ) составляет в некоторых местах всего 600 м, на границе высокотемпературных зон характерны многочисленные разломы, молодые интрузивы вызывают заметное ороговывание.

Другими словами, Срединно-Камчатский метаморфический комплекс имеет сложную метаморфическую историю, испытал 2 или 3 этапа метаморфизма. Аналогичная картина устанавливается в последнее время и на плато Абакума. К андалузит-силлиманитовому типу, несомненно, относятся лишь зоны 2 и 3, однако и остальные зоны, претерпев неоднократную переработку, соответствуют более позднему андалузит-силлиманитовому типу метаморфизма (переходному к дистен-силлиманитовому).

В табл. 6 приведены ассоциации в вышеуказанных зонах (Lebedev, Taragin, 1967; Лебедев, 1967<sup>1,2</sup>).

Зона 1 характерна для слабо метаморфизованных меловых пород, сохраняющих первичные структуры. Зоны 2—3 образуют обычно узкую (до 600 м) переходную область к зонам 4—6. Последние представлены крупнозернистыми породами и соответствуют, возможно, древнему массиву, испытавшему неоднократный метаморфизм. Границы между зонами 4—6 нечеткие и сами зоны выделены лишь в последней работе М. М. Лебедева (1967<sup>2</sup>).

Плато Абакума (Япония). Плато Абакума является одним из классических районов зонального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, и после работ А. Мияширо (Miyashiro, 1958, 1961) этот тип метаморфизма нередко называют типом Абакума, или Бахен-Абакума.

Плато Абакума расположено на о. Хонсю в 100—150 км к северо-востоку от Токио. Вероятным северным продолжением метаморфиче-

Минеральные ассоциации метаморфических пород Срединно-Камчатского хребта

Ступени (зоны)		Ассоциации метapelитов	Породы	Ассоциации метабазитов	Породы	Ассоциации карбонатных пород	Породы
а	б						
Дистен-силлиманитовая	6	Сил + кпш + би + пл <sub>25</sub> + + кв ± альм	Мигматиты, плагиогнейсы (гнейсо-плагиограниты) и кристаллические сланцы	Пл <sub>30</sub> + роф + би ± кв Пл + эп + цо + ди (+ кв + сф)	Амфиболиты и амфиболовые сланцы	Ка + кв + ди (эп + акт) пл <sub>30</sub> + акт + ди (+ ка + + кв + сф)	
	5	Пл <sub>25</sub> + кв + корд + сил + би + + альм Пл <sub>25</sub> + кв + би + сил + дис + + альм ± кпш					
	4	Пл <sub>25</sub> + кв + дис + сил + анд + + гр + би + му Пл <sub>25</sub> + кв + ста + сил + дис + + му + би + гр					
Андалузит- ставролитовая	3	Кв + корд + му + би + гр кв + пл <sub>10</sub> + би + ста ± андал + + гр	Узловатые сланцы и микрогнейсы	Альб + амф + эп + цо + + кв Амф + ди + хл Аб + акт + гр + эп	Альбит-амфиболо- вые сланцы	Ка + кв + эп + би (+ хл)	Эпидот-кальцит- вые сланцы
	2	Кв + пл <sub>10</sub> + муск + би + ста + + анд (+ хл + графит) кв + корд + му + (би, турм)					
Серпичит-хлорито- вая (зелено- каменная)	Филлитовая 1а	Кв + альб + би + хл + сер кв + альб + сер + би + гр (редко)	Филлиты	Альб + кв + хл + эп + + акт Акт + та + хл	Зеленые сланцы		
	Аспидная 1б	Кв + альб + хл + сер ± ± окислы Fe, хлоритоид (редко)	Аспидные сланцы				

Примечание. Вариант зональности а — по Лебедеву (1967<sub>1</sub>), зональность б — по Лебедеву (1967<sub>2</sub>) и Lebedev, Tararin (1967).

ских зон плато служит зональный комплекс гор Китаками (Seki, 1961). В 50-х гг. метаморфизм центральной и южной частей плато Абакума изучен А. Мияширо (Miyashiro, 1953, 2; 1958), Ф. Шидо (1958) и И. Курода (1956, 1959). Позже, в результате работ И. Курода с сотрудниками (Kuroda, 1963; Капо, Kuroda, 1968) были уточнены возраст и характер метаморфизма. По данным этих авторов, на рис. 32 показана схема строения и метаморфической зональности плато Абакума. Как видно из нее большая часть плато сложена различными интрузивными породами, среди которых выделяются несколько возрастных групп. Наиболее молодыми являются верхнемеловые граниты. К более древним относятся гранодиориты (типа Иришикен и др.), габбро и гипербазиты, самыми древними, по данным И. Курода (1959), являются катаклазированные (sheared) граниты и гранито-гнейсы, участвующие в общей метаморфической зональности.

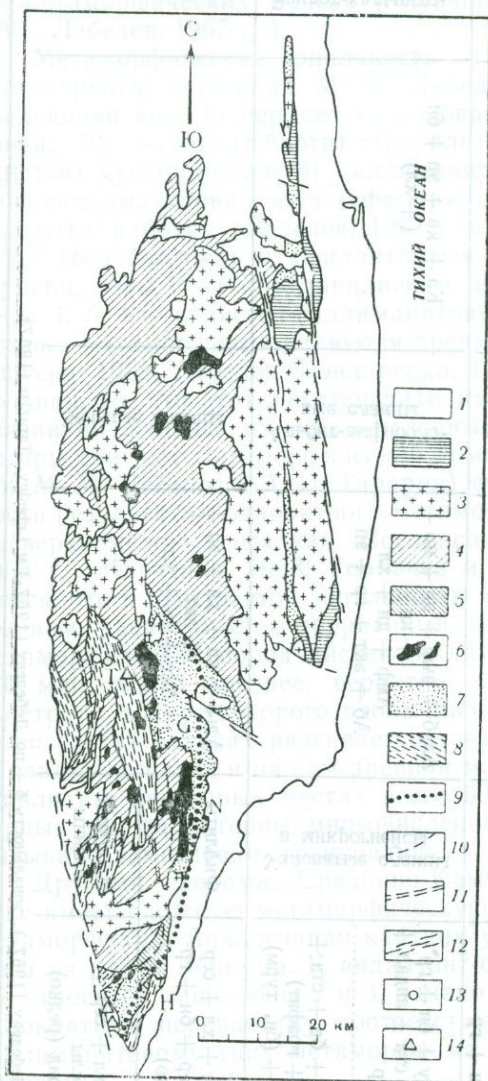


Рис. 32. Метаморфические зоны плато Абакума (по Мияширо и Курода)

1 — кайнозойские образования; 2 — палеозойские и мезозойские слабометаморфизованные образования; 3 — «молодые» интрузии гранитоидов (Сг); 4 — «древние» гранитоиды; 5 — катаклазированные граниты и гранито-гнейсы; 6 — габбро и гипербазиты; 7 — вулканогенно-осадочные метаморфические сланцы и метаморфизованные породы (палеозой?); 8 — гнейсы и сланцы, преимущественно метапелиты (докембрий?). Изограды: 9 — границы зон А и В; 10 — В<sub>1</sub> и В<sub>2</sub>; 11 — В и С; 12 — зоны расслаивания; 13 — ставролит, 14 — дистена

образовалась за счет вулканогенно-осадочных средне-верхнепалеозойских толщ. Высокотемпературные породы (гнейсы Такануки, или зона С, по Мияширо) и гнейсы Нишидохира («гнейсы Западного Хитачи»), по мнению Курода и других геологов, относятся к докембрию.

Возраст метаморфизма плато Абакума служит предметом дискус-

сии. А. Мияширо считает метаморфическую зональность на плато Абакума результатом одноактного метаморфизма, причем вначале, на основании общих геологических соображений, он относил ее к интервалу от нижнего карбона до юры, затем на основании К—Аг-метода — к нижнему мелу (Miyashiro, 1958, 1961), а в настоящее время, учитывая противоречивость и сложность геологических, петрологических данных, а также определений и абсолютного возраста, считает метаморфизм длительным процессом (от силура до мела), окончательная фаза которого относилась к меловому времени (Miyashiro, 1967, 1968). Другие авторы, в частности И. Курода (Kuroda, 1959, 1963, 1966), последовательно отстаивают идею о том, что метаморфизм плато Абакума подразделяется на два или на три самостоятельных этапа: 1) докембрийский дистен-силлиманитового типа, сформировавший древний массив западной части плато Абакума; 2) раннемезозойский, зональный метаморфизм, захвативший палеозойское вулканогенное обрамление древнего массива и частично сам древний массив; 3) позднемеловой этап наложенного метаморфизма, связанный с внедрением гранитоидов  $Sr_2$ . Точка зрения И. Курода лучше согласуется со всеми последними данными, в частности с находками дистена и ставролита (см. рис. 32), а также с данными определения возраста Rb—Sr-методом и геологического картирования.

Метаморфическая зональность, описанная выше (Miyashiro, 1958; Shido, 1950; Kuroda, 1956, 1959) и показанная на рис. 32 и в табл. 7, не вполне согласуется с новыми данными о сложной метаморфической истории плато Абакума. Фактически зона С и гнейсы Западного Хитачи представляют собой древние метаморфиты дистен-силлиманитового типа, подвергшиеся диафторезу андалузит-силлиманитового типа. Однако низко- и среднетемпературные зоны андалузит-силлиманитового типа сформировались, вероятно, в один (мезозойский) этап за счет вулканогенно-осадочных палеозойских толщ. Главные три зоны выделены в различных районах плато Абакума по ассоциациям метабазитов, которые, как видно из рис. 32, здесь преобладают. Граница зоны В (зоны II в Хитачи) проведена по появлению голубовато-зеленой роговой обманки, граница зоны С (гнейсы Такануки, с которыми можно сопоставить гнейсы Западного Хитачи) — по появлению зеленой и бурой обыкновенной роговой обманки. Параллельно с этим в метабазитах меняется состав плагиоклаза, исчезает эпидот, хлорит, появляется клинопироксен. С зонами в метабазитах коррелируются изменения парагенезисов в метапелитах и карбонатных породах — появление в зоне В андалузита, клинопироксена и Са-граната, в зоне С силлиманита и дистена, волластонита, изменение состава гранита в метапелитах, причем настоящий альмандин присутствует только в зоне С и гнейсах Западного Хитачи и, по мнению Курода, связан с более древним метаморфизмом дистен-силлиманитового типа. Редкие находки ставролита относятся к высокотемпературной части зоны В и низкотемпературной — зоны С (Капо, Kuroda, 1968). На основании этих и других дополнительных ассоциаций зоны В и С могут быть подразделены на две подзоны, причем подзоны  $B_1$  и  $B_2$  соответствуют примерно зонам II и III, выделенным И. Курода в районе Хитачи, подзоны  $B_2$ ,  $C_1$  и  $C_2$  зонам II, III и IV, выделенным первоначально А. Мияширо (Miyashiro, 1953) на плато Абакума по кальциевым породам.

Зона А (I) относится к фации зеленых сланцев,  $B_1$  (II),  $B_2$  (III) и  $C_1$  — к ставролит-мусковитовой, подзона  $C_2$  и часть гнейсов Зап. Хитачи — к фации биотит-силлиманитовых гнейсов (амфиболитовой). Возможно, к этой фации относилась вся зона С и гнейсы Западного Хитачи (докембрийский блок), а появление подзоны  $C_1$  (с мусковитом, ставролитом и силлиманитом) связано с диафторезом этого докембрийского блока.

Ассоциации метаморфических минералов в различных зонах плато Абакума (Miyashiro, 1953, 1958; Kuroda, 1959; Kano, Kuroda, 1968)

Зоны	Центральная часть плато Абакума			Зоны	Район Хитачи	
	Метабазиты	Метapelиты	Метакarbonатные породы		Метабазиты	Метapelиты
A	Акт + эп + хл + аб + + сф + рудн ± кв, би, ка	Би + хл ± мус + аб + + кв + Мп - гр (MnO > >18%) ± ка + граф + + рудн ± эп, сф	Трем + эп + ка + кв ± ± аб, рудн	I	а) Аб <sub>8-10</sub> + хл (Nm = = 1,612-1,629) + эп + + ка + кв + рудн б) Аб <sub>8-12</sub> + хл (Nm = = 1,622-1,629) + би + + эп + кв + рудн. ± ка	а) Хл + мус + аб + кв + + эп + ка + сф + рудн б) Би + хл + мус + аб + + кв + эп + ка + рудн
B <sub>1</sub>	Пл <sub>20-40</sub> + акт + ро (гол.-зел.) + би + кв + + сф ± эп, хл	Би + мус ± хл + + пл <sub>15-20</sub> + кв + Мп - = гр (MnO 14-18%) + граф + рудн, сф	Трем + ди + эп + ка ± ± кпш + кв ± пл. рудн	II	Пл <sub>8-18</sub> + ро (св. = зел., Nm = 1,663-1,690) + + хл (Nm = 1,609- 1,617) + эп + би + + кв + рудн	Би + муск + пл <sub>5-15</sub> + + кв + Fe = эп + рудн
B <sub>2</sub>	Пл <sub>50-60</sub> + ро (гол. - зел.) + кум + би + + кв + рудн Пл <sub>40-65</sub> + ро + мп + + эп + кв + сф ± кпш	Би + пл + кв ± му ± ± Мп - гр (10-14% MnO) + сф + рудн. Би + мус + кпш + пл + + кв + рудн. Би + мус + пл + анд (± став, реликты) + + кв + рудн	Са - гр + ди + эп + + пл + ка + кв + + рудн ± кпш	III	Пл <sub>27-28</sub> + ро (зел., Ng = 1,664-1,670) ± ± би + кв + сф + рудн. Пл <sub>45-60</sub> + ро (темно- зел.) + мп ± би + кв + + рудн Ант + кум + пл + кв ± ± би + рудн. ± корд	Сил + анд + мус + кв + + рудн Би + корд + Mg = хл + + пл + кв + рудн. + рут. Корд + мус + пл + кв + + рудн
C	Би + кум + пл + гр + + кв + рудн Ро (зел. и бур.) + + пл <sub>40-70</sub> + мп + кв + + сф ± кпш	Сил + гр (MnO < 10%) + + корд + би + кпш + + пл + кв + рудн. (дис + би + пл + кпш + + кв + рудн)	Са = гр + ди + пл + ка + кв + рудн	Метасома- титы	Апт ± мп + пл + корд + кв + рудн ± би, рут	Сил ± анд + кпш ± муск + кв + рудн
			Волл + ка ± Са = = гр ± пл, рудн	Гнейсы Зап. Хи- тачи	(Пл <sub>30-50</sub> + ро (зел.) + + би + альм + кв + + рудн)	(Дис + анд + сил + гр + + би + му + пл <sub>20-30</sub> + + кв + рудн)

Примечание. Ассоциации со ставролитом (замещаемым андалузитом, мусковитом и герценитом) в зоне B<sub>2</sub> и дистеном, альмандином (в метабазитах) в зоне C (в гнейсах Зап. Хитачи) являются, по мнению И. Курода, реликтовыми от докембрийского этапа метаморфизма.

Минеральные ассоциации и состав минералов аналогичных зон в центральной и южной частях плато Абакума, как видно из табл. 7, несколько различаются. В первую очередь это касается ассоциаций с актинолитом и спессартином с плагиоклазом. В metabазитах центральной части плагиоклаз № 25—40 (в ассоциации с эпидотом) появляется уже в зоне  $B_1$ , а в южной части — только в зоне III (соответствующей зоне  $B_2$  по другим ассоциациям). А. Мияширо в центральной части плато отмечает отсутствие плагиоклазов № 40—50 на границе зон  $B_1$  и  $B_2$ , а И. Курода на границе зон II и III — отсутствие составов плагиоклазов в интервале 18—25% анортита. В обоих случаях в пограничной зоне присутствуют пятнистые и зональные плагиоклазы с прямой

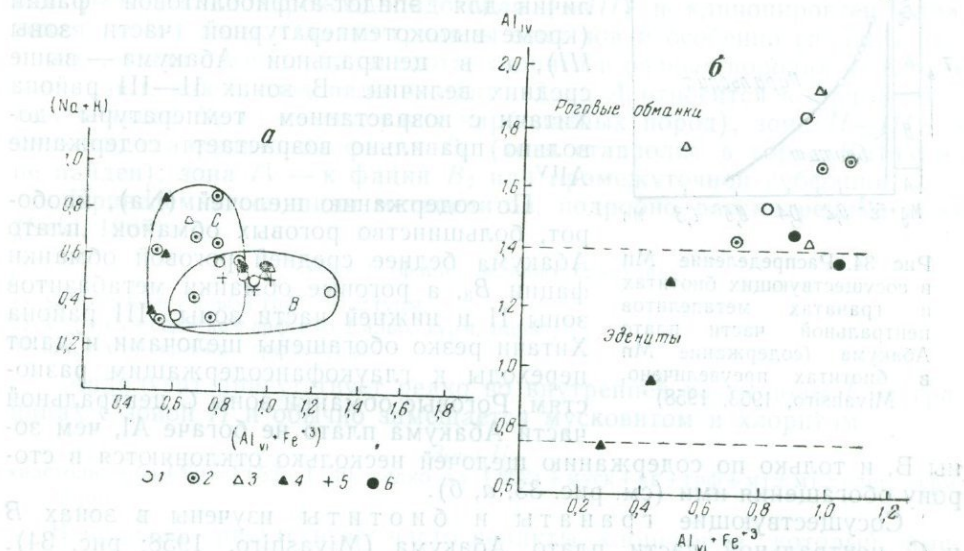


Рис. 33. Составы амфиболов разных зон плато Абакума (а — соотношение щелочей и  $R_{VI}^{+3}$ , б — соотношение  $Al_{IV}$  и  $R_{VI}^{+3}$ )  
 1 — зона В; 2 — зона С центральной части Абакума; 3—4 — район Хитачи; 4 — из метадиабазов; 5 — из «эпидиоритов» далрадиенской серии Шотландии (по данным Мияширо и Курода); 6 — средние составы роговых обманок эпидот-амфиболовой фации

и обратной зональностью и резкими границами между плагиоклазами № 40 и № 50 в центральной части и № 18—25 в южной части плато.

Оба автора объяснили это явление возможным разрывом смесимости в ряду альбит — анортит, но такой «разрыв» в этих двух районах соответствует разным интервалам и разным температурам. Более позднее появление олигоклаза и клинопироксена (и отсутствие последнего в метадиабазе), отсутствие актинолита в metabазитах района Хитачи, вероятно, не может быть объяснено различием в составе metabазитов (судя по химанализам, состав metabазитов в обоих районах сходен и близок к породам оливин-базальтовой серии гавайского типа, бедных калием). Вероятно, имеет значение различие в режиме давления — более высокое  $P_{CO_2}$  и (или)  $P_{общ}$  в районе Хитачи. Отсутствие спессартин-альмандиновых гранатов в районе Хитачи может быть объяснено различием состава метапелитов (и их большей редкостью в районе Хитачи), однако некоторое значение могло иметь также  $P_{O_2}$ , более низкое в центральной части плато Абакума. Здесь рудные минералы в зонах А и Б представлены в основном пиритом, пирротинном и ильменитом, магнетит редок, а гематит отсутствует, нередок графит. В районе Хитачи рудные минералы детально не изучены, но судя по химанализам метапелитов, в некоторых из них, вероятно, присутствует гематит.

Рассмотрим особенности составов главных Fe=Mg минералов.

**Характеристика минералов.** Из минералов переменного состава на плато Абакума наиболее детально изучены плагиоклаз, амфиболы и частично хлорит, клинопироксен в метабазитах, и биотит, гранат в метапелитах. Состав роговых обманок из метабазитов различных зон показан на рис. 33, а, б. Амфиболы зоны В, а также II и III в Хитачи наиболее переменны по содержанию Al, щелочей и железистости. Наиболее низкую железистость и содержание Al имеют эденитовые роговые обманки из метадиабазов района Хитачи, приближающиеся в зоне II к актинолитам. Содержание Al в роговых обманках зон II и III района Хитачи равно или меньше средних величин для эпидот-амфиболитовой фации (кроме высокотемпературной части зоны III), а в центральной Абакума — выше средних величин. В зонах II—III района Хитачи с возрастанием температуры довольно правильно возрастает содержание Al<sup>IV</sup>.



Рис. 34. Распределение Mn в сосуществующих биотитах и гранатах метапелитов центральной части плато Абакума (содержание Mn в биотитах преувеличено; Miyashiro, 1953, 1958)

ны В, и только по содержанию щелочей несколько отклоняются в сторону обогащения ими (см. рис. 33, а, б).

Сосуществующие гранаты и биотиты изучены в зонах В и С центральной части плато Абакума (Miyashiro, 1958; рис. 34). Гранаты резко обогащены Mn, содержание которого падает по мере перехода от зон А к В<sub>1</sub>, В<sub>2</sub>, С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>. Биотиты во всех зонах имеют почти одинаковую железистость ( $Nm=1,641-1,660$ ;  $FeO+Fe_2O_3=19,5-22,0$  вес. %), только степень окисления ( $K_{ок} = Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$ ) уменьшается при переходе от зон А и В<sub>1</sub> (где преобладают метабазиты и  $K_{ок} \sim 0,3-0,4$ ) к зонам В<sub>2</sub> и С (где преобладают метапелиты с гранатом и  $K_{ок}=0,06-0,16$ ), а содержание Ti возрастает (до 0,30—0,35 в формуле в зонах В<sub>2</sub> и С). Видимо, с этим связано то обстоятельство, что в зонах А и В (В<sub>1</sub>?) преобладают зеленовато-коричневые, а в зоне С — красновато-коричневые по Ng биотиты.

Хлориты, наиболее обычные в зоне А, имеют здесь Nm от 1,610 до 1,635, причем Nm (и железистость хлоритов) коррелируется с Ng (железистостью) актинолитов и общей железистостью пород. Аналогичная закономерность отмечается для зоны II района Хитачи, где вместо актинолита присутствует эденитовая роговая обманка, однако Ng амфибола здесь намного выше, а Nm хлорита ниже, чем в парах из зоны А центральной части плато Абакума.

Горы Китаками (Япония) являются вероятным северным продолжением толщ Абакума. В частности, здесь также значительную роль играют метабазиты, среди гранитоидов присутствуют древние катакластические граниты, а также гипербазиты, габбро, которые Курода (Добрецов, Курода, 1969) относит к палеозою, и молодые гранодиориты Токо. Воздействием последних объяснялись первоначально метаморфизм и метаморфическая зональность в каменноугольных пермских породах, метаморфические эквиваленты которых были описаны под названием «роговиков» (Seki, 1957). Однако аналогия с плато Абакума, широкое распространение хлоритоида, альмандина и ширина метаморфи-

ческой зональности, достигающая 20—25 км, позволяет отнести эту метаморфическую зональность к андалузит-силлиманитовому типу регионального метаморфизма (Kuroda, 1963).

По метапелитам были выделены следующие четыре зоны: I) хлорит-серицитовая; II) андалузит-биотитовая; III) кордиерит-альмандиновая; IV) силлиманитовая. Эти зоны соответствуют зонам A, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> и C<sub>1</sub> в Центральном Абакуме. В метабазитах и карбонатных породах выделены другие зоны: в метабазитах — хлоритовая, эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая зоны, примерно соответствующие зонам I, II и III+IV, а в карбонатных породах — тремолитовая + актинолит-биотитовая ( $\approx$ II), клинопироксен-эпидотовая ( $\approx$ III) и клинопироксен-гранатовая ( $\approx$ IV) зоны. Однако границы этих зон и особенно границы распространения актинолита, эпидота, хлорита в разных породах не вполне совпадают, как и следовало ожидать. Зона A относится к фации зеленых сланцев B<sub>4</sub> (и не содержит карбонатных пород), зона II—III — к мусковит-ставролитовой фации B<sub>3</sub> (хотя ставролит в горах Китаками не найден), зона IV — к фации B<sub>2</sub> или промежуточной субфации.

Приведем ассоциации метапелитов, подробно рассмотренные Секи (Seki, 1967).

#### Зона I (фация зеленых сланцев):

- 1) хл + сер + кв + альб + грф + мт ± турм;
- 2) хлд + хл + сер + кв + грф + мт ± альб, турм, пирит;
- 3) анд + хл + сер + кв + грф ± турм.

Андалузит присутствует редко во внутренней части зоны I на границах с зоной II и обычно замещается мусковитом и хлоритом.

#### Зона II:

хиастолит + би (Ng=1,652—1,640, редко до 1,602) + муск + кв + грф + мт ± мт ± олиг, турм, пирит.

В породах присутствуют часто реликты хлоритоида, который замещается биотитом и андалузитом, в свою очередь замещаемые хлоритом и серицитом.

#### Зона III:

- 1) анд + корд + гр + би + муск + кв + мт ± грф, пл, акц;
- 2) анд + антоф + корд + би + кв + мт + грф, пл;
- 3) анд + антоф + альм + гр + би + кв + мт ± грф, пл;
- 4) анд + антоф + альм + корд + кв + мт ± пл;
- 5) антоф + би + муск + корд + кв + мт ± грф, пл;
- 6) антоф + кум + би + корд + кв + мт ± грф, пл;
- 7) шп + анд + би + муск + корд + гр + антоф + мт (+ кв);
- 8) шп + кор + корд + гр + би + кпш (+ кв) + мт + грф.

На границе зон II и III характерен рост порфиробластов кордиерита. Андалузит также нередко образует порфиробласты с включениями в одних местах кварца и магнетита, в других зеленой шпинели (N=1,814—1,824). Эта шпинель и корунд в тесной ассоциации друг с другом содержат реликты (?) или каймы андалузита и во всех случаях отделяются каймой мусковита и магнетита от кварца, биотита и кордиерита ( $\pm$  кпш, гр). Гранат содержит 0,33—0,62 вес. % MnO и относится почти к чистому альмандину (FeO=35—37% вес). Характерно наличие очень железистого кордиерита в ассоциации с альмандином, тогда как менее железистые кордиериты с гранатом не ассоциируют. В ассоциации 4 Ng кордиерита около 1,570, биотита 1,670, антофиллита 1,715.

#### Зона IV:

- 1) силл + би + корд + кпш + кв + мт ± (муск), пл, реликты анд, грф, акцесс.;
- 2) силл + би + гр + корд + кпш + кв + мт ± (муск), пл, реликты анд, грф, акцесс.;
- 3) силл + гр + корд + кв ± (муск), пл, реликты анд, грф, акцесс.;
- 4) (шп + корунд + би) + гр + силл + корд + кпш + кв ± (муск), пл, реликты анд, грф, акцесс.;
- 5) (шп + би) + корд + силл (+ кв) + мт ± муск, пл, реликты анд, грф, акцесс.

На границе зон III и IV силлиманит отчетливо замещает андалузит. Мусковит, возможно, является вторичным минералом, так как ассоциация калишпата с силлиманитом должна исключать ассоциацию мусковит + кварц. Шпинель иногда с каемками или включениями корунда отделяется биотитовой каймой от калишпата, кварца и силлиманита. N и железистость биотита, корунда и граната в этой зоне существенно не отличаются от таковых предыдущей зоны.

В сравнении с центральной частью плато Абакума, зональность гор Китаками, судя по высокой железистости кордиерита, граната, отсутствию ставролита и смене андалузита силлиманитом вблизи линии мусковита с кварцем, характеризуется еще более низкими давлениями (около 3—4 кбар), а также, вероятно, низкими  $P_{O_2}$ , и является переходной к типичному контактовому метаморфизму.

**Пояс Риоке** (Япония). Он протягивается в южной части о. Хонсю, на о-вах Шикоку и Кюсю, вдоль «Медиан-лайн» — главной структурной линии Японии, и ранее объединялся с плато Абакума в северной части Хонсю в одну зону (Miyashiro, 1961). Однако необходимо учитывать иное расположение поясов в северной части о. Хонсю, сложную метаморфическую историю плато Абакума и его другой минеральный состав (редкость метабазитов и карбонатных пород в поясе Риоке).

В пределах пояса Риоке детально изучены следующие районы (с севера на юг): Тукуба около Токио (Uno, 1961), Северный Кисо (Oki, 1961; Hayama, 1964; Katada, 1965), окрестности Хиросимы (Nureki, 1960; Okamiga, 1960), а также центральная часть о. Кюсю (Ueta, 1961; Yamamoto, 1962; Tsuji, 1967). Преобладающая часть зоны Риоке, как и зон Абакума — Китаками, сложена гранитоидами. Наиболее древние из них (граниты — гранодиориты), тесно связанные с гнейсами и мигматитами высокотемпературных зон, нередко содержат гранат и кордиерит. Однако большинство гранитоидов, в которых выделяется несколько групп и фаз, являются более молодыми (меловыми?), чем метаморфизм, так как отчетливо секут метаморфические зоны. Считается, что метаморфические породы произошли в основном за счет верхнепалеозойских пород, но возраст метаморфизма, на основании K—Ar определений абсолютного возраста, относят к мелу.

Подобную характеристику вышеуказанных районов мы не приводим. Отметим только, что в поясе Риоке наблюдаются колебания давления от наиболее низких, как в Китаками, до повышенных, переходных к дистен-силлиманитовому типу, как в Хитачи. К последнему типу относится район Северного Кюсю (Tsuji, 1967), где присутствует широкая хлоритовая зона без биотита и характерно позднее появление олигоклаза.

### § 32. ЗОНАЛЬНОСТЬ В МЕТАМОРФИЗОВАННОЙ ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Классическим примером метаморфической зональности в железистой формации являются гуронские отложения Северного Мичигана, описанные Джеймсом (James, 1955). Гуронские отложения, представленные в основном метапелитами, вмещают железистую формацию, давшую ряд железорудных месторождений Верхнего озера. Железистая формация в первичном виде (James, 1955) сложена чередованием углистых сланцев с пиритом и пирротином, сидеритовых сланцев и кварцитов, сланцев и кварцитов, обогащенных силикатами железа (гриналит, стильпномелан, миннесотаит) и, наконец, гематитовых и магнетит-гематитовых кварцитов. Эти литологические типы пород Джеймс объединяет в осадочные фации — сульфидную, карбонатную, силикатную и окисную. Другие авторы считают некоторые типы пород производными метамор-

физма (например, считают, что окисные кварциты образовались при метаморфизме сидеритовых пород).

В метапелитах Джеймс выделил пять метаморфических зон, соответствующих зональности промежуточного между Барроу и Бахен типа: хлоритовую, биотитовую, гранатовую, ставролитовую и силлиманитовую. Зоны располагаются вокруг четырех «метаморфических центров», сложенных силлиманитовыми сланцами и мигматитами и образующих сравнительно небольшие «термальные купола» на фоне преобладающих низкотемпературных пород (рис. 35).

В соответствии с увеличением степени метаморфизма, в железистых породах наблюдаются также прогрессивные минералогические преобразования. Их последовательность и сопоставление с зонами метапелитов имеет следующий вид.

Первым в железистых породах исчезает гриналит и одновременно увеличивается содержание миннесотаита и стильпномелана; в середине биотитовой зоны исчезают также Ее-хлорит и миннесотаит, появляется грюнерит, несколько позже исчезает стильпномелан; внутри гранатовой зоны исчезает сидерит и появляется альмандин и сине-зеленая роговая обманка. По этим минералам в железистых породах можно выделить следующие зоны: гриналитовую, хлорит-миннесотаитовую, грюнерит-сидеритовую и далее (в пределах фации  $B_3$ ) — гранат-роговообманковую и пироксеновую. Границы этих зон не совпадают с границами зон в метапелитах. В частности, грюнерит-сидеритовая зона занимает промежуточное положение между фацией зеленых сланцев  $B_4$  (зона биотита) и фацией  $B_3$  (зона альмандина).

Верхняя граница фации зеленых сланцев в железистых породах фиксируется по исчезновению стильпномелана, миннесотаита, хлорита, сидерита и появлению грюнерита, затем роговой обманки. Гриналитовую зону следует, вероятно, относить к региональному эпигенезису (или переходной зоне), а не к типичной фации зеленых сланцев.

Рассмотрим зональность в железистых породах Старооскольского района (КМА), описанную Д. С. Коржинским (1954, 1955) и А. А. Глаголевым (1966). Железистая формация входит в состав нижнепротерозойских отложений, образующих узкие трогообразные полосы в архейских гнейсах и мигматитах. Нижнепротерозойские отложения (их абсолютный возраст 1450—2100 млн. лет) подразделяются на михайловскую серию метавулканитов (преимущественно метабазитов) и курскую серию метаосадочных пород. Железистые породы слагают подвиту средней свиты курской серии, остальная ее часть сложена преимущественно различными метапелитами, реже метаморфизованными песчаниками, конгломератами, прослоями известковых и доломитовых мраморов (в верхней части). Железистая формация по составу аналогична железистым породам гуронской серии и отличается лишь соотношением Mg:Ca; в КМА Mg преобладает над Ca, в гуронской серии — наоборот. В КМА широко распространен тальк и ассоциация талька с доломитом (анкеритом), а также магнезиальные сидериты (пистомезиты) и магне-

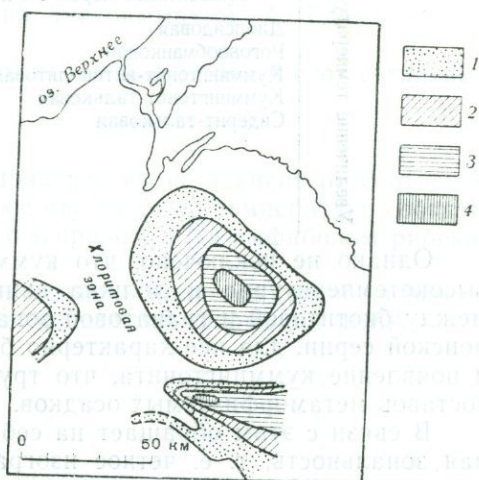
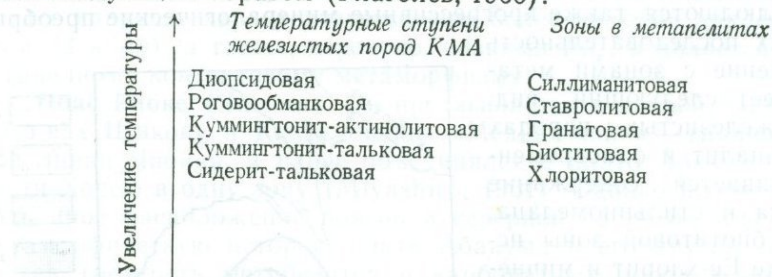


Рис. 35. Метаморфическая зональность в Северном Мичигане (James, 1955)  
Зоны: 1 — биотита, 2 — граната, 3 — ставролита, 4 — силлиманита

зиально-железистые куммингтониты, а в гуронской серии — кальцит ± доломит, только железистый грюнерит, а тальк неизвестен. Вместо него имеются лишь железистые слюдистые минералы (гриналин, миннесотанит, стильпноделан), неизвестные или редкие в КМА.

В Старооскольском районе А. А. Глаголев (1966) выделил пять температурных ступеней в породах железистой формации: 1) тальк-сидеритовую; 2) тальк-куммингтонитовую; 3) актинолит-куммингтонитовую; 4) роговообманковую; 5) диопсид-роговообманковую. Их примерное сопоставление со ступенями (зонами) в метapelитах можно охарактеризовать следующим образом (Глаголев, 1966):



Однако не исключено, что куммингтонит-тальковая ступень более высокотемпературна и должна занимать промежуточное положение между биотитовой и гранатовой зонами. Тем не менее в отличие от гуронской серии, для нее характерно более раннее исчезновение сидерита и появление куммингтонита, что трудно объясняется одним различием составов метаморфизируемых осадков.

В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что правильная зональность, т. е. четкое изоградное расположение зон, в Старооскольском районе КМА отсутствует.

Как отмечает А. А. Глаголев (1966), «метаморфизм проявился настолько неравномерно, что в каждом из месторождений встречаются несколько фаций» (стр. 79—81). На приводимых им разрезах, все зоны (с интервалом температур, по оценке А. А. Глаголева, 350—400°С) укладываются на расстоянии 800—1000 м. Такой градиент температур маловероятен при обычном региональном метаморфизме, и мы должны предположить либо контактовый метаморфизм, либо сложное наложение регрессивного метаморфизма (диафтореза), либо то и другое. Это подтверждается тем, что наибольшее распространение (в отличие от гуронской серии) имеют среднетемпературные породы 2 и 3 ступеней, близкие по температуре, а породы 1, 4 и 5 ступеней распространены локально: низкотемпературные породы 1 ступени тяготеют к тектоническим контактам (диафориты?), а 4—5 ступеней — к контактам более молодых интрузий (контактовый метаморфизм?). В отличие от гуронской серии в КМА и Кривом Роге интенсивно проявился также щелочной метасоматоз регрессивного характера. Тем не менее установленные ступени, независимо от их природы, являются фактом, а их отличие от зональности гуронских железистых пород заставляет предположить иные, более низкие давления, чем в гуронских породах.

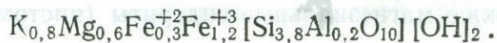
Приведем важнейшие ассоциации ступеней, из которых две низкотемпературные отнесены А. А. Глаголевым к фации зеленых сланцев.

1. Тальково-сидеритовая ступень (цифры указывают примерные пределы колебаний железистости карбонатов):

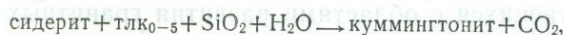
кв + мт + гем + анк<sub>25-75</sub> + хл + би + тлк;

кв + мт + гем + анк + ка + хл + би (редко).

Биотит представлен зеленой разновидностью, имеющей необычный состав:

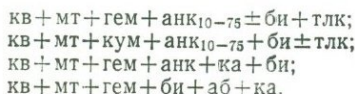


При переходе ко 2 ступени сидерит — пистомезит реагирует с кварцем, образуя куммингтонит — грюнерит. Однако реакция из-за большей железистости карбоната должна включать еще один Mg-Fe минерал, вероятно, тальк:



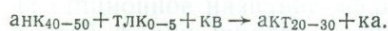
в результате чего количество талька во 2 ступени уменьшается.

## 2. Тальково-куммингтонитовая ступень:



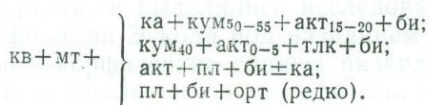
Железистость куммингтонита на диаграммах А. А. Глаголева показана в интервале 50—100%.

При переходе к 3 ступени доломит — анкерит реагируют с тальком и кварцем:

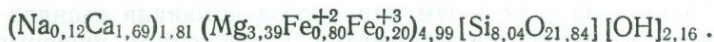


Характерно, что эта реакция практически не зависит от соотношения  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в растворах. Этим же ступеням по температуре соответствует большинство метасоматитов с эгирином и Na-амфиболом рибекитового ряда.

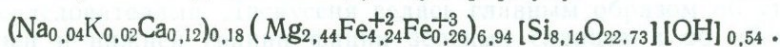
3. Актинолит-куммингтонитовая ступень является одной из наиболее распространенных среди пород железистой формации КМА:



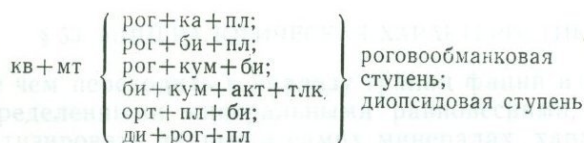
Железистость амфиболов указана ориентировочно, на основании диаграмм, приведенных А. А. Глаголевым (1966). Актинолит в ассоциации с куммингтонитом характеризуется полным отсутствием алюминия и бедностью Na, что видно из следующей формулы:



Один из куммингтонитов, ассоциирующих с актинолитом, согласно химическому анализу, имеет следующую формулу:

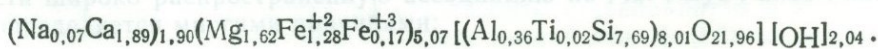


4. Роговообманковая и диопсидовая ступени. Породы этих ступеней распространены локально и только в непосредственной близости от магматических тел; они являются, вероятно, контактово-метаморфическими:



Диопсидовая ступень отличается от роговообманковой лишь по одной ассоциации (с диопсидом). Она наблюдалась только на одном месторождении, где породы, вероятно, имели наибольшую «кальциевость». Таким образом, ее выделение следует поставить под вопрос.

Амфибол, называемый А. А. Глаголевым роговой обманкой, очень беден глиноземом (в соответствии с дефицитом  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в породах), и является переходным к актинолитам:



В Бразилии зональный метаморфический комплекс, также включающий железистые толщи, описан на территории шт. Минас-Жерайс (квадрат Ферриферо; Herz, 1961). Здесь в поле докембрийских зеленосланцевых образований проявляются ореолы более высокотемпературных пород, часто параллелизирующихся с областями развития гранитных интрузий. Смена ассоциаций с повышением степени метаморфизма следующая:

#### Метапелиты:

- кв+хл+му±хрд;
- кв+хл+му+аб±эп;
- би+хл+му+кв±(эп, мт);
- би+кв+олигоклаз+гр±(хл, микр);
- кв+му+ставр+хл±(олигоклаз, мт);

#### Породы железной формации:

- гем+кв±(талк, хл, каолин);
- гем+мт+кв+карбонат±(хл, акт);
- мт+кв+ди+акт+«спекуларит»±карбонат;
- гр+мт+пироксен (гиперстен?) +грюнерит+кв.

На некоторых участках (фланги синклинали) в метапелитах указывается дистен.

## Глава VI

### ФАЦИЯ ЗЕЛЕННЫХ СЛАНЦЕВ

Традиционное название «фация зеленых сланцев» обусловлено тем, что в этой фации широко распространены такие минералы, как хлорит, актинолит, эпидот, и многие сланцы в широком интервале состава имеют зеленый цвет.

Породы фации зеленых сланцев представляют собой продукты низкотемпературного регионального метаморфизма и обнаруживают переходы к региональному эпигенезу и низкотемпературному метасоматозу. Они широко распространены во всех складчатых поясах постархейского возраста, и выделялись исследователями задолго до фациальной классификации Эскола под названием «зеленокаменные толщи», «филлиты», «метаморфические сланцы низких ступеней» и др. В частности, в первых «зональных» классификациях Бекке и Грубенманна — Ниггли «верхнюю зону» Бекке и «эпизону» Грубенманна — Ниггли представляют в основном породы фации зеленых сланцев с той же лишь поправкой, что эти зоны соответствуют не столько глубине, сколько определенной температуре метаморфизма.

Наиболее характерными, по Эскола (Eskola, 1920), для фации зеленых сланцев являются ассоциации мус — хл — кв и альб — эп — кв. При повышении температуры метаморфизма фация зеленых сланцев переходит в фацию альбит-эпидотовых амфиболитов. Примерно в таком же объеме фация зеленых сланцев выделялась всеми последующими исследователями. Дискуссия велась главным образом об уточнении верхней и нижней границ фации зеленых сланцев и об абсолютных значениях температур и давлений, характеризующих эту фацию (Добрецов и др., 1969, 1970). Особое значение имеет вопрос о низкотемпературной границе фации зеленых сланцев, как и вообще о нижней границе регионального метаморфизма.

#### § 33. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИИ

Прежде чем переходить к анализу границ фации и субфаций, выраженных определенными минеральными равновесиями, необходимо кратко систематизировать данные о самих минералах, характерных для фации зеленых сланцев. Сюда относятся: хлориты, слюды, эпидот и пумпеллит, актинолит, хлоритоид, полевые шпаты, рудные и другие минералы. Для фации зеленых сланцев характерен ограниченный набор главных минералов и парагенезисов. Многие парагенезисы являются общими для пород различного состава — от метапелитов до metabазитов и карбонатных пород, так что эти породы отличаются только количественными соотношениями главных минералов. В качестве примера можно привести широко распространенную ассоциацию кв + хл + мус + альб + ка. Это определяется многими причинами:

1) целый ряд низкотемпературных метаморфических превращений идет с выделением  $\text{SiO}_2$ , так что большинство пород насыщено или пересыщено  $\text{SiO}_2$  и содержит кварц;

2) альбит и мусковит в зеленосланцевой фации являются, как правило, единственными концентраторами Na и K, поэтому они присутствуют в большинстве пород, в которых содержится хотя немного Na и K. Другие минералы Na и K (парагонит, Na-амфиболы, калишпат, биотит) встречаются в фации зеленых сланцев редко (особенно калишпат);

3) главные минералы пород фации зеленых сланцев — хлориты, белые слюды, эпидот — имеют в фации зеленых сланцев наиболее широкий интервал изменения состава по сравнению с другими фациями. Поэтому эти минералы могут появиться в породах самого различного состава, а изменение в составе пород во многих случаях отражается изменением состава и соотношений этих минералов.

Последнее обстоятельство определяет важность изучения составов хлоритов, слюд, эпидотов и других минералов переменного состава. Кроме того, как показывают минералогические исследования и эксперименты, область составов и особенно составов сосуществующих минералов заметно зависит от фациальных условий даже в пределах одной фации зеленых сланцев. Поэтому мы подробнее рассмотрим данные о составах и других особенностях этих минералов переменного состава, приведем также краткие сведения о полевых шпатах, хлоритоиде, пиррофиллите, рудных и акцессорных минералах.

**Полевые шпаты.** Из всех полевых шпатов в фации зеленых сланцев широко распространен только альбит, содержащий до 10% анортитового компонента. Более основные плагиоклазы в этой фации, как правило, неустойчивы. Калишпат устойчив до самых низких температур (например, адуляр в ассоциации с цеолитами), но в породах фации зеленых сланцев встречается сравнительно редко. Он вытесняется в обычных сланцах мусковитом и появляется только в породах, очень богатых  $\text{K}_2\text{O}$ .

Альбит представлен главным образом упорядоченной «низкотемпературной» формой. Однако степень упорядоченности не является прямой функцией температуры, и в последнее время появились данные о наличии неупорядоченных альбитов с «высокотемпературной оптикой» в низкотемпературных породах (Добрецов и др., 1969, 1970).

**Группа эпидота.** Из минералов группы эпидота в фации зеленых сланцев наиболее распространен ряд клиноцоизит — эпидот. В низкотемпературных породах фации характерен пумпеллит (лотрит), в марганцовистых породах встречается Mn-эпидот (пьемонтит). Ромбический цоизит в типичных условиях фации зеленых сланцев не образуется и появляется лишь при переходе к фации мусковитовых сланцев (эпидот-амфиболитовой).

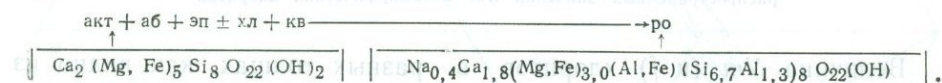
Эпидоты в фации зеленых сланцев близки к своей теоретической формуле  $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})_3(\text{OH})\text{O}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]$ . В них колеблется только соотношение Al и  $\text{Fe}^{+3}$  (железистость от 1—3 до 30—35%) и содержание OH (от 0,6 до 1,6 в формуле). Маложелезистые эпидоты — клиноцоизиты с  $f=3-8\%$  характерны для metabазитов без кварца (ассоциация эп+аб+хл±пренит, актинолит) и метасоматитов типа родингитов в серпентинитах [также в ассоциации без кварца: эп+ди (акт)±аб±±хл] (Кеpezинская, Хлестов, 1971). Кроме низкой железистости, эти клиноцоизиты отличаются повышенным содержанием воды (OH больше 1 в формуле), которое не может быть объяснено примесями хлорита, так как Mg и избыток Al практически отсутствуют.

Эпидоты из основных пород с кварцем (в том числе из миндалинов в спилитах и метадиабазлах) относятся к эпидотам со средней железистостью около 25%. К ним близки эпидоты из метапелитов (хлоритовых

и слюдяных сланцев без других Са-минералов, кроме эпидота). Их средняя железистость по шести анализам составляет 22%, содержание ОН в формуле 1,02, но в отличие от метабазитов характерны более значительные колебания железистости, достигающей (по оптическим свойствам) 35%. Наконец, в марганцовистых породах появляются пьмонтиты с содержанием  $MnO$  и  $Mn_2O_3$  более 9—10%. Промежуточные мало марганцовистые пьмонтиты редки, по-видимому, вследствие редкости соответствующих составов.

Следует отметить, что железистость эпидотов зависит также от окислительно-восстановительных условий. В одном и том же районе пиритизированные метабазиты могут содержать маложелезистый клиноцоизит, а метабазиты и сланцы с гематитом — железистый эпидот. Поэтому вышеприведенные зависимости состава эпидотов от состава пород справедливы лишь для средних преобладающих окислительных условий фации зеленых сланцев.

**Амфиболы.** Единственным широко распространенным в фации зеленых сланцев амфиболом является актинолит (ряд тремолит — ферроактинолит). Актинолиты фации зеленых сланцев бедны Na и Al и наиболее близки к теоретическому составу актинолитов (особенно амфиболы низкотемпературных карбонатных сланцев). От более высокотемпературных сине-зеленых роговых обманок эпидот-амфиболовой фации актинолиты отделяются интервалом глиноземистости 0,6—1,2 Al (в формульных единицах), в котором почти не встречаются составы природных амфиболов. Другими словами, в плагиоклазсодержащих породах переход от актинолитов фации зеленых сланцев к глиноземистым роговым обманкам более высокотемпературных фаций осуществляется скачкообразно, представляя один из индикаторов верхней границы фации зеленых сланцев. Соответствующую реакцию можно представить в следующем виде:



Это значит, что с повышением температуры амфибол в равновесии с альбитом, хлоритом и эпидотом обогащается Na и  $R^{+3}$ , причем наиболее заметно в интервале 500—550°С. Одновременно отмечается тенденция возрастания железистости амфиболов с повышением температуры.

При повышении давления и переходе в лавсонит-глаукофановую фацию актинолит обогащается глаукофановым компонентом и в равновесии с ним появляется кроссит за счет реакции альбита, хлорита и актинолита.

Из натровых амфиболов в низкотемпературных породах встречаются также малоглиноземистые амфиболы, преимущественно ряда магнезиорибекит — рибекит, по составу близкие к формуле  $\text{Na}_2 (\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_4 \text{Fe}^{+3} [\text{Si}_8 \text{O}_{22}] (\text{OH})_2$ . Магнезиальные члены в виде родусита и родусит-асбеста характерны для начальной стадии метаморфизма засоленных мергелистых или доломит-глинистых толщ, а также в виде режикита и магнезиоарфведсонита в серпентинитах, подвергающихся Na-метасоматозу. Железистые родуситы и рибекиты образуются вместе с эгирином в результате натрового метасоматоза железистых кварцитов типа криворожских в довольно широком интервале температур.

**Хлориты** являются наиболее распространенными минералами пород фации зеленых сланцев, благодаря чему нередко используются термины «фация, или зона хлоритовых сланцев». Их средний состав близок к составу, отвечающему границе прохлоритов и рипидолитов, по классификации К. Б. Кепежинскаса (1965). Хлориты из метапелитов соответствуют рипидолитам и отличаются более высоким содержанием

ем Al и большей железистостью, чем хлориты из метабазитов, которые соответствуют прохлоритам. Если сюда добавить магниальные хлориты из серпентинитов (клинохлор-пеннины и другие) с большим колебанием глиноземистости и хлориты из некоторых железистых пород, которые также относятся к фации зеленых сланцев, то мы получим наиболее широкие интервалы колебания состава, обнимающие весь ряд хлоритов (Кепежинская, 1965, 1968).

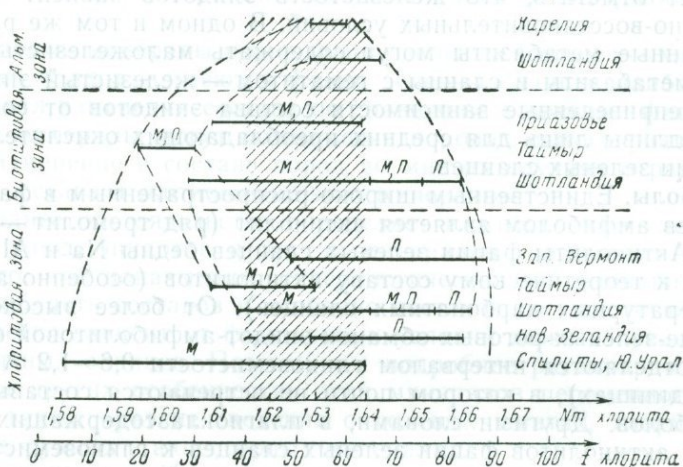


Рис. 36. Пределы колебаний  $Nm$  и  $f$  хлоритов в различных зеленосланцевых толщах

$M$  — метабазиты,  $P$  — метapelиты. Заштрихована область наиболее распространенных значений  $Nm$  метаморфических хлоритов

Величина  $Nm$  (и  $f$ ) хлоритов в разных толщах, как видно из рис. 36, значительно колеблется в зависимости от состава толщ, окислительных условий и температуры. Но закономерность, установленная раньше, — с ростом температуры интервал железистости хлоритов сокращается, причем наиболее резко при переходе в альмандинтовую зону, — подтверждается. Средний же состав хлоритов разных зон сходный (за исключением лавсонит-глаукофановой фации). Это соответствует экспериментальным данным о том, что наивысшим температурным пределом устойчивости должны обладать хлориты некоторой промежуточной железистости (40—50%).

Колебания глиноземистости хлоритов соответствуют главным образом изоморфизму  $Si(Mg, Fe^{+2}) \rightarrow 2Al$ . Однако многие хлориты, ассоциирующие с белыми слюдами (рис. 37), обогащены Si. Как видно из рис. 37, с повышением температуры происходит перераспределение  $R^{+2}$  из фенгитов и серицитов в хлориты, а Si — из хлоритов в мусковиты. Соотношение железистости хлорита и белых слюд носит инверсионный характер, хотя в среднем железистость хлорита и фенгита (феррифенгита) близки.

При сравнении с другими минералами фации зеленых сланцев, хлориты всегда более железисты, чем актинолиты, и менее железисты, чем хлоритонд и куммингтонит. Равновесные биотит и хлорит имеют железистость, близкую по величине, в то время как вторичный хлорит обычно менее железист и замещение им биотита сопровождается выделением рудного минерала. Соотношение показателей преломления сосуществующих хлоритов, белых слюд и амфиболов может служить для ориентировочной оценки условий метаморфизма. В частности, с повы-

шением температуры и появлением глиноземистых роговых обманок последние становятся более железистыми, чем хлорит.

**Белые слюды.** Специальное изучение составов белых слюд из низкотемпературных пород было предпринято Эрнстом (Ernst, 1963) и Макнамарой (McNamara, 1965). Как подчеркнули эти исследователи, для низкотемпературных метаморфических пород характерны так называемые фенгиты — слюды, заметно отличающиеся по составу от мусковита. Как видно из рис. 37 и 38, они по сравнению с мусковитом содержат несколько большее количество Mg,  $F^{+2}$  и  $Fe^{+3}$ , в них избы-

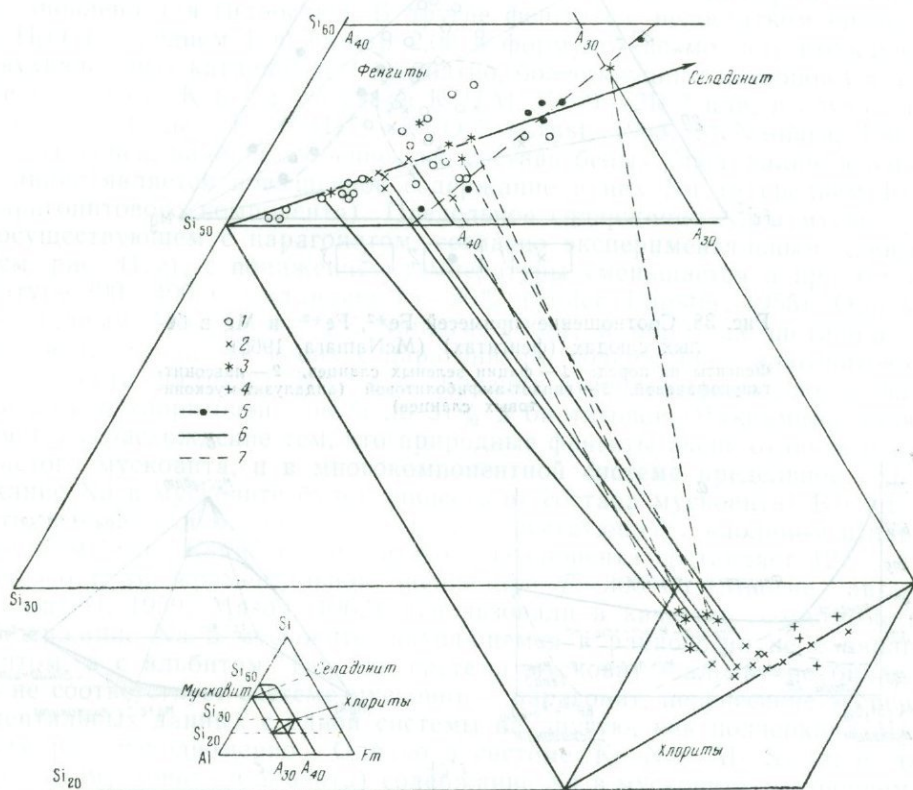


Рис. 37. Соотношение составов хлоритов и белых слюд (фенгитов) в треугольнике Si—Al ( $R^{+3}$ ) — Fm ( $Fe^{+2}$ , Mg) (McNamara, 1965 и др.). Вырезанная часть треугольника показана на схеме внизу

1 — мусковиты биотитовой зоны; 2 — мусковиты и хлориты хлоритовой зоны; 3 — «серциты» и хлориты низкотемпературные хлоритовой зоны; 4 — хлориты из метаботитов, сосуществующие с актинолитом; 5 — фенгиты из глаукофановых сланцев и усредняющая их линия; 6 — конноды для более высокотемпературных пар фенгит — хлорит; 7 — то же, для низкотемпературных пар серцит — хлорит

ток Si и недостаток Al, объясняемые изоморфным вхождением «селадонитового» компонента. Отклонение от линии мусковит — селадонит (см. рис. 37) объясняется другими изоморфными замещениями, например, вхождением «биотитового» компонента в количестве до 5% по схеме  $3(Mg, Fe^{+2}) \rightarrow 2(Al, Fe^{+3})$ . Характерно также разное соотношение Mg,  $Fe^{+2}$  и  $Fe^{+3}$  в белых слюдах из сланцев разных фаций (см. рис. 38). Нижний предел устойчивости фенгитов, богатых селадонитовой молекулой, определяется в  $350-400^\circ C$  при 4,5 кбар, по ориентировочным данным Вельде (рис. 39).

В фенгитах фации зеленых сланцев, как и в большинстве других низкотемпературных слюд, заметна нехватка K+Na; в среднем их сум-

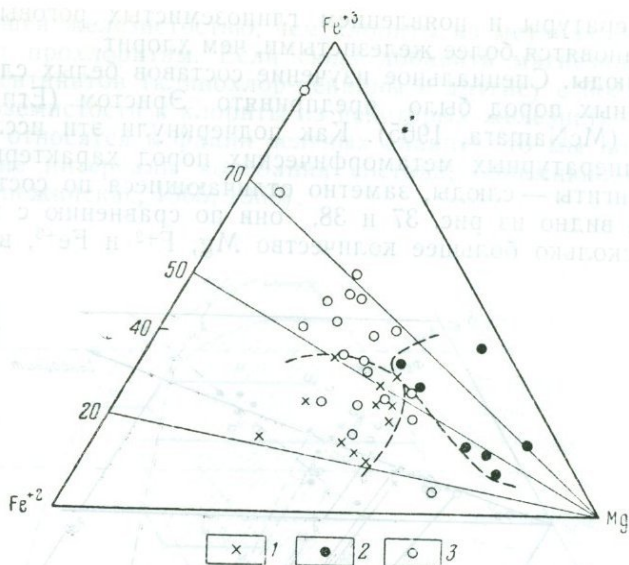


Рис. 38. Соотношение примесей  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и Mg в белых слюдах (фенгитах) (McNamara, 1965)  
Фенгиты из пород: 1 — фации зеленых сланцев, 2 — лавсонит-глаукофановой, 3 — эпидот-амфиболитовой (андалзит-мусковитовых сланцев)

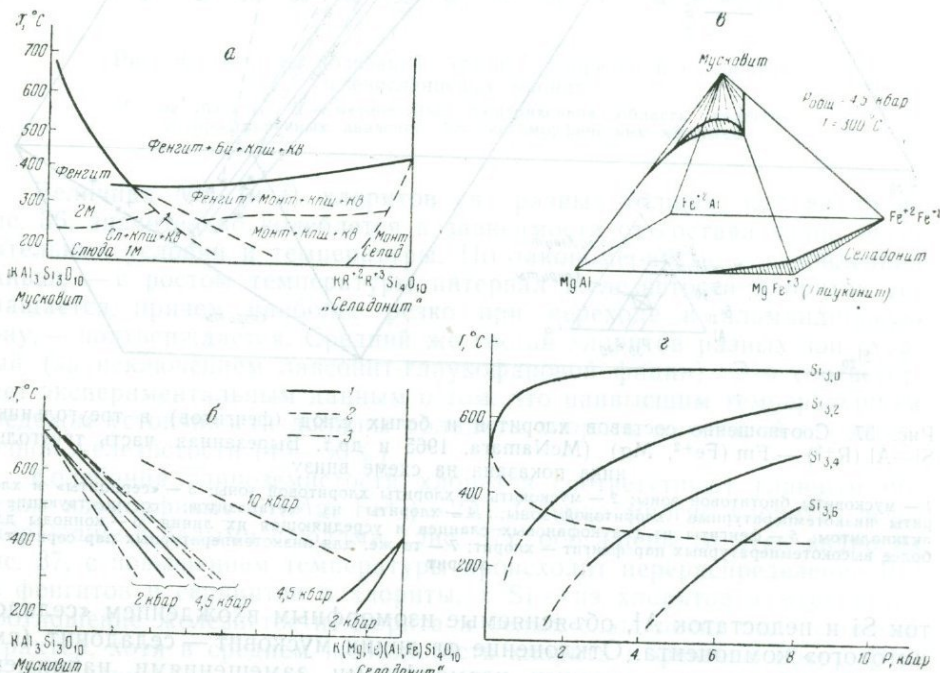


Рис. 39. Изменение составов мусковитов с изменением  $P$  и  $T$  по экспериментальным данным

$a$  — вероятная  $T-X$ -диаграмма разреза мусковит—селадонит (с использованием данных Velde, 1964, для состава селадонита  $KMgAl_0,5Fe_0,5Si_4O_{10}$  при 2 кбар);  $б$  — предельные составы фенгитов в том же разрезе при разных  $P_{H_2O}$  и разных составах сосуществующего «селадонита»: 1 —  $KMgFe^3Si_4O_{10}(OH)_2$ ; 2 —  $KMgAlSi_4O_{10}(OH)_2$ ; 3 —  $KMg_0,5Fe_0,5AlSi_4O_{10}(OH)_2$ ;  $в$  — поле составов фенгитов и селадонитов в тетраэдре при  $P_{H_2O} = 4,5$  кбар и  $T = 300^\circ C$ ;  $г$  — изолинии предельных содержаний Si в фенгитах при разных  $T$  и  $P$ , построенные ориентировочно, по данным рис. 39, б. Штрих-пунктирная линия показывает вероятный кинематический предел регионального метаморфизма.  
 $б, в, г$  — по Velde, 1965, 1967)

ма в формуле около 0,85 вместо 1,0. Нехватка щелочей (до 0,30 в формуле) особенно характерна для анализов так называемых «серицитов». Под этим термином часто объединяют просто тонкозернистые слюды независимо от их состава и полиморфной модификации. Но многие проанализированные серициты (McNamara, 1965) действительно беднее щелочами и богаче водой, чем обычные, более крупнозернистые фенгиты. Другие же «серициты» по составу не отличимы от фенгитов. В случае нехватки щелочей и избытка  $H_2O$  предполагается вхождение иона оксония  $H_3O$  на место калия:  $(H_3O)^{+1} \rightarrow K^{+1}$ , как это экспериментально установлено для гидрослюд. В другие фенгиты с недостатком щелочей и  $H_2O$  (в среднем 1,90 вместо 2,00 в формуле) возможно вхождение двухвалентных катионов  $R^{+2}$  (вероятно, более крупных катионов Ca или  $Fe^{+2}$  на место K и Na, по схеме  $K^{+1}(Al, Fe^{+3}) \rightarrow 2R^{+2}$  или, в случае недостатка воды:  $K^{+1}(OH)^{-1} \rightarrow R^{+2}O^{-2}$  (Ernst, 1963; McNamara, 1965).

Наконец, важной особенностью состава белых слюд фации зеленых сланцев является повышенное содержание в них Na (в среднем 19% парагонитового компонента). Предельное содержание Na в мусковите, сосуществующем с парагонитом, согласно экспериментальным данным (см. рис. 41, з), с понижением температуры уменьшается и при температуре 300—400°С составляет 15—20% (Yoder, Eugster, 1955). Однако, по данным Макнамара (McNamara, 1965), в образцах шотландских фенгитов, сосуществующих с парагонитом, содержание парагонитового компонента достигает 34%, а в образцах без парагонита оно доходит до 25% в хлоритовой зоне и до 31% в биотитовой. Макнамара объясняет это расхождение тем, что природные фенгиты очень отличаются от чистого мусковита, и в многокомпонентной системе предельное содержание Na в мусковите будет зависеть от состава мусковита. В частности, в более глиноземистой слюде, сосуществующей с каолином и парагонитом, содержание парагонитового компонента составляет 12% (что близко к экспериментальной оценке при  $T=300^\circ C$ ). Многие авторы (Lambert, 1959; Mason, 1962) использовали в качестве геотермометра содержание Na в мусковите, находящемся в равновесии не с парагонитом, а с альбитом. Так как система мусковит—альбит не бинарна и не соответствует системе мусковит—парагонит, перенесение экспериментальных данных с одной системы на другую, как подчеркнул Макнамара, неправомерно. Однако в системе K—Na—Al—Si (т. е. для чистых мусковита и альбита) содержание Na в мусковите, находящемся в равновесии с альбитом, кварцем и третьей фазой (калишпат или глиноземистый минерал), может быть использовано как геотермометр. Можно также согласиться с утверждением, что в равновесии мусковит—Na—Ca-плагноклаз с переходом к альбиту при прочих равных условиях содержание Na в мусковите должно повышаться. Это может служить одним из объяснений повышенных содержаний Na в фенгитах фации зеленых сланцев, но не может быть использовано для термометрии.

Особое значение имеет полиморфизм в белых слюдах. Большинство из них в фации зеленых сланцев относится к модификации 2M. Однако в некоторых низкотемпературных породах встречается и модификация 1M (и 1Md). Очень часто такими слюдами являются серициты. Поэтому название «серицит» как особой разновидности белых слюд, вероятно, следует оставить за слюдами модификации 1M или 1Md, которые бедны щелочами и обогащены водой, т. е. являются как бы промежуточными между мусковитом и иллитом (гидромусковитом).

Переход модификации 1M в 2M зависит от температуры, давления и кинетических условий метаморфизма (рис. 40).

**Биотит** распространен в фации зеленых сланцев весьма ограниченно. Бурый биотит в метапелитах появляется раньше алмадина и роговой обманки, т. е. еще в фации зеленых сланцев, но только при по-

ниженных давлениях и в относительно узком температурном интервале. Зеленый биотит в метабазитах распространен несколько шире. Нижний предел устойчивости биотита как такового определяется появлением стильпноmelана:  $Bi + Kв + Fe\text{-окислы} + H_2O \rightleftharpoons Mus + Хл + \text{стильпноmelан}$ .

Кроме того, устойчивость биотита зависит от окислительных условий, особенно для железистых биотитов.

Средний состав низкотемпературных биотитов (в ассоциации с хлоритом) из Шотландии, Новой Зеландии, с Украины и из других районов, которые можно отнести к фации зеленых сланцев (по данным Е. Н. Ушаковой, 1971), показывает, что средняя железистость их до-

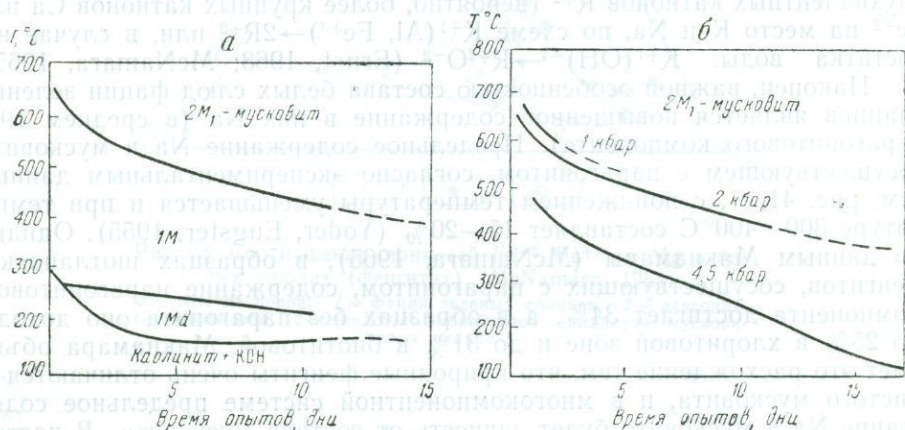


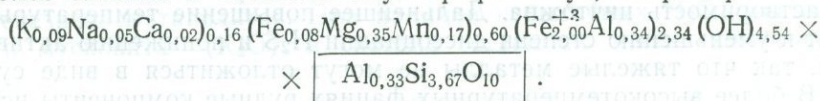
Рис. 40. Устойчивость полиморфных модификаций мусковита (Velde, 1965)  
 а — при  $P_{H_2O} = 2$  кбар; б — при разных давлениях

вольно низка и близка к средней железистости хлоритов, так как эти биотиты в основном взяты из метабазитов. В то же время средняя глиноземистость биотита высокая; это, вероятно, объясняется тем, что проанализированные биотиты с хлоритом относятся к высокотемпературной части фации зеленых сланцев, близких к фации В<sub>3</sub> (см. рис. 50). Низкотемпературность биотитов проявляется в высоком содержании ОН. Таким образом, биотиты фации зеленых сланцев оказываются довольно специфичными: магнизальные, богатые водой и относительно глиноземистые (с сильно переменной глиноземистостью).

**Стильпноmelан** является важной составной частью низкотемпературных сланцев, особенно сланцев, богатых кварцем. Как правильно отмечают Дир и др. (1966), стильпноmelан, особенно в виде небольших чешуек, легко может быть спутан с биотитом. Распространение его, по-видимому, шире, чем это сейчас известно. На лауэграммах стильпноmelан обычно дает лишь размытые полосы вместо четких отблесков, т. е. не имеет ясной кристалличности, на основании чего В. С. Соболев (1949) относил стильпноmelан, как и гидрослюда, к особой группе коллоидоподобных метастабильных минералов. Однако другие авторы (Дир и др., 1965) считают стильпноmelан нормальным слоистым силикатом с необычными цеолитоподобными каналами.

Состав этого минерала сложный и недостаточно изученный. Имеющиеся анализы в большинстве своем мало достоверны из-за тесных сростаний стильпноmelана с другими минералами (хлоритом, реликтовым биотитом, гидроокислами), а также полукolloидного характера многих агрегатов стильпноmelана (наподобие гидрослуд). Учитывая эти осложнения, судить о составе стильпноmelанов можно лишь весьма приближенно. Содержание Са, Na и К в них обычно невелико, крайние члены

ряда стильномелана можно представить как железистые аналоги пиррофиллита  $\text{Fe}_2^{+3}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_4$  и талька  $\text{Fe}_2^{+2}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  с изоморфизмом между ними и обычным избытком катионов в шестерной координации ( $R_{VI}$ ) и воды, что можно объяснить присутствием оксония ( $\text{H}_3\text{O}$ ) и дефицитом кремнезема (или загрязнением примесями). Обе тенденции зависят от состава пород. Так, в кварцитах стильномелан имеет состав, наиболее близкий к «железистому пиррофиллиту», например:



Здесь к «железистому пиррофиллиту» примешано около 10% «хлорита». В основных и карбонатных сланцах возрастает содержание  $R^{+2}$  и уменьшается  $R^{+3}$  при общем увеличении  $R^{+2}$  и  $R^{+3}$  (т. е. при возрастании дефицита кремнезема). Хаттон (Hutton, 1938), Дир и др. (1966) так же отмечают, что в стильномелане наибольшие колебания испытывают содержания  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$  и  $\text{OH}$  и предполагают следующее замещение:  $\text{Fe}^{+3}(\text{O})^{-2} \rightarrow \text{Fe}^{+2}(\text{OH})^{-1}$ . Наоборот, Зен (Zen, 1960<sub>1,2</sub>), ставя под сомнение роль трехвалентного железа в стильномелане, на основании литературных анализов склоняется к предположению, что все Fe в стильномелане, окисленное двухвалентное, и пересчитывает  $\text{Fe}^{+3}$  как  $\text{Fe}^{+2}$ .

**Хлоритоид** является одним из характерных минералов фации зеленых сланцев. Ассоциация хлоритоида с кварцем является одной из критических в фации, так как верхняя граница этой ассоциации, определяемая равновесием хлоритоид + кв +  $\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{гранат} + \text{ставролит}$  (или кордиерит) +  $\text{H}_2\text{O}$ , соответствует температуре 540—550°С (Добрецов и др., 1970) и лишь ненамного превышает верхнюю границу фации зеленых сланцев, принимаемую нами.

Редкость хлоритоида в метапелитах фации зеленых сланцев объясняется редкостью составов (одновременно бедных К, богатых Fe и Al), а также относительно низким  $P_{\text{O}_2}$ , необходимым для образования хлоритоида. Он встречается обычно в безмусковитовых парагенезисах и без гематита, так как богат  $\text{Fe}^{+2}$ , почти не содержит  $\text{Fe}^{+3}$  и в равновесии с гематитом — распространенным окислом в фации зеленых сланцев, по-видимому, невозможен. В то же время хлоритоид встречается до самых низких температур в метасоматитах и гидротермальных жилах в ассоциации с пиррофиллитом, каолинитом, диаспором, гиббситом, гётитом.

В метабазитах в ассоциации с Са-минералами (актинолитом, клиноцоизитом) хлоритоид, как и дистен в более высокотемпературных фациях, появляется лишь при повышенных давлениях, в условиях, переходных к лавсонит-глаукофановой фации. Эти ассоциации еще более редки.

**Рудные минералы.** Из железорудных минералов в фации зеленых сланцев встречаются гематит, магнетит, ильменит, пирит, а также гидроокислы (гётит). В фации зеленых сланцев, особенно в метапелитах, характерно широкое распространение гематита, объясняемое как исходным составом метаморфизируемых осадков, так и низкими температурами. С повышением температуры при том же  $P_{\text{O}_2}$  гематит обычно переходит в магнетит. Этот переход нередко наблюдается при температурах вблизи верхней границы фации зеленых сланцев, что соответствует  $P_{\text{O}_2} = 10^{-19}$  атм.

С другой стороны, не менее характерно широкое развитие пирита, а также других сульфидов, особенно в низкотемпературных метабазитах. Общеизвестна пространственная и генетическая связь колчеданных и золоторудных месторождений с зеленокаменными толщами. Еще шире

распространена безрудная пиритизация и вкрапленность сульфидов в зеленых сланцах. Эта особенность также хорошо объясняется температурными условиями фации зеленых сланцев и близких к ним пород типа спилитов, пропилитов и др. С повышением температуры в условиях фации зеленых сланцев происходит резкое увеличение растворимости многих компонентов, в том числе  $\text{SiO}_2$  и рудных элементов (Fe, Cu, Au и др.). При более низких температурах независимо от состава среды их растворимость ничтожна. Дальнейшее повышение температуры приводит к уменьшению степени диссоциации  $\text{H}_2\text{S}$  и понижению активности серы, так что тяжелые металлы не могут отложиться в виде сульфидов. В более высокотемпературных фациях рудные компоненты испытывают тенденцию к рассеиванию, а не к концентрации. Не касаясь всех аспектов связи зеленосланцевого метаморфизма и оруденения, подчеркнем, что температурные условия фации зеленых сланцев (и переходные к диагенезу) благоприятны для сульфидного рудоотложения.

Распространенность двух главных рудных минералов железа — гематита и пирита, проявляется и в том, что они нередко встречаются вместе. В других случаях может присутствовать магнетит с одним из этих минералов. В низкотемпературных условиях может присутствовать также сидерит, исчезающий при более высоких температурах. Кроме ильменита, концентраторами Ti в кальциевых породах выступает сфен, а в кварцитах и кварцевых жилах при относительно низких температурах — рутил. Минералы Mn включают, кроме окислов и карбонатов, такие силикаты Mn, как родонит, пьомонит и спессартин. Спессартин является единственным распространенным гранатом в фации зеленых сланцев.

#### § 34. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И СУБФАЦИИ ФАЦИИ ЗЕЛЕННЫХ СЛАНЦЕВ

Сначала рассмотрим ассоциации кварцсодержащих пород без CaO (т. е. метапелитов и железистых пород, которые моделируются системой  $\text{Na}_2\text{O}—\text{K}_2\text{O}—\text{MgO}—\text{FeO}—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{Al}_2\text{O}_3$ ) при избыточном  $\text{SiO}_2$ . Примесь CaO приводит к образованию небольшого количества эпидота (клиноцоизита, пумпеллиита) или входит в эгирин или рибекит.

В большинстве пород фации сланцев главным концентратором  $\text{K}_2\text{O}$  выступает мусковит, а  $\text{Na}_2\text{O}$  — альбит. Это видно и из рис. 41 а, где показаны фазовые соотношения в подсистеме  $\text{Na}_2\text{O}—\text{K}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3$  (+ $\text{SiO}_2$ ), характерные для фации зеленых сланцев. Точками показан обычный состав метапелитов. Эту подсистему (в зависимости от  $T$  и  $P$ ) разбирали Томпсон (1961) и А. Мияширо (Miyashiro, 1967<sub>1</sub>). Они показали, что парагонит никогда не встречается с калишпатом. Устойчивой ассоциацией в фации зеленых сланцев является ассоциация мусковит — альбит и (Na-мусковит) — парагонит — альбит, с переменным содержанием Na в мусковите (см. рис. 41, з). Пирофиллит возможен только в безполевошпатовых парагенезисах со слюдами.

При понижении температуры пирофиллит сменяется каолинитом, исчезает парагонит, а мусковит сменяется серицитом, обедненным K и Na. Наконец, при еще более низких температурах, в цеолитовой фации исчезает серицит, а появляется ассоциация каолинит + адуляр + анальцит +  $\text{SiO}_2$  (см. рис. 41, б, в). Образование серицита (мусковита) из каолинита и калишпата, по предварительным данным, происходит при температурах около  $250^\circ$  (рис. 41, а). Эта реакция (для серицита, более богатого водой, чем мусковит) мало зависит от  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , а добавление Mg и  $\text{Fe}^{+2}$  (т. е. участие в реакции монтмориллонита, а не каолинита) может только повысить температуру реакции. Поэтому нижний предел устойчивости мусковита  $\sim 250^\circ\text{C}$  служит одним из заведомых

пределов фации зеленых сланцев (точнее, пренит-пумпеллиновой «фации»).

Более узкое поле устойчивости пиррофиллита (350—490°С, по экспериментальным данным) делает этот минерал критическим для фации зеленых сланцев, но, к сожалению, в природе он очень редок и появляется только в породах, образовавшихся при метаморфизме каолиновых глин (при отсутствии притока  $K_2O$  и  $Na_2O$ ).

Пока мы можем ограничиться рассмотрением мусковитсодержащих парагенезисов метапелитов. При наличии избыточных  $H_2O$  (раствора),  $SiO_2$  и мусковита ( $K_2O$ ), в системе остаются пять компонентов:

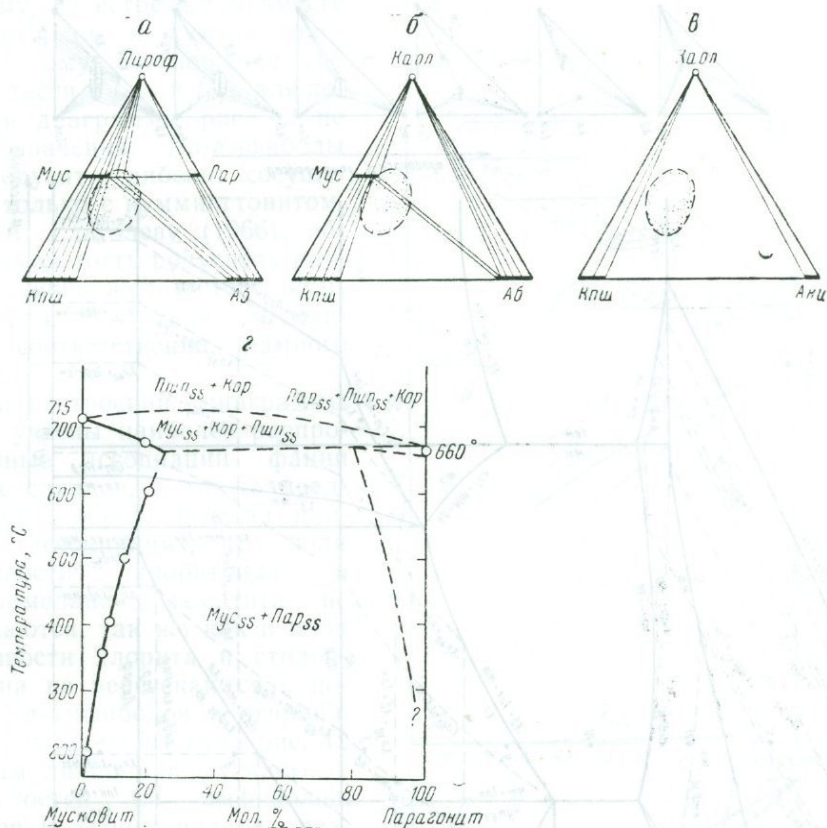


Рис. 41. Фазовые соотношения в подсистеме  $Na_2O - K_2O - Al_2O_3 + SiO_2 + H_2O$ , иллюстрирующие ассоциации в метапелитах при разных температурах (а, б, в). Точками показано поле обычных метапелитов; г — разрез мусковит — парагонит (Yoder, Eugster, 1955)

$Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$ . Для некоторых средних значений  $T$  и  $P$  в фации зеленых сланцев ( $T=450-500^\circ C$  и  $P=2-5$  кбар), рассмотрим ассоциации метапелитов в координатах  $\mu_{Na_2O} - \mu_{O_2}$  (или  $\mu_{Fe_2O_3}$ ), которые можно трактовать либо как вариации содержания  $Na_2O$  и  $Fe_2O_3$  в исходных метаморфизируемых породах, либо как изменение их концентраций в растворах при метасоматозе (рис. 42).

Принятые составы минералов в этой системе и их соотношение железистостей показаны на рис. 43. Для хлорита приняты три разных уровня глиноземистости (см. рис. 43, 1, 2, 3). Наиболее глиноземистые хлориты (1) сосуществуют с пиррофиллитом и в ассоциации с хлоритидом и парагонитом. Наиболее глиноземистые хлориты (3) предполагаются в верхней части поля хлоритов (см. рис. 42). при повышенных



потенциалах натрия. Соотношение железистостей принято в известной мере условно, так как точных данных для фации зеленых сланцев недостаточно, но, вероятно, основные закономерности правильно отражает следующая формула:

$$f_{\text{Тлк}} \ll f_{\text{хл}} < f_{\text{кум}} < f_{\text{хлд}}$$

Общая железистость у стильпномелана ( $f_{\text{ст}}$ ), несомненно, выше, чем у хлорита, а его частная железистость примерно равна или меньше  $f_{\text{хл}}$ . Стильпномелан, по-видимому, не встречается вместе с хлоритоидом и куммингтонитом, поэтому соотношение его железистости с  $f_{\text{хлд}}$  и  $f_{\text{кум}}$  для построения диаграммы рис. 42 не имеет значения. На-амфиболы ряда родусит — рибекит сосуществуют только с куммингтонитом. По А. А. Глаголеву (1966), общая железистость родуситов равна или меньше железистости куммингтонита, а частная железистость, соответственно, намного меньше.

При построении диаграммы рис. 42 учтены наиболее распространенные ассоциации фации зеленых сланцев, а также предположения, основанные на природных ассоциациях, что поля устойчивости хлоритоида и стильпномелана не пересекаются, так же как и поля устойчивости хлорита и стильпномелана не пересекаются с полями Na-амфиболов и эгирина. Пунктиром на диаграмме рис. 42 показаны линии равных частных железистостей ( $f$ ) амфиболов, хлоритов и хлоритоида в различных предельных ассоциациях. Для стильпномелана такие линии не показаны, так как достоверные данные для составов сосуществующих стильпномеланов и хлоритов отсутствуют. Вдоль оси  $\mu_{\text{кислорода}}$  ориентировочно (в скобках) даны значения  $P_{\text{O}}$  для  $500^{\circ}\text{C}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар, по данным Эрнста (1963): для точки (Na-амф + мт + гем + эг), линии гем → мт и линии грюнерит (кум<sub>100</sub>) → мт + SiO<sub>2</sub> (для последней принято значение, близкое к линии фаялит → мт + SiO<sub>2</sub>). Специального замечания заслуживают амфиболы ряда куммингтонит — грюнерит, поле которых показано в области низких значений  $\mu_{\text{Na}}$  и  $\mu_{\text{кислорода}}$  несколько условно. Как показывают наблюдения, эти амфиболы появляются только в железистых породах

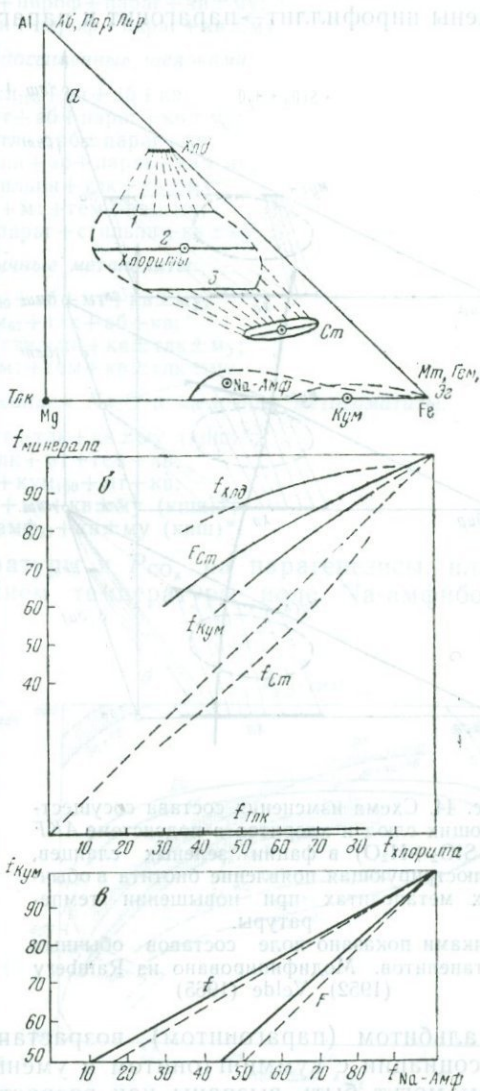


Рис. 43. Соотношение составов минералов фации зеленых сланцев, использованное при построении рис. 40

а — на треугольнике  $AFM$ , 1, 2, 3 — разные уровни глиноземасти хлоритов; б и в — соотношение железистостей пар сосуществующих минералов

и лишь в высокотемпературной части фации зеленых сланцев (тальково-куммингтонитовая ступень, по А. А. Глаголеву, 1966). По экспериментам, эти амфиболы стабильны лишь при небольшой добавке Са. Небольшая добавка Са присутствует также в природных Na-амфиболах и эгиринах (особенно при умеренном потенциале Na), а в стильпномелане — немного К, но этими содержаниями Са и К можно пренебречь.

Отметим важнейшие следствия из диаграммы рис. 42.

1. Увеличение содержания Na в породах (или растворах), кроме смены пирофиллит→парагонит и парагонит→альбит (см. также рис. 41),

приводит к исчезновению хлоритоида (при низких  $\mu_{\text{кислорода}}$ ), затем к сокращению интервала составов хлоритов вплоть до его разложения на альбит, тальк и железистый минерал, появлению из этой ассоциации (и за счет куммингтонита) Na-амфиболов с возрастающей железистостью, с переходом в эгирин-рибекитовые или рибекит-родуситовые ассоциации при самом высоком потенциале Na (см. рис. 42, треугольники 7—12).

2. Увеличение окислительно-восстановительного потенциала при низком и умеренном потенциале натрия приводит к исчезновению хлоритоида и (или) куммингтонита и смене хлорита стильпномеланом (см. рис. 42, треугольники 1—6) при высоком потенциале натрия — к вытеснению куммингтонита Na-амфиболом и появлению эгирин-амфиболовых ассоциаций с понижающейся железистостью амфиболов.

3. Возрастание как потенциала Na, так и окислительного потенциала оказывает сходное действие на ассоциации с минералами, содержащими  $\text{Fe}^{2+}$ : разложение хлоритоида, уменьшение железистости и разложение хлорита в ассоциации с магнетитом

и альбитом (парагонитом), возрастание железистости Na-амфибола в ассоциации с куммингтонитом и уменьшение его железистости с эгирином могут быть вызваны как возрастанием потенциала Na, так и ростом окислительного потенциала.

Ниже перечислены условно-инвариантные (при постоянных  $P$  и  $T$ ) ассоциации, соответствующие узлам диаграммы рис. 42. Преобладают распространенные ассоциации, которые упоминаются при описании метаморфических комплексов. Составы фаз, в частности их железистость, в этих ассоциациях могут быть использованы как геологические термометры, так как они будут иными при других температурах, чем те, которые приняты при построении диаграммы рис. 42. Поэтому необходимы дальнейшие наблюдения и экспериментальные данные. В то же время колебания составов минералов, например хлорита, связанные с изменением состава пород, как видно из рис. 43—44, значительно пере-

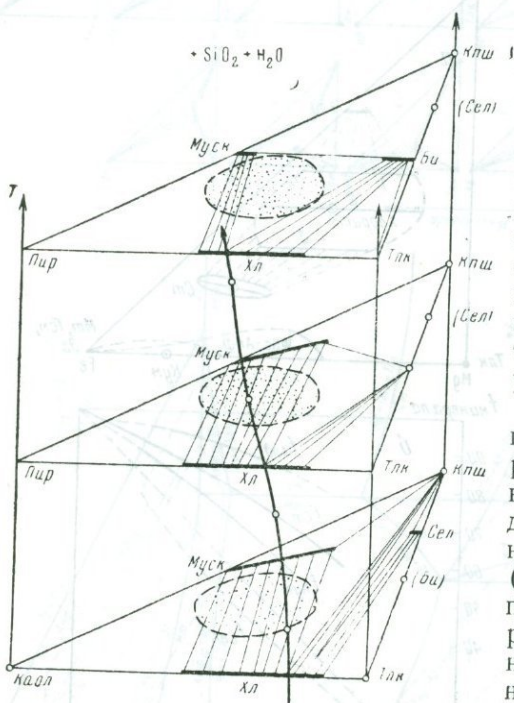


Рис. 44. Схема изменения состава сосуществующих слюд и хлоритов в подсистеме АКФ (+SiO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O) в фации зеленых сланцев, иллюстрирующая появление биотита в обычных метapelитах при повышении температуры.

Точками показано поле составов обычных метapelитов. Модифицировано из Ramberg (1952), Velde (1965)

и альбитом (парагонитом), возрастание железистости Na-амфибола в ассоциации с куммингтонитом и уменьшение его железистости с эгирином могут быть вызваны как возрастанием потенциала Na, так и ростом окислительного потенциала.

Ниже перечислены условно-инвариантные (при постоянных  $P$  и  $T$ ) ассоциации, соответствующие узлам диаграммы рис. 42. Преобладают распространенные ассоциации, которые упоминаются при описании метаморфических комплексов. Составы фаз, в частности их железистость, в этих ассоциациях могут быть использованы как геологические термометры, так как они будут иными при других температурах, чем те, которые приняты при построении диаграммы рис. 42. Поэтому необходимы дальнейшие наблюдения и экспериментальные данные. В то же время колебания составов минералов, например хлорита, связанные с изменением состава пород, как видно из рис. 43—44, значительно пере-

кроют изменения, связанные с изменением  $T$  и  $P$ , поэтому последние можно оценивать только в нижеприводимых многоминеральных ассоциациях.

1. *Метапелиты, бедные щелочами* (или продукты выщелачивания):

- кум<sub>65</sub> + тлк + мт + кв;
- хл<sub>35-40</sub> + тлк + мт + стильпн + кв ± му;
- хл<sub>63</sub> + хл<sub>92</sub> + мт + пирроф + параг + кв ± му;
- пирроф + параг + мт + гем + кв ± му;
- хл<sub>52</sub> + мт + стильпн + пирроф + параг + кв ± му;
- хл<sub>15</sub> + тлк + стильпн + пирроф + параг + кв ± му.

2. *Умеренно недосыщенные щелочами:*

- хл<sub>100</sub> + хл<sub>100</sub> + мт + аб + кв;
- хл<sub>96</sub> + хл<sub>80</sub> + мт + аб + параг + кв ± му;
- кум<sub>67</sub> + мт + тлк ± аб ± параг + кв;
- хл<sub>42</sub> + мт + стильпн + аб + параг + кв ± му;
- хл<sub>45</sub> + мт + стильпн + тлк + кв ± му;
- аб + параг + мт + гем + кв ± му;
- хл<sub>25</sub> + тлк + аб + параг + стильпн + кв ± му.

3. *Обычные метапелиты:*

- хл<sub>100</sub> + кум<sub>100</sub> + аб + мт + кв ± му;
- хл<sub>50</sub> + кум<sub>67</sub> + тлк + аб + кв;
- хл<sub>32</sub> + аб + мт + стильпн + кв ± тлк ± му;
- аб + стильпн + мт + гем + кв ± тлк ± му.

4. *Метапелиты с высоким содержанием Na<sub>2</sub>O и щелочные метасоматиты.*

- амф<sub>40</sub> + кум<sub>67</sub> + мт + тлк + кв ± му (кпш)\*;
- амф<sub>25</sub> + тлк + мт + гем + кв;
- амф<sub>100</sub> + кум<sub>100</sub> + мт + кв;
- рибекит<sub>100</sub> + эг + мт + кв ± му (кпш)\*;
- эг + мт + гем + амф<sub>35</sub> + кв ± му (кпш)\*.

Рассмотрим влияние температуры и  $P_{CO_2}$  на парагенезисы, иллюстрируемые рис. 42. С понижением температуры поле Na-амфибола,

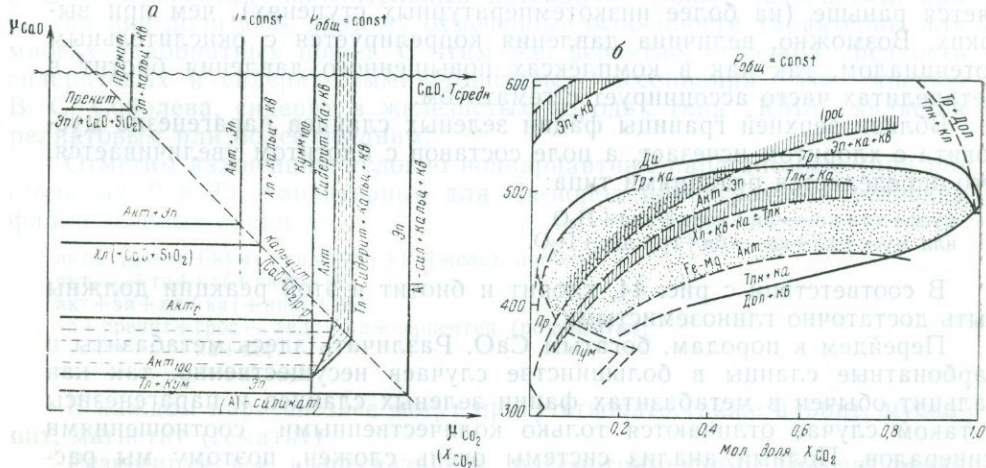


Рис. 45. Схематические диаграммы, иллюстрирующие зависимость парагенезисов кальцийсодержащих пород в фации зеленых сланцев

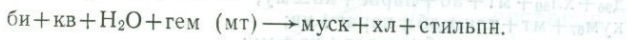
а — от состава системы в отношении  $\mu_{CaO}$  и  $\mu_{CO_2}$ ; б — от температуры и состава раствора в отношении  $X_{CO_2}$ .

гематита и хлорита будет увеличиваться, а поле куммингтонита, парагонита и хлоритоида сокращаться. В результате хлорит с гематитом будет устойчив в широком интервале значений  $\mu_{O_2}$ , а Na-амфибол будет появляться при умеренных значениях  $\mu_{Na}$ . Наконец, при самой низ-

\* Звездочкой отмечены минералы, у которых при высоком потенциале Na вследствие возрастания активности K. мусковит может сменяться калишпатом.

кой температуре вместо пиррофиллита в ассоциации с кварцем появятся глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит), альбит разложится на анальцит и кварц, но эти превращения, как мы отмечали, характеризуют не региональный метаморфизм, а эпигенез и «цеолитовую фацию». При повышении температуры, кроме того, появится целый ряд других минералов, фиксирующих переход к более высокотемпературной фации В<sub>3</sub>: андалузит (дистен), альмандин, ставролит, кордиерит. В системе с К расширятся также поля с биотитом и калишпатом.

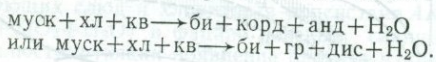
Остановимся подробнее на парагенезисах с биотитом. Как мы уже отмечали, нижний предел устойчивости обычного Fe=Mg биотита определяется реакцией со стильпномеланом:



Эта реакция, вероятно, довольно низкотемпературная, так как биотит встречается, хотя и редко, почти во всем поле зеленосланцевой фации. Заметное влияние оказывает также потенциал кислорода: реакция с гематитом должна соответствовать более высокой температуре, чем с магнетитом. Поэтому биотит в фации зеленых сланцев встречается почти исключительно в ассоциации с магнетитом.

Наиболее существенное влияние температуры, приводящее к ограниченному распространению биотита в фации зеленых сланцев, проявляется в смещении составов сосуществующих хлорита, биотита и мусковита (по Рамбергу). Это показано на рис. 44. При низких температурах большинство метапелитов попадает в поле мусковита с хлоритом, при более высоких температурах — в поле мусковита, хлорита и биотита или хлорита и биотита. Это обуславливает существование биотитовой «изограды», температура которой зависит от состава метапелитов и других факторов. Петрологические наблюдения показывают, что при низких давлениях биотит в прогрессивной зональности появляется раньше (на более низкотемпературных ступенях), чем при высоких. Возможно, величина давления коррелируется с окислительным потенциалом, так как в комплексах повышенного давления биотит в метапелитах часто ассоциирует с гематитом.

Вблизи верхней границы фации зеленых сланцев парагенезис мусковита с хлоритом исчезает, а поле составов с биотитом увеличивается. Это определяется реакциями типа:



В соответствии с рис. 44, хлорит и биотит в этой реакции должны быть достаточно глиноземистыми.

Перейдем к породам, богатым СаО. Различать здесь метабазиты и карбонатные сланцы в большинстве случаев несущественно, так как кальцит обычен в метабазитах фации зеленых сланцев и парагенезисы в таком случае отличаются только количественными соотношениями минералов. Полный анализ системы очень сложен, поэтому мы рассмотрим только парагенезисы с кварцем, альбитом и мусковитом при умеренных потенциалах кислорода (без гематита и стильпномелана). Этим условиям (см. рис. 42) в бескальциевых породах соответствует поле без парагонита, рибекита, гематита и стильпномелана, т. е. парагенезис  $\text{хл} + \text{та} \pm \text{кум} (+ \text{альб} + \text{мус} + \text{кв} + \text{мт})$ . При возрастании  $\mu_{\text{СаО}}$  ( $X_{\text{СаО}}$ ) появляются кальциевые минералы в порядке возрастания их кальциевости (обычная последовательность: эп → акт → пренит или grosular, или Са-силикат). При возрастании  $\mu_{\text{СО}_2}$  ( $X_{\text{СО}_2}$  во флюиде) эти минералы в обратном порядке карбонатируются. Такие соотношения в кальциевых породах при постоянных «средних» значениях  $T$  и  $P$  в фации зеленых сланцев схематически показаны на рис. 45, а.

Рис. 45, б иллюстрирует температурные зависимости парагенезисов в кальциевых породах зеленосланцевой фации при постоянном  $P_{\text{общ}}$ , но разных  $P_{\text{CO}_2}$  во флюиде. Кривые для диопсида, тремолита и доломита с кварцем нанесены по экспериментальным данным при  $P_{\text{общ}} = 1$  кбар (Metz, Trommsdorf, 1968), остальные — ориентировочно при  $P_{\text{общ}} = 2-4$  кбар. Тремолитовая и диопсидовая кривые служат верхним температурным пределом только в чистых карбонатных породах, так как при добавлении Al и Fe картина усложняется. В этой системе при не очень высоких  $P_{\text{CO}_2}$ , как показано на рис. 45, б, в соответствии с природными наблюдениями, при понижении температуры первыми исчезают гроссуляр (и гроссуляр-андрадиты), затем актинолит с эпидотом и актинолиты, появляется же доломит с кварцем и пумпеллит. На рисунках 45, а и 45, б поле пренита минимальное, а поле эпидота — максимальное, т. е. эпидот (наряду с кальцитом) является наиболее распространенным кальциевым минералом. Данные для куммингтонита и сидерита с кварцем еще менее определены, поэтому на рис. 45 они не показаны, но вероятно, куммингтонит карбонатизируется при более низкой температуре, чем диопсид. Из рис. 45, б видно, что важное значение для проведения границ фации зеленых сланцев и расчленения ее на субфации, могут иметь реакции, ограничивающие устойчивость диопсида и тремолита, эпидота с кальцитом и кварцем (верхняя граница), актинолита с эпидотом (средняя граница), актинолита и пумпеллита, доломита с кварцем (нижняя граница), однако все эти реакции зависят не только от  $T$ , но и от  $P_{\text{CO}_2}$ .

При повышении  $\mu_{\text{O}_2}$ , как и в бескальциевых породах (см. рис. 42), появляется гематит, стильпномелан в значительной мере вытесняет хлорит, исчезает гюбнерит-куммингтонит, а Са-амфиболы и эпидоты обогащаются  $\text{Fe}^{+3}$  за счет окисления  $\text{Fe}^{+2}$ . Может появиться также андрадит. Указывалось, что при сложном составе флюида ( $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  и др. компоненты) окислительный потенциал может возрастать при увеличении доли  $\text{CO}_2$ , поэтому отмеченные особенности характерны для многих карбонатных пород. С этим же, вероятно, связана редкость сидеритовых и сидерит-куммингтонитовых ассоциаций. По мнению В. С. Соболева, сидерит в железистых породах типа КМА является реликтовым или более поздним.

Отметим важнейшие условно невариантные парагенезисы (при постоянных  $P$  и  $T$ ), характерные для Са-пород при «средних» условиях фации зеленых сланцев:

- акт<sub>80-100</sub> + та + кум (+ сидерит) + кв (желез. породы);
- акт<sub>70-10</sub> + та + ка (+ анк) + кв;
- акт + эп + хл + ка (+ анк) + кв;
- эп + пренит + грос — андр + хл + серпентин (родингиты);
- пренит + эп + ка + кв;
- эп + Al-силикат + ка + кв.

В каждом парагенезисе могут присутствовать также альбит, мусковит, магнетит (гематит).

Резюмируя все вышесказанное, рассмотрим схему границ фации зеленых сланцев и ее субфаций (рис. 46). Низкотемпературная граница фации в основном носит кинетический, а потому имеет несколько переменный характер и при возрастании давления снижается от 400 до 300°С. Низкотемпературная граница фации фиксируется также серией минеральных превращений:

1) исчезновением глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита, глауконита, гидрослюд и др.) и появлением пирофиллита, 2М-мусковита (фенгита), парагонита;

2) исчезновением цеолитов (кроме анальцима в недосыщенных  $\text{SiO}_2$  породах), широким распространением эпидота, актинолита (при низком  $P_{\text{CO}_2}$ , или в высокотемпературных субфациях), ограниченным

распространением пренита и пумпеллита (в низкотемпературных породах);

3) появлением зеленого биотита (в метабазах), хлоритоида (в метапелитах), разложением сидерита с кварцем и другими вспомогательными реакциями, зависящими не только от температуры, но и от других факторов. Основное значение имеет первая группа реакций, частично вторая, фиксирующие температурный порог около 300—350° С. Эти цифры подтверждаются также температурами гомогенизации некоторых включений в низкотемпературных образованиях (табл. 8).

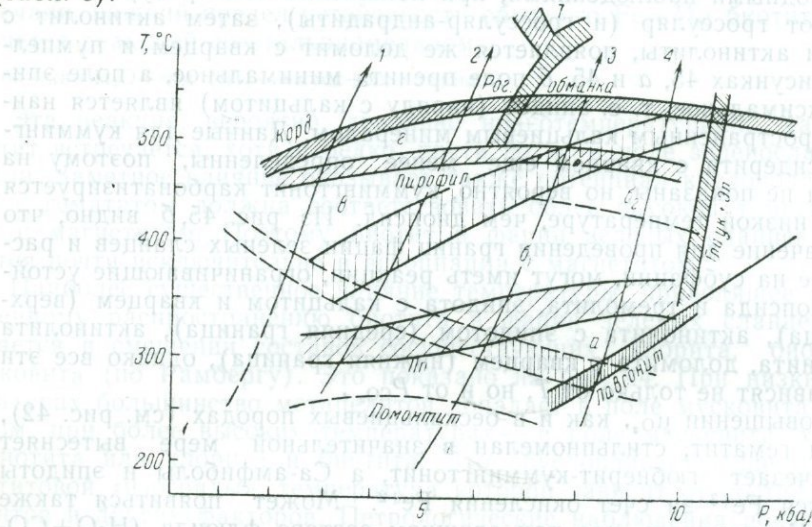


Рис. 46. Схема субфаций фации зеленых сланцев  
 2 — пумпеллит-эпидот-стильномелановая; б<sub>1,2</sub> — эпидот-мусковит-хлоритовая; в — биотит-хлоритовая; г — переходная; Т — область тройной точки силл—анд—дистен, III — пренит-пумпеллитовая зона (фация) по Кумбсу; 1, 2, 3, 4 — разные типы зональности, отличающиеся по давлению

Высокотемпературная граница фации зеленых сланцев, отделяющая ее от фаций андалузит-мусковитовых и дистен-мусковитовых сланцев, определяется появлением андалузита или дистена (с биотитом), кордиерита или альмандина (содержащего менее 5% MnO), ставролита (с кварцем), глиноземистой роговой обманки, олигоклаза и исчезновением пиррофиллита, мусковита с хлоритом (+кв), хлоритоида с кварцем, кальцита с хлоритом (тальком или эпидотом) и кварцем. Они фиксируют температурный порог около 500° С, хотя несколько и не совпадают друг с другом.

Граница фации зеленых сланцев по давлению, отделяющая ее от лавсонит-глаукофановой фации, определяется следующими реакциями:

а) при низкой температуре появлением лавсонита (в ассоциации с актинолитом), например  $\text{пирроф} + \text{кл} + \text{кв} \rightarrow \text{лав}$ ;

б) при повышенных температурах, где лавсонит невозможен, появлением глаукофана в метабазах (в ассоциации с эпидотом, например:  $\text{аб} + \text{хл} + \text{акт} + \text{кв} \rightarrow \text{глаук} + \text{эпидот}$ ). Эти превращения происходят при давлении около 8—10 кбар.

В пределах фации зеленых сланцев можно выделить следующие субфации (см. рис. 46), температурные границы которых оценены ориентировочно и показаны широкими интервалами, потому что, как правило, они зависят от состава пород и флюида (в отношении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $P_{\text{CO}_2}$  и  $P_{\text{O}_2}$ ):

а) низкотемпературную (пумпеллит-стильномелановую), которая выделяется по широкому распространению пумпеллита в метабази-

Температуры гомогенизации первичных газово-жидких включений в эпигенезированных и низкотемпературных метаморфизованных образованиях

Фация (зона)	Породы и минералы	Местонахождение	Температура гомогенизации, °С	T °С с поправкой на давление		Литературный источник
				1,5 кбар	4 кбар	
Региональный эпигенез	Новообразованный кварц в эпигенезированных песчаниках	Рифей юга Русской платформы	230 (декрипитация)	300	—	Копелиович (1965), определ. Е. Е. Костылевой
	Кварцевые «тела» в кремнистой эпигенезированной толще (два типа включений — а и б)	Докембрий Туруханского поднятия	а) 155—170 б) 215—225	а) 250 б) 300	—	Казанский и др. (1968)
	Альбит и целестин с родуситом в эпигенезированной толще	Минусинская впадина	170—180	220—230	—	Пискорский (1965)
Зеленсланцевая фация и «метакенез»	Хрусталеносные кварцевые <sup>1</sup> жилы альпийского типа в метаморфизованных песчаниках	Северное Верхоянье	370—510	—	—	В. С. Аплонов (1968), ТБМ <sup>3</sup>
	Кварц с хлоритом <sup>1</sup> из хрусталеносных жил в зеленых сланцах	Полярный Урал	До 295	410	630	Пизнор (1959)
	То же <sup>1</sup>	Полярный урал	260—300	360—430	—	Материалы К. Б. Кеппинскаса
	Колчеданные руды <sup>2</sup>	Южный Урал	280—330	360—450	—	ТБМ <sup>3</sup>
	Медноколчеданные (а) и серноколчеданные (б) руды <sup>2</sup>	Северный Кавказ	250—400 а) 420—430 б) 220—290	—	—	Труфанов (1968), ТБМ <sup>3</sup> ; Джумайло, Жамгоцев, (1968), ТБМ <sup>3</sup>
Переходная зона к эпидот-амфиболитовой фации	Кварц из джеспилитов (магнетитовых кварцитов)	Кривой Рог	320	—	670	Сиворонов (1968), ТБМ <sup>3</sup>
	Гранаты из альмандин-куммингтонит-биотитовых сланцев	Кривой Рог	300	—	650	То же

<sup>1</sup> При предположении, что образование хрусталеносных жил (альпийского типа) тесно связано во времени и по  $P-T$  - условиям с региональным эпигенезом или метаморфизмом.

<sup>2</sup> При предположении одновременности главной стадии колчеданных руд с зеленокаменным изменением (Иванов, Нечехин, 1969).

<sup>3</sup> ТБМ — тезисы докладов 3 Всес. совещ. по минерал. термобарометрии и геохимии глубинных минералообр. растворов. М., 1968.

гах и характеризуется температурами ниже  $350^{\circ}\text{C}$ ; она по температуре соответствует пренит-пумпеллиитовой «фации» Кумбса и отделяется от нее зоной, в которой пренит вытесняется пумпеллиитом и эпидотом. Пренит-пумпеллиитовая «фация» (субфация) соответствует метазенезу и может считаться переходной зоной к региональному эпигенезу («цеолитовой фации»);

б) среднетемпературную (эпидот-мусковит-хлоритовую) субфацию, которая выделяется по смене пумпеллиита эпидотом и широкому распространению ассоциации  $\text{мус} + \text{хл} + \text{эп} + \text{аб} + \text{кв} \pm \text{ка}$ , акт. Внутри нее могут быть выделены подзоны (субфации) кальцит-эпидот-хлоритовая и актинолит-эпидот-хлоритовая, но смена ассоциаций с актинолитом или  $\text{хл} + \text{ка}$  зависит от  $P_{\text{CO}_2}$  и пока не может уверенно сопоставляться в разных толщах и районах. Эта субфация соответствует наиболее обычным породам фации зеленых сланцев;

в) высокотемпературную (биотит-хлоритовую) субфацию выделяют по появлению в больших количествах биотита в метапелитовых породах, что определяется смещением глиноземистости сосуществующих биотита, хлорита и мусковита. Показан более крутой наклон границы субфаций (б) и (в), что основано на различиях в метаморфической зональности при разных давлениях;

г) переходную субфацию (зону), которая выделяется условно, чтобы показать, что появление альмандина (кордиерита) в метапелитах и роговой обманки в метабазах может не совпадать. Кроме того, в этой зоне может появиться андалузит или дистен в пиррофиллитовых сланцах раньше, чем в обычных породах со слюдами (кордиеритом, гранатом). Однако чисто пиррофиллитовые сланцы очень редки и практически можно считать, что андалузит и дистен неустойчивы в обычных породах фации зеленых сланцев. Наконец, в железистых породах в этой субфации могут появиться грюнерит-куммингтонитовые амфиболы при некоторых специфических значениях  $P_{\text{CO}_2}$  и  $P_{\text{O}_2}$ .

Рис. 46 иллюстрирует также разные типы низкотемпературной зональности при разных давлениях.

1. При наиболее низких давлениях порядка 2—3 кбар неметаморфизованные породы переходят в биотитовую зону (при отсутствии хлоритовой) и далее — в андалузит-кордиеритовую зону. Это подчеркнул в свое время Харкер для метаморфизма типа Бачен в Шотландии.

2. При давлении в 4—5 кбар наблюдается переход от пренит-пумпеллиитовой зоны («фации») к хлоритовой и далее — к биотитовой и переходной зонам, сменяющимся альмандиновой или ставролитовой.

3) При давлении в 6—8 кбар последовательность зон аналогичная, но с той лишь разницей, что в низкотемпературной части могут быть выделены пумпеллиит-эпидотовая зона или субфация (а), эпидот-хлоритовая (б<sub>1</sub>) и актинолит-эпидотовая зоны (б<sub>2</sub>), биотитовая зона (в) совпадает с промежуточной (г), а в высокотемпературных зонах появляется дистен (альмандин-дистеновая и др. зоны). Зональность типа 2 или 3 широко распространена в Японии, Шотландии, Новой Зеландии и соответствует обычному типу регионального метаморфизма.

4. Зональность типа 4 отличается от типа 3 наличием лавсонит-актинолитовой зоны в низкотемпературной части зональности и характеризует условия, переходные к лавсонит-глаукофановой фации ( $P$  около 8—9 кбар). Такая зональность известна в некоторых структурах Новой Зеландии и Японии.

В заключении рассмотрим вопрос о соотношении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $P_{\text{CO}_2}$  в фации зеленых сланцев. Ранее нами (Соболев и др., 1966) среднее значение  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  в фации зеленых сланцев было оценено в  $0,8 P_{\text{общ}}$  ( $P_{\text{фл}}$ ) на основании ориентировочных теоретических расчетов (Добрецов, 1966) положения кривых дегидратации при разных  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Если взять минимальные температуры фации зеленых сланцев на основании

табл. 8 (около  $300^{\circ}\text{C}$ ), то получим, что пиррофиллит при  $P_{\text{общ}} > 2 \text{ кбар}$  возможен лишь при  $P_{\text{H}_2\text{O}} \geq 0,8P_{\text{общ}}$  (для пиррофиллита взяты экспериментальные данные; Althaus, 1966). Некоторые другие данные (по устойчивости лавсонита, альмандина) также показывают, что  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  в фации зеленых сланцев должно быть, как правило, не ниже  $0,7P_{\text{общ}}$ . Следует отметить, что эти оценки расходятся с расчетами А. А. Маракушева (1968), согласно которым  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  не более  $1500 \text{ атм}$  даже при высоких давлениях, так что пиррофиллит устойчив лишь до  $P_{\text{общ}} = 2 \text{ кбар}$  и невозможен в равновесии с дистеном (Перчук, 1967<sub>1,2</sub>). Очевидно, это не соответствует действительности, так как пиррофиллит устойчив во всей фации зеленых сланцев и даже в фации глаукофановых сланцев и нередко встречается при высоких давлениях, в частности в равновесии с дистеном (например, Мамский район, р. Патома и др.).

В то же время, если считать верными экспериментальные данные Метца и др. (Metz, Trommsdorf, 1968; см. рис. 45, б), то в карбонатных породах, где наблюдается прямой переход от доломита с кварцем к тремолиту (и отсутствует ассоциация талька с кальцитом), должно быть очень высокое  $X_{\text{CO}_2}$  ( $> 0,95$ ) (при  $P_{\text{общ}} = 1 \text{ кбар}$ , поэтому следует учитывать поправку на давление). Вероятно, высокое  $X_{\text{CO}_2}$  возможно в массивных карбонатных породах с низким исходным содержанием  $\text{H}_2\text{O}$ , в которых по мере развития процессов декарбонизации флюид резко обогащается  $\text{CO}_2$ . Во всяком случае, следует допустить существенные колебания  $P_{\text{CO}_2}$  при переходе от некарбонатных к карбонатным толщам. Следует привести еще одно соображение: смесь  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  отклоняется от идеальной тем больше, чем ближе  $P-T$ -условия к поверхности разрыва смесимости между  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . В результате  $\eta_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{общ}}$  может быть значительно больше, чем  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  — молярная доля воды в растворе (например, при  $P = 4 \text{ кбар}$  и  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$   $P_{\text{H}_2\text{O}}$  может быть не  $2 \text{ кбар}$ , а  $3 \text{ кбар}$ ). Когда наступает разрыв смесимости между  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  (т. е. при температурах около  $300^{\circ}\text{C}$  или выше в случае высокой концентрации хлоридов), то  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $P_{\text{CO}_2}$  приближаются к единице. Таким образом, даже при низком содержании  $\text{H}_2\text{O}$  или  $\text{CO}_2$  в системе их парциальное равновесное давление в условиях фации зеленых сланцев должно быть высоким и приближаться к общему давлению флюида. Это определяет специфику фации зеленых сланцев: высокие значения и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $P_{\text{CO}_2}$ , что согласуется с широким распространением и высоководных минералов (серпентин, хлорит), и карбонатов.

Породы фации зеленых сланцев можно подразделить на три генетических типа, отличающиеся целым рядом особенностей:

1. Зеленые сланцы в зональных метаморфических комплексах.
2. Зеленые сланцы однородно-метаморфизованных толщ.
3. Зеленосланцевые диафториты.

### § 35. ЗЕЛЕНΟΣЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ В ЗОНАЛЬНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

В зональных метаморфических комплексах породы фации зеленых сланцев слагают обычно относительно небольшие (по сравнению с однородно-метаморфизованными толщами) площади, но их изучение представляет первостепенный интерес для проблем фации, так как позволяет изучить границы между фациями и более мелкими фаціальными подразделениями, а также точнее оценить температуру и другие условия метаморфизма ( $P$ , роль  $\text{CO}_2$ , соотношение с тектоникой). Поэтому мы рассмотрим зональные комплексы первыми.

Секущее положение зон по отношению к складчатым структурам во многих случаях показывает, что метаморфизм был позже складчатости, другие признаки свидетельствуют о близости во времени этих

явлений. Следует подчеркнуть, что эти соотношения и механизм могут быть существенно иными для зональных и однородно-метаморфизованных комплексов (Miyashiro, 1967; Добрецов и др., 1966, 1969; Хорева, 1966; Добрецов, Бакиров, 1970).

Примеров зональных комплексов описано довольно много. К сожалению, в большинстве случаев зеленосланцевая зона (зоны) описана слишком бегло и схематично.

Как уже отмечалось, зеленосланцевые зоны в комплексах умеренных давлений (андалузит-силлиманитового типа) и повышенных давлений (дистен-силлиманитового типа) существенно отличаются.

**Зеленосланцевые породы в комплексах умеренных и низких давлений.** Сюда относятся зональные комплексы типа Бачен в Шотландии (район Бачен, побережье от Стонхейвена до Абердина), на плато Абакума и в поясе Риоке в Японии, метаморфическая зональность Тонгулакского хребта в Горном Алтае и др. В этих примерах охарактеризована главным образом зональность в метапелитах, метабазиты разобраны лишь попутно. Метаморфическая зональность в железистых породах известна для гуронской серии (США) и в районе КМА (СССР). Все эти примеры, с кратким описанием зеленосланцевых зон, разобраны в гл. V. Отметим здесь некоторые общие их особенности.

В метапелитах большинства вышеуказанных районов зональность начинается с биотитовой зоны, мощность которой обычно невелика и местами эта зона исчезает, так что слабо измененные породы почти сразу переходят в кордиеритсодержащие или другие породы силлиманит(андалузит)-мусковитовой фации. Как видно из рис. 46, мы это объясняем высокой температурой кинетического порога метаморфизма при низких давлениях. Другая особенность метапелитов — раннее появление кордиерита непосредственно на границе силлиманит (андалузит)-мусковитовой (эпидот-амфиболовой) фации, например: в районе Бачен, в Тонгулакском хребте, на плато Абакума, в поясах Китаками и Риоке в Японии. Пиральспитовый гранат (с содержанием  $MnO < 10\%$ ) появляется позже или почти одновременно с кордиеритом. Лишь на побережье Стонхейвен — Абердин и в гуронской формации (США) пиральспитовый гранат появляется раньше. В последнем случае присутствует также хлоритовая зона, т. е. метаморфизм начинается до биотитовой изограды. Это может быть частично связано с особенностями состава толщи, но в основном определяется более высокими давлениями в двух последних примерах (случай 2 на рис. 46).

В некоторых районах (Шотландия, район Китаками в Японии и др.) отмечается появление андалузита до кордиерита, граната и роговой обманки, т. е. в обычных ассоциациях фации зеленых сланцев. Такие ассоциации с андалузитом относятся к переходной субфации (см. рис. 46). Другие особенности различных районов касаются распространения хлоритоида и калишпата в метапелитах фации зеленых сланцев и обусловлены главным образом особенностями состава исходных осадков.

В метабазитах вышеуказанных комплексов умеренных давлений характерно раннее развитие олигоклаза — на границе фации зеленых сланцев, или в высокотемпературной ее части (переходной субфации).

Наоборот, развитие роговой обманки несколько запаздывает. Характерно, что в одних случаях границы зон в метапелитах и метабазитах хорошо совпадают, в других существенно различаются (например, в Китаками). Это зависит, в частности, от колебаний  $P_{CO_2}$  и  $P_{O_2}$ . Последнее отражается также в разном характере рудных минералов.

Но наиболее существенно влияние этих дополнительных факторов ( $P_{O_2}$  и  $P_{CO_2}$ ) на зональность и парагенезисы железистых формаций. Так, в метаморфизованных железистых породах гуронской формации

(James, 1955) в железистых породах первым исчезает гриналит и одновременно увеличивается количество миннесотаита и стильпномелана; в середине биотитовой зоны исчезают Fe-хлорит и миннесотаит, появляется грюнерит, несколько позже пропадает стильпномелан, сидерит исчезает лишь внутри алмандиновой зоны, где уже появляется синезеленая роговая обманка. В аналогичных породах КМА (Глаголев, 1966), более богатых магнием, широко распространены ассоциации галька с доломитом (анкеритом), а также магниезиально-железистые куммингтониты. Сидерит (пистомезит) исчезает здесь на ранних ста-

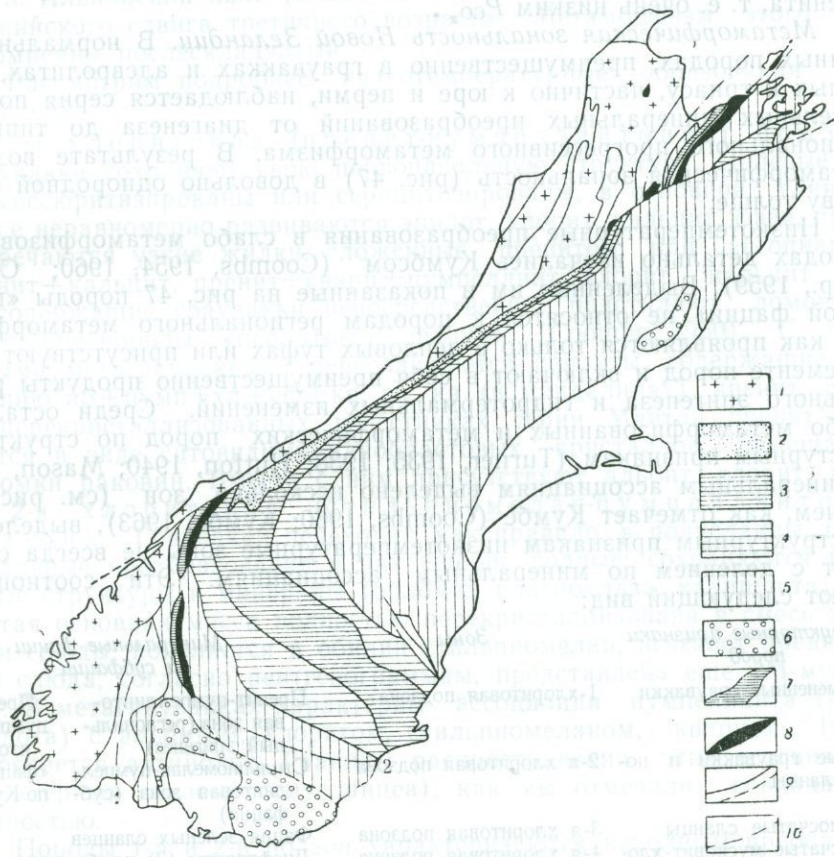


Рис. 47. Метаморфическая зональность на Южном острове Новой Зеландии (Landis, Coombs, 1967; Hattori, 1968)

1 — интрузии и гнейсы палеозоя и докембрия; 2 — высокотемпературные зоны (алмандиновая и олигоклазовая); 3 — биотитовая зона; 4 — хлоритовая зона (3-я и 4-я подзоны — см. в тексте); 5 — пренит-пумпеллитовая зона (1-я и 2-я хлоритовые подзоны); 6 — цеолитовая (ломонитовая) зона («фация» по Кумбсу); 7 — лавсонитовая и глаукофансодержащая зона; 8 — гипербазиты; 9 — разломы, предполагаемые и прослеженные; 10 — положение «срединной линии» по «Хаттори (1) и по другим авторам (2)

диях (в середине биотитовой зоны) и одновременно появляется куммингтонит. Железистые слюдистые минералы (гриналит, миннесотаит, стильпномелан) неизвестны или редки в КМА. Эти различия в ассоциациях трудно объяснить одним различием состава осадков в отношении Mg и Ca. Вероятно, большую роль играли различия в  $P_{CO_2}$  и  $P_{O_2}$ , более высокие в гуронской серии.

**Зональные комплексы повышенных давлений** (дистен-силлиманитового типа) обычно включают хорошо развитые зеленосланцевые зоны (в количестве 2—3 или более). Они охарактеризованы в ряде случаев более детально.

Рассмотрим следующие примеры: 1) метаморфическую зональность в сланцах Отаго (Новая Зеландия); 2) зональность типа Барроу (Шотландия); 3) зону Санбагава на п-ове Кии.

Сланцы Отаго характеризуются лишь спорадическими находками дистена и средними давлениями. Характерно также относительно низкое давление  $\text{CO}_2$ . Зональность Барроу имеет более высокие давления  $P_{\text{общ}}$  и  $P_{\text{CO}_2}$  и относится к типичному дистен-силлиманитовому типу. Зона Санбагава интересна тем, что она пространственно связана с глаукофановым метаморфизмом и характеризуется широким развитием пренита, т. е. очень низким  $P_{\text{CO}_2}$ .

*Метаморфическая зональность Новой Зеландии.* В нормально осадочных породах, преимущественно в граувакках и алевролитах, относимых к триасу, частично к юре и перми, наблюдается серия последовательных минеральных преобразований от диагенеза до типичного регионального прогрессивного метаморфизма. В результате возникла метаморфическая зональность (рис. 47) в довольно однородной по составу толще.

Низкотемпературные преобразования в слабо метаморфизованных породах детально изучались Кумбсом (Coombs, 1954, 1960; Coombs и др., 1959). Выделенные им и показанные на рис. 47 породы «цеолитовой фации» не относятся к породам регионального метаморфизма, так как проявляются только в пепловых туфах или присутствуют лишь в цементе пород и включают в себя преимущественно продукты регионального эпигенеза и гидротермальных изменений. Среди остальных слабо метаморфизованных и метаморфических пород по структурно-текстурным признакам (Turner, 1935; 1938; Hutton, 1940; Mason, 1962) и минеральным ассоциациям выделено несколько зон (см. рис. 47), причем, как отмечает Кумбс (Coombs, 1960; Кумбс, 1963), выделенные по структурным признакам низкотемпературные зоны не всегда совпадают с делением по минеральным ассоциациям. Эти соотношения имеют следующий вид:

Структурные признаки пород	Зоны	Минеральные фации и субфации
Неизменные граувакки	1-хлоритовая подзона	Пренит-пумпеллиитовая зона (региональный эпигенез)
Смятые граувакки и полусланцы	2-я хлоритовая подзона	Стильномелан-пумпеллиитовая зона (субфация)
Неполосчатые сланцы	3-я хлоритовая подзона	Фация зеленых сланцев
Полосчатые мусковит-хлоритовые сланцы	4-я хлоритовая подзона	Диафориты (?) по биотитовой зоне
Полосчатые сланцы	Биотитовая	Высокотемпературная субфация фации зеленых сланцев
	Альмандиновая	Фация эпидотовых амфиболитов (дистеновых сланцев)
	Олигоклазовая	

Внутри пумпеллиитовой зоны выделена лавсонитовая зона (см. рис. 47), ассоциирующая с гипербазитовым поясом и относящаяся к другой фации. Возможно, не все эти зоны одновременны, т. е. образовались не при простом одноактном метаморфизме. Так, Мэсон (Mason, 1962) предполагает, что 4-я хлоритовая подзона представляет собой диафориты по биотитовой зоне. Две последние высокотемпературные зоны, образующие узкую полосу вдоль альпийского сдвига (см. рис. 47), как предполагают некоторые авторы (Nattori, 1968), на основании цифр абсолютного возраста и других данных, образовались позже остальных зон, в третичное время, и наложены на них. Вероятно, зональные метаморфические сланцы Новой Зеландии следует разделить на три пояса и соответственно три этапа метаморфизма (Nattori, 1966; Landis, Coombs, 1967):

1. Пояс Ливингстон (по одноименному разлому и поясу гипербазитов) лавсонит-глаукофанового типа.

2. Пояс Вакатипу (сланцы Отаго, хлоритовая и биотитовая зоны); возможно, метаморфизм этого пояса близок к метаморфизму пояса Ливингстона и является синскладчатым, насколько можно судить по соотношению первичной слоистости, сланцеватости и вторичной кристаллизационной полосчатости, возникшей в результате метаморфической дифференциации (Tugue, 1935, 1938).

3. Альпийский пояс (альмандиновая и олигоклазовая зоны) вдоль Альпийского сдвига третичного возраста. Метаморфизм этого пояса, несомненно, послескладчатый.

Рассмотрим подробнее низкотемпературные образования пояса Вакатипу.

1-я хлоритовая (пренит-пумпеллитовая) подзона. Граувакки сохраняют свою первоначальную структуру. Полевые шпаты соссюритизированы или серицитизированы, в основной глинистой массе неравномерно развиваются эпидот, хлорит, кальцит, сфен, пренит. Встречаются узкие жилки, сложенные пренитом или ассоциациями пренит+кальцит, пренит+кварц±пумпеллит, хлорит, кальцит. Пренитсодержащие граувакки непосредственно подстилают ломонитсодержащие породы «цеолитовой фации» (Coombs, 1960). С пренитовыми метаграувакками переслаиваются спилиты, содержащие ассоциацию аб+пумп+хл±сф±кв, эп, ка (в миндалинах), пренит. В слабо перекристаллизованных известняках серии Маитаи пренит встречается в виде ситовидных идиобластовых кристаллов, замещающих обломки раковин. Вместе с ним присутствуют альбит, хлорит, кварц.

2-я хлоритовая (стильпномелан-пумпеллитовая) подзона. Граувакки переходят, как правило, в полусланцы, но минеральные преобразования в них еще не полные; сохраняются реликтовые структуры и минералы (обломки плагиоклаза, калишпата). Глинистая основная масса полностью перекристаллизована в смесь хлорита и слюды, появляется в обилии стильпномелан, исчезает пренит. Белая слюда, согласно рентгенограммам, представлена еще 1М-мусковитом. В метаграувакках характерны ассоциации пумпеллита (иногда эпидота) с альбитом, хлоритом, стильпномеланом, кварцем. Иногда встречается актинолит. Границы распространения этих ассоциаций и структурных подзон (полусланцев), как мы отмечали, совпадают не полностью.

Породы 1-й и 2-й подзон характеризуются неполным преобразованием и включают в себя породы разной степени перекристаллизации. Но как считает Кумбс, они содержат довольно устойчивые минеральные ассоциации, которые позволяют выделять ему «пренит-пумпеллитовую фацию», переходную между эпигенезом («цеолитовой фацией») и типичной фацией зеленых сланцев. По нашей классификации, 1-я подзона соответствует глубинному эпигенезу, а 2-я подзона — стильпномелан-пумпеллитовой субфации (см. рис. 46).

В 3-й хлоритовой подзоне минералогические преобразования прошли полностью, хорошо развивается сланцеватость, сопровождаемая параллельной сегрегацией кварц-полевошпатовых и цветных минералов, первоначальные кластические структуры исчезают, но немного реликтовых зерен сохраняется. Ассоциации полностью раскристаллизованных сланцев 3-й подзоны следующие:

#### А. Метапелиты и метаграувакки:

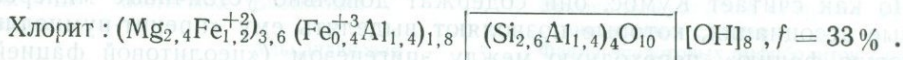
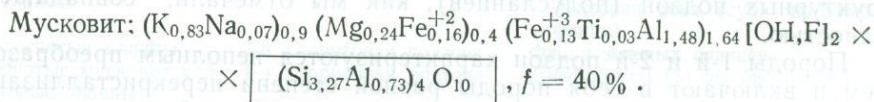
- 1) кв+аб+мус+хл+кл±ка;
- 2) кв+аб+му+хл+кл+акт;
- 3) кв+аб+мус+стильпн+кл+пумпеллит.

### Б. Метабазиты:

- 4) кв+аб+хл+эп+стильпн;
- 5) кв+аб+хл+эп+ка;
- 6) кв+хл+аб+эп+акт;
- 7) кв+аб+хл+эп+акт+ка±мус.

Ассоциации 4—7 аналогичны ассоциациям 1—3, кроме распространенности мусковита. Наиболее обычна ассоциация 1; в ней в породах грауваккового состава наблюдаются следующие соотношения (%): кварц — 20—30, альбит № 5 — 25—35, мусковит 15—25, хлорит около 10, клиноцоизит около 10. В породах пелитового состава содержание альбита — 10—20%, мусковита — 30—35% и хлорита — 15%. Стильпно-мелан появляется в породах с более высоким содержанием  $Fe_2O_3$ . В метапелитах ассоциации с актинолитом (2) и пумпеллиитом (3) редки и, вероятно, соответствуют смешанным составам (с примесью туфового материала). При этом актинолит устойчив только при низком  $P_{CO_2}$ , при повышении  $P_{CO_2}$  он сменяется ассоциацией хл+ка (Turner, 1935<sub>1</sub>); пумпеллиит встречается во 2-й и 3-й подзоне в небольших количествах или в виде жил с кварцем и, вероятно, устойчив с клиноцоизитом. В метабазитах много хлорита и эпидота (вместо клиноцоизита), мусковит обычно отсутствует. Редкость стильпно-мелана и пумпеллиита в 3-й подзоне позволяют сопоставить ее хотя бы частично с эпидот-хлоритовой субфазией (см. рис. 46, б).

4-я хлоритовая подзона, характеризующаяся крупнозернистыми кварц-хлорит-мусковит-альбитовыми сланцами, имеет отчетливую сланцеватость и полосчатость и распространена только в южной части территории, в частности в провинции Отаго, где она и была выделена Тернером (Turner, 1935<sub>2</sub>). Но к северу от горы Кука 3-я хлоритовая подзона непосредственно переходит в биотитовую зону. По мнению Б. Масона (Mason, 1962), 4-я хлоритовая подзона представляет собой результат диафореза пород биотитовой зоны. Это подтверждается тем, что в 4-й подзоне часто содержатся реликты биотита, замещаемого хлоритом, а также тем, что породы 4-й подзоны претерпели более позднюю деформацию в третичное время, обусловившую ретроградный метаморфизм. Из кварц-альбит-мусковит-хлоритовых сланцев 4-й подзоны были проанализированы мусковит и хлорит (Hutton, 1940; Mason, 1962), кристаллохимические формулы которых, согласно анализам, следующие:



Браун (Brown, 1967) представил 120 частичных анализов минералов из хлоритовой и частично биотитовой зон Восточного Отаго, полученных с помощью электронного микроскопа. Изучение показало высокую степень равновесности сосуществующих минералов. Альбит во всех парагенезисах содержит не более 1% примесей. Железистость эпидота ( $Al:Fe^{+3}$ ) колеблется от 12 до 32%, обычно понижаясь от центра к периферии кристаллов, что частично обусловлено распадом пренита и (или) пумпеллиита в 3-й подзоне хлоритовой зоны. В мусковитах вне зависимости от степени метаморфизма значительно колеблется содержание селадонитового компонента, в то время как в хлоритах соотношение  $Al:(Mg+Fe)$  относительно постоянно, но сильно колеблется железистость (рис. 48).

Железистость хлоритов в ассоциации с актинолитом всегда меньше, чем в ассоциации со стильпно-меланом. Актинолит беден Al и Na.

Спессартиновые и гроссуляр-альмандин-спессартиновые гранаты распространены в биотитовой зоне и весьма редки в хлоритовой. Крайние члены гранатов в низкотемпературных сланцах Отаго имеют следующий состав: спес<sub>77</sub>, альм<sub>5</sub>, грос<sub>18</sub>; спес<sub>25</sub>, альман<sub>25</sub>, грос<sub>50</sub>; спес<sub>15</sub>, альм<sub>55</sub>, грос<sub>30</sub>. В зональных гранатах от центра к периферии растет содержание Fe и убывает Mn. В хлоритовой зоне сланцев Отаго проанализированы также несколько образцов стильпноmelана (Hutton, 1940).

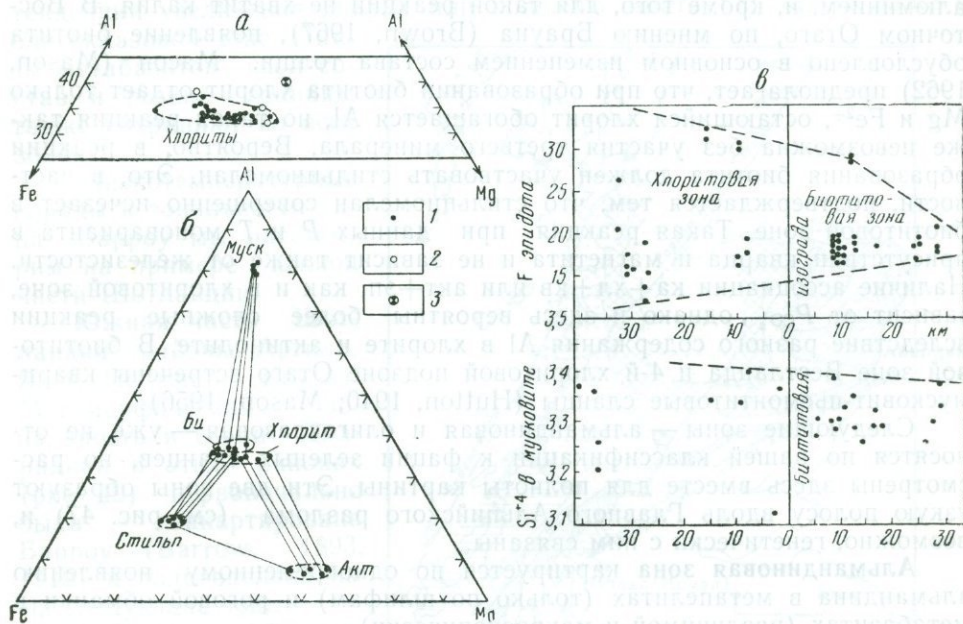


Рис. 48. Составы минералов из зеленосланцевых пород Отаго, Новая Зеландия (Brown, 1967)

*a* — составы хлоритов в отношении Al, Fe и Mg: 1 — анализы на микрозонде, по Брауну; 2 — хим. анализы, по Хаттону и Масону; 3 — хлорит из олигоклазовой зоны, по Масону; *b* — составы сосуществующих минералов в отношении Al, Fe и Mg; *v* — колебание железистости эпидота и содержание Si<sup>4+</sup> (селадонитового компонента) в мусковите при переходе из хлоритовой в биотитовую зону

**Биотитовая зона** характеризуется появлением биотита часто в виде порфиробласт размером 1 мм и более. Минеральные ассоциации в зоне следующие:

#### А. Метапелиты (граувакки и аргиллиты):

- 1) кв+аб+би+мус+кл±ка;
- 2) кв+аб+би+мус+хл+кл;
- 3) кв+аб+би+мус+хл+ка;
- 4) (смешанного состава) кв+аб+би+мус+кл+хл+акт.

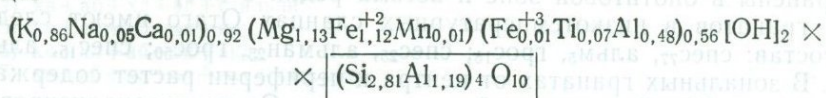
Последняя ассоциация в присутствии рудного минерала моновариантна при данных *P* и *T* и, вероятно, представляет тонкое переслаивание ассоциаций (2) и (7).

#### Б. Метабазиты

- 5) кв+аб+би+хл+ка;
- 6) кв+аб+би+хл+ка+эп;
- 7) кв+аб+эп+акт.

Наиболее обычна ассоциация 1, из сравнения которой с наиболее обычной ассоциацией (1) хлоритовой зоны предполагается, что биотит образовался при реакции мусковита и хлорита, причем хлорит был полностью израсходован.

Однако состав биотита из кварц-альбит-биотит-мусковитовых сланцев



не позволяя присоединиться к этому предложению (Mason, 1962, Кокатаки — Ривер, среднее из 2-х). И мусковит, и хлорит богаче биотита алюминием, и, кроме того, для такой реакции не хватает калия. В Восточном Отаго, по мнению Брауна (Brown, 1967), появление биотита обусловлено в основном изменением состава толщи. Мэсон (Mason, 1962) предполагает, что при образовании биотита хлорит отдает только Mg и Fe<sup>2+</sup>, остающийся хлорит обогащается Al, но такая реакция также невозможна без участия третьего минерала. Вероятно, в реакции образования биотита должен участвовать стильпномелан. Это, в частности, подтверждается тем, что стильпномелан совершенно исчезает в биотитовой зоне. Такая реакция при данных *P* и *T* моноварианта в присутствии кварца и магнетита и не зависит также от железистости. Наличие ассоциации ка+хл+кв или акт+эп, как и в хлоритовой зоне, зависит от *P*<sub>CO<sub>2</sub></sub>, однако и здесь вероятны более сложные реакции вследствие разного содержания Al в хлорите и актинолите. В биотитовой зоне Вестланда и 4-й хлоритовой подзоне Отаго встречены кварц-мусковит-пьемонтитовые сланцы (Hutton, 1940; Mason, 1956).

Следующие зоны — альмандиновая и олигоклазовая — уже не относятся по нашей классификации к фации зеленых сланцев, но рассмотрены здесь вместе для полноты картины. Эти две зоны образуют узкую полосу вдоль Главного Альпийского разлома (см. рис. 47) и, возможно, генетически с ним связаны.

**Альмандиновая зона** картируется по одновременному появлению альмандина в метапелитах (только по шлифам) и роговой обманки в метабазитах (различимой и макроскопически).

**Олигоклазовая зона** выделяется по номеру плагиоклаза (в шлифах), который на границе зоны скачком возрастает до № 20, меняясь в пределах зоны от № 20 до № 30. К этой же зоне относятся, по-видимому, гальки с дистеном и андезином (+кварц, мусковит), а также с ассоциацией дис+акт (*Ng* 1,647) +кв+мус, найденные в реках южной части Вестланда (Mason, 1962). Вероятно, олигоклазовая зона относится в основном к фации дистеновых сланцев. Учитывая также переходы к лавсонитовым и глаукофановым сланцам, зональность в Новой Зеландии должна быть отнесена к повышенным давлениям (см. рис. 46, тип 3).

Характерно, что все сосуществующие фемические минералы в альмандиновой и олигоклазовой зонах заметно различаются по железистости, но примерно равны по глиноземистости. Для сосуществующего биотита, роговой обманки и альмандина *f*=0,46; 0,57 и 0,83 соответственно, а содержание Al на 24 (O, OH, F) равно 3,13; 3,05; 3,26.

Из других минералогических особенностей метаморфических пород Новозеландских Альп следует отметить отсутствие гематита, редкость пирита (присутствует только в метабазитах) при широком распространении магнетита и пирротина, свидетельствующем о довольно постоянных потенциалах кислорода и серы, а также значительное развитие кальцита с кварцем, постоянно присутствующего в метабазитах всех зон, и замещение актинолита хлоритом с кальцитом в хлоритовой зоне, указывающие на довольно высокое *P*<sub>CO<sub>2</sub></sub>; но оно более низкое, чем в Шотландии. Только в 1 хлоритовой подзоне, где встречаются жилки с пренитом, и в ассоциациях 2 подзоны с пумпеллитом, *P*<sub>CO<sub>2</sub></sub>, возможно, были низкими. Ни в одной из зон, несмотря на специальные поиски, не был найден парагонит, что связано с низким потенциалом Na. С по-

стоянством потенциалов  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  и щелочей связан, вероятно, и тот факт, что образование роговой обманки по сложной реакции с участием альбита, хлорита и кальцита происходит резко, т. е. при вполне определенной степени метаморфизма.

Тернер и Мэсон (Mason, 1962) приводит доказательства изохимического характера метаморфизма новозеландских сланцев в отношении главных компонентов. В частности, Мэсон на основании 12 химических анализов метапелитов показал постоянство состава и отсутствие тенденции увеличения кварца или полевого шпата или обоих даже в олигоклазовой зоне. Линзы метабазитов свой состав и резкие границы также сохраняют во всех зонах.

Низкотемпературные породы в зональности типа Барроу мы рассмотрим на примере южной части Шотландии.

**Южная часть Шотландии** (районы Аргилл, Вост. Пертшир, Коуэл). Метаморфическая зональность в серии Далрадиан в этих районах (рис. 49) первоначально была закартирована Барроу (Barrow, 1893, 1912) и подразделена им на следующие зоны:

1. Зона «обломочной» слюды.
2. Зона «перекристаллизованной» (digested) слюды.
3. Зона биотита.
4. Зона альмандина и другие более высокотемпературные зоны.

Первые две зоны были объединены Тилли (Tilley, 1925) в хлоритовую зону. Макнамара (McNamara, 1965) вновь подразделил ее на две субфации (подзоны), однако их определенная корреляция с зонами Барроу им не охарактеризована.

Зональность была установлена по «индекс-минералам» в псаммопелитовых породах, которые были выбраны для этой цели благодаря преобладанию песчано-глинистых осадков и их минеральной изменчивости (чувствительности) при возрастании степени метаморфизма. Другие исследователи учитывали также прослой основного состава («зеленые слои» и «эпидиориты»).

Причину метаморфической зональности Барроу видел в интрузии гранитоидов, которые могли быть в высокотемпературной силлиманитовой зоне. Этот взгляд поддерживает и Рид (Read, 1939), но большинство исследователей, начиная с Тилли (Tilley, 1925; Elles, Tilley, 1930), считали этот вывод ошибочным и объясняли метаморфическую зональность в основном погружением в процессе складкообразования и повышением температур и давлений, хотя и не отрицали местные

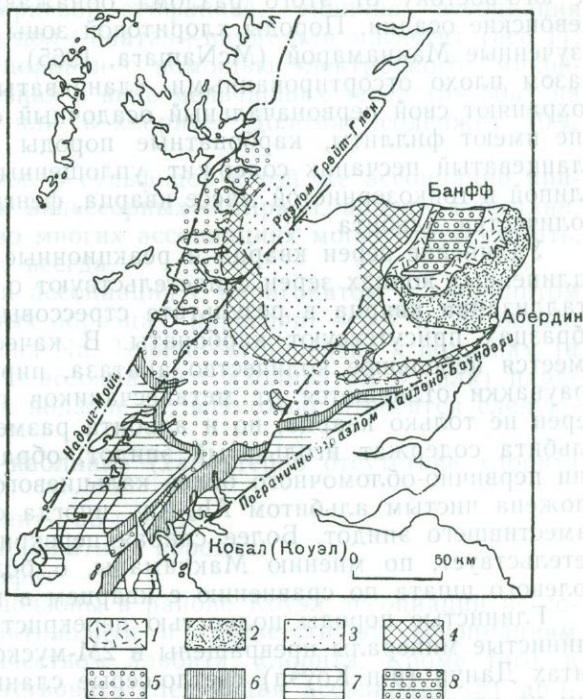


Рис. 49. Метаморфическая зональность в серии Далрадиан Шотландских нагорий (Kennedy, 1948, с добавлениями по Chinner, 1966)

Зоны: 1 — андалузитовая, 2 — андалузит-силлиманитовая, 3 — силлиманитовая; 4 — дистеновая; 5 — гранат-ставролитовая; 6 — биотитовая; 7 — хлоритовая; 8 — нерасчлененная биотитовая и ставролитовая

повышения температур, связанные с гранитоидами. Высокая сланцеватость пород, по их мнению, указывает также на большую роль стресса. Харкер (Harker, 1932) отводил стрессу главную роль при объяснении различий зональности типов Барроу и Бачен (названия тип «Барроу», «Бахен» появились позже, Добрецов и др., 1970<sub>2</sub>).

Фации зеленых сланцев принадлежат породы хлоритовой и биотитовой зон.

**Хлоритовая зона** протягивается непосредственно к северо-западу от разлома Хайленд-Баундери в виде полосы шириной 7—10 км. К юго-востоку от этого разлома обнажаются неметаморфизованные девонские осадки. Породы хлоритовой зоны в районе Коуэл, детально изученные Макнамарой (McNamara, 1965), представлены главным образом плохо отсортированными сланцеватыми песчаниками, которые сохраняют свой первоначальный осадочный облик. Подчиненное значение имеют филлиты, карбонатные породы и метабазиты. Типичный сланцеватый песчаник содержит уплощенные зерна кварца до 1 мм длиной в тонкозернистой массе кварца, фенгита, хлорита и небольшого количества альбита.

Удлинение зерен кварца и реакционные мозаичные оторочки на удлиненных концах зерен свидетельствуют о переотложении и перекристаллизации кварца в результате стрессовых напряжений. Во многих образцах присутствуют карбонаты. В качестве постоянной примеси имеется небольшое количество анатаза, пирита или магнетита. Метаграувакки отличаются от метапесчаников присутствием обломочных зерен не только кварца, но и альбита размером до 2 мм. Ядра зерен альбита содержат игольчатый эпидот, образовавшийся при разложении первично-обломочного более кальциевого плагиоклаза, а оторочка сложена чистым альбитом  $Ab_{97}Ap_3$ , иногда с включениями карбоната, заместившего эпидот. Более слабая перекристаллизация альбита свидетельствует, по мнению Макнамары, о более слабой растворимости полевого шпата по сравнению с кварцем в поровом растворе.

Глинистые породы полностью перекристаллизованы в филлиты; глинистые минералы превращены в 2M-мусковит и 14Å-хлорит. В филлитах Данун (р-н Коуэл) светло-серые сланцы состоят главным образом из кварца и серицита с иголочками рутила, лежащими в базальной плоскости серицитовых чешуек. В зеленовато-серых сланцах, содержащих хлорит, рутил редок. Пурпурно-красные сланцы содержат гематит, темно-серые сланцы насыщены мелкими кристаллами и скоплениями пирита или иногда марказита, встречаются также сланцы с графитом. Все эти породы местами переслаиваются, образуя полосчатые сланцы.

Наблюдаются все переходы от пород, близких к глинистым сланцам, до настоящих филлитов. В первых хлорит оптически отрицательный, плеохроирует от интенсивно-зеленого до светло-желтого и образует пучки или реже жилообразные обособления, лежащие в плоскости сланцеватости, но состоящие из чешуек, перпендикулярных сланцеватости. Белая слюда представлена серицитом, более богатым  $H_2O$  и бедным K. При переходе к настоящим филлитам, хлорит становится светло-зеленым, его чешуйки параллельны сланцеватости, а серицит сменяется более или менее крупночешуйчатым фенгитом. Выходы типичных филлитов в хлоритовой зоне не обнаруживают правильного расположения по отношению к прогрессивной зональности, и их появление зависит от состава пород и локальных кинетических условий.

Прослой метабазитов, выделяемые как «зеленые слои» и «эпидиориты», были детально изучены Филлипсом (Phillips, 1930) и Уайзманом (Wiseman, 1934). «Эпидиориты низкой степени метаморфизма», находящиеся в хлоритовой и биотитовой зонах, по мнению Уайзмана, существенно не различаются. Для них характерно полное отсутствие

граната, наличие только альбита, сохранение первичных офитовой и порфировой структур. Уайзман отмечает наличие актинолита в некоторых «эпидиоритах» хлоритовой зоны, а Макнамара подчеркивает полное отсутствие актинолита в хлоритовой зоне в районе Коуэла, что связано, по-видимому, с различиями  $P_{\text{CO}_2}$ .

В результате детального минералогического изучения хлоритовая зона района Коуэл была подразделена Макнамарой (McNamara, 1965) на две субфации (подзоны) Ia и Ib.

Ia. В более низкотемпературной подзоне, названной мусковит-хлорит-доломит-кварцевой субфацией, типична ассоциация 1) кв+аб+фенгит+хл+ка+дол+анатаз+пирит или магнетит (асс. 1).

Доломит был идентифицирован с помощью электронного микроскопического анализа во многих образцах в виде мельчайших зерен (5—50 $\mu$ ) на границе кварца и хлорита или в хлорите. Доломит содержит 10%  $\text{FeCO}_3$ .

В породах без карбонатов и сульфидов в той же ассоциации присутствует гематит, из других аксессуарных — циркон, апатит, турмалин. Хлорит, карбонаты, альбит во многих ассоциациях могут отсутствовать, кварц и фенгит присутствуют всегда.

Более редкими являются ассоциации с парагонитом и каолинитом (каолинит найден в единичных образцах, парагонит — в 7 из 80 образцов со слюдой, проверенных на Na. Точную их привязку к подзонам Ia и Ib Макнамара не дает). Из ассоциаций с каолинитом и (или) парагонитом (McNamara, 1965) к подзоне Ia, возможно, относятся следующие ассоциации:

2) кв+мус+парагонит+каолинит (характерно отсутствие хлорита и карбонатов);

3) кв+хл+мус+парагонит+аб+гем;

Графит встречается в карбонатных породах:

4) ка+дол+кв+хл+графит.

В метабазитах из этой подзоны в районе Коуэл ассоциации не содержат ни эпидота, ни актинолита и соответствуют ассоциациям I и Ia, но с большим количеством альбита, хлорита. Кроме того, в «эпидиоритах» может присутствовать следующая ассоциация: 5) аб+хл+стильпн+гем±кв.

Подзону Ia Макнамара по температуре сопоставляет с ломонитовой зоной Новой Зеландии, но отличает ее по более высокому  $P_{\text{CO}_2}$ , в породах Шотландии. Вероятно, лучше ее сопоставлять с I хлоритовой подзоной Новой Зеландии.

Ib. В высокотемпературной подзоне ассоциация доломита с кварцем исчезает, а в метаграувакках и особенно в метабазитах широко распространен эпидот. Клиноцоизит-эпидот в эпидиоритах не обнаруживает тесной связи с альбитом и имеет тенденцию находиться в самостоятельных кристаллах. В этом можно видеть доказательство подвижности кальция. Одновременно в метабазитах нередко появляется зеленый биотит ( $Nm=1,651$ ), поэтому Макнамара предполагает реакцию типа: мус+хл+дол+кв→эп+би+летучие, которая происходит при более низких температурах, чем соответствующая реакция с кальцитом, но без доломита.

Переход из зоны Ia в зону Ib примерно коррелируется еще с двумя явлениями, значение которых подчеркивает Макнамара: массовое развитие сегрегации кварца и переход анатаз→рутил. Послойные сегрегации, реже секущие жилы кварца и жилы состава кв+аб+хл+ка, наиболее характерны для подзоны Ib, где присутствуют в самых различных породах. Первое появление этих жил зависит также от состава и проницаемости пород, в частности, они раньше появляются в сильно рассланцованных породах. Хотя рутил, возможно, присутствует в подзоне Ia, но в целом массовое развитие анатаза и рутила явно коррели-

руется с прогрессивной зональностью, хотя значение этого факта недостаточно ясно.

В подзоне Ib, выделяемой Макнамарой, как мусковит-хлорит-эпидот-кальцитовая субфация, в метапелитах и метапесчаниках характерна следующая ассоциация:

1) кв+аб+фенгит+хл+ка+эп+рутил.

Парагонит, по-видимому, также возможен в этой подзоне, в частности сюда можно отнести ассоциации:

2) кв+фенгит+парагонит+хл+гем+рутил;

3) кв+фенгит+парагонит+хл+эп+графит.

(McNamara, 1965).

В метабазах (метадиоритах) характерна ассоциация:

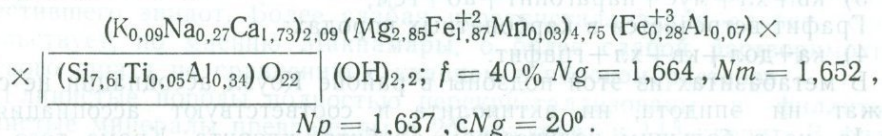
4) аб+хл ( $Nm \geq 1,635$ ) ± эп+би ( $Nm = 1,651$ ), ка+сфен;

5) аб+хл+эп+стильпн ( $Nm = 1,658$ ) ± сфен, кварц.

В нормальных «зеленых слоях» (туфы и близкие к ним породы) амфибол в хлоритовой зоне отсутствует, но в «эпидиоритах» (метадиоритах), как мы отмечали выше, Уайзман отмечает наличие актинолита в ассоциации:

6) хл ( $Nm = 1,617 - 1,635$ ) + аб + ак ( $Nm = 1,636 - 1,660$ ) + эп ± мус, сфен, кварц.

Хлорит без актинолита имеет  $Nm = 1,640 - 1,653$ ; в хлоритах, сосуществующих с актинолитом,  $Nm$  меняется от 1,635 до 1,615—1,617 и так же закономерно меняется  $Nm$  актинолита. Наиболее железистые амфиболы ( $Nm = 1,650 - 1,665$ ) сосуществуют с хлоритом почти постоянной железистости ( $Nm = 1,632 - 1,635$ ). Относительно железистые амфиболы хлоритовой зоны содержат мало Al и близки к актинолиту. Например, амфибол, ассоциирующий с хлоритом ( $Nm = 1,630$ ), имеет следующий состав:



Уайзман предполагал, что амфибол в «низкотемпературных эпидиоритах» мог быть «промежуточным продуктом» или «устойчивым реликтом» при разложении пироксена. Однако отсутствие реакционных соотношений между хлоритом и амфиболом, закономерное изменение их железистостей и особенности состава актинолитов предполагают устойчивость актинолита в хлоритовой зоне и его равновесие с хлоритом. Появление же или отсутствие (карбонатизация) амфибола в метабазах зависело от различий в парциальном давлении  $CO_2$  и (или) в содержании в породах Ca.

Макнамара детально изучил составы белых слюд и хлоритов в породах хлоритовой зоны комплекса Далрадиан и привел 10 анализов белых слюд, 11 хлорита, а также анализы биотита и хлоритоида в равновесии с хлоритом (из биотитовой зоны). Белые слюды в хлоритовой зоне представлены тонкозернистыми «серицитами», для которых характерно повышенное содержание Na (доля  $Na/Na+K = 17 - 25\%$ , а в обр. 327, где серицит сосуществует с парагонитом, она достигает 34%), пониженная сумма  $Na+K$  (0,72—0,86 вместо 1,00 в кристаллохимической формуле), присутствие Ca и избыток  $H_2O$  в некоторых серицитах. В более крупнозернистых фенгитах Na меньше и сумма  $Na+K$  близка к единице. Хлориты из филлитов и кварцито-сланцев хлоритовой зоны имеют  $f = 59 - 71\%$  и содержание Al 2,80—3,00, что отличает их от хлоритов в аналогичных породах хлоритовой зоны Новой Зеландии (в частности, по более высокой железистости). Состав хлорита из «эпидиоритов» (в ассоциации с альбитом и сфеном, рассчи-

танный по породе; (Wiseman, 1934) характеризуется более низким содержанием Al (2,30).

Сосуществующие серициты и хлориты в хлоритовой зоне отличаются от пары фенгит — хлорит в биотитовой зоне наклоном коннод (см. рис. 37) благодаря более низкому содержанию Al в серицитах. Железистость  $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$  белых слюд и хлоритов колеблется незаконмерно, хотя хлориты всегда несколько более железистые.

**Биотитовая зона** отделяется от хлоритовой появлением коричневого биотита в «псаммопелитовых» породах. Граница в поле проводится с трудом и требует микроскопической проверки, так как биотит интенсивно замещается хлоритом при диафорезе. Такой «вторичный» хлорит от «прогрессивного» отличается или реликтами, или сагенитовой решеткой рутила во «вторичном» хлорите. Кроме коричневого присутствует «зеленый» биотит, но он более характерен для «зеленых прослоев» обычно в ассоциации с эпидотом и появляется раньше коричневого биотита в метапелитах (см. хлоритовую зону). Образование биотита в метапелитах объяснялось реакцией мусковита с хлоритом, правильнее, смещением составов сосуществующих хлоритов, мусковитов и биотитов. Типичной породой является биотитовый сланец:

1) би+хл+мус(фенгит)+кв±аб, мт, ка.

В то же время в прослоях с гематитом биотит может отсутствовать:

1а) хл+фенгит+кв+гем.

В этих ассоциациях, судя по химическим анализам, фенгит также содержит много Mg, Fe и Na:

$f_{би} \geq f_{хл} > f_{фенг}$  и  $Al_{хл} \geq Al_{фенг} > Al_{би}$ ,  $f_{хл} = 50-55\%$ .

В более железистых породах может присутствовать хлоритоид и богатый Mn гранат:

2) кв+му+хл ( $f > 70$ ) +хлд±Mn-гранат.

В этой ассоциации мусковит почти не содержит Mg и  $Fe^{+2}$ , а хлоритоид значительно более железистый, чем хлорит ( $f = 86$  и  $61\%$  соответственно).

Появление в больших количествах собственно альмандина в метапелитах определяет границу следующей альмандиновой зоны.

Атертон (Atherton, 1968) изучил биотиты, хлориты и гранаты вблизи гранатовой изограды в центральном Пертшире. Хлориты, гранаты и биотиты (в трехфазовой ассоциации) из трех образцов вблизи гранатовой изограды имеют очень постоянный состав, несмотря на различия в составе пород, что наводит на мысль, что они близки к моновариантному равновесию. Общая железистость биотитов в этой ассоциации близка к железистости хлоритов (59—60%) и больше железистости породы. В самой биотитовой зоне биотит заметно более железистый и менее марганцовистый, чем хлорит. По мере роста содержания граната он становится главным концентратором Fe и Mn и в альмандиновой зоне, где также может присутствовать хлорит (частично вторичного происхождения), биотит становится менее железистым, чем порода, и вся трехфазовая ассоциация биотит — гранат — хлорит смещается на диаграмме AFM к магнезиальному углу (Atherton, 1968).

В основных породах биотитовой зоны характерны ассоциации:

3) би(мус)+хл ( $Nm = 1,605-1,625$ ) + аб+эп+акт ( $Nm = 1,630-1,635$ ) ± кв;

4) хл ( $Nm = 1,630-1,653$ ) + аб+амф ( $Nm = 1,635-1,645$ ) + ка ± би.

Более обычна ассоциация 3, в которой мусковит редок и, по-видимому, более поздний (по биотиту). Эпидот нередко зональный, кайма может быть и более и менее железистая, чем ядро. Актинолит и хлорит в ассоциациях 3 и 4 отличаются железистостью, причем актинолит

в обоих случаях меняет свой состав незначительно при заметных колебаниях  $Nm$  хлоритов. Другими словами намечается разная зависимость  $Nm$  хлоритов и  $Nm$  актинолитов в хлоритовой и биотитовой зонах. Хлорит в ассоциации 3 менее железистый и менее глиноземистый, чем в метапелитах (ассоциациях 1—2). Актинолит в биотитовой зоне богаче алюминием, чем в хлоритовой, и имеет в формуле примерно  $0,75 Al_{\text{сумм}}$ , т. е. приближается к актинолитовой роговой обманке.

**Альмандиновая зона** отделена от биотитовой гранатовой изогрადой, которая в метапелитах и псаммитах является более резкой, чем биотитовая, а алмадин хорошо узнается по псевдоморфозам даже при сильном диафторезе. Характерны грубозернистые сланцы состава альм+мус+би+кв+кислый плагиоклаз. Границы зон, в том числе альмандиновой, смещены в нескольких местах по разлому, так что альмандиновая зона местами соприкасается непосредственно с хлоритовой или, наоборот, отсутствует между биотитовой и дистеновой зонами.

**Дистеновая и силлиманитовая** зоны занимают более ограниченные площади в южной части Шотландии.

Приведем схему сопоставления метаморфических зон (субфации) Южной Шотландии и Новой Зеландии (табл. 9) и соответствующую оценку условий метаморфизма в них, по Макнамаре (McNamea, 1965).

Таблица 9  
Сопоставление низкотемпературных метаморфических зон Южной Шотландии и Новой Зеландии

Южная Шотландия	Мусковит-хлорит-доломит-кварцевая субфация	Мусковит-хлорит-эпидот-кальцитовая субфация	Биотитовая зона	
	Биотит (из доломита)		Актинолит	
	200° С	300° С	400° С	
	2000 бар	3000 бар	4000 бар	
Новая Зеландия	Ломонтитовая зона	Пренит-пумпелинитовая фация (в метаграувакках)	Мусковит-хлорит-эпидот-актинолитовая субфация	Биотитовая зона
	Актинолит			

При сопоставлении данной схемы с нашей схемой субфации (см. рис. 46) видно, что мусковит-хлорит-доломит-кварцевая субфация соответствует переходной зоне от эпигенеза к метаморфизму, остальные две зоны — субфациям б и (в — г) во 2 или 3 типе зональности, хотя оценки температур и давлений несколько отличаются и ближе соответствуют 2 типу зональности.

**Северо-Байкальское нагорье.** Метаморфические комплексы рифейского возраста, детально изученные в Мамском районе (Великославинский и др., 1966) и в районе Бодайбо, р. Патома (Кележинская,

1968), являются примерами зональных комплексов в основном дистен-силлиманитового типа. Для зеленосланцевой зоны здесь характерно широкое развитие пиррофиллита, непосредственно сменяющегося дистеном при повышении температуры.

**Пояс Санбагава, п-ов Ки** (Seki и др., 1964; Seki, 1965). Метаморфическая зональность в этом районе характеризуется региональным распространением пренита в низкотемпературной зоне и, возможно, иллюстрирует переход от слабо метаморфизованных пород к типичным зеленым сланцам в условиях средних давлений ( $P_{\text{общ}}$ ) и низких давлений ( $P_{\text{CO}_2}$ ), аналогично новозеландской зональности, по Кумбсу. Метаморфическая толща подразделена на три зоны (в порядке увеличения степени метаморфизма):

**Зона I** характеризуется присутствием пренит-хлорит-кварцевой ассоциации: актинолит в этой зоне не найден, а пумпеллит и эпидот для нее обычные минералы. Метабазиты зоны I характеризуются следующей ассоциацией: пренит+эп+пумпеллит+хл+аб+кв+ка±лейкоксен, гематит, серицит, а также рядом ассоциаций, получающихся из приведенной вычеркиванием одного из минералов.

**Зона II** характеризуется отсутствием пренита и появлением бесцветного актинолита. Ассоциации в метабазитах включают эп+акт+пумпеллит+хл+аб+лейкоксен±ка, кв, сер и частные ассоциации. В составе этой зоны выделяется также подзона IIa, в которой присутствуют и пренит, и актинолит: пренит+хл+эп+акт (бесцветный).

**Зона III** характеризуется исчезновением пумпеллита, а актинолит становится светло- или голубовато-зеленым. Наиболее распространена здесь следующая ассоциация: акт+эп+хл+аб+лейкоксен±мус, кв, ка, стильпн. Отмечается также марганцовистый гранат, турмалин, рибекитовый амфибол (в ассоциации с Fe-эпидотом и Fe-хлоритом). Смену ассоциаций от зоны I к зоне II Секи объясняет следующей реакцией: пренит+антигорит+кв→эп+акт+H<sub>2</sub>O; реакция смещается вправо при повышении температуры, увеличении  $P_{\text{общ}}$  и уменьшении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ .

#### § 36. ЗЕЛЕНΟΣЛАНЦЕВЫЕ ОДНОРОДНО МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ТОЛЩИ

Из всех фаций регионального метаморфизма наибольшее распространение, пожалуй, имеет гранулитовая и зеленосланцевая фации. Они нередко не связаны с какими-либо зональными комплексами. Зеленосланцевые толщи, однородно метаморфизованные на огромных площадях, встречаются в основании многих докембрийских и более молодых складчатых поясов, заложенных на древнем платформенном основании. На территории СССР в качестве примеров можно привести карелиды и саксаганиды Восточно-Европейской платформы, рифейские отложения Таймыра, Тимана, Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области и др. Поскольку на территории СССР преобладают протерозойские и палеозойские складчатые пояса, то и зеленосланцевые толщи здесь в основном протерозойские или палеозойские. Однако встречаются и мезозойские зеленокаменные толщи, локализованные в узких зонах; они обычно зональны и имеют ограниченное распространение.

В однородно метаморфизованных толщах степень метаморфизма, если и меняется, то соответствует стратиграфической последовательности и сохраняет выдержанность на больших расстояниях по простиранию, однако она может меняться при переходе из одной структурно-фациальной зоны в другую, в соответствии с глубиной погружения зоны и другими особенностями. Реже на фоне однородного метаморфизма здесь проявляются локальные «термальные антиклинали» с образованием зональных метаморфических комплексов и повышением степени метаморфизма до амфиболитовой фации.

Рассмотрим следующие наиболее характерные примеры таких метаморфических толщ, относящиеся преимущественно к территории СССР и отличающиеся друг от друга рядом особенностей:

1. Протерозойские толщи Восточно-Европейской платформы и Тимана.
2. Протерозойские толщи Таймыра.
3. Протерозойские (рифейские) толщи Алтае-Саянской области.
4. Палеозойские зеленокаменные толщи Урала.
5. Палеозойские зеленые сланцы Вермонта (США).
6. Зеленые сланцы Тянь-Шаня и Памира (разного возраста).

### Протерозойские зеленосланцевые толщи Восточно-Европейской платформы

Протерозойские зеленосланцевые толщи встречаются в древних прогибах на платформе. На Балтийском и Украинском щитах, в области Воронежского поднятия и КМА, средне-нижнепротерозойские отложения в структурах карелид и саксаганид образуют узкие вытянутые полосы (крутые синклинали или приразломные трогообразные выполения) на фоне переработанного гнейсо-гранитного основания, реже — более обширные поля низкотемпературных метаморфических пород (Кратц, 1963; Добрецов и др., 1966). В большинстве случаев они относятся к фации зеленых сланцев, реже — к фациям андалузит-(силлиманит)-мусковитой ( $V_3$ ) и дистеновых сланцев ( $C_{3a}$ ). Степень метаморфизма на огромных протяжениях этих прогибов нередко одна и та же, хотя в некоторых случаях устанавливается метаморфическая зональность, например, в Северном Приладожье. Преобладающие зеленосланцевые толщи карелид и саксаганид платформы без четкой метаморфической зональности служат как бы фоном, на котором локально (в наиболее погруженных прогибах или вблизи гранито-гнейсовых «куполов») проявляются более высокотемпературные ассоциации.

Общая мощность разреза зеленокаменных протерозойских толщ платформы колеблется от 3—5 до 15 км. Характерно, что близкие по возрасту неметаморфизованные отложения, которые дополняли бы сверху колонку метаморфизируемых осадков во время метаморфизма, в большинстве случаев здесь отсутствуют. В связи с этим возникает проблема — уничтожены ли эти неметаморфизованные толщи глубокой эрозией или они не существовали совсем, т. е. необходимая температура (250—300°С и выше) достигалась сразу вблизи поверхности. Это требует специального изучения, учитывая, что хемогенны многие осадки (например, в железистой формации), а состояние гидроатмосферы в нижнем протерозое было отличным от современного.

В качестве примера зеленосланцевых толщ Восточно-Европейской платформы рассмотрим породы ятулийской формации карелид в районе оз. М. Янис-Ярви и сопредельных районов. По данным А. А. Предовского и др. (1967) и В. Н. Кицула (1963), эта формация состоит из метаморфизованных терригенных, карбонатных и основных пород (метабазитов, диабазов). Первые представлены кварцито-песчаниками, кварцитами, сланцами и хорошо сохраняют первичноосадочные структуры (бластосаммитовые и др.). Типичная ассоциация включает кв + мус (серцит) + хл + светлый би + альб + олиг + эп. Акцессорные — турмалин, апатит, циркон, магнетит, гематит, сульфиды. Гематит и сульфиды совместно не встречаются. В некоторых сланцах содержится дисперсное графит-шунгитовое вещество. В северной части зоны распространены кварциты и кварцито-песчаники, не содержащие хлорита и биотита. Рудными элементами обогащены сульфидно-графитовые сланцы из низов серии, содержащие повышенные концентрации  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Cu$ ,  $Mo$ ,  $V$ .

Карбонатные породы — доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы — характеризуются мелкозернистым сложением и ассоциацией ка+дол+кв±флог, сульфиды.

Ассоциация дол+кв считается типичной для фации зеленых сланцев (Кицул, 1963).

Метаморфизованные основные породы характеризуются неравномерными изменениями. Обычно основной плагиоклаз замещен альбитом, кальцитом, эпидотом, а цветные минералы — актинолитом, эпидотом или клиноцоизитом, хлоритом. Наиболее общей ассоциацией является аб+эп+ка+акт+хл±кв, мт, сульфиды.

Таким образом, обычное присутствие биотита с хлоритом и мусковитом в метапелитах позволяет отнести породы к высокотемпературной части фации зеленых сланцев, в то время как в основных породах имеется и актинолит с эпидотом, и ассоциация ка+хл+кв. По-видимому, это объясняется высоким  $P_{CO_2}$  в связи с большим количеством карбонатных пород.

Зеленосланцевые породы, принимая участие в зональных метаморфических комплексах Северного Приладожья, сменяются ассоциациями фации «эпидотовых амфиболитов», граница которых, по Н. Г. Судовикову (1964), проводится по появлению алмандина и характерной ассоциации в трегерных породах

би ( $Nm=1,638-1,645$ ) + мус+пл (№ 20—30) + кв+гр ( $N=1,810-1,813$ ) ± мт, ка, эп, хл ( $Nm=1,634-1,636$ ).

Последние три минерала считаются диафоричными; хлорит, например, развивается по биотиту и гранату. В карбонатных породах тремолит (актинолит) сменяет ассоциацию доломита с кварцем и появляются характерные парagenезисы:

кв+грем ( $Ng=1,629-1,652$ ,  $-2V=80-82$ ) + ка±флог;  
ка+дол+грэм±флог.

В амфиболовых сланцах появляется сине-зеленая роговая обманка ( $2V=-75-88$ ) и парагенезисы

рог+би+олиг+кв+эп;  
рог+эп+ка+кв.

Аналогичные ассоциации описаны в других местах зеленосланцевых толщ карелид и саксаганид Балтийского и Украинского щитов и Воронежского поднятия. Так, Бойко и др. (1967) из Базавлукской структуры в Приазовье описали следующие ассоциации из «апоспилитов, апокератофинов» и туфогенных сланцев:

- 1) аб-олиг (аб) + би<sub>59-67</sub> + мус+хл+кв±эп, ильм, сульфиды;
- 2) кв+би<sub>46-48</sub>+рог (сине-зел.) + аб+хл+эп±карбонаты, мт, ил;
- 3) алб+би<sub>44</sub>+хл+карбонаты+кв+ил.

Из метасодочных (железистых) пород:

- 4) кв+би<sub>63-70</sub>+гр (Mn—Fe) + карбонаты+хл+аб+цо+ил;
- 5) кв+мт+би<sub>81</sub>+хл+кум+сидерит±сульфиды;
- 6) мус+хл+кв±мт.

Из ультрабазитов и контактово-метасоматических пород:

- 7) би<sub>51</sub>+кв+хл+мт;
- 8) би<sub>33-41</sub>+акт+хл<sub>30-37</sub>+кв±мт, пирит;
- 9) акт+хл±Fe-рудн.

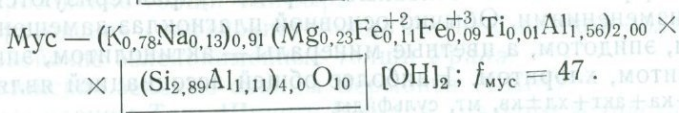
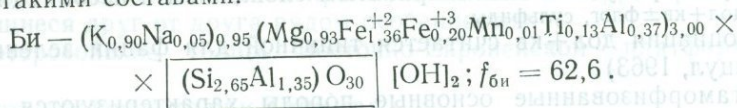
Из этих ассоциаций приведены анализы слюд и хлорита. Сосуществующие биотит и хлорит из ассоциации 8 имеют следующие составы:

Би —  $(K_{0,77}Na_{0,09}Ca_{0,02})_{0,88} (Mg_{1,67}Fe_{0,92}^{+2}Fe_{0,23}^{+3}Ti_{0,08}Al_{1,10})_{3,01}$

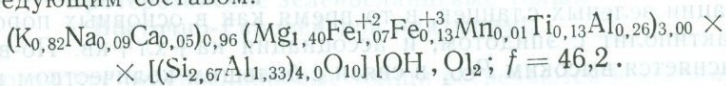
$(Si_{2,75}Al_{1,25})O_{10}$  [OH]<sub>2</sub>;  $f_{би} = 41,1$ .

Хл —  $(Mg_{3,02}Fe_{1,54}^{+2}Fe_{0,18}^{+3}Ti_{0,02}Al_{1,22})_{5,96} (Si_{2,70}Al_{1,30})O_{10}$  [OH]<sub>8</sub>;  $f_{хл} = 36,4$ .

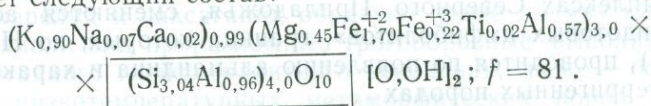
Сосуществующие биотит и мусковит из ассоциации 4 характеризуются такими составами:



Биотит в ассоциации 2 с роговой обманкой может быть охарактеризован следующим составом:



Наиболее железистый биотит — из железистых пород (ассоциация 5) имеет следующий состав:



Как отмечают В. Л. Бойко и др. (1967), с возрастанием железистости в биотитах увеличивается их глиноземистость и степень окисления. Абсолютный возраст (К—Аг-методом) биотитов дает интервал 1900—2100 млн. лет.

В. Л. Бойко и другие (1967) считают, что указанные породы «относятся к эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям», хотя из описания не ясно, имеется ли в виду зональный комплекс, или породы, промежуточные по условиям образования между этими двумя фациями.

Наиболее специфичны среди нижнепротерозойских образований Восточно-Европейской платформы метаморфизованные железистые формации типа КМА и Кривого Рога, аналогичные таковым гуронской формации Сев. Америки. В значительной части эти породы относятся к фации зеленых сланцев. Их важнейшие минеральные ассоциации:

- |  |                                       |
|--|---------------------------------------|
| 1) кв + мт + гем + анк <sub>25-75</sub> + хл + би <sub>50-70</sub> (зел.) + тлк; | } гальк-сидеритовая зона КМА          |
| 2) кв + мт + гем + анк + ка + хл + би (зел.);                                    |                                       |
| 3) кв + гриналит + хл + мт + гем ± сидерит;                                      | } Хлоритовая зона, гуронская формация |
| 4) кв + стильпн + миннесотаит + мт + сид + гем;                                  |                                       |
| 5) кв + мт + гем + анк <sub>10-75</sub> + тлк ± би;                              | } Тальк-куммингтонитовая стгулень КМА |
| 6) кв + мт + кум + анк <sub>10-75</sub> + би + тлк, хл;                          |                                       |
| 7) кв + мт + гем + анк + ка + би;  |                                       |
| 8) кв + мт + гем + би + аб + ка;   |                                       |
| 9) кв + хл + би + стильпн + мт + гем ± сидерит;                                  | } Биотитовая зона, гуронская формация |
| 10) кв + мт + гюбнерит + сидерит + би + хл.                                      |                                       |

Ассоциации с гюбнеритом и куммингтонитом можно считать переходными к фации В<sub>а</sub>.

Характерной особенностью железистых формаций Восточно-Европейской платформы, в частности в районах КМА и Кривого Рога (Глаголев, 1958, 1961, 1966; Елисеев и др., 1961), является проявление низкотемпературного натрового метасоматоза. По температуре он соответствует фации зеленых сланцев. В результате Na-метасоматоза в железистой формации образуются породы с натровым амфиболом ряда родусит — рибекит и эгирином, вплоть до рибекитовых кварцитов и эги-

ринитов. Во вмещающих и подстилающих породах — слюдистых сланцах и гнейсах — следов щелочного метасоматоза не видно. Соотношение метасоматитов с различными типами исходных пород (Глаголев, 1961, 1966) может быть изображено следующей схемой (табл. 10).

Таблица 10

Исходные породы и Na-метасоматиты КМА

Исходные породы	А. Куммингтонитовые и куммингтонит-магнетитовые кварциты	Б. Магнетитовые кварциты	В. Гематит-магнетитовые кварциты с тальком	
Ассоциации	№ 6 (см. выше)	Кв+мт+анк+тлк или кум	№ 5 (см. выше)	
Метасоматиты	«Фации I и II»	Эгириниты и эгирин-родусит-магнетитовые кварциты	Родусит-магнетитовые кварциты	Гематит-магнетитовые кварциты с родуситом, тальком
	Ассоциации	Кв+эг+Na-амф <sub>80-70</sub> +мт ± дол, аб, слюда	Кв+Na-амф+мт ± эг, аб, зел. слюда	Кв+мт+гем+Na-амф <sub>15-30</sub> +тлк+аб ± эг, би
	«Фация III»	Рибекитовые и рибекит-магнетитовые кварциты	Родусит-магнетитовые кварциты	Гематит-магнетитовые кварциты с тальком (и родуситом?)
	Ассоциации	Кв+риб <sub>75-85</sub> +мт+ ± дол ± кум, альб, слюда	Кв+Na-амф+мт ± тлк, аб, зел. слюда	Кв+мт+гем+тлк +аб ± Na-амф

Отличие фации I от II заключается в наличии «кальцевого эгирина» и «кальцевого родусита» (Глаголев, 1966). Аналогичный характер имеет ранний эгирин I генерации в Кривом Роге, но, кроме того, здесь выделяют еще 4 генерации эгирина (Елисеев и др., 1961). Однако не ясно, являются ли все эти «фации» и «генерации» следствием понижения температуры или изменения состава растворов (в частности,  $\mu_{CaO}$  и  $\mu_{Na_2O}$ ), так как взаимоисключающие ассоциации здесь отсутствуют). Щелочные амфиболы в КМА и Кривом Роге, судя по химическим анализам, приведенным в цитированных выше работах, содержат от 13—15 до 85% рибекитового компонента и практически не содержат Al; они могут быть подразделены на актинолит-родуситы, родуситы и магнезио-рибекиты (30—60% рибекита) и собственно рибекиты (70—85% рибекита). Общая железистость Na-амфиболов равна или меньше железистости сосуществующих куммингтонитов.

Данные А. А. Глаголева (1966) по железистой формации КМА были учтены при построении диаграмм (см. рис. 41 и 42). Из сопоставления их с табл. 8 видно, что ряды пород А—Б—В соответствуют возрастанию окислительного потенциала, а ряд «исходные породы — фация III — фация II (I)» соответствует возрастанию  $\mu_{Na}$  (которое может коррелироваться также с изменением температуры).

Все вышеописанные ассоциации в протерозойских толщах Восточно-Европейской платформы, как показывает их анализ, соответствуют условиям повышенных температур и в большинстве случаев — пониженных давлений (см. рис. 46, случаи 1—2). Об этом свидетельствуют, в частности, широкое развитие ассоциации биотита с хлоритом, переходы в зональные комплексы андалузит-силлиманитового типа, отсутствие таких низкотемпературных минералов, как пумпеллит, пренит и др.

## Протерозойские зеленосланцевые толщи Таймыра

Среди докембрийских образований п-ова Таймыр, впервые описанных В. С. Соболевым (1937), выделяется нижний гнейсовый комплекс, относимый к нижнему протерозою, и зеленосланцево-филлитовый комплекс, относимый к верхнему протерозою (Равич, 1954, 1961; Махлаев, 1964). Низкотемпературные сланцы подразделяются М. Г. Равичем (1961) на зеленосланцевую формацию, образовавшуюся за счет вулканогенных толщ основного — среднего состава, и филлитовую формацию, сформировавшуюся за счет осадочных (преимущественно глинистых) пород. В свою очередь, литологически они подразделяются на ряд свит (Погребницкий, 1967). Этот комплекс пород занимает как бы промежуточное положение между платформенным и типично геосинклинальным того же возраста (верхний протерозой Алтае-Саянской области).

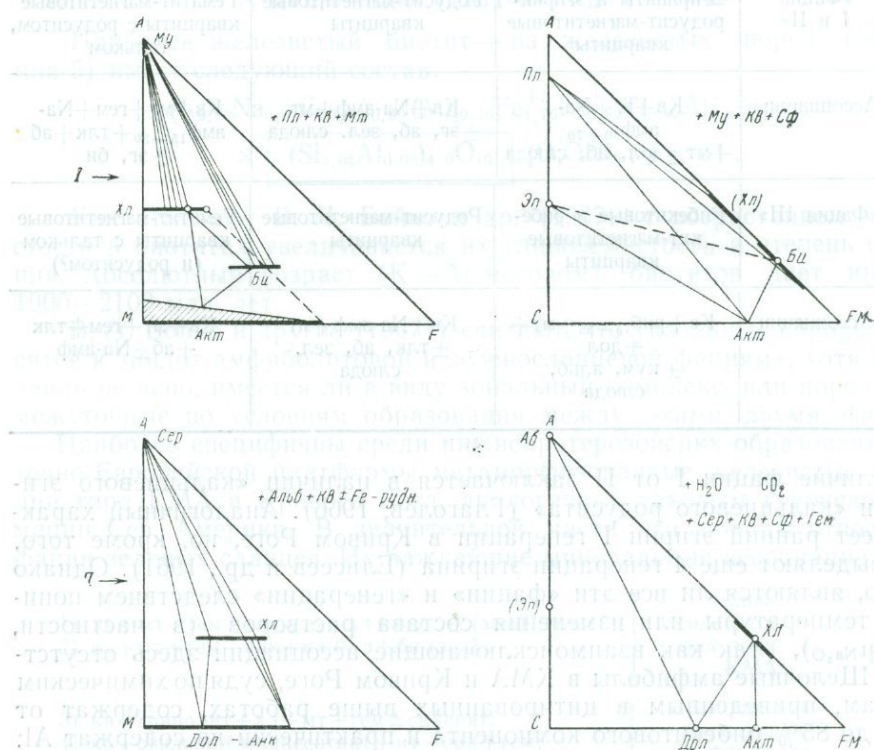


Рис. 50. Схематические фазовые соотношения в зеленосланцевых толщах Таймыра (по М. Г. Равичу и Л. В. Махлаеву)

В треугольниках  $AMF$  (слева) — ассоциации метапелитов, в треугольниках  $ACF$  (справа) — ассоциации метабазитов,  $I$  — высокотемпературная (актинолит-эпидотовая) ступень,  $II$  — низкотемпературная (эпидот-хлоритовая) ступень

Метабазиты (зеленосланцевая формация) распространены лишь на Восточном Таймыре. Химический состав этих пород, по мнению М. Г. Равича, соответствует первоначальному составу эффузивов и близок к спилитизированным базальтам других районов. Метапелиты и метаморфизованные песчаники и карбонатные породы (филлитовая формация) более подробно описаны Л. В. Махлаевым (1964) на Западном Таймыре.

В метабазитах М. Г. Равич выделил две температурные ступени, которые он назвал актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой. В филлитовом комплексе Л. В. Махлаев также выделяет две ступени (субфации, рис. 50).

Высокотемпературная (актинолит-эпидотовая) ступень соответствует биотит-актинолитовой субфации (в) по нашей схеме (см. рис. 46) и характеризуется следующей ассоциацией (в metabazites): акт (уралит) + би + пл (№ 15) + эп + кв ( $\pm$ хл) + сф, гем (мт).

Сюда же относятся ассоциации актинолитовых филлитов, выделяемых Л. В. Махлаевым (метаморфизованные туффиты, по М. Г. Равичу):

пл (№ 25)  $\pm$  эп<sub>10</sub> ( $Nm=1,730$ ) + би + хл<sub>25</sub> ( $Nm=1,600$ ) + акт<sub>20</sub> ( $Ng=1,642$ ) + мт + пир;

пл (№ 22)  $\pm$  эп<sub>30</sub> ( $Nm=1,750$ ) + хл<sub>28</sub> ( $Nm=1,604$ ) + акт<sub>60</sub> ( $Ng=1,672$ ) + кв + рудные.

Метапелиты (филлиты, бедные СаО) характеризуются ассоциацией пл (№ 4—6) + би<sub>45</sub> ( $Nm=1,640$ ) + хл<sub>20-25</sub> ( $Nm=1,595-1,600$ ) + мус + кв + мт  $\pm$  пир.

Низкотемпературная (эпидот-хлоритовая) ступень характеризуется широким развитием хлорита, исчезновением биотита и актинолита, появлением в карбонатных породах ассоциации доломита (анкерита) с кварцем. Характерны следующие ассоциации:

#### Метабазиты:

аб<sub>0-6</sub> + эп + хл + ка  $\pm$  кв, рудные

#### Метаморфические песчаники и метапелиты:

пл (№ 10) + кпш (обл.) + кв + хл ( $Nm > 1,610$ ) + карб;

пл (№ 10) + анкерит ( $No=1,724$ ) + кв + хл ( $Nm=1,617-1,631$ ) + мус; хл + мус + кв + Fe-рудн.  $\pm$  аб.

Соотношение этих двух субфаций (ступеней) в зеленосланцевых толщах Таймыра, по данным разных авторов, различно. М. Г. Равич (1961) пишет о смене во времени ассоциаций высокотемпературной ступени более низкотемпературными, Л. В. Махлаев делает вывод о последовательной смене субфаций и фаций, свидетельствующих о нарастании степени метаморфизма по мере продвижения вниз по разрезу, но описывает анкеритовые песчаники, соответствующие самой низкой ступени метаморфизма, в составе прончищевской свиты в основании разреза зеленосланцевых толщ.

Из рудных минералов, кроме магнетита и замещающего его гематита, характерно широкое распространение ильменита в виде мелких (до 1 мм) зерен в филлитовидных сланцах. В породах более высокой ступени метаморфизма (ставролитовая серия, по Л. В. Махлаеву) ильменит образует более крупные (до 10—35 мм) пластинчатые кристаллы. Содержание ильменита достигает 10%, и Н. Н. Коробова (1965) предлагает выделить специальную формацию ильменитосодержащих сланцев, аналоги которой известны на Кольском полуострове, в Сев. Каролине и в Мексике.

Более высокотемпературные породы Таймыра (ставролитовая и силлиманитовая серии) местами претерпели интенсивный зеленосланцевый диафторез, изофациальный с прогрессивным метаморфизмом филлитового комплекса. По нашему мнению, это позволяет считать более справедливым мнение М. Г. Равича и др. о том, что зеленосланцевые толщи более молодые, чем гнейсовый комплекс, а не участвуют в общей одноактной метаморфической зональности, как считали Л. В. Махлаев (1964) и А. М. Даминова (1958).

### Протерозойские толщи южной части Алтае-Саянской области

Зеленосланцевые протерозойские толщи широко распространены в Западных Саянах, Западной Туве и Горном Алтае и являются примером зеленосланцевых толщ в основании рифейско-нижнепалеозойской геосинклинали. Они метаморфизованы довольно однородно в условиях эпидот-хлорит-мусковитовой субфации (см. рис. 46, б) зеленосланцевой

фации на огромных расстояниях и почти не сохраняют, как правило, реликтовых осадочных структур. На их фоне местами проявлены зональные метаморфические комплексы с усилением степени метаморфизма до эпидот-амфиболитовой фации. Вблизи Борусского, Теректинского и Куртушубинского гипербазитовых поясов встречены также породы с глаукофаном.

По составу протерозойский метаморфический комплекс может быть разделен на три толщи (Черноморский, 1965):

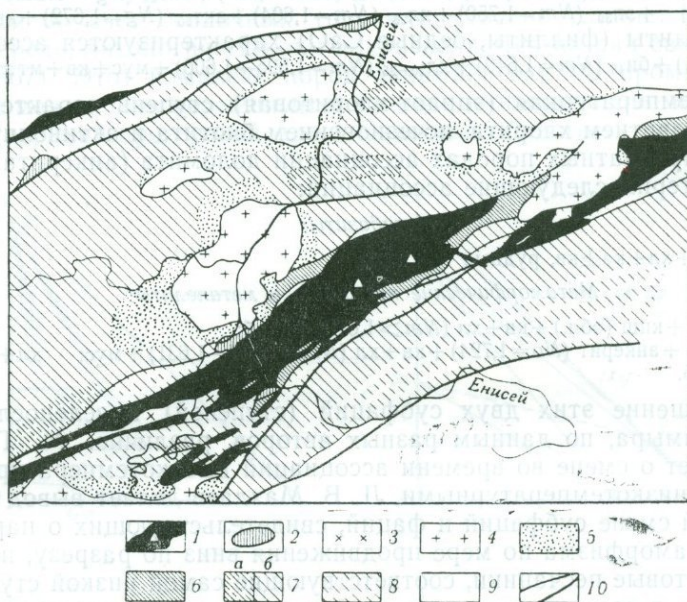


Рис. 51. Схематическая карта метаморфических и интрузивных пород в Западных Саянах (Добрецов, 1964)

1 — гипербазиты (треугольники — местонахождения жадеитовых пород); 2 — габбро; 3 — диориты — плагиограниты; 4 — граниты; 5 — контактово-метаморфические породы. Метаморфические сланцы: 6 — эпидот-амфиболитовой, 7, а — биотитовой, 7, б — хлорит-мусковитовой субфации; 8 — частично метаморфизованные породы пумпеллит-стильпомелановой субфации; 9 — неметаморфизованные породы; 10 — главные разломы

1. Нижняя толща сложена монотонными по внешнему облику парасланцами (по терригенным и карбонатно-терригенным породам). Они имеют плейчатую текстуру и контрастную тонкую полосчатость. Светлые прослойки состоят из кварца, альбита, кальцита с примесью мусковита, в темных концентрируется хлорит и меньше эпидот. Встречаются также серые и лиловые мраморы, кварциты, единичные прослои и линзы metabазитов. В нижней толще местами присутствует также биотит (биотитовая субфация). Общая мощность нижней толщи до 5000 м. К ней относятся нижняя толща джебашской серии (нижняя подсвита амыльской свиты) Западного Саяна.

2. Средняя толща характеризуется пестрым составом слагающих ее пород. Значительную, местами преобладающую роль играют массивные и полосчатые зеленые сланцы основного состава с прослоями мраморов, кварцитов, парасланцев, аналогичных нижней толще. Прослои играют подчиненную роль. Характерна ассоциация metabазитов акт+эп+хл+аб+мус+Fe-рудный. Для этой толщи характерны также марганцовистые кварциты и сланцы с пьомонитом, встречаются также углистые сланцы. Мощность толщи 2000—4000 м. К ней относятся верхняя часть джебашской серии и амыльской свиты Западного Саяна, нижняя подсвита теректинской свиты Восточного Алтая и, по-видимому, аккольская свита Западной Тувы.

3. Верхняя толща сложена однообразными кварц-альбит-мусковит-хлоритовыми парасланцами. Метабазиты, кварциты и мраморы встречаются очень редко. Мощность толщи от 1500 до 5000 м. К этой толще относятся сютхольская свита Западной Тувы, верхняя подсвита теректинской свиты, башкауская и кокузекская свиты Горного Алтая.

Более подробно метаморфизм этих толщ рассмотрим на примере Западных Саян на участке Джебашского горста, Борусского офиолитового пояса и прилегающих с юга областей (Добрецов, 1963; 1964; рис. 51). Среди метаморфизованных пород, показанных на рис. 51, выделяются три группы: А) контактово-метаморфические и метасоматические породы; Б) регионально метаморфизованные сланцы джебашского комплекса, в которых выделяются ряд субфаций; В) слабо или частично метаморфизованные отложения нижнего кембрия и верхов сютхольской свиты. Первые образуются вблизи гранитоидных интрузий джойского типа. Мы не будем приводить минеральные ассоциации этих пород, а лишь отметим, что они от регионально метаморфизованных сланцев отличаются массивным и пятнистым сложением, присутствием таких минералов, как скаполит, пренит, иногда кордиерит, а также свежестью и слабым проявлением диафтореза.

Среди метаморфических сланцев выделяются три субфации в соответствии со стратиграфическим положением и близостью к глубинному разлому с гипербазитами:

а) частично метаморфизованные породы нижнего кембрия и верхов сютхольской свиты, которые выделяются по присутствию пумпеллита и стильпномелана в пумпеллит-стильпномелановую субфацию (см. рис. 46, а). Метаморфические минералы — альбит, хлорит, мусковит (серицит), пумпеллит, стильпномелан — развиваются в метабазитах в виде частичных или полных псевдоморфоз, а также жилок. Нередко макроскопически породы выглядят почти неизменными;

б) породы хлорит-мусковитовой субфации слагают главную массу джебашского комплекса и, как правило, не обнаруживают реликтовых обломочных и вулканогенных структур. Главнейшими ассоциациями являются следующие:

*Метапелиты:*

мус + хл<sub>40-60</sub> + эп + аб + кв;

*Карбонатные сланцы:*

хл<sub>30-40</sub> + мус + ка + кв ± аб; хл<sub>30</sub> + стильпн + ка + кв ± эп.

*Метабазиты:*

хл<sub>20-40</sub> + мус + ка + кв ± аб;

хл<sub>25-30</sub> + акт<sub>15-20</sub> + ка + аб ± кв;

хл + акт + эп + мус + аб (без кв);

акт + эп + ка + аб (без кв).

Ассоциации, характеризующиеся устойчивым парагенезисом хлорит — кальцит — кварц, вероятно, образовались при повышенном давлении CO<sub>2</sub>. Из последних трех ассоциаций особенно характерны альбит-эпидот-хлоритовые сланцы («порфиритоиды» или альбитовые «гнейсы») с крупными порфиробластами альбита;

в) высокотемпературные биотит-мусковитовая и эпидот-амфиболитовая субфации распространены участками среди пород джебашской серии (в парасланцах — биотит-мусковитовая субфация) и вдоль гипербазитовой интрузии, особенно внутри «залювов» гипербазитов, в основных сланцах средней толщи (эпидот-амфиболитовая субфация). Вероятно, они сходны по температуре, хотя проявились в разных породах и пространственно разобщены. В породах джебашской серии присутствуют только реликты биотита и граната среди обычных мусковит-хлоритовых сланцев. Не исключено, что они были распространены шире

в нижних частях джебашского комплекса, но уничтожены последующим диафорезом. Появление более высокотемпературных ассоциаций с сине-зеленой роговой обманкой, иногда алмандина в метабазитах средней толщи пространственно и генетически связано с Борусским глубинным разломом. Однако увеличение степени метаморфизма к осевой части зоны не связано с контактовым воздействием гипербазитов, так как тела и жилы габброидов более поздние, чем гипербазиты, вблизи или внутри гипербазитов, метаморфизованы в той же субфации, а более кислые включения превращены в жадеитовые породы. Некоторые типичные (сохранившиеся) ассоциации этой субфации следующие:

$би_{50-60} + мус + аб + кв \pm гр$ ;  
 $рог + эп + хл_{35} + би + аб$  (иногда присутствует также олигоклаз № 20);  
 $гроссуляр + хл (флог) + ка \pm кв, трем + ка + кв$ .

### Палеозойские зеленые сланцы Западного Вермонта (США)

Палеозойские толщи Западного Вермонта (нижний кембрий — средний ордовик) состоят главным образом из глинистых пород, подчиненных граувакков, кварцитов и известняков, которые подвергались низкотемпературному региональному метаморфизму с переходами от глинистых сланцев до филлитов. Породы смяты в крутые складки, надвинуты по надвигам в виде серии чешуй. Метаморфизм считается пост-тектоническим, степень метаморфизма увеличивается с востока на запад поперек палеозойского пояса.

Зен (Zen, 1960<sup>1,2</sup>, 1961<sup>1</sup>) детально изучил один зеленосланцевый участок в Западном Вермонте. Он установил следующие важнейшие ассоциации в метапелитах и кварц-полевошпатовых породах (в скобках указаны формации, для которых типичны соответствующие ассоциации; во всех ассоциациях присутствуют кварц, мусковит и рутил, поэтому ниже они не приводятся; хлорит также присутствует во всех ассоциациях, кроме ассоциаций с биотитом; приведены только многоминеральные ассоциации):

- 1)  $хл_{50-70} + аб \pm карб$  (Орловик, Кастльтон, Меттави);
- 2)  $хл + кпш \pm мт$  или гем (Ордовик);
- 3)  $би + грф$  (Кастльтон);
- 4)  $хл_{70-80} + стильпц_{80-90} + аб \pm кпш \pm гем$  (мегаграувакки, Бомоузин);
- 5)  $хрд_{92} + хл_{63} + парг \pm гем$  (Биддай Ноб);
- 6)  $хрд_{85-100} + хл_{52-85} + эп + гем + мт$  (Биддай Ноб).

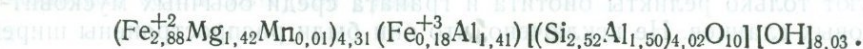
В карбонатных прослоях найдены следующие ассоциации:

- 7)  $ка \pm кв, аб, кпш, мус, хл, гем$ ;
- 8)  $ка + дол (No = 1,862) \pm кв, аб, кпш, мус, хл_{56-60}$ .

(Кварц и полевые шпаты представляют собой обычно перекристаллизованные обломочные зерна, а мусковит и хлорит соответствуют смеси глинистого минерала). Кроме того, во многих породах присутствуют жилки кальцита, кварца, хлорита, а также жилки состава

$кв + хл + аб$  и  $кв + хл + аб + анкерит$ .

Наиболее распространены сланцы с ассоциацией  $мус + хл + кв$ , к которым иногда примешиваются рутил, альбит, карбонат, графит. Используя правило фаз, Зен считает, что в этой ассоциации благодаря двум степеням свободы при постоянных  $T$  и  $P$  и широким колебаниям состава хлорита, в частности в отношении  $Al$  и  $Mg, Fe^{+2}$ , ассоциации мусковит — хлорит распространены в породах различного состава. Проанализированный хлорит из ассоциации  $мус + хл + кв$  (из жилки) в сланце формации Булл имеет следующую кристаллохимическую формулу (Zen, 1960<sup>1</sup>):

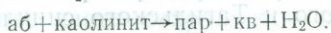


Хлорит из ассоциации мус+парагонит+хл+рут+кв имеет сходный состав



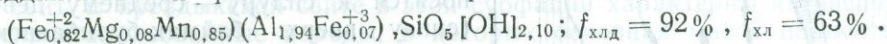
В обоих случаях хлорит содержит довольно много Al. Показатель преломления хлорита в метапелитах колеблется от 1,628 до 1,665. Широкое распространение ассоциации хл+ка+кв ( $\pm$ мус) и отсутствие актинолита свидетельствуют о высоком давлении  $\text{CO}_2$  в толще.

Главный интерес представляют ассоциации с парагонитом, хлоритондом, калишпатом, стильпномеланом и биотитом, для которых Зен подробно обсуждает парагенетические соотношения и особенности состава. Так, он отмечает, что парагонит отсутствует в слабо метаморфизованных глинистых сланцах, где имеется обломочный альбит и каолинит, т. е. при повышении степени метаморфизма предполагается следующая реакция:



В то же время Зен не исключает метастабильности ассоциации аб+каолинит (см. рис. 41). Сосуществующие мусковит и парагонит, как он считает на основании оптических и рентгеновских данных, представлены чистыми разновидностями, тогда как, по данным Макнамары, в шотландских сланцах мусковит, сосуществующий с парагонитом, обогащен натрием.

Для ассоциаций с хлоритондом в высокоглиноземистых сланцах Биддай Ноб Зен приводит состав хлоритоида из ассоциации 5:



Наиболее магниальный хлорит в ассоциации с хлоритондом имеет  $Nm = 1,628$  (т. е.  $f$  около 52%), наиболее железистый —  $Nm = 1,665$  ( $f = 85\%$ ) и ассоциирует, вероятно, практически с чисто железистым хлоритоидом. Предыдущие исследователи отмечали также ассоциацию хлд+хл+пироф. Зен считает, что ассоциация парагонит+хл+кв исключает парагенезис хлоритоида с альбитом, который не был встречен в изученном районе. Однако, очевидно, благодаря различию в железистости хлорита и хлоритоида, все эти пять минералов (пар, альб, кв, хл, хлд) могут сосуществовать вместе, как показано на рис. 42.

Присутствие стильпномелана в метаграувакках Бомоузин (ассоциация 6), богатых полевыми шпатами и кварцем, свидетельствует о пониженной температуре метаморфизма (и довольно окислительной обстановке). Зен отмечает, что метаграувакки со стильпномеланом часто выглядят неметаморфизованными и стильпномелан не найден в западной зоне, где распространен биотит, на основании чего Зен предполагает реакцию: стильпн+хл+кпш (мус?)  $\rightarrow$  би(+кв+мт) (вероятно, здесь калишпат надо заменить мусковитом). Показатели сосуществующих хлорита и стильпномелана равны 1,648 и 1,700, так что стильпномелан более железистый, чем хлорит.

Зеленый биотит встречается только в восстановительной среде, в формации Кастльтон, с графитом, мусковитом, кварцем, где стильпномелан, богатый трехвалентным железом, невозможен, и поле биотита расширяется.

Стильпномелан не встречается также с хлоритоидом, и, как правильно отмечает Зен, главной причиной этого является резкое различие состава пород: хлоритоид распространен в высокоглиноземистых породах, характеризующихся низким  $P_{\text{O}_2}$ , а стильпномелан — в полевошпатовых граувакках при высоком  $P_{\text{O}_2}$  (см. рис. 42).

Зен специально рассмотрел также доказательства химического равновесия при образовании описанных низкотемпературных пород. Такими доказательствами он считает: 1) соответствие правилу фаз

Гольдшмидта — Коржинского (при предположении вполне подвижного поведения  $H_2O$  и  $CO_2$ , число минералов не превышает число инертных компонентов + 2; отсутствие каких-либо взаимоисключающих «ассоциаций»; 2) закономерное изменение ассоциаций с изменением  $T$  и  $P$ ; 3) текстурно-структурные доказательства перекристаллизации и роста минералов (порфиробласты альбита и хлоритоида, сегрегация слюды и кварц-полевошпатовых прослоев и др.); 4) соотношение слоев, содержащих различные рудные минералы или графит: гематитовые сланцы не встречаются вместе с графитистыми, выделения пирита или прослои известняков в гематитовых сланцах окружаются зелеными каемками с хлоритом и магнетитом и т. д.

### Палеозойские зеленокаменные толщи Урала

Зеленокаменные палеозойские толщи широко распространены на Урале, особенно в пределах Магнитогорского и Тагильского синклинириев. Зеленокаменное перерождение этих толщ уральские петрографы считают необходимым выделить в специальный тип метаморфизма. В качестве типичного примера можно охарактеризовать зеленокаменные породы западного крыла Магнитогорского синклиниория, которые по возрасту относятся к силуру — среднему девону (снизу вверх: баймак-бурибаевская, ирендыкская, карамалыташская и улутауская свиты) и несогласно перекрываются неметаморфизованными отложениями верхнего девона и карбона. На площади развития этих пород на основании минеральных парагенезисов основных пород выделены пять «фаций» (точнее, зон или субфаций): 1) актинолит-эпидотовая; 2) хлорит-эпидотовая; 3) хлорит-кварц-пумпеллитовая; 4) пренитовая; 5) серицит-карбонатная. Как показано на рис. 52, две последние субфации представляют собой узкие (0,2—0,3 км) вытянутые полосы, косо секущие простирание структур и границы других зон, и, вероятнее всего, имеют наложенный метасоматический характер, что подтверждается также полной перекристаллизацией и наличием секущих прожилков состава: кварц, пренит, кварц + карбонат + серицит, относящихся к 4 и 5 субфациям. Актинолит-эпидотовая субфация считается В. М. Нечухиным (1963, 2) наиболее высокотемпературной, однако четких доказательств этого не имеется, возможно, 1 и 2 субфации не отличаются по температуре. Таким образом, уверенно выделяются лишь две зоны или субфации: (1+2) и 3, на которые наложены узкие зоны метасоматических пород 4 и 5.

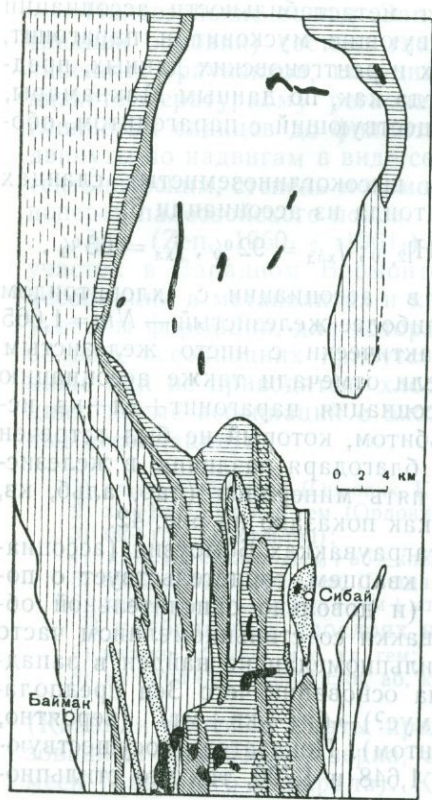


Рис. 52. Метаморфические сланцы в Магнитогорском синклиниории (Баймакский район на Южном Урале) по В. М. Нечухину (1963, 2)

1—5 — метаморфические зоны («фации»); 6 — тела габброидов и диоритов; 7 — неметаморфизованные породы палеозоя

По мнению В. М. Нечухина, метаморфизм имеет региональный

характер, в частности интрузивы габбро-диоритов метаморфизованы так же, как и вмещающие породы (кроме более молодых даек и силлов диоритов), и произошел в конце среднедевонской складчатости, до верхнего девона. Исследователи подчеркивают, что на большей части площади метаморфические процессы протекали в отсутствие динамических воздействий (рассланцевание), так что нередко хорошо сохраняются первичные структуры. Границы зон не соответствуют стратиграфическим границам, поэтому минеральные парагенезисы в толщах разного стратиграфического положения могут быть одинаковы, хотя и отличаются интенсивностью проявления.

1. Актинолит-эпидотовая зона проявлена главным образом в северной части полосы порфиринов ирендыкской свиты, частично в диабазах карамалыташской свиты. Здесь хорошо сохраняются реликты первичного строения пород, фенокристаллы плагиоклаза сложены светлым альбитом, почти не содержащим скоплений вторичных минералов; часто сохраняется пироксен (диопсид-авгит:  $Ng=1,700-1,696$ ,  $\epsilon Ng=36-38^\circ$ ,  $2V=52-58^\circ$ ,  $Ng-Np=0,024-0,027$ ), т. е. породы имеют «спилитовый» характер. Актинолит образует мелкие иголки в тесной ассоциации с кварцем и альбитом, обычно в породе присутствуют также эпидот, реже хлорит, в кристаллах альбита — белая слюда (мусковит). Итак, в основных породах этой зоны характерна ассоциация: акт+эп+альб+кв (+мус+хл). Пренит и пумпеллит здесь не отмечены.

2. Хлорит-эпидотовая зона охватывает породы всех четырех свит. В ирендыкской свите в этой субфации характерны интенсивно перекристаллизованные породы, в которых основная масса полностью утратила первоначальное строение и сложена мелкозернистым агрегатом альбита, эпидота, хлорита с переменными количествами кварца, иногда пренита, гематита. По плагиоклазу чаще всего развиты псевдоморфозы хлорита, эпидота, соссюрита, иногда пренита, пироксен, как правило, полностью замещен хлоритом. Встречается также ассоциация цо+хл+аб, которая может быть выделена в отдельно картируемую полосу. В карамалыташской свите характерны породы, богатые гематитом, содержащие ассоциацию аб+кв+эп+хл+гем+ка+лейкоксен, иногда серицит. Все эти ассоциации не исключают ассоциаций с актинолитом I субфации, хотя, возможно, характеризуются по сравнению с ней более низким потенциалом  $H_2O$  и  $CaO$  и более высоким давлением  $P_{CO_2}$  и  $P_{O_2}$ .

3. Породы хлорит-кварц-пумпеллитовой субфации слагают полосу, примыкающую к метаморфизованным породам верхнего девона, т. е. в основном характерны для улутауской свиты, где преобладают средние и кислые эффузивы и туфы, но встречаются также и в составе ирендыкской и карамалыташской свит. Игольчатые кристаллы пумпеллита всегда нарастают на зерна эпидота и замещают их. Характерные ассоциации аб+пумп+эп+хл+кв, иногда пренит; ап+пумп+хл+кв. Наконец, характерны двуминеральные кварц-пумпеллитовые (иногда с хлоритом) жилы и целые зоны. С пумпеллитом гематит, как правило, не встречается, только в карамалыташской свите отмечена ассоциация аб+хл+пумп+гем+кв.

Полосы пород пренитовой и серицит-карбонатной «метасоматических фаций» развивались, несомненно, позже других метаморфических пород и являются, по мнению В. М. Нечеухина, наиболее низкотемпературными. Образование этих ассоциаций тесно связано с формированием колчеданного оруденения. В частности, вблизи рудных тел развиты хлоритовая, кварц-пренитовая, кварц-гематитовая и карбонатно-серицитовая ассоциации. На возможную связь околорудных изменений и самого колчеданного оруденения с региональным метаморфизмом указывали многие авторы (Заварицкий, 1941, 1955:

Иванов, Нечеухин, 1969). Вероятно, полосы пренитовых и серицит-карбонатных пород представляют собой зоны так называемого «гидротермального метаморфизма» — зоны повышенной проницаемости, раздробленных и интенсивно переработанных гидротермальными растворами пород, в отдельных участках которых локализовалось колчеданное оруденение. В отличие от других районов зеленокаменной полосы Урала, в Баймакском районе характерно широкое развитие кварц-пренитовых и кварц-серицит-карбонатных или кварц-карбонатных ассоциаций, не редко пространственно взаимосвязанных, тогда как ассоциация серицит — кварц распространена незначительно.

### Зеленые сланцы Тянь-Шаня и Памира

Зеленосланцевые толщи, широко распространенные в этом районе, имеют возраст от докембрия до верхнего палеозоя — мезозоя. В парагенетическом отношении они изучены плохо. Однако благодаря хорошей общегеологической и тектонической изученности и составлению специальной «Карты метаморфических фаций Средней Азии» (Добрецов, Бакиров, 1971), имеется возможность на этом примере показать некоторые общегеологические закономерности проявления зеленосланцевого метаморфизма в складчатых поясах. На примере Тянь-Шаня и Памира можно сделать следующие выводы:

1. Зеленосланцевый метаморфизм является преобладающим метаморфизмом геосинклинальных отложений от рифея до мезозоя. Он охватывает главным образом низы геосинклинального разреза и подстилающие эпиплатформенные отложения, если таковые имеются.

2. Минеральные преобразования при одноактном прогрессивном метаморфизме в фации зеленых сланцев, как правило, неполные, сохраняются реликты первичных минералов и реликтовые структуры. Только в высокотемпературной субфации (частично в среднетемпературной) можно говорить о полном, притом региональном, преобразовании пород в метаморфические сланцы.

3. Интенсивность минеральных преобразований и  $P$ — $T$ -условия (субфации) метаморфизма зависят от тектонического положения и тектоно-магматического режима. В частности, в Таласко-Каратауской рифейской миогеосинклинальной зоне, несмотря на большую мощность отложений (свыше 12 км) и интенсивную дислоцированность, породы рифея изменены очень слабо, в основном соответствуют стадии глубокого эпигенеза и лишь вдоль краевых глубинных разломов переходят в типичные зеленые сланцы. В целом в эвгеосинклиналях и вдоль крупных глубинных разломов породы метаморфизованы сильнее и соответствуют более высокой температуре, чем в миогеосинклинальных и «вторичных» эвгеосинклинальных прогибах даже при одинаковой мощности осадков. Кроме того, в наиболее прогнутых или приразломных участках эвгеосинклинальных прогибов отмечается появление пород повышенных давлений (эклогиты, глаукофановые сланцы).

4. Возраст зеленосланцевого метаморфизма, насколько это можно судить по геологическим данным и К-Аг-методу, соответствует стадии максимального прогибания геосинклиналей и (или) следующей за ним главной складчатости. В этом отношении можно различать более ранний метаморфизм (эпигенез) погружения. Как правило, собственно зеленосланцевый метаморфизм «синскладчатый» (в смысле вышеупомянутой складчатости), но «догранитный». Так, в рифейско-нижнепалеозойской области Северного Тянь-Шаня он охватывает главным образом рифейские отложения и имеет возраст 550—600 млн. лет. Гранитные интрузии же в этой области имеют более молодой возраст (в основном  $S$  —  $D_1$ ). Лишь локально (вдоль главных швов и в некоторых наложенных структурах) проявлен второй этап палеозойского метаморфизма,

захватывающий отложения до нижнего девона включительно. В герцинской области Южного Тянь-Шаня метаморфизм в основном силурийско-нижнедевонский (370—400 млн. лет), а гранитоидные интрузии более молодые. Одновозрастные интрузии (S—D<sub>1</sub>) проявлены главным образом в соседней, Северо-Тяньшаньской области. В альпийской области Центрального Памира региональный зеленосланцевый метаморфизм захватывает весь палеозой до перми включительно (местами триас) и является, вероятно, верхнепермским — триасовым, а интрузии — более молодыми; одновозрастные с метаморфизмом интрузии (P—T) широко распространены в соседней Южно-Тяньшаньской области.

5. Как следует из предыдущего, максимум (или главная фаза) зеленосланцевого регионального метаморфизма, связанного с погружением в геосинклинальной области, совпадает с максимумом гранитоидного магматизма в соседней, уже консолидированной области.

6. На фоне преобладающего зеленосланцевого метаморфизма в складчатых поясах более локально проявляются другие типы метаморфизма. Кроме метаморфизма повышенных давлений (с глаукофановыми сланцами, эклогитами), проявленного в эвгеосинклиналиях вдоль глубинных разломов одновременно или близко по времени с преобладающим зеленосланцевым метаморфизмом, характерен более поздний зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа. Последний наиболее типичен в герцинской области Южного Тянь-Шаня, где он приурочен к периферическим областям этой зоны (в частности, вдоль пограничного разлома Главной структурной линии В. А. Николаева и в осевой части Туркестанского и Алайского хребтов) и относится к позднегерцинскому времени.

### § 37. ДИАФТОРИТЫ ЗЕЛЕНΟΣЛАНЦЕВОЙ ФАЦИИ

Как правило, все высокотемпературные породы в той или иной степени подвергались диафторезу при снижении  $T$  и  $P$ . Но во многих случаях диафторез проявлен настолько интенсивно, что сохранились лишь реликты первичных структур и минералов. Такой диафторез обычно является наложенным в отличие от частичного «автодиафтореза» и сопоставляется с новым этапом прогрессивного метаморфизма геосинклинальных толщ. Иногда накладывается несколько этапов диафтореза. Такой диафторез нередко называют регрессивным полиметаморфизмом, или полидиафторезом (Hsu, 1955). При этом блоки высокометаморфизованных пород, заключенные в прогрессивно-метаморфизованные толщ, испытывают наиболее интенсивный диафторез в краевых частях, так что получается видимость постепенных переходов от высокотемпературных к низкотемпературным породам.

В связи с этим возникает проблема различения прогрессивной метаморфической и регрессивной (диафторичной) метаморфической зональности, важная для установления возраста метаморфических толщ и самого процесса метаморфизма. Можно полагать также, что диафторез (регрессивный метаморфизм) в каких-то деталях будет отличаться от прогрессивного метаморфизма, вплоть до смещения границ фации и субфации в  $P$ — $T$ -координатах и появления новых субфаций. Наконец, изучение диафтореза важно для установления источников растворов при метаморфизме.

С точки зрения этих проблем рассмотрим некоторые характерные примеры диафтореза зеленосланцевой фации на территории СССР. Аналогичные примеры известны и в других районах мира.

**Мезозойские диафториты южного обрамления Алданского щита.** В этом районе в мезозойское время происходили седиментация в наложенных прогибах, локальный метаморфизм мезозойских осадков и

внедрение разнообразных интрузий. Одновременно с прогрессивным метаморфизмом мезозойских осадков происходил интенсивный диафторез в приразломных участках докембрийского фундамента, примыкающих к метаморфизованным мезозойским осадкам (Судовиков и др., 1965). Наиболее интенсивно эти процессы проявились в зоне Южно-Тукурингрского разлома, отделяющего докембрийские структуры от мезозойской Монголо-Охотской складчатой области.

Можно рассмотреть подробно Кировский участок зоны Южно-Тукурингрского разлома (рис. 53), детально описанный Г. Г. Дук

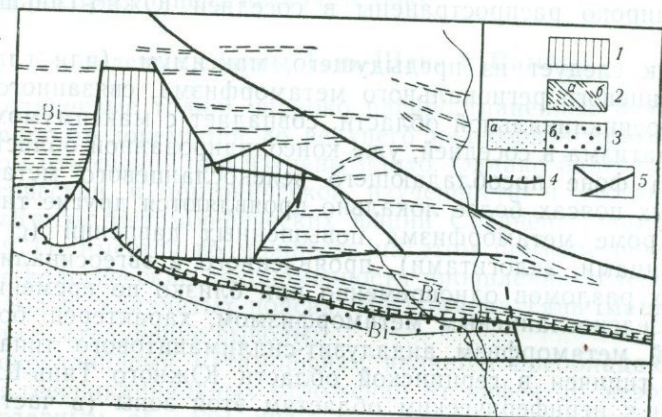


Рис. 53. Схема мезозойского метаморфизма и диафтореза района пос. Кировского (по Г. Г. Дук)

1 — Рифманский блок гранитоидов и измененных пород станového комплекса; 2 — зеленосланцевые диафториты по породам станového комплекса (а — зона биотитовой, б — зона хлорит-эпидот-серпичитовой субфации); 3 — метаморфизованные породы юрской осадочной толщи (а — зона серицита, б — зона биотита); 4 — Южно-Тукурингрский разлом; 5 — постъюрские разломы; Bi — биотитовая изогрaда

и Н. Г. Судовиковым (1965). Мезозойские осадки Кировского прогиба имеют мощность около 3000 м и слагают субширотную синклинали шириной 6—8 км с углами падения 40—80°. Учитывая дислоцированность пород и явно надвинутый характер фундамента на Кировскую структуру по Южно-Тукурингрскому прогибу, можно полагать, что глубина метаморфизма пород нижней части разреза, особенно прилегающих к упомянутому разлому, превышала 3 км.

Мезозойские осадки, представленные конгломератами, песчаниками, углисто-глинистыми сланцами, метаморфизованы в различной степени: от начальной стадии метаморфизма до высоких ступеней зеленосланцевой фации. Г. Г. Дук и Н. Г. Судовиков (1965) выделяют здесь две зоны: зону серицита и зону биотита (см. рис. 53), но в пределах зоны серицита можно наметить также пренитовую зону начального метаморфизма, приуроченную к конгломератам верхней части разреза, залегающим в ядре синклинали. Цемент конгломератов перекристаллизован с новообразованием серицита, хлорита, эпидота, карбоната, пренита.

Для остальной зоны серицита характерна ассоциация кв+сер+эп+хл+аб<sub>0-5</sub>+карбонат, но эта ассоциация (или частные ассоциации) развиваются преимущественно в цементе песчаников и алевролитов. В виде жилок характерны хлорит (клинохлор) и карбонат. Обломочный же материал (плагноклаз<sub>15-20</sub>, микроклин-пертит, биотит, обломки пород) сохраняются неизменными.

В зоне биотита породы перекристаллизованы сильнее и характеризуются ассоциацией: кв+би (Nm=1,645—1,655)+акт бледно-зел. (Ng=1,650—1,670)+эп+аб. Биотит образует кучные скопления или

чешуйки в цементе или во всей массе пород, актинолит — более редкие скопления в цементе песчаников. В сланцах намечается появление порфириобластов альбита. Все же часть обломков сохраняется неизменной. Таким образом, преобразования и здесь неполные, и поскольку зона биотита уже довольно высокотемпературная, эту незавершенность метаморфизма следует, вероятно, объяснить не низкой температурой, а кратковременностью метаморфизма (быстрым погружением или прогревом?). Мезозойские породы вдоль контакта с докембрийским фундаментом сильно катаклазированы и милонитизированы. Контакт между биотитовой и серицитовой зоной, как считают сами авторы, возможно, тектонический.

Одновременно с прогрессивным метаморфизмом юрских осадков, докембрийские породы фундамента подвергались глыбовым деформациям и диафторезу фации зеленых сланцев в зонах рассланцевания и бластомилонитизации. Первичные породы фундамента на этом участке сложены преимущественно биотит-амфиболовыми гнейсами и диоритами. Среди этих зон, как видно из рис. 53, выделены те же две зоны биотита и серицита, которые симметричны относительно аналогичных зон в мезозойских породах. Зона биотита прослеживается в бластомилонитах фундамента в виде узкой (1—2 км) полосы, примыкающей по Южно-Тукурингскому разлому к биотитовой зоне мезозойских пород. Структуры и текстуры бластомилонитов и бластокатаклизитов различные в зависимости от степени перетирания и рассланцевания. Реликтовые участки слабо измененных пород чаще всего имеют линзовидную форму. Перетертый материал полностью перекристаллизован и сложен мелкозернистым кварцем, биотитом, актинолитом. В породах, слабо деформированных, первичные минералы также почти полностью изменены с сохранением первичных структур. Устойчивая, наиболее многоминеральная ассоциация биотитовой зоны следующая: кв+би ( $Nm=1,652-1,654$ ) + акт ( $Ng=1,663$ ) + аб+эп+сф. Распространены послонные сегрегации и жилки кварца. Актинолит также характерен в виде сети мелких жилок. Биотит нередко образует кучные скопления. Альбит замещает первичный калишпат и плагиоклаз с сохранением в центре зерен их реликтов. В зоне хлорит-эпидот-серицитовой субфации изменения захватывают главным образом узкие (чаще всего 2—5 м) полосы милонитизации и рассланцевания, прослеживающиеся на расстоянии до 20 км к северу от контакта с мезозойскими породами. Частично изменены также породы слабо милонитизированные, с возникновением «псевдоморфных диафоритов» без структурной перестройки. Вновь возникшие агрегаты характеризуются ассоциацией акт+хл+эп (сосюрит) + сер+аб+кв±ка. Для жилок характерны эпидот и хлорит. Плагиоклаз замещается агрегатом альбита, серицита, сосюрита, первичный амфибол — хлоритом, эпидотом, актинолитом, биотит — хлоритом и серицитом. Часть постюрских даек спессартитов и диорит-порфиритов и в мезозойских породах, и в породах фундамента также подверглись метаморфизму с образованием агрегата хлорита, эпидота, актинолита, серицита, кальцита.

Таким образом, прогрессивный метаморфизм юрских осадков и диафторез в докембрийских породах происходили одновременно, в одних и тех же  $P-T$ -условиях и привел к образованию одних и тех же ассоциаций фации зеленых сланцев. Г. Г. Дук и Н. Г. Судовиков (1965) полагают, что диафторез пород фундамента к северу от Южно-Тукурингского разлома был вызван метаморфогенными растворами, образовавшимися при прогрессивном метаморфизме юрских осадочных толщ и просачивавшихся по зонам дробления и рассланцевания. Однако в данном случае нельзя исключить и ювенильный источник растворов, просачивавшихся вдоль Южно-Тукурингского разлома и обусловивших симметричную метаморфическую зональность.

**Диафториты по породам докембрия в Тянь-Шане.** Характерным примером, иллюстрирующим связь зеленосланцевого диафтореза древних толщ с прогрессивным метаморфизмом более молодых силурийских осадков, являются метаморфические породы Атбашинского хребта, расположенные на границе Нарынской и Кокшаальской зон Тянь-Шаня. Этот пример показывает также насколько трудна геологическая интерпретация возникающей при этом сложной картины. Одни авторы считают метаморфические породы Атбашинского хребта аналогами окружающих их силурийско-девонских толщ, но претерпевшими более интенсивный метаморфизм. Другие относят атбашинский метаморфический комплекс к древнему дорифейскому фундаменту рифейско-нижнепалеозойской геосинклинали (Королев, 1962, 1966). Специальное изучение метаморфизма Атбашинского хребта, проведенное А. Бакировым (1963), Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневым (1966) и в небольшой мере Н. Л. Добрецовым, подтверждают вторую точку зрения. В породах атбашинской свиты хорошо сохраняются реликтовые структуры, а также — гранат, замещаемый хлоритом, бурый биотит, замещаемый хлоритом, мусковитом и рудными минералами, редко реликты калишпата, моноклинного пироксена, псевдоморфозы актинолита, цоизита, хлорита и рудного минерала по роговой обманке, а также титаномагнетит и ильменит, замещаемые сфеном (лейкоксенон). В единичных случаях отмечаются реликты и псевдоморфозы по кордиериту и ставролиту (?). Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев отмечают жедрит и антофиллит, а также псевдоморфозы бурой слюдки и цоизита по «гиперстену» (не исключено, что это псевдоморфозы по роговой обманке). Существовала ли в атбашинской толще первичная метаморфическая высокотемпературная зональность, которую предполагает А. Бакиров (1964), сказать и доказать весьма трудно.

Гораздо более определена диафторическая зональность: в центральной части Атбашинской зоны сохраняется большинство вышеуказанных минералов, далее к периферии — только гранат, и, наконец, вблизи тектонических контактов с силурийско-девонской толщей реликтовые минералы наблюдаются очень редко и лишь массивный облик пород и сохранившиеся местами структуры указывают диафторичное происхождение пород за счет первоначальных высокотемпературных гнейсов и сланцев. В зеленосланцевых диафторитах характерно наличие порфиробласт альбита (нередко дробленных, повернутых, перемятых) и удлиненных кристаллов цоизита, присутствующих вместе с хлоритом в большинстве диафторитов. Ассоциации с амфиболами (актинолитом, глаукофаном) присутствуют преимущественно в юго-западной части блока.

Аналогичные соотношения характерны и для других блоков сланцев и гнейсов докембрия среди прогрессивно-метаморфизованных пород рифея и нижнего палеозоя Северного Тянь-Шаня. Здесь подтверждается пространственная и генетическая связь прогрессивного метаморфизма и одновременного диафтореза, зональность и неоднородность диафтореза, а также нередко более высокое  $P_{CO_2}$  в диафторитах по сравнению с одновременным прогрессивным метаморфизмом и многоэтапность диафтореза.

Так, в Актюзском блоке, представляющем собой выступ Муюнкумской докембрийской платформы, актюзская серия претерпела диафторез при повышенном  $P_{CO_2}$  (с замещением амфиболов карбонатом, хлоритом, кварцем), а зеленосланцевые толщи рядом расположенной куперлисайской свиты состоят из актинолитовых сланцев и отличаются низким  $P_{CO_2}$ . Многоэтапность диафтореза особенно характерна для блоков северных хребтов Тянь-Шаня и районов Южного Казахстана. Здесь проявлены один или два этапа докембрийского (рифейского) диафтореза и один или несколько этапов палеозойского диафтореза.

Это доказывалось как геологическими и петрографическими наблюдениями, так и данными абсолютного возраста.

**Раховский массив в Закарпатье** — другой характерный пример сложного и многоэтапного диафтореза, проявленного очень интенсивно на большой территории. Этот массив представляет собой также пример многочисленных выступов кристаллического фундамента в альпийских поясах Европы, и отмеченные ниже закономерности во многом являются общими для таких выступов.

Впервые на интенсивный диафторез в кристаллических сланцах Закарпатья обратил внимание В. С. Соболев. До него диафториты считались прогрессивно-метаморфизованными зелеными сланцами и объединялись с зеленосланцевыми породами палеозоя и мезозоя. Позже метаморфизм этого района детально изучался Л. Г. Ткачуком и Ю. Р. Даниловичем (Данилович, 1965).

В составе домезозойских пород Раховского массива, по последним данным, выделяется белопотоцкая гнейсово-сланцевая и деловецкая карбонатно-сланцевая толщи, испытывавшие прогрессивный региональный метаморфизм мусковит-ставролитовой фации (эпидот-амфиболитовый) и диафторез зеленосланцевой фации. Низкотемпературные ассоциации наиболее распространены в деловецкой толще, в которой диафторез проявлен наиболее сильно. Кроме того, имеется кузинская, или филлитовая, толща, испытывавшая лишь прогрессивный метаморфизм зеленосланцевой фации. Возраст ее неясен, возможно, палеозойский. Наконец, проявления прогрессивного зеленосланцевого метаморфизма известны в мезозойских породах и диабазлах. Таким образом, домезозойские породы Раховского массива претерпели древний прогрессивный высокотемпературный метаморфизм и, вероятно, два этапа регрессивного метаморфизма, одновременно с прогрессивным метаморфизмом палеозоя (I этап) и мезозоя (II этап). Это подтверждается данными абсолютного возраста калий-аргоновым методом:  $700 \pm 60$  млн. лет — для первичных роговой обманки и биотита и  $240-280$  млн. лет — для главной массы диафторитов (Данилович, 1965). Отдельные определения по мусковиту дают цифры, отвечающие верхней юре — нижнему мелу.

В заключение следует отметить, что в Закарпатье, как и в других районах Европы, наблюдается сложное взаимодействие различных фаз метаморфизма, которое приводит к образованию разнообразных ассоциаций минералов. Это особенно характерно для фаций, близких к фации мусковит-ставролита, где наблюдаются как прогрессивные, так и регрессивные метаморфические процессы. Такие условия способствуют образованию уникальных минеральных ассоциаций, которые являются объектами для дальнейших исследований. В частности, изучение таких ассоциаций может помочь в понимании эволюции метаморфических процессов в различных геологических условиях. Кроме того, данные о возрасте пород, полученные с помощью калий-аргонового метода, позволяют установить хронологическую последовательность метаморфических событий, что имеет важное значение для реконструкции геологической истории региона.

## Глава VII

### НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ ЭПИГЕНЕЗ

Как было отмечено выше, нижняя граница регионального метаморфизма, устанавливаемая статистически по природным наблюдениям, представляет собой в основном кинетическую границу, ниже которой обычные метаморфические процессы, охватывающие всю массу пород лишь вследствие повышения  $T$  (и  $P$ ), не идут. Однако и ниже этой границы осуществляются некоторые процессы, связанные, с одной стороны, с проникновением активных, часто концентрированных растворов и представляющие собой разновидности гидротермальных процессов, и, с другой — с изменением неустойчивых, наиболее реакционноспособных компонентов осадочных пород (преимущественно глинистого цемента, стекла, несилкатных солей и т. д.), тесно связанных с процессами диагенеза осадочных пород. Мы рассмотрим следующие образования умеренных и средних глубин, непосредственно связанные с региональным низкотемпературным метаморфизмом:

1. Цеолитовую фацию. 2. Региональный эпигенез. 3. Сопутствующие метасоматические образования. 4. Спилиты. Прочие низкотемпературные метасоматические образования, примыкающие к контактовому метаморфизму и тесно связанные с магматическими процессами, кратко рассмотрены в работе В. В. Ревердатто (1970).

Генезис многих из этих пород еще остро дискуссионен. Например, породы «цеолитовой фации», выделенной Кумбсом (Coombs, 1954, 1960), можно считать и продуктами эпигенеза, и метасоматических процессов, близких к другим процессам в активных вулканических областях, и процессов регионального низкотемпературного метаморфизма. Еще более сложен генезис спилитов. Для нас наиболее важно положение их в общей системе метаморфических и метасоматических пород и физико-химические параметры их образования.

Рассмотрение всех этих пород начнем с «цеолитовой фации» вулканогенных пород, а затем перейдем к «эпигенезу» и сопутствующим метасоматическим процессам в других осадочных породах.

#### § 38. «ЦЕОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ»

Цеолитовая фация была выделена Кумбсом (Coombs, 1954; Fyfe et al., 1958) на материале Новой Зеландии в качестве регионально-метаморфической, но впоследствии он расширил ее до понятия «минеральной фации», включив продукты диагенеза, гидротермальных изменений и метаморфизма в узком смысле этого слова. Такая минеральная фация включает, «по крайней мере, такие ассоциации, которые возникли в тех же физических условиях, как и парагенезисы кварц — анальцит, кварц — гейландит, кварц — ломонтит» (под гейландитом подразумевается также клиноптилолит; Coombs, 1963, стр. 148). Файф и другие

(Fyfe et al., 1958; Turner, Verhoogen, 1960) ограничили эту фацию только случаями, когда вся масса породы, включая крупнозернистые частицы, существенно изменяется и лишь ассоциациями кв+ломонтит (+аб), тогда как образование гейландита и анальцита из стекла относят к диагенетическим реакциям. Возможность выделения цеолитовой фации рассматривал также Эскола (Eskola, 1939), но ему были известны тогда только явно гидротермальные образования, и он отверг эту идею.

Некоторые исследователи осадочных пород, в частности советские литологи (Теодорович, 1947), предложили термин «геохимическая цеолитовая фация», предполагая, что для цеолитизации необходимо наличие высокой концентрации щелочей, коллоидных растворов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и высокого значения рН.

В связи с этим обращает на себя внимание факт, что все описанные примеры проявления цеолитовой фации относятся к пирокластическим толщам («вулканические пески»), содержащим большое количество обломков стекла, за счет которых в основном и образуются цеолиты. При раскristализации стекла очень вероятно образование метастабильных ассоциаций. Действительно, Кумбс (Coombs, 1954, 1960) и особенно Диккинсон (Dickinson, 1962) отмечают случаи «переслаивания» и значительного перекрытия в пространстве ассоциаций гейландитовой и ломонтитовой «субфаций», эпизодического появления пренит-пумпеллитовой фации среди ломонтитовой, как следствие местных особенностей, неполного равновесия или осмотических причин. Отсутствие равновесия послужило для Эскола одной из причин того, что он отверг цеолитовую фацию.

Кроме того, описанные районы являются ареной активной вулканической и гидротермальной деятельности, и при образовании пород цеолитовой фации наблюдается значительная роль гидротермальных процессов. Поэтому остается в силе и второе возражение Эскола, что природа пород цеолитовой фации зависит в значительной степени от состава, реакции и концентрации воздействующего раствора. Конечно, присутствие активных растворов способствует установлению равновесия, и именно этим, по-видимому, объясняется устанавливаемая закономерность в распространении ассоциаций цеолитовой фации. Однако такие ассоциации должны считаться уже метасоматическими (гидротермальными), а не регионально-метаморфическими.

Таким образом, мы отвергаем выделение цеолитовой фации как регионально-метаморфической на основании: 1) неполного равновесия; 2) зависимости конечных продуктов не только от состава, но и от исходного состояния породы, в частности наличия стекла, и 3) большой роли метасоматических (гидротермальных) процессов на фоне структурно-литологического контроля. Но остается справедливым выделение цеолитовой фации как минеральной (в основном метасоматической) фации, имеющей, с некоторыми оговорками, определенную область физических условий, промежуточную между областями раннего диагенеза и типичного низкотемпературного регионального метаморфизма. В этом заключается важность изучения цеолитовой фации для проблем метаморфизма.

В качестве типичных примеров распространения пород цеолитовой фации рассмотрим следующие районы:

1. Округ Тарингатура, Новая Зеландия (см. рис. 47).
2. Новая Англия, Австралия.
3. Штат Орегон, США.
4. Некоторые районы СССР.

Сопоставление последовательности преобразований с глубиной (по разрезу) для первых двух районов дано в табл. 11.

**В округе Тарингатура, Саутленд (Новая Зеландия),** развиты морские триасового возраста туфы, вулканические граувакки и пески, содер-

Соотношение минеральных новообразований в вулканогенных толщах Новой Зеландии (триас—юра, слои А, Б, В, Г, Д) и Австралии (карбон—пермь)

Минералы и их положение	Распространенность минералов по разрезу					
	5 км		10 км		15 км	
	Саутленд, Новая Зеландия					
Альбит (%) в отношении к Са-плагиоклазу	А	Б	В	?	Г	Д
	20		40		80	100
Ломонтит						
Гейландит (клиноптилолит)						
Анальцим						
Монтмориллонит						
Пренит						
Пумпеллиит						
Эпидот (?)						
	Пермь Слои Каттунг		Австралия Группа Парру		Группа Тамворз	
Альбит (%) в обломочных зернах				60	80	100
Альбит в цементе						
Калиевый полевой шпат в цементе						
Гейландит						
Ломонтит	(Изменения очень слабые)					
		В цементе				
		По полевым шпатам				
Пренит		В цементе				
		По полевым шпатам				
Пумпеллиит в цементе						
Эпидот в цементе						
Хлорит и кальцит в цементе						

Примечание. Знак вопроса — перерыв в разрезе

жащие много стекла мощностью около 10 км (Coombs, 1954). Иногда мощность возрастает еще на 3 км вследствие присутствия юрских осадков.

Для верхней части разреза (до 7—8 км) характерно присутствие

гейландита (или птилолита) и анальцима вместе с кварцем. Цеолиты образовались главным образом за счет кислого или среднего стекла при участии захороненной морской воды. Цеолиты встречаются в качестве цемента в интерстициях, а местами гейландит + анальцим замещают обломочный плагиоклаз, который в основном сохраняется неизменным. С цеолитами ассоциируют другие новообразованные минералы — монтмориллонит, кварц, хлорит, селадонит и сфен. Некоторые горизонты туфов, например, в районе мыса Кака превращены в бентониты, состоящие в основном из монтмориллонита и клиноптилолита с примесью хлоритовых минералов, кварца и обломочного плагиоклаза.

Ассоциации верхней части Тарингатурского разреза Кумбс выделил в *гейландитовую субфацию* (или стадию), которую первоначально он относил к диагенезу, а затем включил в цеолитовую фацию.

*Ломонтитовая субфация* характеризует нижнюю часть Тарингатурского разреза и первоначально относилась к собственно цеолитовой фации. На границе с гейландитовой субфацией ассоциация анц + кв замещается альбитом (иногда в виде псевдоморфоз), гейландитовая группа сменяется ломонтиком и кварцем, обломочный плагиоклаз практически полностью замещается альбитом и ломонтиком. Ломонтит нередко замещает также обломки раковин. Таким образом, в ломонтитовой субфации альбитизация плагиоклаза охватывает обширные пространства и главным цеолитом становится ломонтит. Только в более поздних трещинах встречается стильбит. Характерные ассоциации: аб + хл + ломонтит + кв; кв + аб + адуляр (последняя ассоциация обычно метасоматическая). При изменении раздробленного габбро у Отама возник томсонит, недосыщенный  $\text{SiO}_2$ , наряду с развитием ломонтита, пренита, альбита, анальцима по плагиоклазам и в жилках. Встречаются ассоциации ка + ломонтит (Окленд), новообразованный кварц, хлорит, сфен. Эта субфация отвечает в Новой Зеландии глубинам 7—10 км (давлениям нагрузки 2—3 кбар) и вероятным температурам 300—200°С.

В самой нижней части Тарингатурского разреза и в габбро Отама эпизодический ломонтит (и томсонит) вытесняется пумпеллиитом и пренитом. Нередко происходит прямое замещение ломонтита (+ хлорит, селадонит) ассоциациями кв + пумпеллиит ( $\pm$  аб), и кв + адуляр + пумпеллиит. Эти породы аналогичны слабо измененным метаграуваккам других районов Новой Зеландии, относимых к 1 или 2 хлоритовой подзоне, и были выделены Кумбсом (Coombs, 1960) в самостоятельную пренит-пумпеллиитовую фацию. Пренит-пумпеллиитовая метаграувакковая фация, по Кумбсу (Coombs, 1960, 1961), включает ассоциации, образовавшиеся при тех же физических условиях, что и ассоциации кв + пренит + хл или кв + аб + пумпеллиит + хл, без ассоциаций цеолитовой фации (кв + ломонтит, кв + гейландит) и без типичных минералов глаукофан-сланцевой фации (жадеита, лавсонита). Она отнесена нами к переходной зоне или к наиболее низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации. Пренит, по-видимому, устойчив в цеолитовой фации так же, как в нижних субфациях зеленосланцевой фации, но в обоих случаях появляется как метасоматический минерал лишь при очень высоком потенциале Са.

В цеолитовой фации Новой Зеландии составы отдельных пород значительно изменяются вследствие метасоматоза, хотя предполагается, что валовой состав терригенной толщи вместе с захороненной водой остается неизменным. Типичны такие метасоматиты, как мономинеральный ломонтит, кв + аб + адуляр, аб (анальцим) + кв, образовавшиеся при резком разделении Са и щелочей. В юго-западной части Окленда характерны также жилы кальцит + ломонтит.

**В районе хр. Нью-Ингленд, шт. Новый Южный Уэльс (Австралия)** каменноугольные отложения имеют мощность около 13 км и состоят из вулканических и полевошпатовых песчаников (Crook, 1959; Packham,

Crook, 1960). Минеральные новообразования (см. табл. 9) также относятся в основном к вулканическим песчаникам, содержащим много неустойчивых продуктов, и аналогичны новообразованиям Новозеландского разреза. В самой верхней части разреза (слой Каттунг) Кумбсом (Coombs, 1958) описан гейландит (гейландитовая субфация).

— В подстилающих отложениях верхняя часть каменноугольного разреза (группа Парру) с ломонтитом и другими цеолитами соответствует ломонтитовой субфации Новой Зеландии. Для Новой Англии характерно присутствие ломонтита и пренита, хотя первый менее, а второй более распространен, чем в Новой Зеландии, и широкая альбитизация с образованием пумпеллиита. В нижней части разреза, в группе Тамворз, появляются аб+эп, как характерные цементирующие минералы (вместе со свободным кварцем), тогда как пумпеллиит и пренит исчезают. Эту зону Крук выделяет в более высокотемпературную альбит-эпидотовую фацию, сопоставляя ее с фацией зеленых сланцев (см. табл. 11), но в то же время подчеркивает, что в породах отсутствуют структурные особенности метаморфических пород и преобразования не захватывают всю породу. Возможно, раннее появление эпидота вместо пренита и пумпеллиита связано с второстепенными отличиями, а в целом нижняя часть разреза Новой Англии соответствует пренит-пумпеллиитовой зоне Новой Зеландии.

**В центральной части шт. Орегон (США),** по данным Диккинсона (Dickinson, 1962), мощная (более 5 км) толща морской нижней и средней юры сложена преимущественно пирокластическими продуктами авгитовых андезитов.

Осадки в неизменном виде состоят: а) из кристаллов и обломков плагиоклаза, авгита (менее обычного, но широко распространенного), примеси железистого минерала, роговой обманки и гиперстена; б) обломков вулканических пород со стекловатой основной массой; в) в меньшей мере обломков и продуктов разрушения более древних пород.

Характерно, что поздние диагенетические (эпигенетические) изменения захватили только песчаники и туфы, богатые вулканическим материалом. Прослой кварцитовидных песчаников и нормальных глинистых пород не претерпели никаких изменений, кроме обычных уплотнения и литификации. Не было обнаружено также деформаций, сопровождавших изменение пород. Более того, не наблюдается никакой зависимости между изменениями и структурными особенностями пород, так же как и стратиграфическим положением горизонтов. Изменению подвергались преимущественно обломки стекловатого базиса, кальциевые плагиоклазы, цемент. Авгит и роговая обманка практически не изменены. Несистематически наблюдаются порфиробластические скопления новообразованных минералов, особенно ломонтита и пренита в виде округлых ооидов и неправильных масс.

Возрастная последовательность (стадии) преобразования осадков аналогична таковым Новой Зеландии, но в отличие от нее соответствующие ассоциации «перемешаны» в пространстве, проявляются пятнами и не обнаруживают закономерного изменения с глубиной. Выделяются следующие стадии:

1) почти полная трансформация стекла в очень тонкозернистый агрегат цеолитов, вероятно, в основном гейландита и сопутствующие минералы — селадонит и хлорит; в эту же стадию цемент превратился в агрегат хлорита и селадонита иногда с кальцитом и, возможно, монтмориллонитом;

2) локальная конверсия ранних цеолитов (гейландита?) в ломонтит, сопровождаемая ломонтитизацией плагиоклаза, местами с образованием порфиробласт и сплошных масс ломонтита;

3) широко проявленное разложение (альбитизация) плагиоклаза и замещение предыдущих ассоциаций с образованием характерной ассоциации  $ab + \text{пумпеллит} \pm \text{пренит}$  (реже ломонит, кальцит). Нередко все эти ассоциации вместе с неизменным авгитом и роговой обманкой встречаются вместе. Вторая стадия — более ранняя или одновременная с третьей.

Альбитизация проявляется неравномерно, пятнами и неполно в каждом участке. Имеются участки с совершенно свежим плагиоклазом, но обычно присутствует альбит с включениями пумпеллита и (реже) пренита, замещающий Са-плагиоклаз. Пренит находится в виде неправильных пучков в псевдоморфозах альбита или в виде неправильных порфиробластических масс в цементе и тонкозернистых пепловых прослоях. Судя по химическим анализам, степень альбитизации прямо пропорциональна отношению  $\text{Na}_2\text{O} : \text{CaO}$  в породах. Учитывая присутствие Са-минералов (особенно пренита) в виде жилок и порфиробластических масс, автор предполагает большую роль метасоматоза при альбитизации, т. е. степень альбитизации в значительной степени контролируется привнесом — выносом компонентов, в частности выносом СаО.

Изменение осадков Центрального Орегона является хорошим примером незавершенности реакций, неравновесности ассоциаций и их принципиального отличия от метаморфизма. По мнению Диккинсона, образование различных ассоциаций из метастабильных фаз (стекла, Са-плагиоклаза) контролируется в основном не температурой и давлением, а кинетикой — зародышеванием новых фаз и скоростью реакций. Каждая из трех стадий реакций протекала нередко в изолированном объеме и независимо от других соседних реакций. В связи с этим, возможно, эффективным контролем указанных изменений служило локальное распределение  $\text{H}_2\text{O}$  (поровой и связанной в стекле). Диккинсон возражает против отнесения указанных изменений к «фациям метаморфизма» и считает их продуктом реакций «позднего диагенеза или эпигенеза».

**Некоторые районы СССР.** На территории СССР анальцим-гейландитовая субфация, по данным А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1963), широко распространена в вулканогенно-граувакковых толщах различного возраста. К ней относятся верхнепермские отложения Среднего и Южного Приуралья, олигоцен-миоценовые породы Западного Закавказья, отложения продуктивной толщи Прикуринской депрессии Азербайджана и др. Здесь также характерно развитие анальцима, реже гейландита (иногда определяемого как морденит) за счет стекловатых обломков (среднего и основного состава) и кальциевых плагиоклазов. В составе глинистого вещества преобладает монтмориллонит, широко распространен также хлорит.

Ломонитовая субфация в вулканогенных толщах СССР детально не описана, за исключением мезозойской толщи Западного Верхоянья, где она проявляется в средних аркозах. Ломонит образуется здесь за счет кальциево-натриевых плагиоклазов с возникновением своеобразных мозаико-метасоматических структур песчаников. Анальцим и ломонит описаны также из девонских песчаников Тувы и нижнеюрских осадков Северного Кавказа.

В качестве примера современных гидротермальных изменений с широко развитой цеолитизацией в районах активного вулканизма коротко рассмотрим Паужетское месторождение термальных вод на Камчатке (Аверьев и др., 1961; Набоко, 1962; Набоко и др., 1965). Гидротермы, имеющие на поверхности температуру около  $100^\circ\text{C}$  и выше, образуются в результате смешения глубинных эманаций (в основном  $\text{H}_2\text{S}$ ) с приповерхностными водами в благоприятной гидрогеологической обстановке. Они не связаны ни во времени, ни в пространстве с действием

какого-либо вулканического центра. Изменению подвергаются вулканогенная толща третичного и четвертичного возраста, в нижней части которой преобладают андезиты-базальты, в верхней — дациты. Степень изменения пород контролируется фильтрационными свойствами и составом пород. Наиболее изменены грубообломочные туфы андезито-дацита и туфопесчаники.

Здесь выделяются следующие зоны измененных пород (сверху):

1. Зона «кислотного выщелачивания» мощностью от 1 до 43 м; она характеризуется ассоциацией каолинит+лимонит (пирит) ± алунит, опал, тримит. Ее образование связано с окислением  $H_2S$  до сероводорода вблизи поверхности, что подтверждает сернокислотный характер вод, содержание  $SO_4$  составляет 816 г/л. Характерна также высокая концентрация Al и  $Fe^{+3}$  (3,3 г/л).

2. Зона аргиллитизации и цеолитизации развивается преимущественно в породах дацитового состава и разделяется на две подзоны с ассоциациями:

а) монтмориллонит+анальцим+кв; б) кв+монтмориллонит+анц+птилолит (или сколецит) ± «гидробитит» (стильпомелан?) ± шабазит.

Нижняя граница зоны контролируется изотермой  $150^\circ C$ , которая проходит на глубинах от 50 до 330 м. С глубиной по отношению к Al содержание Mg и Fe возрастает, а Si убывает, соотношения Ca:Al, Na:Al, K:Al сохраняются. Поровые растворы имеют  $pH=7,3$ , сульфатно-хлоридный кальциево-натровый состав при общей минерализации до 10 г/л и заметном содержании  $H_2SiO_3$  (1,5 г/л).

3. Зона цеолитизации и фельдшпатизации наиболее близко соответствует «цеолитовой (ломонитовой) фации» и характеризуется ассоциацией

ломонит+адуляр и (или) альбит (+ка+кв+монтмориллонит+хл+сф+апатит).

Адуляр приурочен преимущественно к верхней части зоны. Изредка встречаются филлипсит, ангидрит, пирит, эпидот, пренит. Последние, возможно, являются реликтовыми и образовались при более раннем метаморфизме лав. Новообразованные минералы, среди которых преобладает ломонит, составляют до 60% породы. Судя по пустотам выщелачивания, здесь также преобладает вынос вещества и поровые воды имеют примерно тот же состав, что и в предыдущей зоне. Несколько возрастает содержание Na, убывает —  $H_2SiO_3$  (до 0,5 г/л), появляется  $HCO_3$ , поэтому pH возрастает до 10. Зона простирается до глубины 250—380 м.

4. Зона пропилитизации слагает самые глубокие горизонты и характеризуется ассоциациями

а) ка+хл+пирит+ломонит  
б) ка+хл+пирит+ангидрит  
ка+хл+пирит+бел. слюда } + (аб, кв, сф, апатит).

Измеренные в скважинах температуры не показывают существенного отличия от предыдущей зоны (около  $200^\circ C$ ). Отличия минеральных ассоциаций (преобладание хлорита с кальцитом, исчезновение глинистых минералов и адуляра с глинистыми минералами), а также редкость пустот выщелачивания и отсутствие существенного привноса — выноса обусловлены частично более основным составом пород в нижних частях разреза, но главным образом — иным составом вод. Здесь прекращается действие поверхностного окисления и  $H_2S$  начинает преобладать. Заметную роль играет также K, Cl,  $HBO_3$ , повышенные концентрации которых совпадают с термальным куполом (в южной части месторождения), где движется поток вод, наиболее нагретых и наиболее богатых «глубинными эманациями».

В предыдущем параграфе были рассмотрены превращения, которые наблюдаются при переходе от диагенеза к региональному метаморфизму только в одной специфической группе вулканогенных пород, содержащих наиболее неустойчивые реакционноспособные исходные продукты и потому наиболее удобные для прослеживания последовательных стадий преобразования. А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1963), а затем Н. В. Логвиненко (1968) сделали попытку обобщить данные о таких переходах в различных типах пород, отличающихся исходным минеральным составом. Более ранняя попытка такого рода была менее удачна, так как Пэкхэм и Крук (Packham, Crook, 1960) пытались сомкнуть фации регионального метаморфизма в понимании Эскола и геохимические фации, построенные на совершенно иных принципах (Пустовалов, 1933; Теодорович, 1947).

Как известно, диагенез осадков представляет собой уплотнение, изменение текстуры и некоторые минералогические преобразования, которые происходят при низких температурах непосредственно после отложения осадков.

Диагенез может быть подразделен на ранний диагенез и поздний, или эпигенез. Мы рассмотрим только региональные эпигенетические изменения и переходы к региональному метаморфизму (ранний метаморфизм, по А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову).

В некоторых работах (Packham, Crook, 1960; Коссовская, Шутов, 1963) сделана попытка выделить по характерным эпигенетическим минералам ассоциации примерно в духе «минеральных фаций» Эскола и оценить последовательную смену этих ассоциаций, т. е. стадии эпигенеза при переходе от раннего диагенеза к региональному метаморфизму (табл. 12). Главными факторами, регулирующими образование различных стадий и «фаций» эпигенеза, они считают: 1) глубину погружения ( $T$  и  $P$ -условия); 2) исходный минеральный состав осадка. Пэкхэм и Крук предлагают также учитывать окислительно-восстановительные ( $Eh$  и  $pH$ ) условия, которые они считают главными факторами при гальмиролизе и раннем диагенезе. На этом основании они отделяют гальмиролиз и ранний диагенез от эпигенеза.

Хотя мы и не видим оснований выделять «метаморфизм», так как он удовлетворяет всем условиям регионального метаморфизма, но, вероятно, имеет смысл подчеркнуть различия между метаморфическими низкотемпературными сланцами складчатых областей и несланцеватыми породами (или «полусланцами») с аналогичными ассоциациями в платформенных областях. Так как деформация пород и в связи с этим циркуляция растворов оказывают каталитическое действие, то в складчатых областях полнее устанавливается равновесие и равномернее, однороднее происходит перекристаллизация.

Поскольку эпигенетические преобразования зависят от исходного минерального состава, А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1963) предложили выделять «семейства» терригенных пород, которые перечислены ниже вместе с краткой характеристикой раннедиагенетических минералов.

1. Кварц-каолинитовые породы — мономинеральные кварцевые песчаники в ассоциации с каолинитовыми глинами.
2. Литокласты — полиминеральные литокластические песчаники, состоящие в основном из обломков различных сланцев низкой степени метаморфизма, кремнистых пород и т. д. Ассоциирующие с ними глины имеют полиминеральный состав с постоянным присутствием гидрослюд, хлорита и монтмориллонита.
3. Кислые аркозы — аркозовые и кварц-полевошпатовые песчаники с плагиоклазами до № 20 и (или) калиевыми полевыми шпатами, ассо-

Сопоставление стадий («фаций») последовательного преобразования осадков

		Вильямс, Тернер, Ферхуген (1959)	Кумбс (1960)	Пэксэм и Крук (1960)	Коссовская и Шутов (1963); Логвиненко (1968)	Принятые подразделения
Погружение ↓	Ранний диагенез	Диагенез	«Неупорядоченные» фации	Гальмиролиз (ранний диагенез)	Диагенез (ранний)	Диагенез
	Поздний диагенез	Цеолиговая фация	Гейландитовая субфация	Гейландит-анальцимовая фация	Начальный эпигенез	Начальный эпигенез
			Ломонтитовая субфация	Ломонтитовая фация	Глубинный эпигенез	Глубинный эпигенез
		Пренит-пумпеллитовая фация	Пренит-пумпеллитовая фация	Ранний метагенез	Пренит-пумпеллитовая субфация (переходная зона)	
	Региональный метаморфизм	Фация зеленых сланцев	«Упорядоченные» фации (эпигенез)	Альбит-эпидотовая фация	Поздний метагенез	Пумпеллит-стильпномелановая субфация
	Региональный метаморфизм	Эпидот-хлоритовая субфация				
					Биотитовая субфация	

цирующие с глинами гидрослюдисто-монтмориллонитового или гидрослюдистого состава.

4. Средние аркозы, содержащие плагиоклаз до № 45, часто обильный биотит и роговую обманку, реже пироксены. Им сопутствуют глины, имеющие сложный состав с участием хлорита, вермикулита, монтмориллонита и гидрослюд, представляющих собой нередко продукты стадийного изменения триоктаэдрических слюд.

5. Вулканогенные граувакки, состоящие преимущественно из стекловатых обломков различных эффузивов, с резко подчиненными полевыми шпатами и особенно кварцем. В дальнейшем целесообразно их разделить на более кислые и основные граувакки. Сопутствующие им глины состоят преимущественно из монтмориллонита и хлорита с подчиненным развитием гидрослюдов.

Эта классификация, конечно, не преследует цели заменить обычные классификации осадочных пород, но очень удобна для наших целей, так как отражает последовательное возрастание количества неустойчивых, метастабильных продуктов (неустойчивость возрастает от кварц-каолиновых пород к вулканогенным грауваккам), что, в свою очередь, определяет реакционную способность пород при эпигенетических пре-

вращениях, и, с другой стороны, легко сопоставляется с принятой в работе классификацией метаморфических пород по составу. Первое, третье и частично четвертое семейство сопоставляются с пелитовыми и кварц-полевошпатовым классом с избытком  $\text{SiO}_2$ , пятое и частично четвертое семейство — с метабазами как с избытком  $\text{SiO}_2$ , так и недостатком (вероятно, некоторые породы из пятого семейства).

Для каждого выделенного семейства А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов, а вслед за ними Н. В. Логвиненко предлагают выделять «фации» регионального эпигенеза (и метагенеза, см. табл. 12), определяя их как сообщества пород близкого химико-минералогического состава, характеризующиеся совокупностью новообразованных структурно-минералогических признаков, возникших и устойчиво существующих на определенных стадиях эпигенетического развития пород (Коссовская, Шутов, 1963). Очевидно, эти «фации» не соответствуют «фациям» в понимании Эскола, а представляют собой, согласно нашим определениям, «ступени» регионального эпигенеза в соответствующих семействах пород. В частности, в классификации А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (табл. 13) получилось 11, а у Н. В. Логвиненко 30 таких подразделений (6 стадий  $\times$  5 классов = 30 «фаций»). Некоторым условным эквивалентом метаморфических фаций в смысле Эскола будут служить, вероятно, лишь «стадии» эпигенеза в табл. 12 и 13, хотя к ним также строго

Таблица 13

«Фации» (ступени) регионального эпигенеза и литогенеза, увеличение нестойких компонентов в исходных породах (по Коссовской и Шутову, 1963)

Стадии		Семейства пород				
		кварц-каолинитовое	лито-класты	кислые аркозы	средние аркозы	вулканогенные граувакки
Эпигенез	Начальный эпигенез	Фации обломочного вещества, унаследованного состава	Фация вермикулитоподобных образований		Фация анальцим-гейландитовая	
	Глубинный эпигенез	Фация кварц-диккитовая	Фация хлорит-гидрослюдистая	Фация кварц-альбит-гидрослюдистая	Фация ломонитовая	
Метагенез	Ранний метагенез	Фация кварц-пиррофиллитовая ?	Фация альбит-мусковит-хлоритовая		Фация пренит-мусковит-хлоритовая	
	Поздний метагенез	Фация эпидот-мусковит-хлорит-стильпномелановая				
Региональный метаморфизм		Фация кна-нитовая (?)	Фация биотитовая (?)			

Примечание. «Метагенез», особенно поздний, соответствует низкотемпературному метаморфизму фации зеленых сланцев. Вопросы относятся к подразделениям, которые не совпадают с нашей классификацией (см. рис. 46).

неприложим принцип фаций Эскола, поэтому в развиваемом литологами учения о эпигенезе надо уточнить использование термина «фаций».

Следует подчеркнуть, что при эпигенезе начало преобразований и сами минеральные новообразования зависят не столько от общего хими-

ческого состава породы (системы), сколько от минерального состава исходной породы, в частности от количества реакционноспособных, нестойких компонентов. Обнаруживается также зависимость минералообразования при эпигенезе от времени, т. е. длительности процесса эпигенеза. Кроме того, при эпигенезе наблюдаются отчетливые признаки неполного равновесия (устойчивые реликты и вследствие этого несоответствие правилу фаз, постоянное замещение одного минерала другим, зависимость от времени, деформации и т. д.). Другими словами, при эпигенезе равновесие, как правило, не достигается и важнейшей причиной становится кинетический фактор.

В то же время, как подчеркивают А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов, при возрастании температур и давлений, начиная примерно с метагенеза, образуются определенные парагенезисы, равновесные при данных термодинамических условиях, специфика первичного минерального состава нивелируется и возникающие ассоциации зависят только от общего состава породы, а изменения относительного количества окислов сказываются главным образом в изменении относительного количества соответствующих минералов. В этом заключается принципиальное различие между эпигенезом и «метагенезом», т. е. региональным метаморфизмом.

Пэкхэм и Крук обосновывают границу между диагенезом и метаморфизмом степенью структурных преобразований, считая диагенетическими породы до тех пор, пока в них существенно не меняется первичноосадочная структура. Однако такая граница противоречит принципу фаций Эскла, так как очевидно, что она зависит не столько от  $P$ — $T$ -условий, сколько от деформаций и кинетических факторов. Кроме того, некоторые породы, например, кварциты, сохраняют реликтовые структуры и текстуры до очень высоких температур.

Ниже приводится краткая характеристика стадий эпигенеза и метагенеза (по А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову).

**А. Ранний эпигенез.** В зоне начального эпигенеза кварц-каолинитовые породы и литокласты остаются практически неизменными. К низам зоны наблюдаются лишь некоторые изменения структуры песчаников. В кислых аркозах происходят минеральные новообразования лишь за счет нестойких реакционноспособных компонентов — цемента и акцессорных фемических минералов. В средних аркозах за счет большого количества нестойких компонентов происходят уже более глубокие преобразования, захватывающие иногда всю массу породы, но характер минеральных новообразований аналогичен кислым аркозам. Главным здесь является видоизменение биотита и биотитовых гидрослюд, которое определяет «фацию вермикулитоподобных образований» (см. табл. 13).

При диагенезе и эпигенезе биотит последовательно превращается в целый ряд метастабильных фаз со сложными, в различной степени упорядоченными смешаннослоистыми структурами: биотит → триоктаэдрическая гидрослюда → «хлорит» → «подвижной» хлорит → вермикулит → монтмориллонит (или каолинит в условиях гумидного разложения). Аналогичные превращения испытывают и другие обломочные слюды. Эта последовательность мало зависит от особенностей физико-химической среды эпигенеза, а степень завершенности этих преобразований зависит в основном от кинетических факторов и времени. В целом они идут очень вяло, затрудненно и даже в мономинеральных монтмориллонитовых или каолинитовых глинах сохраняются реликты смешаннослоистых «вермикулитоподобных» образований. Эти образования развиваются в цементе песчаников и в глинах. В результате растворения образуются типичные зубчатые формы («петушиные гребешки») зерен пироксена и амфибола, особенно в средних аркозах. Кальциевые пла-

гиоклазы, пироксен и амфибол интенсивно замещаются в зависимости от  $P_{CO_2}$  либо кальцитом, либо цеолитами — гейландитом и стильбитом. Последние, как мы видели, характерны для анальцим-гейландитовой субфации в вулканических граувакках.

**Б. Глубинный эпигенез.** В кварцевых и аркозовых песчаниках первых трех семейств (соответствующих по составу пелитовым и кварц-полевошпатовым породам) происходят интенсивные минералообразования в цементе и глинистых прослоях с одновременным качественным преобразованием структур. Изменения структур характеризуются исчезновением обломочных структур и появлением конформно-регенерационных и конформных структур за счет взаимного растворения и регенерации обломочных зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород. В кварцевых песчаниках с резким преобладанием кварца возникают характерные мозаичные структуры, в кислых аркозах — конформно-регенерационные структуры с широким развитием альбитизации, в литокластах — конформационные структуры в виде сплошной массы с трудно различимыми контурами первичных зерен и цемента.

При глубинном диагенезе в *кварц-каолинитовом семействе* происходит преобразование каолинита в диккит, сопровождающееся образованием мозаичных структур кварцевых песчаников (кварц-диккитовая «фация»). Этот процесс в региональном масштабе прослежен в нижнепалеозойских и рифейских породах Восточно-Европейской платформы (Копелиович, 1958; 1965; Шутов, 1962), в палеозое Донбасса (Золотухин, 1958), в глубоко погруженных нижнеюрских отложениях Вилюйской впадины и Западного Верхоянья (Коссовская, Шутов, 1955; Коссовская, 1962), в мезозое Западно-Сибирской низменности. Процесс образования диккита начинается в поровых участках цемента песчаников, а в более глубоких зонах распространяется и на глинистые породы. При этом часто образуются сростки, состоящие из чередующихся пакетов каолинита и диккита (Коссовская, Шутов, 1963), т. е. это превращение происходит с трудом и не полностью. Кроме того, образование диккита в горизонтальных мезозойских отложениях Сибирской платформы начинается с глубины около 2500 м, а в рифейских и нижнепалеозойских породах Восточно-Европейской платформы — с глубины 1000—1500 м. При этих сопоставлениях трудно настаивать на влиянии времени реакций (длительности погружения), так как не учтена возможность размыва толщ и различия геотермического градиента.

В *кислых аркозах* зоны глубинного эпигенеза характерно широкое развитие аутигенных кварца, альбита и диоктаэдрической гидрослюды модификации 1М. Альбит с содержанием 0—5% анортита развивается в виде регенерационных каемок на обломках кислого плагиоклаза при псевдоморфизации и замещении кальциевых плагиоклазов (№ 20, реже 10—17; Копелиович, 1965) с выносом кальциевых компонентов и, наконец, в виде широких непрерывных «крустификационных» каемок, облекающих различные терригенные зерна в породах с обильным кальцитовым цементом. Последний процесс взаимосвязан с эпигенетической перекристаллизацией карбонатного материала. Для всех этих случаев, как и в цеолитовой фации, характерно резкое разделение кальциевых и натровых компонентов. Гидрослюда модификации 1 М образуется за счет широкого круга более ранних глинистых минералов (монтмориллонита — смешаннослоистых «вермикулитоподобных» образований) с участием ионов К и Na, частично переходящих в раствор при растворении полевых шпатов, нередко (1 М = гидрослюда) образуется непосредственно за счет плагиоклаза, преимущественно вдоль направлений (010) и (001). Септохлорит (?) вместе с 1 М слюдой здесь появляется только за счет разрушения триоктаэдрической слюды (гидробиотита). Такие

изменения описаны в породах Западного Верхоянья (Коссовская, 1962), некоторых среднекаменноугольных породах Донбасса (Логвиненко, 1957, 1968), в отдельных сериях раннепалеозойского — рифейского разрезом Восточно-Европейской платформы (Шутов, 1962).

В *литокластах* в зоне глубинного эпигенеза наиболее характерно интенсивное образование хлорита и гидрослюд по обломкам соответствующих пород и в цементирующей массе, с образованием мономинеральных скоплений хлорита и (или) гидрослюды. Глины превращаются в смесь хлорита и диоктаэдрической гидрослюды и практически не содержат монтмориллонита и смешаннослоистых образований. В отличие от кислых аркозов здесь почти полностью отсутствует альбитизация. Лишь на единичных зернах кварца и альбита образуются неправильно-лоскутные регенерационные каймы. Таким образом, несмотря на сходство составов литокластов и кислых аркозов (частично средних аркозов), в них в одних и тех же условиях, одних и тех же разрезах образуются различные ассоциации. Ассоциации в литокластах А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов предлагают называть «хлорит-гидрослюдистой фацией», а в кислых аркозах — кварц-альбит-гидрослюдистой фацией.

Наконец, *вулканогенные граувакки и средние аркозы* в стадию глубинного эпигенеза образуют сходные ассоциации, которые А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов называют «ломонитовой фацией». Они были описаны выше (см. § 38).

Широкое развитие ломонита сопровождается увеличением объема и заполнением им всех пор, разъеданием различных зерен и возникают мозаично-метасоматические структуры. Роль метасоматоза здесь особенно велика. В нижних частях зоны могут появиться пумпеллит, пренит, клиноцоизит, характеризуя переход к более высокотемпературным зонам.

Вышеописанные минеральные ассоциации глубинного эпигенеза в разных зонах сопоставляются друг с другом по широкому развитию альбита и (или) гидрослюды и почти полному исчезновению монтмориллонита и смешаннослоистых вермикулитоподобных образований, а также по переслаиванию этих ассоциаций в одном разрезе. Гидрослюда во всех изученных случаях относится к модификации I М. Считаемый типоморфным ломонит появляется только в породах, богатых Са и при низком  $P_{CO_2}$ . Трудно утверждать, что начало появления и интервал существования различных ассоциаций, особенно в разных разрезах, соответствует одним и тем же  $P-T$ -условиям, так как они появляются в разных разрезах на разной глубине (возможно, в зависимости от длительности погружений), характеризуются разной степенью завершенности преобразований, обилием реликтов, зависят от исходного минерального состава, т. е. в значительной мере — от кинетических факторов. Однако, вероятно, в целом они сходны по  $P-T$ -условиям образования.

При выделении и сопоставлении зон глубинного эпигенеза широко используются конформно-регенерационными и метасоматическими мозаичными структурами, однако эти структурные преобразования еще менее надежны, так как сильнее зависят от кинетических факторов, хотя и могут использоваться в качестве дополнительного «маркирующего» признака.

**Стадия раннего метагенеза** (по Коссовской и Шутову), вероятно, в большинстве случаев соответствует переходной зоне зеленосланцевой фации, т. е. примерно нижней границе регионального метаморфизма (зону или стадию позднего метагенеза и соответствующую ей «эпидот-мусковит-хлорит-стильпномелановую фацию», единую для всех семейств терригенных пород, А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов и сами отождествляют с фацией зеленых сланцев). Переход к этой стадии характеризуется появлением пирофиллита наряду с диккитом в кварц-каолиновых

породах (например, в нижних горизонтах рифейских отложений Юга Восточно-Европейской платформы; Шутов, 1962) и исчезновением глинистых минералов в песчаниках и алевролитах и появлением вместо гидрослюд типа 1М собственно мусковита с решеткой типа 2М. По-видимому, одновременно с этим в средних аркозах и вулканогенных граувакках в массовом количестве появляется пумпеллит и (или) пренит и исчезают цеолиты, глинистые минералы и гидрослюды, сменившиеся 2М-мусковитом и хлоритом.

Наиболее четкой минеральной границей, прослеживающейся в породах различного состава, является, вероятно, исчезновение глинистых минералов и гидрослюд типа 1М и появление 2М-мусковита. Вспомогательное значение имеет также смена ломонтита пумпеллитом или пренитом (или лавсонитом при высоких давлениях), иногда эпидотовыми минералами (обычно при более высоких  $T$ ) и каолина с диккитом — пиррофиллитом, так как они происходят в породах определенного состава и зависят также от содержания  $\text{CO}_2$  (Са-минералы) и щелочей (пиррофиллит) во флюиде. Пренит, вероятно, во многих случаях, если не всегда, является метасоматическим минералом.

В качестве типичного примера зональности эпигенетических преобразований, закартированной на большой площади, можно указать Западное Верхоянье и Вилюйскую впадину.

С процессами регионального эпигенеза и начального метаморфизма осадочных толщ мергелистого состава тесно связано образование *месторождений родусит-асбеста*. Они найдены в СССР (Джезказганская и Минусинская впадины), на о. Родос, в Боливии, КНР, а также в Боснии и Замбии. Во многих из них родусит описан как крокидолит, однако типичный крокидолит известен лишь в Южной Африке и Австралии в связи с железистыми породами. Проявления родуситовой минерализации имеют многие общие черты, свидетельствующие о их генетическом родстве (Пискорский, 1965; Артемов, 1962).

В то же время устанавливаются и некоторые различия как по степени метаморфизма вмещающих пород, так и характеру родуситовой минерализации, которые обуславливают переходы к более высокотемпературному типу щелочно-амфиболовой минерализации в метаморфических породах (КМА, Южная Африка). В качестве типичных мы кратко опишем минусинские и джезказганские родуситы (Андреев и др., 1959; Артемов, 1962; Пискорский, 1965; Ведерников и др., 1965). В обоих районах продуктивные (родуситоносные) свиты (аскизская в Минусинской и кенгирская в Джезказганской впадинах) представляют собой сероцветные песчано-алевроито-мергелистые породы и подстилаются красноцветными отложениями. К зоне переслаивания красноцветных пород (с гематитом), песчаников и мергелей и приурочен родусит. Он образует послойные и секущие прожилки, линзы, а также ромбоэдрические и неправильной формы включения. По текстурным признакам и физическим свойствам выделяется родусит-асбест, микроволокнистый рыхлый и плотный родусит. Последний представляет собой волокнистый родусит в прорастании с опалом, халцедоном, кварцем, иногда кальцитом. Характерен четкий стратиграфический и литологический контроль как всего родусита, так и отдельных его разновидностей.

Особый интерес представляют ромбоэдрические, редко в форме ласточкина хвоста включения, сложенные родуситом, иногда с кальцитом, гематитом, альбитом, приуроченные к прослоям красноцветных пород в продуктивной свите. Эти же слои содержат знаки яри, трещины усыхания и отпечатки кубических кристаллов. По мнению П. П. Пискорского (1965), равновеликие размеры граней и наличие кубических отпечатков, позволяют предположить первоначальное присутствие кристаллов галита, впоследствии деформированных и замещенных родуситом. Предыдущие исследователи (Андреев и др., 1959; Артемов, 1962) счи-

тали их результатом выполнения полостей растворения гипса или гипса и кальцита.

Родуситовая минерализация пространственно и генетически связана с эпигенетической перекристаллизацией и минеральными новообразованиями в продуктивной и подстилающей свитах. Широко распространены такие новообразованные минералы, как альбит, кальцит, доломит, опал, халцедон, родусит и гематит, редко встречаются целестин, пирит, кварц, гидрослюда, серицит, гипс, возможно, калишпат, очень редко (единичные находки) — сульфиды Cu, Pb, As. Глинистый материал представлен в основном монтмориллонитом.

Наиболее характерные и распространенные ассоциации включают

аб+ка+дол+гем±SiO<sub>2</sub>;

родусит+ка+опал (кв)+гем;

изредка — родусит+аб+опал.

Родусит-асбест и плотный родусит в сростании с опалом имеет одинаковый химический состав и оптические свойства:  $N_g=1,667-1,668$ , фиолетово-синий и серовато-фиолетовый;  $N_m=1,660$ , зеленовато-голубой;  $N_p=1,658$ , светло-желтый,  $2V=-55^\circ$ ,  $cNm=3-8^\circ$ . Кристаллохимические формулы амфибола:

#### Минусинский район

$(Na_{1,24}K_{0,07}Ca_{0,21}Mg_{0,36})(Mg_{2,32}Fe_{1,01}^{+2})(Fe_{1,56}^{+3}Al_{0,10}Ti_{0,01})(Si_{7,90}Al_{0,10})O_{22}[OH,F,O]_2$ .

Джезказганский район (среднее из 100 анализов) :

$(Na_{1,62}K_{0,08}Ca_{0,40})_{2,10}(Mg_{2,26}Fe_{1,00}^{+2})(Fe_{1,72}^{+3}Ti_{0,02})(Si_{7,61}Al_{0,39})_8O_{22}[OH,O]_2$ .

Рыхлый микрокристаллический родусит отличается меньшей железистостью и имеет следующие свойства:  $N_g=1,647$ , голубовато-сиреневый,  $N_m=1,640$ ;  $N_p=1,636$ , голубовато-синий;  $N_g-N_p=0,011$ .

В других районах (Ведерников и др., 1965) родуситовая минерализация сходна с вышеописанной. Следует отметить, что в Боливии и на о. Родос (Греция) родусит встречен в терригенных толщах (сланцы, мергели, песчаники, кварциты), претерпевших региональный метаморфизм, так что породы переходят в филлиты и кварциты. В Южной Австралии родуситовая минерализация известна в докембрийских доломитах и доломитистых известняках с псаммо-пелитовыми прослоями, метаморфизованных в тех же условиях, что и железисто-карбонатные породы с крокидолитом в Западной Австралии, Южной Африке и Канаде. Здесь родусит ассоциирует также с дайками метадолеритов, секущих доломиты. Наоборот, в палеоген-неогеновых отложениях Илийской впадины (Южный Казахстан) родусит (по устному сообщению А. А. Глаголева, Ведерников и др., 1965) обнаружен среди неметаморфизованных пород (глин, песков), но также содержащих мергели, доломиты, гипсы, линзы тенардита и каменной соли. Родусит в рассеянном состоянии обнаружен в глауберит-доломитовых прослоях с вкрапленниками глауберита ромбодрической формы.

Таким образом, образование родусита и родусит-асбеста происходит в довольно широком интервале  $P-T$ -условий, от условий начального диагенеза (Илийская впадина) до низкотемпературного регионального метаморфизма (Австралия, Боливия и др.). Но большая часть родуситовой минерализации связана с процессами регионального эпигенеза мергелистых пород, сопоставимых по  $P-T$ -условиям с «цеолитовой фазией». Главными отличиями по сравнению с другими эпигенетическими преобразованиями являются, по нашему мнению:

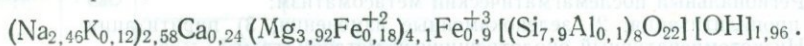
1. Мергелистый (магнезиально-известковый) состав толщи, обуславливающий высокий потенциал CO<sub>2</sub> (присутствие карбонатов, отсутствие кальциевых цеолитов) и магнезия, необходимого для образования родусита и доломита.

2. Наличие первичноосадочного галита (и других воднорастворимых солей), растворение которых при повышении температуры обусловили высокий потенциал Na и активность растворов кислого характера (что подтверждается, в частности, присутствием в породах целестина, пирита, фтора в родусите и т. д.).

3. Наличие определенного окислительного потенциала, фиксируемого определенным соотношением  $Fe^{+2}$  и  $Fe^{+3}$  в родусите, контактом красноцветных и сероцветных пород и широким развитием в сероцветных гематита.

*Щелочно-амфиболовая минерализация в серпентинитах* очень сходна с родуситами в эпигенезированных осадочных толщах, поэтому мы дадим ей краткую характеристику.

Типичным примером являются проявления Na-амфибола (магнезиоарфведсонита или родусита) в некоторых Уральских массивах (Андреев, 1959). По составу и свойствам эти амфиболы сходны с родуситами, но отличаются меньшим содержанием  $Fe^{+3}$  (и  $Fe^{+2}$ ), повышенным содержанием Na и Mg. Кристаллохимическая формула одного из типичных образцов имеет вид



Эти амфиболы появляются в магнезиальных тальк-карбонатных породах, возникших при метасоматической переработке серпентинитов, там, где имеется дополнительный источник Na. Таким источником нередко являются измененные жильные породы в серпентинитах. Типичными ассоциациями с Na-амфиболом являются: 1) магнезиоарфведсонит ( $Ng=1,646$ ) + брейнерит ( $No=1,739$ ) + магнезит + тальк ( $Ng=1,533$ ) + хлорит ( $Nm=1,567$ ) ± актинолит ( $Ng=1,642$ ); 2) магнезиоарфведсонит ( $Ng=1,642$ ) + брейнерит + магнезит + тальк + антигорит.

Это — низкотемпературные образования, сопровождающиеся появлением коллоидных растворов (асбестовидность) и таких минералов (в ассоциирующих породах), как брусит, вермикулит.

В других массивах гипербазитов, например в Западных Саянах и Прибалхашье (Добрецов, Пономарева, 1965<sub>1</sub>), сходные амфиболы (магнезиоарфведсонит, родусит-асбест) появляются вокруг тел альбититов и внутри них часто в ассоциации с хлоритом, серпентином, карбонатом или тальком, вермикулитом; по времени и температуре они сопоставляются с цеолитами (анальцим, натролит) в метасоматических телах.

Таким образом, все эти проявления щелочно-амфиболовой минерализации сопоставляются по условиям образований, в частности по температуре (около 200°С), с региональным эпигенезом и цеолитовой фазией. В то же время это типичные проявления низкотемпературного метасоматоза. В отличие от натровых метасоматитов в железистых толщах, соответствующих фации зеленых сланцев, натровые амфиболы при эпигенезе образуются в более широком интервале потенциалов Na и кислорода. Заметно расширяется поле родусита с гематитом и альбитом (в родуситовых месторождениях) и родусита с тальком — до пересечения с полем хлорита (в серпентинитах) (сравни с рис. 42). Характерна также более тесная ассоциация Na-амфиболов с магнезиальными карбонатами (доломитом, магнезитом).

#### § 40. ОБЗОР НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ.

##### СОПУТСТВУЮЩИХ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОМУ РЕГИОНАЛЬНОМУ МЕТАМОРФИЗМУ И ЭПИГЕНЕЗУ

Существуют много вариантов систематизации низкотемпературных метасоматических процессов: по ведущему метасоматическому минералу — альбитизация, хлоритизация, серицитизация, цеолитизация, преницитизация, адуляризация, алуницитизация и др.; по ведущим компонентам,

привнос — вынос которых устанавливается при метасоматозе — натровый, калиевый, кальциевый метасоматоз, метасоматоз с привносом бора, выщелачивание и т. д. Многие распространенные процессы носят специальные названия, производные от соответствующих пород — спилитизация, пропилитизация, лиственитизация, березитизация и др. Ни четкого формального определения, ни определенных границ их между собой, как правило, в литературе не дается. По нашему мнению, здесь необходим модельный подход, так как чисто формальная классификация привела бы к неоправданно большому числу подразделений. Попытку такого модельного подхода можно видеть в классификации Д. С. Коржинского постмагматических процессов. Однако она предполагает тесную связь с магматическим очагом и в основном относится к контактово-метасоматическим процессам. Напомним ту часть классификации Д. С. Коржинского (1955), которая касается низкотемпературных метасоматитов, имеющих региональное распространение.

Послемагматический метасоматизм кислотной и последующей поздней щелочной стадии метасоматизма.

А. Приконтактовое выщелачивание.

Б. Региональный послемагматический метасоматизм:

1) пропилитизация; 2) зеленокаменные изменения; 3) пиритизация.

В. Низкотемпературный околотрещинный метасоматизм:

1) березитизация; 2) лиственитизация; 3) анкерит-ортоклазовое замещение; 4) хлоритизация.

Эта классификация предполагает только один — ювенильный источник гидротермальных растворов. С учетом возможной связи с конкретным магматическим аппаратом можно выделить растворы, связанные: 1) с интрузиями; 2) с сольфатарно-вулканической деятельностью. Однако в настоящее время необходимо выделить еще один источник растворов — захороненную в осадках морскую воду (или соленосные лагуны, а также морские отложения).

Захороненная морская вода или растворы, возникающие при растворении солей, имеют вполне определенный, преимущественно натровый состав ( $\text{NaCl}$ ), относительно невысокие концентрации и очень широкое площадное распространение. При их взаимодействии с породами, которое эффективно проявляется лишь при повышенных температурах, происходит обмен катионами между породами и раствором и перераспределение в толще наиболее легко растворимых компонентов, главным образом  $\text{Na}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{K}$ . Именно так многие авторы объясняют сейчас спилитизацию, образование родусита, региональную альбитизацию песчаников и граувакков и т. д. В широком смысле слова в объеме целой толщи (включая в ее первичный состав захороненную морскую воду и соли) эти процессы являются изохимическими, а их конкретное проявление в том или ином пласте зависит от состава исходной толщи и предшествующих обменных реакций с первичным раствором  $\text{NaCl}$  (т. е. от состава подстилающих толщ, если растворы циркулировали снизу, от места более глубокого погружения и прогрева). Поскольку осадки или породы, пересыщенные  $\text{K}_2\text{O}$ , относительно морской воды редки, а колебания концентрации  $\text{Na}$  сказываются (до определенных пределов), главным образом, на изменении концентрации альбита — главного  $\text{Na}$ -минерала, то основное значение при разделении этого процесса играет потенциал  $\text{Ca}$  (низкий, средний, высокий). Можно предположить, что он определяется наличием или отсутствием карбонатных осадков, подстилающих или окружающих данную породу. Это сказывается также на другом важном параметре этого типа растворов — парциальном давлении  $\text{CO}_2$  (или  $\text{CO}_3^{2-}$ ). Все это происходит на фоне довольно стабильных, мало меняющихся на больших расстояниях  $P$  —  $T$ -условиях (так как растворы не перегреты).

Метасоматические процессы, вызываемые ювенильными гидротер-

## Систематизация низкотемпературных метасоматических процессов

1. Источник растворов (модель)	1. Захороненные морские воды или соли				2. Ювенильные гидротермы				3. Прочие				
Термин	Метаморфогенный тип				Ювенильно-гидротермальный тип				Прочие				
2*. Химизм исходных растворов	Преимущественно раствор NaCl				Прочие				Высокая кислотность (H <sub>2</sub> S, HCl, HF)	Нейтральные соли NaCl, CaCl <sub>2</sub>	Прочие	Смешанные	Высокое P <sub>O<sub>2</sub></sub>
3. Химизм процесса в породе	Низкое $\mu_{CaO}$	Среднее $\mu_{CaO}$		Высокое $\mu_{CaO}$		Стадийность процесса по общей схеме Д. С. Коржинского							
		низкое P <sub>CO<sub>2</sub></sub>	высокое P <sub>CO<sub>2</sub></sub>	низкое P <sub>CO<sub>2</sub></sub>	высокое P <sub>CO<sub>2</sub></sub>								
Возможные причины	Взаимодействие с породами				Изменения кислотности — щелочности при эволюции очага, снижения T и фильтрационный эффект								
4. Температура и давление (модель)	1. Постоянные T и P или медленное их возрастание 2. Слабо проницаемая поровая система (P <sub>фл</sub> ≈ P <sub>общ</sub> )				1. Относительно быстрое снижение температуры (температурная стадийность и зональность) 2. Трещинно-поровые системы								
5. Распространение	Региональное и равномерное				Возможные случаи: 1. Локальное (околотрещинное) 2. Региональное								
Примеры	Альбитизация в осадочных толщах	Родуситовая минерализация в осадочных толщах	Спилигитизация	«Железистокаменное изменение»	«Цеолиговая фация»**	Аргиллитизация	Алунитизация	Цеолигитизация	Пропилитизация	Березитизация	Хлоритизация	Метасоматиты в серпентинитах**	
						Современные гидротермальные системы				Околотрещинные метасоматиты			

\* Признак 2 для ювенильного типа может быть более дробным.

\*\* Вероятно, смешанные образования.

мальными растворами, имеют гораздо большее разнообразие и целый ряд принципиальных отличий. Они отражены и в классификации Д. С. Коржинского, в частности, в ней отражено направленное развитие процесса по мере изменения температуры и состава растворов с почти обязательным проявлением стадии выщелачивания, особенно эффективного в приповерхностных условиях (вследствие окисления H<sub>2</sub>S до H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>); кроме того, исходные гидротермальные растворы могут быть также очень разнообразными, в частности, в отношении концентрации

кислотных компонентов —  $H_2S$ ,  $Cl$ ,  $F$ ,  $B$  и др. —  $CO_2$ ,  $H_2$  и других летучих. С учетом этого можно определить отличия внешне сходных процессов (в сходных по составу породах), например, спилитизации и пропилитизации вулканогенных толщ. Пропилитизация отличается тесной связью с выщелачиванием и сульфидной минерализацией, большей пестротой, например, проявлением калишпатизации (адуляризации), более быстрой сменой в вертикальном и горизонтальном направлениях, нередко ясной зональностью. Характерно наложение низкотемпературных стадий, что нередко затрудняет температурную оценку образования конкретных минеральных ассоциаций (Коржинский, 1948, 1953; Szeky-Fux, 1964 и др.).

Таким образом, мы считаем необходимым выделить прежде всего две различные группы метасоматических пород соответственно двум главным моделям метасоматических процессов. Их можно назвать метаморфогенным и ювенильно-гидротермальным типами. Можно выделить также третий тип растворов — собственно вадозные, поверхностные воды, богатые кислородом, но самостоятельного значения они не имеют, хотя, смешиваясь с ювенильными водами, могут давать особый, смешанный тип метасоматических преобразований (табл. 14).

Из всего многообразия низкотемпературных метасоматических образований в дополнение к описанным выше цеолитовым и щелочно-амфиболовым ассоциациям мы остановимся только на спилитах, генезис которых тесно связан с начальным метаморфизмом — зеленокаменным перерождением пород.

Необходимо сказать о соотношении пропилитизации, зеленокаменного изменения и спилитизации. Пропилиты по своим ассоциациям очень сходны с зелеными сланцами, но отличаются наличием зональности, появлением таких минералов, как адуляр, пренит, цеолиты, глинистые минералы (в зоне выщелачивания), а также отсутствием сланцеватости. Термином «зеленокаменное изменение», бывшим до сих пор собирательным и несколько неопределенным, в последнее время многие авторы (Иванов, Нечеухин, 1969) предлагают называть особый тип метаморфизма, как и пропилиты, доскладчатый и тесно связанный с вулканизмом начальных стадий геосинклинального развития в условиях глубокого погружения. Типичным примером такого метаморфизма они считают региональный метаморфизм зеленокаменных толщ Урала, с которым связывают и колчеданное оруденение. Такие представления о зеленокаменном изменении близки к понятию метагенеза и включают типичную спилитизацию в том смысле, как мы ее понимаем. С. Н. Иванов и В. М. Нечеухин (1969) видят причину зеленокаменного изменения в реакциях с морской водой при глубоководных извержениях лав — наиболее распространенное объяснение и спилитизации. Однако эти вопросы требуют специального обсуждения.

#### § 41. СПИЛИТЫ

Проблема спилитов — один из наиболее дискуссионных и сложных вопросов, связанных с низкотемпературными процессами метаморфизма и метасоматоза. Современное понятие «спилиты», как характерная геологическая группа пород, включает специфику составов (обогащенные натрием базальтоиды), постоянное присутствие низкотемпературных минералов (альбита, хлорита, эпидота) при сохранении первичных структур типа диабазовой, и нередко шаровую текстуру. В частности, одними из первых, в качестве «спилитов», были описаны основные шаровые лавы Юго-Западной Англии, ГДР и ФРГ, состоящие в основном из альбита и почти не измененного авгита, образующих офитовую структуру (Dewely, Flett, 1911; Benson, 1914). Позже структурные и текстурные признаки спилитов перестали считать определяющими и появились термины «вейльбургит», «альбитизированный диабаз», «зеленокаменный

базальт» и другие, которые во многих случаях оказывались синонимами «спилиту». А. Н. Заварицкий (1955) считает, что «для отнесения альбитизированных и хлоритизированных базальтов к спилитам необходимо установление не только их минерального состава, но и характерных черт их текстуры (например, шаровые лавы, в особенности с проникшим между шарами яшмовым цементом), а также и изучение всей обстановки нахождения этих горных пород в природе» (стр. 201).

В результате возникло понятие «спилитовая» (спилит-кератофировая) формация (ассоциация), как комплекс в той или иной степени измененных натровых базальтоидов (и «кератофиров»), ассоциирующих с кремнистыми осадками и образующими линейно вытянутые зоны вместе с серпентинитами в подвижных поясах (Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964). Такие формации выделены в настоящее время для различных районов и разновозрастных образований от рифея до эоцена.

Большинство авторов до недавнего времени придерживалось гипотезы, что определяющим для генезиса спилитов является взаимодействие основной магмы с водой при ее подводных излияниях (В. Заварицкий, 1946). Е. А. Ссадецкий-Кардош (1961) развил эту мысль как крайнюю гипотезу «магматической трансвапоризации», предполагая поглощение паров воды, нагретых лавой, понижение вследствие этого температуры кристаллизации магмы с образованием магматического эпидота и хлорита спилитов. Тернер и Ферхуген (1961) высказали предположение о сложном генезисе спилитовых пород: дифференциации родоначальной магмы (с образованием пород типа муджиеритов); дальнейшем обогащении Na и Si при ассимиляционных реакциях с геосинклинальными породами, наложении натрового метасоматоза — как автосоматоза, вызванного концентрацией натрия в позднемагматических растворах или реакциями с морской водой, так и регионального низкотемпературного метасоматоза и метаморфизма при глубоком погружении осадков.

В последние годы дискуссия о происхождении спилитов обострилась в связи с тем, что при исследовании дна океанов были обнаружены в основном свежие обломки базальтов без следов их взаимодействия с водой, хотя и указываются отдельные образцы измененных лав, богатых водой и щелочами. Эти и другие данные послужили Д. С. Коржинскому (1962) основанием определенно сформулировать, что никакой «трансвапоризации» базальтовой магмы или альбитизации базальтов в результате взаимодействия с морской водой на дне океанов не происходит. «Спилит-кератофировые серии образовались за счет метаморфизма базальт-андезит-дацитовых толщ на начальных стадиях развития складчатости. Изучение молодых вулканических формаций приводит к заключению, что этот метаморфизм протекал на глубине не менее 1 км, на которой становится возможной широкая альбитизация плагиоклазов, образование эпидота и иногда актинолита, свойственных спилитам» (стр. 17).

С другой стороны, под флагом гетерогенности спилитов, нередко возрождаются представления о их магматическом происхождении (Лебединский, 1964; Велинский и др., 1965). Мы не будем подробно рассматривать вопрос о том, возможны ли «магматические» спилиты (т. е. кристаллизация ассоциации аб + авгит + хл, непосредственно из магмы), так как он относится к петрологии магматических пород, хотя и считаем, что такая возможность ни экспериментально, ни фактически не доказана и маловероятна (Yoder, 1967). Остановимся на спилитах, которые в той или иной степени обнаруживают признаки метаморфического или метасоматического происхождения, а они, по нашему мнению, преобладают. Суммируя результаты многолетней дискуссии и новые данные, появившиеся в последние годы, рассмотрим подробнее следующие основные вопросы:

1. Вторичное происхождение альбита.
2. Наличие или отсутствие регионального Na-метасоматоза (с привлечением статистической обработки анализов).
3. Автометасоматический или региональный (связанный с погружением) характер процесса и роль «трансвапоризации».

*Вторичное происхождение альбита* в спилитах во многих случаях не вызывает сомнений. В этом отношении следует упомянуть следующие факты:

а) во многих спилитах альбит замещает более ранний плагиоклаз, реликты которого еще сохраняются внутри альбита;

б) в других случаях альбит выглядит совершенно свежим, «чистым», не содержит никаких реликтов, но эта свежесть резко контрастирует с сильными изменениями других явно магматических минералов (оливина, пироксена) и сама служит скорее доказательством не «первичности» альбита, а его метасоматического происхождения;

в) во многих спилитах имеются прожилки и миндалины с альбитом, совершенно аналогичные альбиту в лейстах;

г) сама по себе ассоциация (аб+хл±эп, кв, ка, реже пренит, цеолит) является, несомненно, низкотемпературной и аналогична низкотемпературным ассоциациям метаморфических пород. Независимо от возможности присутствия первично-магматического альбита, обычные соотношения альбита предполагают его равновесие с другими низкотемпературными минералами. Трудно предположить, что первично-магматический высокотемпературный альбит в таких условиях мог сохраниться;

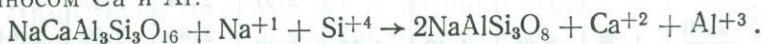
д) экспериментально доказано, что при температуре ниже 330°С и давлении около 220 бар основной плагиоклаз легко реагирует с натриево-карбонатным раствором и кремнеземом и дает аб+ка (Eskola, 1939). В водных системах без CO<sub>2</sub> при температурах ниже 450°С анортит легко дает различные цеолиты, а при повышенных давлениях — пренит, цоизит и алюмосиликат (который в природных условиях соответствует белой слюде). Специальные эксперименты Х. Иодера (Yoder, 1967) в системе альбит — диопсид — хлорит — H<sub>2</sub>O, проведенные для выяснения генезиса спилитов, показали, что даже при очень высоких водных давлениях (до  $P_{H_2O} = 10$  кбар) спилитовая ассоциация (с хлоритом) не кристаллизовалась из расплава, а появлялась при относительно низкой температуре (ниже 600°С). В системе альбит — диопсид положение эвтектики в сравнении со структурами пород показывает, что альбит, вероятно, является псевдоморфным по более основному плагиоклазу (Yoder, 1967);

е) в подавляющем большинстве случаев альбит представлен упорядоченной «низкотемпературной» модификацией, хотя в последнее время появились данные о присутствии в спилитах и альбитов с «высокотемпературной» модификацией, неупорядоченной структурой (Велинский, 1965; Русинов, 1965).

Следует отметить, что обычные доводы в пользу возможности «первично-магматического» альбита (структурные соотношения альбита с авгитом, их свежесть и т. д.; Vuagnat, 1949; Battey, 1956; Reed, 1957 и др.) являются совершенно недостаточными. Более серьезное значение могут иметь находки в спилитах альбита с неупорядоченными, «высокотемпературными» оптическими свойствами (Велинский, 1965), однако такой альбит в некоторых случаях также явно замещает основной плагиоклаз (Русинов, 1965) и его появление, скорее всего, надо объяснить метастабильностью. Во всяком случае, неупорядоченность структуры не является еще доказательством высокотемпературности. В пользу возможности «магматического» альбита свидетельствуют также находки туфовых обломков с альбитизированными вкрапленниками плагиоклаза и неальбитизированными микролитами в основной массе, но такие находки в спилитовых толщах чрезвычайно редки и не ясно, какое отношение они имеют к типичным спилитам.

Как справедливо заключил В. А. Заварицкий (1946), альбитизация во всех спилитовых породах, несомненно, имела место, и можно только сомневаться, весь ли альбит образовался в результате ее. Следует, однако, подчеркнуть, особенно в связи с изложенными ниже данными о химизме спилитов, что настоящая альбитизация, связанная с привносом Na, в спилитах относительно редкое явление, чаще происходит деанортитизация кальциевого плагиоклаза с выносом части Ca (собственно спилиты) или без выноса (в таком случае лучше называть породы просто «зеленокаменные» эффузивы, метадиабазы и пр.).

*Нагровый метасоматоз в спилитах.* В связи с возможными реакциями альбитизации основных плагиоклазов в спилитах, Тернер и Ферхуген (1961) отметили, что при постоянстве объемов минералов реакция должна сопровождаться привносом (в растворе) Na и Si и одновременным выносом Ca и Al:



лабрадор

в растворе

альбит

Ca<sup>2+</sup> и Al<sup>3+</sup> могут фиксироваться в хлорите, эпидоте и (или) кальците рядом с альбитом или чаще на некотором удалении, в пустотах миндалины и жилки, или могут вообще выноситься из системы. Это в значительной мере регулируется наличием пустот (перепада давлений) и растворимостью Ca и Al при данной температуре. Наличие пустот в исходных базальтах во многих случаях несомненно, поэтому и требование постоянства объема совершенно не оправдано. Следует также отметить, что в других случаях в базальтах, иногда непосредственно рядом со спилитами, пироксен полностью замещен хлоритом (или хлоритом, эпидотом, актинолитом и другими ассоциациями), а Ca-плагиоклаз относительно свежий. Наконец, известен случай, когда Na выносятся, а система обогащается Ca и Al (эпидозиты и пр.). Характерно, что контактовые метасоматические породы, обогащенные Na (адинолы), образуются обычно на контакте не со спилитами, а диабазами, богатыми Ca.

По мнению В. С. Соболева, различное поведение Na и Ca объясняется различным потенциалом Ca (а не Na, как это обычно считается), что в свою очередь регулируется различной растворимостью щелочей и Ca в зависимости от давления углекислоты и составом раствора. Из приводимой ниже диаграммы химических потенциалов Na и Ca (см. рис. 57) видно, что при одинаково высоком потенциале натрия, характерном для спилитов, но при возрастающем потенциале кальция получается следующая закономерная смена ассоциаций:

- 1) аб+хл+та или серпентин (по ол) в породах, где весь кальций вынесен;
- 2) аб+хл+акт и (или) авгит+цо — в наиболее типичных спилитах;

в жилках и пустотах таких спилитов мы нередко имеем ассоциацию кв+цо(эп)+хл или кв+цо+карбонат, образующуюся при низком потенциале натрия. Иногда от породы к центру миндалины наблюдается падение концентрации Na и возрастание Ca.

Наиболее высоким потенциалом и Na, и Ca одновременно соответствуют ассоциации с пренитом, такие, как пренит+цо(эп)+аб, пренит+хл+аб. Они обычны в миндалине и жилках многих спилитов, но также встречаются и в основной массе. Чаще они наблюдаются не в спилитах, а в некоторых пренитизированных габбро и диабазах (пренит+аб+ак).

Для шаровых спилитов, как известно, характерно резкое различие минерального и химического составов ядра, внешней каймы «шара» и межшаровой массы. Ядро обычно массивное, более крупнозернистое типа альбитизированного диабаза, кайма менее зернистая, нередко вариолитовая и сильно миндалекаменная, межшаровая масса может

Средние составы спилитов в сопоставлении с другими базальтами  
(числитель — среднее содержание компонентов, знаменатель — среднеквадратичные отклонения. Для окислов — весовые %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	$\frac{51,54}{2,54}$	46,01	52,45	52,89	49,15	$\frac{49,06}{4,03}$	$\frac{48,79}{4,0}$	$\frac{48,43}{1,48}$	$\frac{49,10}{1,43}$	$\frac{51,28}{1,48}$
Ti <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{3,14}{0,77}$	2,21	0,66	1,06	1,44	$\frac{1,60}{0,88}$	$\frac{1,48}{0,99}$	$\frac{1,48}{0,61}$	$\frac{2,31}{0,31}$	$\frac{0,97}{0,29}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{13,77}{1,16}$	15,21	15,05	16,00	14,45	$\frac{14,97}{2,91}$	$\frac{14,42}{2,14}$	$\frac{15,35}{1,37}$	$\frac{14,76}{0,74}$	$\frac{17,76}{1,49}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{2,70}{1,60}$	1,35	2,66	4,42	4,25	3,06	$\frac{2,86}{2,15}$	$\frac{3,59}{1,62}$	$\frac{3,64}{1,26}$	$\frac{4,15}{1,50}$
FeO	$\frac{9,20}{0,33}$	8,69	7,54	5,24	8,03	8,04	$\frac{8,87}{2,39}$	$\frac{9,39}{1,95}$	$\frac{7,80}{1,14}$	$\frac{5,50}{1,66}$
MnO	$\frac{0,24}{0,06}$	0,33	0,14	0,16	0,20	$\frac{0,19}{0,09}$	$\frac{0,21}{0,09}$	$\frac{0,19}{0,08}$	$\frac{0,17}{0,01}$	$\frac{0,18}{0,10}$
MgO	$\frac{4,54}{0,96}$	4,18	5,91	4,88	6,61	$\frac{5,69}{2,26}$	$\frac{6,55}{2,38}$	$\frac{6,18}{1,24}$	$\frac{7,68}{1,15}$	$\frac{5,77}{1,64}$
CaO	$\frac{6,78}{2,92}$	8,64	7,23	6,14	7,98	$\frac{7,22}{2,50}$	$\frac{8,42}{2,38}$	$\frac{10,69}{1,12}$	$\frac{10,43}{0,56}$	$\frac{9,49}{0,81}$
Na <sub>2</sub> O	$\frac{4,95}{0,49}$	4,97	3,64	5,05	3,50	$\frac{4,23}{1,30}$	$\frac{3,53}{1,62}$	$\frac{2,18}{0,61}$	$\frac{2,05}{0,18}$	$\frac{2,64}{0,45}$
K <sub>2</sub> O	$\frac{0,70}{0,41}$	0,34	0,40	0,58	0,56	$\frac{0,77}{0,73}$	$\frac{0,75}{0,47}$	$\frac{0,73}{0,14}$	$\frac{0,31}{0,42}$	1,17
H <sub>2</sub> O (+)	$\frac{2,0}{0,67}$	2,48	4,20	2,92	0,56	$\frac{5,60}{2,70}$	3,70	—	—	—
CO <sub>2</sub>	$\frac{0,83}{0,70}$	4,98		0,59	3,63					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,61	0,42	0,25	—	0,23	$\frac{0,21}{0,19}$	$\frac{0,13}{0,14}$	$\frac{0,25}{0,03}$	$\frac{0,19}{0,22}$
Сумма	100,69	100,00	100,30	100,18	100,35	100,66	99,79	98,34	98,50	99,10
Число анализов	23	7	43	5	48	93	96	179	84	62

Примечания: 1. Средний состав, по Сундиусу (Sundius, 1930), с дополнительными анализами, по Тернеру и Ферхугену (1961).

2. Средний состав спилитов Шотландии, Нов. Зеландии (Walls, 1923).

3. Урал, среднее для спилитов, по Шарфману (1968).

4. Средний спилит из Блявинского м-ния, Урал (В. Заварицкий, 1946).

5. Зап. Саяны, среднее для спилитов, по Велинскому (1965).

6. Средние спилиты в целом.

7. Диабазы Ст Алтая, по А. Ф. Белоусову.

8. Траппы Сибирской платформы.

9. Толентовые базальты Гавайских островов.

10. Базальты Камчатки и Курильских островов (андезитовая формация).

быть представлена измененным стеклом, измененной туфовой массой, карбонатным, кремнистым и более сложного состава материалом.

Сравнение составов разных зон в «шарах» спилитов показывает сложную картину, зависящую от состава межшаровой массы. В целом

оно свидетельствует, скорее всего, о выносе Na и Ca из шара и о сложных (типа биметасоматических) взаимодействиях между шаром и межшаровой массой (а также, по-видимому, вмещающими породами) с некоторым перераспределением, главным образом, K, Na, Ca и Mg. Перераспределение K и Na при почти неизменной их сумме особенно заметно при высоком содержании  $\text{CO}_2$  в породе.

Аналогичные тенденции намечаются и при статистической обработке анализов спилитовых пород, хотя дело осложняется недостатками самих выборок анализов. Поэтому одни авторы считают, что спилиты резко отличаются от остальных базальтовых пород обогащенностью  $\text{Na}_2\text{O}$  и бедностью  $\text{K}_2\text{O}$ , так же как повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  и пониженным  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  (Sundius, 1930). Другие приводят примеры пород, промежуточных между спилитами и нормальными базальтами, и предполагают, что имеются несомненные переходы между этими двумя группами пород (Gilluly, 1935).

Во всяком случае, типичными, «классическими» спилитами являются базальтовые породы, богатые  $\text{Na}_2\text{O}$  (около 5%) и бедные  $\text{K}_2\text{O}$  (около 0,5%). Средний состав таких пород представлен в табл. 15. В первой выборке из 23 анализов — 8 анализов из Нового Южного Уэльса, 3 — из Англии, 1 — из Новой Зеландии, 2 — из Орегона, 5 — из Кируны, Швеция, 4 — из Карелии (Финляндия). Все эти анализы взяты из типичных спилитовых толщ и только в 9 последних возможно наложение более поздних и высокотемпературных «явных» процессов метаморфизма. В колонке 6 приведен средний состав всех спилитов по нашей выборке. Однако во всех этих анализах бросается в глаза не столько повышенное содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ , сколько бедность  $\text{CaO}$  по сравнению с другими базальтовыми породами (см. табл. 13, колонки 8, 9, 10), а также заметное увеличение дисперсии (разброса) содержаний  $\text{CaO}$ . В случае фиксации Ca на месте «спилиты» могут почти не отличаться от нормальных базальтов. Во многих формациях, описываемых в качестве спилитовых, типичные (по химизму) спилиты составляют лишь небольшую часть, а большинство пород практически не отличимо от обычных базальтов (например, в Зап. Саянах, Мугоджарах, Крыму и на Кавказе).

Общая картина дополняется резким перераспределением Na и K в кератофирах, ассоциирующих со спилитами. Прекрасный пример этого описан Баттеем (Battey, 1956) в новозеландских кератофирах, анализ которых показывает, что первоначально это были частично стекловатые и флюидальные породы и брекчии, сопоставимые с обычными риолитами. При образовании низкотемпературных ассоциаций и преобразовании риолитов в кератофиры произошло резкое перераспределение Na и K при почти постоянной их сумме. Это иллюстрируется вариацией содержания щелочей по разрезу потока (рис. 54) и более сильным разбросом отношения Na и K в кератофирах по сравнению с риолитами при одинаковом среднем значении этого отношения (рис. 54, а, б и в).

Таким образом, главной особенностью химического состава спилитов и кератофиров является заметное перераспределение Ca, Na и K (при преобладающем выносе Ca) и взаимодействие типа биметасоматоза с межшаровой массой и вмещающими породами. Доказательств Na-Si- или Na-Mg-метасоматоза (в смысле привноса) в большинстве случаев не имеется, а обогащение натрием почти всегда сопровождается выносом Ca, нередко вынос Ca приводит только к относительному обогащению натрием (изменению отношения Na:Ca) без существенного изменения суммы щелочей.

*Автометасоматический или региональный характер процесса.* В отношении источников Na при изменении спилитов и самого характера процесса остались по существу три предположения.

1. Поглощение еще жидкой лавой морской или иловой воды (Ссадецки-Кардош, 1961; Лебединский, 1964 и др.) или взаимодействие морской воды с застывшей, но еще горячей лавой (Wells, 1923; В. Заварицкий, 1946, 1955). Однако непосредственные наблюдения и расчеты показывают, что на небольших глубинах (по крайней мере до 100 м)

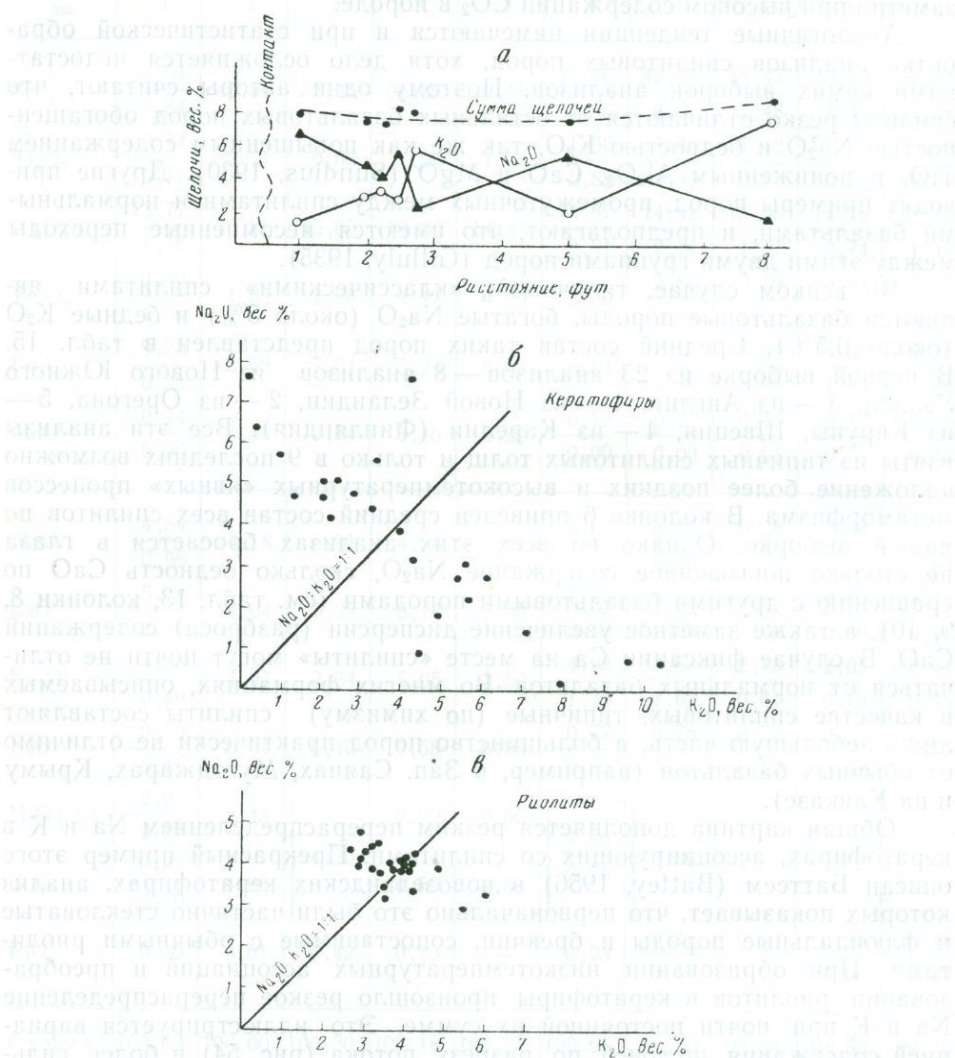


Рис. 54. Особенности составов кератофиров

а — вариации содержания щелочей в нижней части потока кератофиров на п-ове Рэнгва, Сев. Оклэнд, Нов. Зеландия;  
 б, в — соотношение  $K_2O$  и  $Na_2O$  в кератофиров и риолитах (Battey, 1955)

взаимодействия лавы в любом виде с морской водой определенно не происходит, вероятно, вследствие образования газовой подушки (В. Заварицкий, 1946). Данные по базальтам, поднятым со дна океана, также сильно поколебали эту точку зрения (Коржинский, 1962<sub>1</sub>). Более вероятна спилитизация такого типа в глубоких желобах.

2. Автоматасоматическое преобразование обильными гидротермальными растворами, выделившимися из магмы; особое значение мог иметь подводный характер излияния и быстрое застывание поверхности потока, препятствующие выносу летучих компонентов (Bartrum, 1936; Battey, 1956; Тернер и Ферхуген, 1961).

Факты, приводимые выше, свидетельствуют, что некоторое время такой процесс мог иметь место. Однако он, как нам кажется, не в силах объяснить основные особенности спилитов, в частности массовую альбитизацию плагиоклаза. Источник Na в таком случае находится в самой магме, которая должна быть очень обогащена летучими (не менее 20—25% массы лавы). Ни сама эта возможность, ни механизм такого обогащения пока объяснить невозможно (В. Заварицкий, 1946; Тернер, Ферхуген, 1961).

3. Региональный низкотемпературный метасоматоз и метаморфизм, связанный с погружением пород и выжиманием захороненной (поровой) морской воды, богатой натрием (Sundius, 1930; Eskola, 1925; Коржинский, 1962; Барт, 1965 и др.). Фактически надо говорить, как показано выше, не только об обогащении натрием, но и о выносе кальция и некоторых других химических изменениях. Можно привести следующие доводы в пользу третьего предположения, которое в той или иной мере противоречит также первым двум предположениям:

а) относительно равномерное изменение мощных спилит-кератофиновых толщ, постоянство и нередко выдержанность в региональном масштабе минеральных ассоциаций спилитов, а также примеры интенсивного изменения не только верхней, но и нижней (нередко только нижней) части мощных потоков;

б) наличие постоянных низкотемпературных ассоциаций типа  $ab + xl + акт + пренит$  и другие и особенно эпидота, который неизвестен (или по крайней мере нехарактерен) при автометасоматозе траппов и гидротермальных изменениях в современных вулканических областях;

в) характер метасоматических изменений, описанных выше, в частности определенный вынос Ca наряду с привносом Na или без него, резкое перераспределение Na и K и другие;

г) сходства с породами типа пропилитов или некоторыми метаморфическими низкотемпературными сланцами и полусланцами, в частности пренит-пумпеллиитовыми ассоциациями;

д) тесная ассоциация типичных (многонатровых, малокальциевых) спилитов с обычными известковыми базальтами.

Таким образом, основным процессом образования большинства (если не всех) спилитов является эпигенез и начальный метаморфизм с одновременным взаимодействием лав, содержащих реакционноспособные компоненты (стекло, частично измененные минералы) с захороненной морской водой, выжимающейся вверх. Особенности взаимодействий зависят от состава вмещающих пород и межподушечной массы в шаровых лавах. Этот процесс начинается при самых низких температурах (ассоциация с неизменными осадочными породами, цеолитами — аналогия с вышеописанной «цеолитовой» фацией) и продолжается до регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Хорошая же сохранность первичных структур и текстур является общей особенностью всех процессов низкотемпературного метаморфизма и метасоматоза.

В то же время следует отметить трудность различения автометасоматических и региональных процессов при одинаковой их направленности в спилитах, поэтому выяснение относительной роли автометасоматических процессов при образовании спилитов требует дальнейшего изучения.

#### § 42. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ПРОЦЕССОВ

**Цеолиты.** Состав главных кальциевых и натровых цеолитов вместе с некоторыми дополнительными фазами показан на рис. 55 в системе  $SiO_2$  — анортит — нефелин —  $H_2O$ . Мы исключили из рассмотрения

некоторые редкие цеолиты и цеолиты сложного состава, сильно отклоняющиеся от данной упрощенной системы. Пределы колебания составов природных цеолитов показаны по Винчеллу (1937) с более поздними дополнениями (Coombs и др., 1959).

Изучение составов цеолитов в различных эпигенезированных осадочных породах, в минералах лав, в районах активной термальной деятельности, щелочных магматических породах, рудах, трещинах и пустотах позволяет сделать следующие выводы (Coombs et al., 1959; Coombs, 1961):

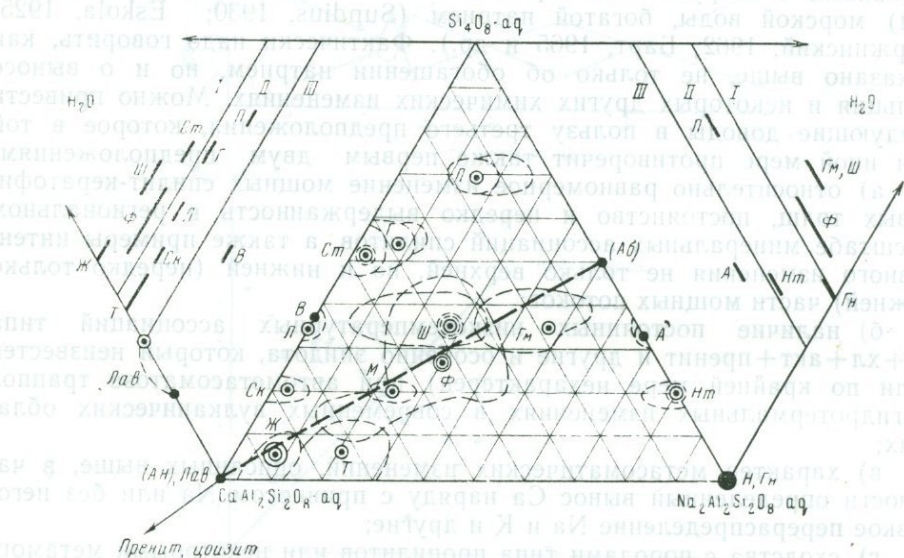


Рис. 55. Составы важнейших природных цеолитов и содержание в них воды. Минералы: ж — жисмондин, т — томсонит, ск — сколецит, м — мезолит, ф — филлипсит, л — ломонтит, в — вайрацит, ш — шабазит, гм — гмелинит, а — анальцит, нт — натролит, ст — стильбит (десмин), г — гейландит, п — птилолит (морденит), и — нефелин, гн — гидро-нефелин)

1. Цеолиты, наиболее богатые водой, устойчивы при наиболее низких температурах и с повышением температуры происходит серия реакций дегидратации цеолитов, что согласуется с теоретическими положениями, основанными на энтропии (Coombs et al., 1959), и экспериментальными данными. По содержанию  $H_2O$  среди цеолитов выделяются три группы. Наиболее богатыми водой (рис. 55) являются жисмондин, филлипсит, шабазит, гмелинит, стильбит (группа I), неизвестные или редкие в «цеолитовой фации» и вообще при региональном эпигенезе, и распространенные при самых низких температурах. Для «цеолитовой фации» характерны гейландит, ломонтит, томсонит, птилолит, морденит (группа II), причем гейландит, вероятно, более низкотемпературный (согласно реакции  $гейландит \rightarrow ломонтит + SiO_2 + H_2O$ ), а анальцит и вайрацит (группа III) устойчивы и при более высоких температурах, в частности в спилитах и некоторых породах фации зеленых сланцев и лавсонит-глаукофановой.

2. Пределы колебания цеолитов наиболее широкие в самых низкотемпературных цеолитах. В частности, филлипсит, присутствующий и в современных глубоководных осадках, характеризуется наибольшей переменностью состава. Широкие поля составов (см. рис. 55) имеют также шабазит, гмелинит, жисмондин. В менее водных цеолитах переменность состава уменьшается, и в наиболее высокотемпературных фазах на рис. 55 (анальцит, вайрацит, ломонтит) она сведена к ми-

нимуму. Это связано, хотя бы частично, с кристаллизацией наиболее низкотемпературных фаз из коллоидных систем.

3. По содержанию  $\text{SiO}_2$  и отношению к свободному кремнезему цеолиты могут быть разделены на 3 группы: а) цеолиты, появление которых связано преимущественно со средой, пересыщенной кремнием (птилолит — морденит, гейландит, стильбит); б) цеолиты, которые могут находиться вместе с кварцем (халцедоном) или без него (ломонит, сколецит, шабазит, филлипсит, мезолит, гмелинит, при низких температурах — анальцит). Все они лежат вблизи линии плагиоклазов и частично образуются за счет них; в) цеолиты, образующиеся в породах, недосыщенных кремнеземом (натролит, томсонит, жисмондин, при повышенных температурах — анальцит).

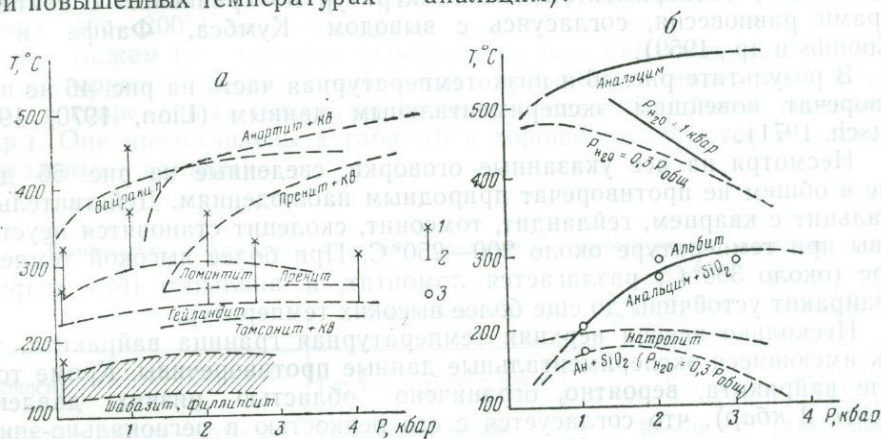


Рис. 56. Экспериментальные данные для цеолитов и ассоциирующих минералов а — в системе  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ; б — в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ; 1 — опыты по разложению природных цеолитов; 2 — уточненная или предполагаемая температура равновесия; 3 — специальные опыты, близкие к равновесию

4. Сопоставление природных и экспериментальных данных показывает, что образование тех или иных цеолитов очень зависит от кинетики реакций и состава гидротермальных растворов. В частности, гейландит и ломонит, типичные для регионального эпигенеза, синтезируются с трудом, тогда как вайрацит и птилолит (морденит), характерные для современных термально-активных районов типа Вайраке и Паужетки, синтезируются легко во многих системах. Последовательность выделения цеолитов, особенно в миндалинах, во многих случаях определено связана не с изменением температуры, а с изменением содержания (активности)  $\text{SiO}_2$  в растворе. Последнее согласуется с экспериментально изученным влиянием активности  $\text{SiO}_2$  и легкой выщелачиваемостью  $\text{SiO}_2$  в раствор при разложении природных цеолитов (Белицкий, 1968; Богданова, Белицкий, 1968).

Для суждения о физико-химических условиях образования пород «цеолитовой фации» и других низкотемпературных преобразований главное значение имеют поля устойчивости Na- и Ca-цеолитов (в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$ ), пренита и пумпеллита, а также глинистых минералов и слюд (в системе  $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ ). Экспериментально определенные и предполагаемые (Coombs et al., 1959; Koizumi, Roy, 1960; Carr, Fyfe, 1960 и др.) поля устойчивости этих минералов в координатах  $T-P_{\text{H}_2\text{O}}$  представлены на рис. 56. При интерпретации этих результатов следует учитывать, что большинство из них имеет предварительный характер, сами превращения идут вяло, в экспериментальных условиях осуществляются с трудом, как вследствие низкой температуры, так и самого характера многих превращений, поэтому возможны многочисленные метастабиль-

ные равновесия и определенное завышение соответствующих температур.

На рис. 56 мы отдаем предпочтение опытам с разложением природных цеолитов, а также данным по растворимости минералов в присутствии фаз — продуктов разложения. В опытах, где исходными материалами являлись стекла и смеси окислов, легко появляются метастабильные и неустойчивые продукты. Данные по разложению природных цеолитов показали легкую выщелачиваемость кремния из цеолитов, поэтому на рис. 56, *a* и *b* в качестве верхних пределов соответствующих цеолитов приведены данные только для закрытых систем. Мы стремились также учесть определенное повышение (порядка  $100^\circ$ ) экспериментальных температур по сравнению с температурами равновесия, согласуясь с выводом Кумбса, Файфа и др. (Coombs и др., 1959).

В результате рис. 56 и низкотемпературная часть на рис. 46 не противоречат новейшим экспериментальным данным (Lion, 1970, 1971; Nitsch, 1971).

Несмотря на все указанные оговорки, сведенные на рис. 56 данные в общем не противоречат природным наблюдениям. Действительно, анальцит с кварцем, гейландит, томсонит, сколецит становятся неустойчивы при температуре около  $200\text{--}250^\circ\text{C}$ . При более высокой температуре (около  $300^\circ\text{C}$ ) разлагается ломонтит, а анальцит (без кварца) и вайрацит устойчивы до еще более высоких температур.

Несколько неясна верхняя температурная граница вайракита, так как имеющиеся экспериментальные данные противоречивы. Кроме того, поле вайракита, вероятно, ограничено областью низких давлений (менее 2 *кбар*), что согласуется с его редкостью в регионально-эпигенезированных породах. Наоборот, пренит с кварцем и цюзит, вероятно, устойчивы при повышенных давлениях (начиная с  $1500\text{--}2000\text{ атм}$ ), причем пренит появляется раньше цюзита (эпидота) за счет разложения Са-цеолитов (примерно одновременно с разложением гейландита). При повышении температуры в поле устойчивости цюзита пренит может появиться лишь в наиболее богатых кальцием ассоциациях и то лишь при низком  $P_{\text{CO}_2}$  (так как при высоком  $P_{\text{CO}_2}$  устойчива ассоциация эп+ка+кв), т. е. преимущественно в жилках и метасоматических породах.

Глинистые минералы перестают быть устойчивыми при температуре около  $350^\circ\text{C}$ . Для разложения каолинита с кварцем (с образованием пиррофиллита) известны экспериментальные данные Карра и Файфа (Fyfe, Carr, 1960; Carr, 1963). Монтмориллонит (Sand, Roy, 1960) при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=1\text{ кбар}$  устойчив до  $460\text{--}480^\circ\text{C}$ , но судя по тому, что температура разложения пиррофиллита и каолина у Сэнда и Роя завышена на  $80\text{--}100^\circ\text{C}$ , монтмориллонит, вероятно, устойчив до  $360\text{--}380^\circ\text{C}$ , т. е. ненамного выше каолина с кварцем, и то лишь в очень узком поле составов.

Наконец, можно использовать также данные по полиморфным превращениям слюд, согласно которым I М-гидрослюды (иллит и др.) устойчивы, вероятно, при  $T$  не выше  $300\text{--}350^\circ\text{C}$ .

Все вышеприведенные экспериментальные данные получены для условия  $P_{\text{H}_2\text{O}}=P_{\text{общ}}$ , которое, очевидно, в природе не выполняется. Однако многие реакции образования одних водосодержащих минералов за счет других, например, ломонтита за счет гейландита с кварцем, ломонтита — из вайракита, разложение монтмориллонита и других, идут с небольшим выделением  $\text{H}_2\text{O}$ , имеют очень пологий наклон и их температура будет незначительно снижаться с понижением  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Гораздо больше зависят от  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  реакции с образованием безводных или маловодных фаз, например, разложение вайракита, анальцита, пренита (?), пиррофиллита. При значительном снижении доли воды

во флюиде поля устойчивости безводных (маловодных фаз) могут снизиться (расшириться) до 150—200°С, перекрывая вышеуказанные реакции, меньше зависящие от  $P_{H_2O}$ .

В частности, по расчетам Файфа (Fyfe et al., 1958), снижение температуры реакции альбит→анальцит+кварц при  $P_{H_2O}=1/3 P_{общ}$  и  $P_{общ}=3$  кбар составит 150—200°С. Экспериментальные данные Гринвуда (Greenwood, 1961) для реакции анальцит→альбит+нефелин дают аналогичные значения: при  $P_{H_2O}=1$  кбар и  $P_{общ}=3$  кбар  $T$  снижается на 140—150°С.

Однако случаи значительного снижения  $P_{H_2O}$  с разных точек зрения (кинетических, содержания воды в погружающихся осадках и т.д.) маловероятны. В любом случае поправки на эффект  $P_{H_2O} < P_{общ}$  невелики для низких давлений (или высокого термального градиента порядка 100—200°С на 1 км).

Мы можем использовать непосредственные наблюдения о верхнем температурном пределе устойчивости природных минералов, в том числе в современных гидротермальных системах (Вайракей, Паужетка и др.). Они представлены в табл. 16 и хорошо согласуются с экспериментальными данными.

Таблица 16  
Температуры нахождения природных цеолитов и сопутствующих минералов

Минералы	Местонахождение	Температурный интервал, °С	Глубина, м
Филлипсит	Глубоководные осадки	0	4000—5000
Филлипсит—шабазит—натролит	Горячие источники	40—70	(воды) Поверхность
Клиноптилолит—анальцит (+кв)	Ранний эпигенез	50—150 (?)	1000—5000
Клиноптилолит—анальцит	Йеллоустоун	125—155	20—60
Анальцит+птилолит (+монтмориллонит+кв)	Паужетское м-ние	50—150	10—300
Птилолит (морденит) + гейландит	Вайракей	150—220	73—300
Ломонтит	Паужетка	150—200 и более	50—330 (до 800)
Ломонтит	Вайракей	195—230	150—175
Вайрацит	Вайракей	200—250	180—600
Адуляр	Паужетка	140—190	50—200
Адуляр	Вайракей	160—240	50
Альбит	Паужетка	150—200 и более	50—800
Альбит	Вайракей	160—240	100—600
Адуляр+цеолиты	Источники Стим Бот, Невада	170	50
Пропилиты (аб+хл+карб+гид-ролюда)	Паужетка	200 и более	250—280

При повышенных давлениях реакции разложения цеолитов, в которых участвуют плотные фазы (например, эпидот, лавсонит с Al в шестерной координации), могут иметь отрицательный наклон даже при  $P_{H_2O} = P_{общ}$ , так как эти реакции имеют большой объемный эффект, а плотность воды при высоких давлениях и низких температурах близка к 1 и мало изменяется. Тем более это справедливо при  $P_{H_2O} < P_{общ}$ , где даже небольшое уменьшение  $P_{H_2O}$ , как это видно на примере реакции разложения анальцита (см. рис. 56), приводит к резкому снижению температуры соответствующих реакций. Поэтому поле устой-

чивости большинства цеолитов при высоких давлениях должно выклиниваться.

С учетом приведенных материалов, принимая для большинства ассоциаций «цеолитовой фации»  $P_{H_2O}$  не ниже  $0,6 P_{общ}$ , мы оцениваем «средний» температурный интервал «цеолитовой фации» от 100—150 до 250—300°C с температурой перехода анальцим-гейландитовой к ломонтитовой субфации около 150—200°C. При повышении давления и уменьшения  $P_{H_2O}$  эти температуры могут еще снизиться, и, наоборот, возможна метастабильная кристаллизация цеолитов при более высоких температурах за счет наиболее неустойчивых фаз (типа стекла, гелей и т. д.). Соответствующие оценки давлений показывают, что безвайрацитовые, пренитсодержащие ассоциации устойчивы, вероятно, лишь при давлении свыше 1000 атм (ориентировочно), но и не более 3—4 кбар. При более высоких давлениях цеолиты, а затем и пренит вытесняются пумпеллитом и цоизитом (эпидитом) с кварцем, а при очень высоких давлениях — лавсонитом. Указанные соотношения согласуются в общем с  $P$ — $T$ -диаграммой Кумбса (Coombs, 1960).

**Состав, состояние растворов и кинетика** низкотемпературных реакций заслуживают специального обсуждения в связи с проблемами цеолитовой фации, регионального эпигенеза и низкотемпературного метасоматоза. Наличие сильно кислых или сильно щелочных растворов, нередких в современных вулканических областях, маловероятны при региональном развитии процессов типа регионального эпигенеза. Главным источником растворов здесь является захороненная морская вода и вода, выделяющаяся при дегидратации высоководных глинистых минералов и цеолитов. Главными растворенными компонентами в растворах будут, вероятно,  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Cl^-$ , иногда  $Ca^{+2}$ , а также  $CO_2$  и  $H_2S$ . Последняя окисляется до  $H_2SO_4$  в основном в приповерхностных условиях в присутствии свободного кислорода. Осаждение или выщелачивание  $K$ ,  $Na$  и  $Ca$  будет зависеть от pH раствора, содержания  $Cl$ , соотношения  $CO_3^{2-}$  и  $HCO_3^-$ , а также изменения их при растворении в породах, через которые они просачивались. Как уже отмечалось,  $Ca$  и  $Mg$  переносятся только в виде хлоридов,  $K$  и  $Na$  — с многими другими анионами, причем гидролиз  $CO_3^{2-}$  (переход в бикарбонат  $HCO_3^-$ ) снижает растворимость  $K$ . В наиболее обычном случае (достаточного количества хлора) просачивающиеся растворы будут выравнивать концентрации этих компонентов в толще, растворяя их в одних местах и осаждая в других, с некоторым общим привносом  $Na$  за счет морской воды.

**Влияние потенциала натрия и кальция на ассоциации метасоматических пород.** Для различных низкотемпературных процессов, как мы видели, характерно резкое разделение  $Na$  и  $Ca$ , и, как правило, полный вынос  $K$  (исключая «калиевые спилиты» и некоторые другие породы). Их различное поведение связано в первую очередь с различным составом растворов, в частности разной растворимостью  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$ .

На рис. 57 построена многопучковая диаграмма  $\mu_{Na}$ — $\mu_{Ca}$  при постоянных  $P$  и  $T$  для ассоциаций, соответствующих спилитам, низкотемпературным зеленым сланцам и некоторым другим породам. Для метасоматических пород изменение  $\mu_{Na}$  и  $\mu_{Ca}$  соответствует изменениям их концентрации в растворе.

Состав хлорита в отношении  $Si$ ,  $Al$  и  $(Mg+Fe)$  взят близким к среднему составу хлоритов из зеленых сланцев (Кеpezинскas, 1965). Все составы взяты без учета железистости, поэтому диаграмма, строго говоря, справедлива только для магниальных составов, но указанные минералы в метабазальтовых породах имеют низкую железистость.





анальцим. Аналогично действие понижения рН (добавка бикарбоната натрия), которое расширяет поле морденита (птилолита), поскольку низкие значения рН уменьшают скорость образования кварца. Кислая среда (низкие рН) препятствует также растворимости алюминия и способствует выщелачиванию системы (выносу сильных оснований).

Выше было отмечено, что в «цеолитовой» фации отсутствуют кварцевые жилы, которые появляются в большом количестве в «пренит-пумпеллиитовой» субфации и характерны для всей зеленосланцевой фации. Это связано с тем, что соответствующие реакции, начиная с пренит-пумпеллиитовых ассоциаций идут с выделением  $\text{SiO}_2$ . Файф и другие (Fufe и др., 1959) и Макнамара (Mc. Namara, 1965) обращают также внимание на резкое изменение растворимости  $\text{SiO}_2$  выше критической точки воды ( $373^\circ\text{C}$  для чистой  $\text{H}_2\text{O}$  или около  $300^\circ\text{C}$  в хлоридных системах).

Значения давления углекислоты, отмечающееся выше, Зен (Zen, 1961<sub>2</sub>) иллюстрировал диаграммой  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{CO}_2}$  при избыточном  $\text{SiO}_2$  и инертных  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Поле устойчивости цеолитов сокращается при относительном «осушении» системы (уменьшении  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ) и возрастании  $\mu_{\text{CO}_2}$ , так что при высоких давлениях  $\text{CO}_2$  цеолиты в присутствии кварца и алюмосиликата (или слюды) становятся неустойчивы, благодаря реакциям: ломонтит (гейландит) +  $\text{CO}_2 \rightarrow$  каолинит (пироф) + +ка. При некоторых промежуточных  $P_{\text{CO}_2}$  в наиболее богатых Са системах (преимущественно в жилках) известны ассоциации глинистых минералов и кальцита. Прекрасной иллюстрацией этой закономерности служат описанные выше родуситовые месторождения, которые по условиям температуры и давления аналогичны «цеолитовой фации», но вместо цеолитов содержат ассоциации типа: карбонат + кв + аб + гидрослюда. По-видимому, вообще при региональном эпигенезе карбонатных (мергелистых) толщ цеолиты невозможны благодаря высокому давлению  $\text{CO}_2$ .

Вероятно, аналогично и действие сильных кислот (например,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  в гипсоносных толщах), благодаря которым не только гипс вытесняет Са-цеолиты, но и сильное понижение рН препятствует росту большинства цеолитов. В результате очень кислые растворы вызывают лишь аргиллитизацию или образование вторичных кварцитов с полным выносом всех оснований, как в современных гидротермальных системах, или образование ангидрита (гипса), целестина и других минералов в цементе пород.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамова Е. А. Аутигенные минералы в девонских отложениях Минусинской и Назаровской впадин и их влияние на пористость пород. Матер. по геол. и нефтегаз. Минусин. впадин. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Аверьев В. В., Набоко С. И., Пийп Б. Н. Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма. Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 2.
- Айнберг Л. Ф. К проблеме петрологии кристаллического докембрия Южно-Енисейского кряжа. Булл. МОИП, 1959, т. 34, вып. 5.
- Александров И. В. Изучение натрового метасоматоза в Криворожье. Тр. 6-го совещ. по экспер. и техн. минер. и петрогр. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Алешин С. М., Другов Г. М., Карпов И. К. Химический состав метапелитов как геотермометр. Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 1.
- Андреев Ю. К. Щелочно-амфиболовая минерализация в некоторых змеевиковых массивах Урала. Тр. ИГЕМ, вып. 39, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Андреев Ю. К. Генетические типы месторождений щелочно-амфиболовых (голубых) асбестов как основа их поисков. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VI, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Андреев Ю. К., Годовиков В. Н. Условия проявления щелочно-роговообманковой минерализации в нижнепермских мергелях Джезказганской впадины. Тр. ИГЕМ, вып. 31, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Апостолова М. Я. Исследование гранатов кристаллических сланцев Алданского комплекса. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 3, 1953.
- Артемов В. Р. Литологический фактор локализации родусита и родусит-асбеста. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VI, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Артемов В. Р. Условия образования жил родусита и родусит-асбеста в осадочных породах. В кн. «Материалы по геологии месторождений неметаллич. полезн. ископ.». Тр. ВСЕГЕИ, т. 45, Л., 1964.
- Бакиров А. Некоторые вопросы метаморфизма толщ Атбашинского хребта. Сб. «Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии». Фрунзе, изд-во АН КиргССР, 1963.
- Баркис А. П. Основные гранулиты из архейского кристаллического основания Северо-Восточной Латвии. «Latv. PSR Zinatnu Akad. vestis.» Изв. АН ЛатССР, 1967, № 3.
- Барт Т. Соотношение натрия в изверженных и осадочных породах. Сб. «Проблемы геохимии», посвящ. А. П. Виноградову, М., изд-во «Наука», 1965.
- Бейсеев О. Б. К минералогии и генезису родусита из Джезказганской и Южно-Минусинской впадин. Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 2.
- Белицкий И. А. Физико-химические свойства природных цеолитов. Автореф. канд. диссерт., НГУ, Новосибирск, 1968.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Геологические условия и петрологические особенности древних кристаллических толщ Атбашинского хр. (Тянь-Шань). Вест. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1966, вып. 2, № 12.
- Богданова В. И., Белицкий И. А. Растворимость природных цеолитов в HCl. «Геология и геофизика», 1968, № 4.
- Богомолов М. А. О природе кристаллических сланцев и карбонатных пород вблизи Кондерского массива. Сб. «Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1964.
- Бойко В. Л., Щербakov Н. Б. О биотитах из осадочно-вулканогенных метаморфических пород юга Базавлукской структуры. Минер. сб. Львов, ун-та, 1967, № 21, вып. 2.
- Бондаренко Л. П. Магнетитсодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма (район оз. Чудзьявр на Кольском полуострове). Тр. ЛАГЕД АН СССР, М., изд-во АН СССР, вып. 11, 1960.
- Бондаренко Л. П. Парачарнокиты центральной части Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, М., изд-во АН СССР, вып. 19, 1963.

Бондаренко Л. П. Гранулиты и чарнокиты центральной части Кольского полуострова. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Probl. 13. М.—Л., изд-во АН СССР, 1964.

Бондаренко Л. П. Алюмокремнистые метасоматиты в комплексе регионально-метаморфизованных пород (Кольский полуостров). В кн. «Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийской формации СССР». М.—Л., изд-во «Наука», 1966.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Об эвлизитах озера Чудзьявр (Кольский полуостров). Зап. Всес. минер. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 4.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., изд-во «Наука», 1968.

Варданянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Probl. 9. М.—Л., изд-во АН СССР, 1960.

Ведерников Н. Н., Есенов Ш. Е. Проявление амфиболовой минерализации в Джезказганском районе и их поисковые геологические критерии. «Вестник АН КазССР», 1960, № 9.

Ведерников Н. Н., Есенов Ш. Е. и др. Методика поисков и разведки месторождений родусит-асбеста. М., изд-во «Недра», 1965.

Великославинский Д. А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме. В сб. «Регион. метаморф. докембрийских формаций СССР». М., изд-во «Наука», 1965.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М., изд-во АН СССР, 1963.

Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, изд-во «Наука», СО АН СССР, 1965.

Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон. Сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.

Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт И. М. Введение в изучение горных пород в шлифах. М., изд-во иностр. лит., 1957.

Виноградов Г. Г. О генезисе пироксен-плаггиоклазовых гнейсов Среднего Побужья. «Геологический журнал», 1965, 25, вып. 3.

Воинов А. С. Основные черты тектоники и метаморфизма Северо-Карельской зоны протерозоя (зона Пана-Куола-Ярви). В кн. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. 2. Изд-во ЛГУ, 1964.

Вярюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., изд-во иностр. лит., 1959.

Галюк В. А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). Тр. МГРИ, т. XXXI, 1957.

Гельман М. Л. Амфиболовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р. Колымы. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», № 15, 1961.

Гиммельфарб Т. Б., Николаев Ю. Т., Белоножко Л. Б. К вопросу о генезисе кварц-силлиманитовых включений в биотитовых гнейсах удоканской серии нижнего протерозоя (Олекмо-Витимская горная страна). Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 2.

Глаголев А. А. Взаимоотношения эгирина и щелочного амфибола в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии. Докл. АН СССР, 1958, т. 119, № 6.

Глаголев А. А. Щелочной метаморфизм железистой формации Курской магнитной аномалии и его температурные фации. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., изд-во АН СССР, 1961.

Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород Курской магнитной аномалии. М., изд-во «Наука», 1966.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М. Госгеолтехиздат, 1959.

Горбачев С. З., Лебедев М. М. и др. О взаимоотношении пород терригенно-осадочного и метаморфического комплексов Среднего хребта Камчатки. В сб. «Вопр. геол. и петрол. метаморфизм. комплексов Востока СССР». Владивосток, 1968.

Горошников Б. И., Байраков В. В., Бочков А. А. О новом типе корундовой минерализации в докембрии Украины. Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 2.

Горошников Б. И., Шрубович Ф. В. О новой находке корунда на Украине. Зап. Всес. минер. об-ва, 1963, ч. 92, № 3.

Горошников Б. И., Юрьев Л. Д. О кордиерит-полиамфиболовых и антофилит-кордиеритовых породах Северного Криворожья. Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 3.

Горошников Б. И., Юрьев Л. Д. Про оптично позитивный кордиерит з порід Північного Криворіжжя. Докл. АН УССР, № 4, 1966.

Горощенко Г. Л. Циркон как один из критериев первичной природы пород гранулитовой формации Кольского полуострова. Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 1.

Грачев В. А., Кейльман Г. А. О минеральных ассоциациях гранулитовой фации в гнейсах Урала. Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 6.

Гришкян Р. И. Основные особенности строения и развития архейских складчатых структур междуречья Тас-Хоонку и Курунг-Хоонку. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.

Грубенманн У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. М., ОНТИ, 1933.  
Дагелайский В. Б. Об анатексисе глиноземистых гнейсов. Тр. ЛАГЕД АН СССР. М., Изд-во АН СССР, вып. 11, 1960.

Дагелайский В. Б. Реакционные структуры при метаморфизме. В кн. «Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР». М.—Л., изд-во «Наука», 1966.

Даминова А. М. Геологическое строение Центрального Таймыра. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1958, № 3.

Данилович Ю. Р. Ставролит из кристаллических сланцев Украинских Карпат. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, 1965, № 19, вып. 4.

Данилович Ю. Р. Метаморфизм докембрийских кристаллических сланцев Раховского массива (Карпаты). Автореф. канд. диссерт. Киев, Геол. ин-т АН УССР, 1966.

Дзевановский Ю. К. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири. Секция стратиграф. докембрия. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Дзевановский Ю. К. Алданский щит. В сб. «Стратиграфия СССР. Нижний докембрий, Азиатская часть СССР». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Димитрова Е. Л., Вергилов В. О метаморфизме Власинско-Осоговского комплекса в юго-западной Болгарии. «Ret. 6. Savet. Deo. Z», Ohrid, 1959—1958.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зуссман Дж. Породообразующие минералы, т. 1—5. М., изд-во «Мир», 1965.

Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, альбититов и жадеитов хр. Борус (Зап. Саяны). Тр. ИГиГ СО АН СССР, т. 15. Матер. по генетич. и эксперим. минерал. № 1, Новосибирск, 1963.

Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов. «Геология и геофизика», 1964, № 3.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Сравнительная характеристика Полярноуральских и Прибалхашских месторождений жадеита. Матер. по генетич. и эксперим. минерал., № 2, Новосибирск, 1965.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Ушакова Е. Н., Хлестов В. В. Основные закономерности распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР. «Геология и геофизика», 1965, № 4.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Ушакова Е. Н., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, изд-во «Наука», СО АН СССР, 1966.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы выделения и классификации регионально-метаморфических формаций. «Геология и геофизика», 1969, № 3.

Добрецов Н. Л., Бакиров А. Метаморфические комплексы Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во «Илим», 1971.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М., изд-во «Недра», 1970.

Докембрий Скандинавии. М., изд-во «Мир», 1966.

Доминиковский Г. Г. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гнейсов Белорусского массива. Докл. АН БССР, 1968, т. XII, № 9.

Другова Г. М. К характеристике гранулитовой фации Алдана. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9. М., изд-во АН СССР, 1960.

Другова Г. М. Пример гранитизации архейских сланцев Южного Алдана. В кн. «Петрография метаморф. и изверж. пород. Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1964.

Другова Г. М. Метаморфизм гранулитовой фации архея Алданского щита. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 13, 1964.

Другова Г. М. Высокотемпературный диафорез в докембрии р. Зеи. «Геология и геофизика», 1969, № 9.

Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. Г., Ушакова З. Т. Геология докембрия Алданского горно-промышленного района. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 8. М., изд-во АН СССР, 1959.

Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр. ЛАГЕД, АН СССР вып. 11. М., изд-во АН СССР, 1960.

Другова Г. М., Бугрова В. Д. Гранаты гранулитовой фации Алданского щита в условиях полиметаморфизма. Зап. Всес. минер. об-ва, 1964, ч. 93, № 1.

Дук Г. Г., Судовиков Н. Г. Мезозойские диафориты зоны Южно-Тукурингского разлома (Верхнее Приамурье). В сб. «Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР». М.—Л., изд-во «Наука», 1965.

Дю-Тойт А. Л. Геология Африки. М., изд-во иностр. лит., 1957.

Егорова Л. З. Характеристика кристаллического фундамента по новым разведочным скважинам и площадям Куйбышевской и Оренбургской областей. Тр. Куйбышевского НИИ, вып. 12, 1962.

Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрология магматических пород Гулинской интрузии. Тр. НИИГА, т. 122, 1961.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., изд-во «Недра», 1963.

Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криво-рождского рудного пояса. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 13, 1961.

Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М., изд-во «Наука», 1965.

Еллис А. Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов. «Проблемы геохимии». Сб., посвящ. 70-летию А. П. Виноградова. М., изд-во «Наука», 1965.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., изд-во «Недра», 1966.

Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1941.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., изд-во АН СССР, 1955.

Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 71, серия петрограф., № 24, 1946.

Закруткин В. В. О температурных условиях регионального метаморфизма чарнокитовой серии Анабарского щита. В сб. «Автореф. научн.-исслед. работ за 1959 г.». Изд-во Ростовского ун-та, 1959.

Закруткин В. В. Сравнительная характеристика амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фации Анабарского щита. «Геология и геофизика», 1961, № 9.

Закруткин В. В. О взаимодействии контактового и регионального метаморфизма. «Геология и геофизика», 1966, № 10.

Закруткин В. В., Григоренко М. В. Титан и щелочи в биотитах при метаморфизме. Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 3.

Золотухин В. В. О существенно магнезиальном хлорите цемента одного из песчаников. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львов. ун-та, 1958.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудопосных трапповых интрузий. М., изд-во «Наука», 1964.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Зюзин Н. И. Высокожелезистая разновидность пренита и новая диаграмма для пренитов. Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 6.

Иванов С. Н. Некоторые вопросы метаморфизма рудомещающих вулканогенных толщ колчеданных месторождений на примере Урала. Магматизм и связь с ним полезн. ископ. Тр. II Всес. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Иванов С. Н., Нечухин В. М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудомещающих вулканогенных толщ. «Геология рудных месторождений», 1969, т. 11, № 1.

Игнатьев Н. А. Амфиболиты, гранатопые гедрититы и слюдиты окрестностей с. Шуеренского. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6. Юб. сб., посв. акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, 1934.

Игнатьев Н. А. Геолого-петрографический очерк окрестностей Пулонгских озер в Карело-Финской ССР. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 4, вып. 4, 1948.

Искюль В. И. О родусите р. Аскиз, к вопросу о его химическом строении и выветривании. Изв. Российской АН, 1907, серия VI, т. 1.

Иоффе Л. И. Опыт исследования магнезиальных кальцитов из метаморфических пород в целях термометрии. Сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.

Каденская М. И. Андрадитовые породы архея Алданского и Анабарского массивов. Изв. АН СССР, серия геол. 1966, № 2.

Каденский А. А. Об условиях метаморфизма и ультраметаморфизма архейских пород Алданского щита. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 9.

Каденский А. А. Чарнокитовые породы южной части Алданской плиты. Уч. зап. ЛГПИ, 1957, т. 140.

Каденский А. А. Проблема образования чарнокитов. Уч. зап. Лен. гос. пед. ин-та, 1958, т. 172.

Каденский А. А. Магнетитовое оруденение в Сутамском районе. В сб. «Железные руды Южной Якутии». М., изд-во АН СССР, 1960.

Каденский А. А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Казанский Ю. П., Бакуменко И. Т., Шугурова Н. А. О составе минералообразующих растворов и генезисе конседиментационных кварцевых тел. Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 2.

Калюжный В. А. Фации метаморфических сланцев, происхождение и изменение их акцессорных титановых минералов (на примере Тиманского кряжа). Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 12.

Каменев Е. Н., Климов Л. В., Шулятин О. Г. Геологическое строение Земли Эндерби и берега Принца Улафа. Сб. «Антарктика». М., изд-во «Наука», 1965.

Кеpezинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., изд-во «Наука», 1965.

Кеpezинская К. Б. Зависимость состава хлоритов метаморфических пород от условий образования. Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 3.

Кеpezинская К. Б., Аношин Г. Н., Цимбалист В. Химизм фации ди-степенных сланцев и поведение в них золота (Витимо-Патомское нагорье). В сб. «Проблемы петрологии и минералогии», т. 2. М., изд-во «Наука», 1969.

Кеpezинская К. Б., Хлестов В. В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. М., изд-во «Наука», 1971.

- Кекелия С. А. Кристаллические сланцы западной части Главного Кавказского хребта и их парагенетический анализ. Зап. Всес. минер. об-ва, 1966, вып. 95, № 3.
- Кириллюк В. П. Об особенностях формирования нижнепротерозойских гранитов юго-западной окраины Алдано-Витимского щита. Тезисы докл. 2-й научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева, Чита, 1965.
- Кириллюк В. П. Геология и условия формирования докембрийских комплексов юго-западной окраины Алдано-Витимского щита. Автореф. канд. дис., ЛГУ, Львов, 1966.
- Кицул В. И. Ступени прогрессивного регионального метаморфизма карбонатных пород ладожской формации. Тр. ЛАГЕД, АН СССР, вып. 11. М., изд-во АН СССР, 1960.
- Кицул В. И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М., изд-во АН СССР, 1963.
- Кицул В. И. Оптические свойства и химический состав пироксенов из метаморфических пород иенгурской серии Алданского щита. Сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.
- Кицул В. И. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород иенгурской серии и унгринского комплекса Алданского щита. Сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.
- Климов Л. В., Равич М. Г., Соловьев Д. С. Чарнокиты Восточной Антарктиды. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 13, 1964.
- Князев В. С., Мельниченко А. К., Шнип О. А. Метаморфический комплекс Юго-Западного Гиссара. Изв. АН ТаджССР, серия физ.-матем. и геол.-хим. наук, 1967, № 325.
- Коленко Б. З. Петрографические эскизы. III. Породы обнажений на Кругобайкальской ж. д. — Кордиеритовые гранулиты и их келифитовая структура. Тр. Ин-та прикл. минер. и металлург., вып. 132. 1926.
- Колотухина С. Е. Стратиграфия докембрия Африканской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, т. 39, № 2.
- Комлев Л. В., Савоненков В. Г., Крюкова Н. Ф., Кучина Г. Н. Древнейшие породы докембрия Украины в излучине р. Днепр. Докл. АН СССР, 1959, т. 129, вып. 6.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ним связанные. Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ Юго-Запада Русской платформы. М., изд-во «Наука», 1965.
- Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. ОНТИ—НКТП, 1935.
- Коржинский Д. С. Термодинамика и геология некоторых метаморфических реакций с выделением газовой фазы. Зап. Всерос. минер. об-ва, 1935, ч. 64, вып. 1.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.
- Коржинский Д. С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья. Зап. Всерос. минер. об-ва, 1936, ч. 65, № 2.
- Коржинский Д. С. Стратиграфия Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. I, 1939.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, петрогр. серия, № 12, 1940.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Ин-та геол. наук, АН СССР, вып. 61, петрогр. серия, № 21, 1944.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, петрогр. серия, № 61, 1945.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарных месторождений меди. Тр. Института геолог. наук АН СССР, вып. 68, серия рудн. местор., № 10, 1948.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 2-е изд. М., изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканических формациях. Тр. Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Коржинский Д. С. Роль щелочности в образованиях чарнокитовых гнейсов. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1961.
- Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 1.
- Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Изв. АН СССР, 1962, серия геолог., № 9.

- Коржинский Д. С. Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах. «Пробл. постмагмат. рудообразования», т. I, Прага, 1963.
- Коржинский Д. С. Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах. Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. II, Свердловск, 1963.
- Коржинский Д. С. Эндогенные метасоматические процессы и проблема богатых руд в КМА. В сб. «Железные руды КМА». М., изд-во АН СССР, 1964.
- Коржинский Д. С. В кн. «Проблемы кристаллохимии и эндог. минералообр.», Л., изд-во «Наука», 1967.
- Кориковский С. П. Кварц-силлиманитовая фация кислотного выщелачивания в гранито-гнейсовых комплексах. Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 1.
- Кориковский С. П. Метаморфические процессы в докембрии западной части Удокано-Становой зоны. Автореф. канд. дис., ИГЕМ, 1964.
- Кориковский С. П. Биотиты из пород зеленосланцевой и амфиболитовой фации метаморфизма. Докл. АН СССР, 1965, т. 160, вып. 1.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., изд-во «Наука», 1967.
- Кориковский С. П., Баженова Г. Н. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации. Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 2.
- Коробова Н. И. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Таймыра. Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 1.
- Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. В кн. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3. Фрунзе, изд-во АН КиргССР, 1962.
- Косой Л. А. Архейские известняки и генезис беломорской толщи Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 10, серия геол.-почв. геоф., 1936, вып. 3.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 63, 1962.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных комплексах мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезозойско-палеозойских отложений Западного Верхоянья. Докл. АН СССР, т. 108, 1956, № 1.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Корреляция зон регионального эпигенеза и метагенеза в терригенных и вулканических породах. Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза. Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород. В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винницы. Изд. АН УССР, Киев, 1955.
- Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970.
- Кравченко Г. Л. Природа Мангуської магнітної аномалії південно Східного Приазов'я. «Геологический журнал», 1961, вып. 4, № 21.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16. М., изд-во АН СССР, 1963.
- Кудрявцев В. А. О древних образованиях Станового хребта. Изв. вузов. «Геология и разведка», 1965, № 10.
- Кудрявцев В. А. Архей бассейна р. Сутам. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.
- Кузнецов Ю. А. Материалы по геологии южной части Енисейского кряжа. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, вып. 1, 1938.
- Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Матер. по геол. Зап. Сибири, № 15 (57), 1941.
- Кузнецов Ю. А. Докембрий Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.
- Кулиш Е. А. Марганцево-глиноземистые породы с виридином архея Алданского щита. «Геология и геофизика», 1961, № 1.
- Кулиш Е. А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964.
- Кулиш Е. А. К стратиграфии и тектонике архея южной части Алданского щита. Матер. по тектонике и петрол. тихоокеанского рудного пояса. М., изд-во «Наука», 1964.
- Кулиш Е. А. Сутамская серия Алданского щита. Сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока», Владивосток, 1965.
- Кулиш Е. А. Архейские гранитоиды юга Алданского щита. Сб. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М., изд-во «Наука», 1966.
- Кулиш Л. И. Особенности минеральных парагенезисов марганценосных метаморфических пород Дальнего Востока. Сб. «Магматич. и метаморф. компл. Дальнего Востока СССР», Хабаровск, 1967.

- Кулиш Е. А., Ромашкин А. И. Химический состав иенгрской серии Алданского архея и продуктов ее гранитизации. Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4.
- Кумбс Д. С. Минеральные фации низких ступеней метаморфизма в Новой Зеландии. Тр. Междунар. геол. конгресс, сессия XXI, вып. II, 1963.
- Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львов. гос. ун-та, 1956.
- Лавренко Е. А. Гранаты Алданского комплекса. Минерал. сб. Львовск. геолог. об-ва, № 7, 1953.
- Лавренко Е. И., Лазько Е. М. О гранатах из архейских и протерозойских отложений Алданского щита. Докл. АН СССР, 1954, т. 99, № 4.
- Лавренко Е. И. Парагенетические соотношения в богатых глиноземом кристаллических сланцах и гнейсах Алданского комплекса. Зап. Всес. минер. об-ва, 1957, ч. 86, № 1.
- Лапинская Т. А., Богданова С. В. Магнетитовые гнейсы и рудные габбро в докембрийском фундаменте восточной части Русской платформы. Сб. «Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии», Минск, 1965.
- Лебедев В. И. К вопросу о процессах образования пироксеново-гранатовых амфиболитов. Тр. Лен. об-ва естествозн., т. 68, вып. 2, 1951.
- Лебедев В. И. О происхождении карбонатно-антофилито-актинолитовых пород мыса Караташ Сев. Карелии. Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, № 188, вып. 5, 1955.
- Лебедев В. И. Гранаты и биотиты ладожской формации и их петрологическое значение. «Вопросы магматизма и метаморфизма». Л., изд-во ЛГУ, т. II, 1964.
- Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Потockая В. Е., Прудников Е. Д., Шапкина Ю. С., Юрова Г. М. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород Северо-Западного Приладожья. «Минералогия и геохимия». 1964, вып. 1.
- Лебедев М. М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. «Советская геология», 1967, № 4.
- Лебедев М. М. Метаморфические зоны Камчатки. Автореф. канд. дисс., ДВГИ, Владивосток, 1967.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. «Советская геология», 1962, № 11.
- Лебедев П. И. Подольская чарнокитовая формация. Тр. Междунар. геол. конгресса, XVII сессия. М., ОНТИ, 1939.
- Лебединский В. И. Генезис и классификация спилито-кератофировых формаций. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 16. М., изд-во «Наука», 1964.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой Северо-Востока Олекмо-Витимской горной страны. М., изд-во «Наука», 1965.
- Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. Докембрий Воронежской антеклизы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII (5), 1967.
- Леонова Е. П. Ступени метаморфизма карбонатных пород архея и их связь с метаморфическими фациями вмещающих пород. Уч. зап. ЛГПИ, 1966, т. 290.
- Леонова Е. П. О метаморфизме архейских карбонатных пород бассейна Южного Буга (Украинский кристаллический щит). Уч. зап. Лен. гос. ун-та, 1962, т. 250.
- Лелезин Г. Г. Условия метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации и уточнение ее верхней границы на примере метаморфического комплекса Тонгулакского хребта (Горный Алтай). Автореф. канд. дисс., НГУ, Новосибирск, 1968.
- Литвин О. Л. Рентгеновська характеристика калішпату з гранулітів Гірського Тічка. «Геологічний журнал», 1965, т. XXV, № 2.
- Лицарев М. А. Гроссуляро-воластонитовые скарны Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 3.
- Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 11, 1961.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. Изв. АН СССР, 1957, т. 157, № 4.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические измерения осадочных пород. Л., изд-во «Наука», 1968.
- Лодочников В. Н. Петрология Воронежской кристаллической глыбы. Матер. по общей и прикл. геол., вып. 69. Геолком, 1927.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.
- Лутц Б. Г. Чарнокитовая серия Анабарского массива в Сибири. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 13, 1964.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., изд-во «Наука», 1964.
- Лутц Б. Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. Сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.
- Луцицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины. Изд. АН СССР, Л., 1934.

Лыгина В. В. Кордиерит из жильного материала мигматитов ладожской серии (Западное Приладожье). В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-зап. РСФСР». Л., изд-во «Наука», 1967.

Лыгина В. В., Саранчина Г. М. Геологическое строение и особенности метаморфизма кристаллических пород северной части Карельского перешейка. «Вопросы магматизма и метаморфизма». Изд. ЛГУ, т. 2, 1964.

Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.

Мануйлова М. М., Никитина Л. П. Метаморфизм докембрийских пород Тункинских гольцов и западной части хр. Хамар-Дабан. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11. М., изд-во АН СССР, 1960.

Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Тр. ДВФ АН СССР, вып. 5, Владивосток, 1958.

Маракушев А. А. Парагенезисы перенасыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита. В сб. «Физико-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. 1, 1961.

Маракушев А. А. Магнезиальные магнетитовые кварциты архейских метаморфических комплексов и процессы их гранитизации. Сообщ. Дальневосточн. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1963, вып. 19.

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

Маракушев А. А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 7.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., изд-во «Наука», 1968.

Маракушев А. А., Кудрявцев В. А. Парагенезис гиперстена с силлиманитом и его петрологическое значение. Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 1.

Маракушев А. А., Полин Ю. К. Эклогитовые кристаллические сланцы в докембрийских метаморфических комплексах и условия их образования. «Геология и геофизика», 1962, № 1.

Маракушев А. А., Куршакова Л. Д. Минеральные субфации зеленокаменного метаморфизма. II Урал. петрогр. совещ. Тезисы докл. т. III, Свердловск, 1966.

Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием. Сб. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М., изд-во «Наука», 1966.

Марченко А. Ф. К вопросу о существовании на Камчатке массивов доверхнемеловых метаморфических пород. В кн. «Вопросы геол., петрол. и металлогении метам. компл. Востока СССР», Владивосток, 1968.

Махлаев Л. В. Метаморфические породы и гранитоиды берега Харитона Лаптева (Центральный Таймыр). Автореф. канд. дисс., НГУ, Новосибирск, 1964.

Машковцев С. К вопросу о беломорских друзитах. Тр. Лен. об-ва естествоисп., т. 57, вып. 2, 1927.

Митич Г. Б. Новые данные по геологии юго-западной части Алданского массива. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.

Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. Автореф. канд. дисс., Владивосток, 1965.

Мишкин М. А. О гранатовых ждрититах докембрийского метаморфического комплекса правобережья р. Усури. Сб. «Восьмая конф. молодых ученых Дальнего Востока», секц. геол. наук, Владивосток, 1965.

Мишкин М. А. Докембрийские метаморфические комплексы Ханкайского массива. Сб. «Магматич. и метаморфич. комплексы Дальнего Востока СССР», Хабаровск, 1967.

Мокроусов В. П. Метаморфизм домезозойских пород срединного хребта (п-ова Камчатки). Изв. вузов «Геология и разведка», 1958, № 11.

Моралев В. М., Ставцев А. Л. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. «Матер. по регион. геологии». Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Моор Г. Г. Находка сапфирина в Полярной Якутии. Проблемы Арктики, № 5, Л., 1937.

Мошкин В. Н. Новые данные по стратиграфии докембрия Удско-Зейского района. «Советская геология», 1960, № 6.

Мошкин В. Н. Докембрий восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур. Автореф. канд. дисс., ВСЕГЕИ, Л., 1962.

Мошкин В. Н., Шпак Н. С. Раннедокембрийские метаморфические образования восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 122, 1967.

Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. «Советская геология», 1962, № 1.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Нагайцев Ю. В. К характеристике метаморфической зональности ладожской формации. Вест. ЛГУ, 1965, № 18.
- Нагайцев Ю. В., Лебедев В. И. О соотношении состава железомagneзиальных минералов метаморфических пород. 1. Гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы ладожской формации. Вест. ЛГУ, 1968, № 12.
- Наливкина Э. Б. Метасоматическая зональность и генезис сапфиринсодержащих пород Побужья. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1959, № 13.
- Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 92, Л., 1963.
- Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М., изд-во «Недра», 1964.
- Нечухин В. М. Пумпеллитовые и пумпеллитизированные породы из района Сибайского месторождения (Южный Урал). Зап. Всес. минер. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 1.
- Нечухин В. М. Вулканогенные горные породы восточной части Баймакского района (Южный Урал) и некоторые особенности их метаморфизма. Тр. I. Урал. петрограф. совещ., т. II, Свердловск, 1963.
- Никитина Л. П. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части хр. Хамар-Дабан. Гл. 5. Метаморфизм. «Докембрий Восточного Саяна». М.—Л., изд-во «Наука», 1964.
- Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок. В сб. «Петрография метам. и изверж. пород Алданского щита». Тр. ЯФАН СССР. М., изд-во «Наука», 1964.
- Отс Ф., Темперлей В. Н. К геологии нижнего отдела основного комплекса территории Танганьики. Тр. Междунар. геол. конгр., XVII сессия, ОНТИ, 1939.
- Павлович С., Милойкович Р. Крокидолитски асбест из Халиловица у Боснии Гл. ССХХV. отд. прир.-мат. наука, нова серия, кн. 176, Белград, 1959.
- Павловский Е. В. Новое о тектонике Приенева. «Геотектоника», № 5, 1965.
- Пазюк Л. И. О генезисе кристаллических сланцев территории планшета с. Новый Буг, УССР. Научн. ежегодн. Одесск. ун-та, 1956.
- Палей И. П. Новые данные о петрографическом составе аккольской формации Западного Саяна. Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 1.
- Панков Ю. Д. Нормальный метаморфизм и гранитизация пород Ильменского комплекса. «Материалы к 1-й Уральской конференции молодых геологов и геофизиков», Свердловск, 1967.
- Парфенов Л. М., Хлестов В. В. Распространение фаций регионального метаморфизма в докембрийских структурах Восточного Саяна. «Геология и геофизика», 1966, № 3.
- Перчук Л. Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах. Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 3.
- Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр. Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2.
- Перчук Л. Л. Принцип влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.
- Перцев Н. Н. Волластонитсодержащие и силикатно-карбонатные породы желтулинской серии архея Алданского щита. В сб. «Материалы по геол. рудн. месторожд., петрогр., минерал. и геохимии». Изд. АН СССР, 1959.
- Петров В. П., Андреев Ю. К. Минералогия асбеста и место амфибол-асбестов СССР в общей их классификации. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 31, 1959.
- Пискорский П. П. Температура и механизм образования месторождений родусит-асбеста. «Геология и геофизика», 1965, № 10.
- Погребницкий Ю. Е. Тектоника и металлогения Таймыра. Автореф. докт. дисс., ЛГИ, Л., 1967.
- Полин Ю. К. Чарнокитовый комплекс Сутамского железорудного района (Алданский щит). В сб. «Минеральн. фации гранитоидов и их рудоносность». М., изд-во «Наука», 1966.
- Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк сев.-зап. части Кольского полуострова. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Л., 1936.
- Половинкина Ю. Ир. Два новых месторождения чарнокитовых пород на Украине. Тр. ГГРУ, вып. 94, 1931.
- Половинкина Ю. Ир. К петрологии средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела. Тр. ЦНИГРИ, вып. 73, 1936.
- Половинкина Ю. Ир. Мигматиты западной окраины Криворожского месторождения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 112, 1939.
- Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Генезис чарнокитов Украины. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 13, 1964.
- Предовский А. А. и др. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. Л., изд-во «Наука», 1967.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. «Проблемы советской геологии» 1933, № 1.

- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных пород и их геологическое значение. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
- Путинцев В. К., Синицкий С. Е. К стратиграфии докембрийских образований Северной Кореи. Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 11.
- Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М., Госгеолтехиздат., 1959.
- Рабкин М. И. Анабарский щит. В кн. «Стратиграфия СССР». Нижний докембрий. Азиатская часть. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Равич М. Г. Докембрий Таймыра. Тр. НИИГА, № 7, 1954.
- Равич М. Г. Анализ парагенезисов минералов в протерозойских метаморфических породах Таймыра. Сб. «Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Равич М. Г. Южно-индийские чарнокиты. Сб. статей по итогам XXII сессии Междунар. геол. конгр. М., изд-во «Наука», 1966.
- Равич М. Г. Эндербиты Среднего Побужья. «Советская геология», 1967, № 3.
- Равич М. Г. Кристаллический фундамент Антарктической платформы на Земле Королевы Мод. Тр. Сов. антаркт. экспедиции, т. 48, Л., Гидрометеозидат, 1967.
- Равич М. Г. Эндербиты Среднего Побужья. «Советская геология», 1967, № 9.
- Равич М. Г., Куно В. Г., Чарнокитовый оазис Бангера (Восточная Антарктида). Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
- Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды. М., изд-во «Недра», 1965.
- Равич М. Г., Соловьев Д. С. Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод (Восточная Антарктида). Л., изд-во «Недра», 1966.
- Равич М. Г., Чайка Л. А. Протерозойские метаморфические и магматические формации Горного Таймыра. Сб. «Петрография Восточной Сибири», т. I, Изд-во АН СССР, 1962.
- Ревердатто В. В. Метаморфизм в контактах ультраосновного массива Бор-Урах. Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 4.
- Ревердатто В. В. О значениях локальных и региональных палеогеотермальных градиентов. Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 6.
- Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М., изд-во «Недра», 1970.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. М., Госгеолнефтеиздат, 1934.
- Рудник В. А. Проявление ультраметаморфизма и анатексиса в юго-восточной части Алданского щита. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 59, 1961.
- Русинов В. Л. Неупорядоченный гидротермальный альбит и его петрографическое значение. Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 2.
- Савельев А. А., Писаренков Р. И. О метаморфизме и структурном положении Арзубейской глыбы. Сб. «Новые данные по геол. Юга Красноярского края», Красноярск, 1964.
- Сагайдак И. Г. Петрографический очерк Среднего Приазовья. Сб. «Докембрий УССР», т. I. Урал. геол. треста, 1937.
- Саранчина Г. М. Оливиновые габбро-нориты (друзиты) Керетьского района (Беломорье). Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв. наук, 1948, вып. 14, № 93.
- Саттон Дж. О некоторых структурных проблемах Шотландских нагорий. Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сесс. вып. II. М.—Л., изд-во иностр. лит., 1963.
- Свитальский Н. И. Анортозитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы Юго-Западного Прибайкалья. Изв. Геол. ком., 1915, т. XXXIV, № 9.
- Свяжин Н. В. Андалузит из Борзовского месторождения корунда. «Минералы изверж. горн. пород и руд Урала». Л., изд-во «Недра», 1967.
- Семенов Н. П. Петрографические исследования хр. Хамар-Дабан. М.—Л., изд-во АН СССР, 1941.
- Семенов Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Сердюченко Д. П. О составе и химической конструкции марганцовистых андалузитов. Зап. Всес. минер. об-ва, вып. 78, № 2, 1949.
- Сердюченко Д. П., Каденский А. А. Кордиериты архейских пород Южной Якутии. Сб. «Железные руды Южн. Якутии». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сироштан Р. И. Кристалічні Валняки Побужжя. «Геологічний журнал», 1950, т. X, вып. 2.
- Слензак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев, изд-во АН УССР, 1960.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. ин-та, т. 43, 1936.
- Соболев В. С. Материалы по петрографии метаморфических и изверженных пород Карсакпайского района Центрального Казахстана. Зап. Всерос. минер. об-ва, 1938, ч. 67, вып. 1.
- Соболев В. С. Магматические эпохи Енисейско-Ленской части Советской Арктики. В кн. «Тезисы докл. Междунар. геол. конгр., XVII сессия». М.—Л., 1937. В кн. «Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. СССР», т. 5, М., 1940.
- Соболев В. С. О признаках повторного метаморфизма (диафореза) в метаморфических сланцах Закарпатской области. Минерал. Львов. геол. об-ва, 1948, № 2.

- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львов. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. О роли давления при минералообразовании. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, 1955, № 9.
- Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 14. Киев, изд-во АН УССР, 1960.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Режим  $H_2O$  и  $CO_2$  при прогрессивном региональном метаморфизме. Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 2.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. В кн. «Проблемы кристаллохимии и эндогенного минералообразования». Л., изд-во «Наука», 1967.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Соболев Н. Д., Соболев М. В. Генетические типы месторождений амфибол-асбестов. «Разведка и охрана недр», 1960, № 2.
- Соболевская В. Н. Основные черты тектонического развития Австралии. «Геотектоника», 1965, № 5.
- Садецкий-Кардош Е. А. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенеза. В сб. «Физ.-хим. проблемы форм. горн. пород и руд». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Стригин О. І., Ярошук М. О. Петрографія та генезис порід Володарської групи магнітних аномалій. «Геологічний журнал», 1964, т. XXIV, № 4.
- Строна А. О некоторых друзитах Кандалакшского залива Белого моря. Л., изд. Геолкома, 1929.
- Стрыгин А. И. Скарны Украинского щита и их генезис. Сб. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». М., изд-во «Наука», 1964.
- Судовиков Н. Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуе-зерско-Побозерского района. Тр. Лен. об-ва естествоисп., т. XXII, вып. 2, 1934.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. Тр. Лен-геолуправления, вып. 19, 1939.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. ЛАГЕД, АН СССР, вып. 4. М., изд-во АН СССР, 1954.
- Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А. Петрография докембрия Алданского горно-промышленного района. «Петрография Вост. Сибири», т. 2. М., изд-во АН СССР, 1962.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., изд-во «Наука», 1965.
- Судовикова Е. Н. Зеленая слюда железорудной толщи КМА. Зап. Всес. минер. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 4.
- Тарасенко В. Е. Материалы по петрографии кристаллических пород Южно-Русского горста. Тр. Воронеж. сельхоз. ин-та, 1929.
- Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947, т. 22, № 1.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., изд-во АН СССР, 1958.
- Тектоніка території Української РСР та Молдавської РСР. Киев, изд-во АН УССР, 1959.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., изд-во иностр. лит., 1961.
- Тимергазин К. Р. Кристаллический фундамент Зап. Башкирии. «Геология нефти», 1957, № 6.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Тихомиров С. Н. Краткий геолого-петрографический очерк кристаллического фундамента Ленинградской области. В сб. «Материалы по геологии европейской территории СССР». М., изд-во «Наука», 1966.
- Ткачук Л. Г. Докембрійські кристалічні породи та їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рр. Тясьмину та Вильшанки. Тр. Ін-та геол. наук АН УССР, т. V, вып. 2, 1934.
- Ткачук Л. Г. Чарнокіти і супроводжуючі їх докембрійські частини Київської та північної частини Кіровоградської областей УРСР. «Геологічний журнал», 1940, т. 7, вып. 3.
- Ткачук Л. Г., Данилович Ю. Р. Метаморфізм кристалічних сланців Східних Українських Карпат. «Геологічний журнал», 1965, т. 25, вып. 6.
- Томпсон Дж. В. Минеральные фации в пелитовых сланцах. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., изд-во АН СССР, 1961.
- Тугаринов А. И., Бабикова Е. В., Горощенко Г. Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. «Геохимия», 1968, № 9.
- Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Изд. Киев. ун-та, 1948.

- Усенко И. С. Стратиграфія кристалічних порід Західного Призов'я. «Геологічний журнал», 1952, т. XII, вып. 3.
- Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Киев, изд-во АН УССР, 1953.
- Усенко И. С. Генезис чарнокитов Украинского кристаллического щита. Докл. АН УССР, 1956, т. 107.
- Усенко И. С. Про генезис метабазитів середньої частини басейну р. Південного Бугу. «Геологічний журнал», 1959, т. 19, вып. 5.
- Усенко И. С. Парагенетичний аналіз метабазитів Призов'я. «Геологічний журнал», 1960, т. 20, вып. 4.
- Ушакова З. Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2. М., изд-во АН СССР, 1953.
- Ушакова Е. Н. Минералогия и петрография метаморфических пород хошеватово-завальевской свиты Побужья. Автореф. канд. диссертации, НГУ, Новосибирск, 1960.
- Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., изд-во «Наука», 1969.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., изд-во иностр. лит., 1962.
- Феднова Т. А. О некоторых признаках первичноосадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова. Сб. «Древнейшие осадочно-вулкан. и метаморф. комплексы Кольского полуострова. М.—Л., изд-во «Наука», 1966.
- Федоров Е. С. Минералогическое и петрографическое описание берега Белого моря. «Горный журнал», 1904, т. 53, № 2.
- Филатова Л. И. Перфириобластовые плагногнейсы Улутая (Центральный Казахстан). Вестн. МГУ, 1961, серия 4, «геология», № 2.
- Харитонов Л. Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. Сб. «Вопросы геол. Кольского полуострова». М.—Л., изд-во АН СССР, 1962.
- Харкер А. Метаморфизм. ОНТИ, «Главзолото», 1937.
- Хильтова В. Я. Докембрий центральной части Восточного Саяна. Гл. 5. Метаморфизм. В кн. «Докембрий Восточного Саяна». М.—Л., изд-во «Наука», 1964.
- Хлестов В. В. Гранаты кордиеритсодержащих пород шарыжалгайского комплекса (Юго-Западное Прибайкалье) Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 4.
- Хлестов В. В., Ушакова Е. Н. Петрография и генезис Кяхтинского силлиманитового месторождения. «Матер. по генетической и эксперим. минералогии», вып. 1, 1963.
- Хлестов В. В., Ушакова Е. Н. Метаморфизм пород китойской свиты в Восточном Саяне. «Матер. по генетической и эксперим. минералогии», Новосибирск, 1965, вып. 3.
- Хмарук Т. Г. Глиноземисті гнейси басейну ріки Токмак. «Геологічний журнал», 1965, т. 25, вып. 2.
- Хмарук Т. Г. Петрография и метаморфизм гнейсово-мигматитовой толщи бассейна р. Токмак (Западное Приозовье). Автореф. канд. дисс., Геол. ин-т АН УССР, Киев, 1966.
- Хмарук Т. Г., Щербакон И. Б. Чарнокіти Західного Призов'я. «Геологический журнал», 1965, т. XXV, вып. 5.
- Хорева Б. Я. Типы метаморфических поясов складчатых областей. Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 1.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. «Геотектоника», 1966, № 6.
- Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М., изд-во «Мир», 1966.
- Чекирда А. И., Энтин А. Р. Новые данные о сапфириновых ассоциациях Алданского щита. Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 3.
- Черноморский М. А. К вопросу о расчленении протерозойских метаморфических толщ юга Алтае-Саянской области. Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 4.
- Чирвинский П. Н. Исследования некоторых пород и минералов Минусинского округа. Изв. Вост.-Сиб. Росс. геогр. об-ва, 1907.
- Чумаков А. А. Докембрий Молдавии. Новые данные по петрологии чарнокитовой серии. Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 1.
- Чухров Ф. В. Кызыл-Барбосское месторождение амфибола типа родусита. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд. АН СССР, 1947.
- Шабанин Л. И. Вирдин из Южной Якутии. Зап. Всес. минер. об-ва, 1948, ч. 77, вып. 3.
- Шарфман В. С. О среднем химизме спилитов. Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 1.
- Шафеев А. А. Стратиграфия и метаморфизм докембрия Юго-Западного Прибайкалья. Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 3.
- Шафеев А. А. Вопросы стратиграфии и метаморфизма докембрия Юго-Западного Прибайкалья и Центрального Хамар-Дабана. «Геология и геофизика», 1965, № 2.
- Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. Канд. диссерт., ИЗК СО АН СССР, Иркутск, 1967.
- Шкодинский В. С. К проблеме происхождения чарнокитов. «Геология и геофизика», 1969.

- Шкодзинский В. С. Минеральные парагенезисы на контакте гранитоидов с основными породами. М., изд-во «Наука», 1969.
- Шпак Н. С. Новые данные по стратиграфии архейских и протерозойских образований восточной окраины Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.
- Шульдинер В. И. Геология и петрология докембрия Олекминского Становика. Автореф. канд. дисс. НГУ. Новосибирск, 1966.
- Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, т. 35, № 6.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. Изв. АН СССР, 1962, серия геол., № 3.
- Щербак М. П. Про генезис гранато-пироксен-плагноклазовых пород Житомирщини. Геологічний журнал, 1959, т. 19, вип. 4.
- Щербаков И. Б. Минеральні парагенезиси деяких гранатовміщуючих порід Середнього Побужжя. Сб. «Питання мінералогії і петрографії України», серия петр. мінер. геохім., вып. 16, 1962.
- Щербаков И. Б. Про генезис анортозитів Середнього Побужжя. «Геологічний журнал», 1962, т. 22, вип. 4.
- Щербаков И. Б. Петрография и генезис гнейсо-мigmatитовой толщи Среднего Побужья. Автореф. канд. дисс., Геол. ин-т АН УССР, Киев, 1963.
- Щербаков И. Б. О глиноземистости биотитов метаморфических пород. «Геологічний журнал», 1965, т. 25, вип. 1.
- Щербаков И. Б. О фациальных особенностях породообразующих минералов Среднего Побужья. Сб. «Конституция и свойства минералов», Киев, 1966.
- Эрнст У. Г. Щелочные амфиболы. В кн. «Вопросы теоретич. и экспер. петрологии». М., изд-во иностр. лит., 1963.
- Югстер Г. П. Реакции восстановления и окисления при метаморфизме горных пород. Сб. «Геохимические исследования». М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 5.
- Ярошук М. А. Пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы района Володарских магнитных аномалий. «Геологический журнал», 1968, т. 28, вып. 5.
- Acharya S. A preliminary note on the charnockite from a bore-hole at Crowduar in Cuttack district Orissa. Proc. 45—th Indian Soc. Congr. Assoc. Madras, Calcutta, 231, 1958.
- Adams F. D. Geology of Ceylon. Canadian Journ. of Research, 1929.
- Ahlfeld F. Los Yacimientos de crocidolita en los Yungas de Cochabamba (Bolo-  
via). Nota del museo de la Plata, t. 8, Geologia, № 27, 1950.
- Akad M. K. The Northern Aureole of the Ardara Pluton of County Donegal. Geol. Magazine, vol. XCIII, № 5, 1956.
- Akad M. K. The Ardara Granitic diapir of County Donegal, Ireland. The Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London, vol. CXII, № 447, 1956.
- Akella J., Winkler H. G. F. Orthorhombic amphibole in some metamorphic reactions. Contr. Min. a. Petr., vol. 12, No 1, 1966.
- Albee A. L. Phase equilibria in three assemblages of Kyanite-zone pelitic schists, Lincoln Mountain Quadrangle, Central Vermont. Geol. Soc. America Spec. Paper, n. 82, 1—2, 1965.
- Althaus E. Die Phasengrenze Andalusit—Sillimanit. Naturwiss., B. 53, N 129, 1966.
- Althaus E. The Triple point Andalusite—Sillimanite—Kyanite. Contribution to Mineral. and Petrology, vol. 16, N 1, 1967.
- Apiel E. T., Huang W. T. Charnokite series in Bunge Lake Area, Antarctica. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, № 12, pt. 2, 1226—1227, 1954.
- Armstrong R. L. K—Ar dates from West Greenland. Bull. Geol. Soc. Amer., 74, 1182—1192, 1963.
- Assuncao T., Coelho P. C. F., Brak-Lamy J. The rocks with charnockitic affinities in Mozambique. Proc. Pan Indian Ocean Sc. Congress (Perth, 1954), Sect. C. pp. 29—33, 1956.
- Atherton M. P. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland. Contr. Mineral. and Petrol., v. 18, № 4, 347—371, 1968.
- Balasubrahmanyam M. N. Note on kornerupine from Elbammankovilpatti, Madras, India. Min. Mag., v. 35, № 272, p. 662—664, 1965.
- Banno S., Kanehira K. Sulfide and oxide minerals in schists of the Sanbaga-  
wa and central Abukuma metamorphic terranes. Japan. Journ. Geol. Geogr., v. 32, 331—348, 1961.
- Banno S., Tatsumi T., Ogura Y., Katsura T. Petrographic studies on rocks from the area around Lützow—Holmbukta. Antarctic Geol., Amsterdam, 405—414, 1964.
- Barker F. Phase relations in cordierite-garnet-bearing Kingsman quartz monzo-  
nite and inclosing schist, New Hampshire. Am. Min., v. 46, N 9—10, 1961.
- Barker F. Cordierite-garnet gneiss and associated mikroklinerich pegmatite at Sturbridge. Am. Min., v. 47, N 7—8, 1962.
- Barker F. Reaction between mafic magmas and pelitic schist, Cortlandt, New-  
York. American Journal of Science, v. 262, № 5, 1964.

Barlow A. E. Le corindon, gisement, distribution, exploitation et usages. Canada, Ministère des Mines. Comm. Géol. Mem. N 57, p. 1—307, 1917.

Barrow G. On an intrusion in muscovite — biotite gneiss in the south — east Highlands of Scotland. Geol. Soc. London, Quart. Journ., XLIX, 330—358, 1893.

Barrow G. On the Geology of Lower Deeside and the Southern Highland Border. Proc. Geol. Ass., v. 23, p. 274, 1912.

Barth T. F. W. Geological map of the Western Sørland. Norsk. Geologisk Tidsskrift, B. 25, 1945.

Bartholome P. Iron-magnesium ratio in associated pyroxenes and olivines. Geol. Soc. Am. Bull., Buddington vol., 1962.

Billings M. P. Geologic map of New Hampshire. Geol. Survey, U. S., 1955.

Bartrum J. A. Spilitic rocks in New Zealand. Geol. Mag. 73, 1936.

Battley M. N. The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. Geolog. Mag., 93, 1956.

Becke F. Zur Faciesklassifikation der metamorphen Gesteine, Tschermak's Min. Petr. Mitteil., 35, p. 215—230, 1921.

Benson W. N. Spilitic lavas and radiolarian rocks in New South Wales. Geol. Mag., 5, v. 10, 1914.

Berry R. H., Walton M. Origin of gneiss with anorthositic and charnockitic affinities, Putnam — Whitehall Area, Eastern Adirondacks, New York. Geol. Soc. Amer., spec. papers, No 68, p. 134, 1961.

Bertolani M. Contributo allo studio petrografico della cosiddetta «formazione dioritica — kinzigitica». Variabilità petrografica e azioni metamorfiche nella zona di Civasco (Vallesia). Period. mineral., 29, No. 2—3, 193—299, 1960.

Bertolani M., Tognetti G., Sighinolfi G., Loschi A. G. Ricerche petrografiche nella bassa valle Strona (Novara). Rend. Soc. Min. Ital., Bavia, 19, 41—68, 1963.

Bianconi F. Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Campolungo. Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., B 45, H. 2, 571, 1965.

Bilgrami S. A. Serpentinite — limestone contact at Taleri Mohammad Jan, Zhob Valley, West Pakistan. Amer. Mineralogist, v. 45, № 9—10, 1960.

Billings M. P. Regional metamorphism of the Littleton area, New Hampshire. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 49, pp. 463—566, 1937.

Billings M. P. Structure and metamorphism in the Mt. Washington area, New Hampshire. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 52, p. 863—936, 1941.

Binns R. A. Metamorphism at Broken Hill. Journ. Geol. Soc. Australia, p. 2, 1964.

Binns R. A. Zones of progressive regional metamorphism in the Willyama complex, Broken Hill district, New South Wales. Journ. Soc. Austr., v. 11, p. 283, 1964.

Binns R. A. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales. Part I, Hornblendes. Min. Mag., v. 35, № 270, 306—326, 1965.

Binns R. A. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales. Part II. Pyroxenes, garnets, plagioclases, and opaque oxides. Min. Mag., 35, No 272, 561—587, 1965.

Bhattacharyya B., De A. The sequence of deformation, metamorphism and igneous intrusion in the area around Angyl (Orissa). Journ. Geol. Soc. India, v. 5, pp. 159—171, 1964.

Blanchot A. Le Précambrien de Mauritanie Occidentale (esquisse géologique). Bull. Dir. Mines géol. A. O. F., 17, 1955.

Boggild O. B. Mineralogia Groenlandica. Medd. om Grønland, 32, p. 222, 1905.

Borchert H., Muir R. O. Salt deposits. The origin, Metamorphism and deformation of Evaporites. The university series in geology, Van Nostrand Co., London, 1964.

Boulanger J. Les anorthosites de Madagascar. Serv. géol. Madagascar, Trav. Bur. géol., 79, 1957.

Bowen N. L., Tuttle O. F. The system MgO — SiO<sub>2</sub> — H<sub>2</sub>O. Geol. Soc. America Bull., v. 60, pp. 439—460, 1949.

Brindley Y. C. The aureole rocks of the Leinster Granite in South Dublin, Ireland. Proc. Roy. Irish. Acad., B. 59, No 1, p. 18, Dublin, 1957.

Brøgger W. C. On several Archæan rocks from south coast of Norway. Skr. norske Vidensk. Akad. I, Mat.—Nat. Kl. No 1, 1935.

Brousse R. Charnokites et granulites dans le socle du sud du Massif Central français. C. r. Acad. Sci., Paris, 254, 328—30, 1962.

Brindley G. W., Sharp I. H., Patterson J. H., Achar B. N. N. Kinetics and mechanism of dehydroxylation processes. I. Temperature and vapor pressure dependence of dehydroxylation of Kaolinite. Am. Mineral., vol. 52, N 1—2, 201—211, 1967.

Brousse R., Gnerin H., Lefevre Ch., Varet J. Nouvelle découverte de charnokites et de granulites à l'Quest du Cantal, dans la substratum du Massif Central. C. N. Acad. Sci. Paris, t. 260, N 15, p. 4229, 1965.

Brown E. H. The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. Contrib. Mineral. and Petrol., 14, N 4, 259—292, 1967.

Buddington A. F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. Geol. Soc. Amer. Mem., 28, pp. 21—43, 1939.

- Buddington A. F. Composition and genesis of pyroxene and garnet related to Adirondack anorthosite and anorthosite — marble contact zones. *Am. Mineralogist*, v. 35, pp. 659—670, 1950.
- Buddington A. F. Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic, syenitic and quartz syenitic rocks. *Am. Journ. Soc. Bowen*, p. 1, pp. 37—84, 1952.
- Buddington A. F. Isograds and the role of H<sub>2</sub>O in metamorphic facies of orthogneisses of the northwest Adirondack area, New York. *Publ. geol. Soc. Amer.* 74, 1155—82, 1963.
- Buddington A. F. The origin of three garnet isograds in Adirondack gneisses. *Min. Mag., Tilley*, v. 34, 71—81, 1965.
- Bugge J. Geological and petrographical investigations in the Arendal District. *Norsk. Geologisk Tidsskrift*, Bd. 20, 1940.
- Bugge J. A. W. Geological and petrographical investigations in the Kongsberg — Bamble formation. *Norges Geol. Unders.* 160, 1943.
- Butler B. C. M. A chemical study of some rocks of the Moine Series of Scotland. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 121, № 2, 163—203, 1963.
- Campbell A. S., Fyfe W. S. Analcime — albite equilibria. *Amer. J. Sci.*, 263, N 9, 807—816, 1965.
- Cannon R. T. The gneisses of the Bartica Assemblage, British Guiana. *Geol. Mag.*, v. 99, p. 164—172, 1962.
- Carr R. M. Synthesis fields of some aluminium silicates. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 27, N 2, 1963.
- Carr R. M., Fyfe W. S. Synthesis fields of some aluminium silicates. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 21, N 5—6, 1960.
- Chakraborty K. L. Relationship of authophyllite, cummingtonite and manganese — cummingtonite in the metamorphosed Wabuch iron — formation, Labrador. *Canadian Mineralogist*, v. 7, pt. 5, pp. 738—750, 1963.
- Chakraborty K. R., Sen S. K. Regional Metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Singhbhum, Bihar. *Contr. Miner. a. Petrology*, v. 16, N 3, pp. 210—232, 1967.
- Challis G. A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions. *Journ. of Petrology*, vol. 6, № 2, pp. 322—364, 1965<sub>1</sub>.
- Challis G. A. High — temperature Contact Metamorphism at the Red Hills Ultramafic Intrusion — Wairau Valley — New Zealand. *Journ. of Petrology*, vol. 6, № 3, 1965<sub>2</sub>.
- Challis G. A. Wollastonite at Ultramafic contacts in the Nelson District. *New Zealand Journal of Geology and Geophys.*, New Zealand Geol. Survey. Centenary issue. v. 8, № 6, 1965<sub>3</sub>.
- Chapman C. A. Structure and Petrology of Sunapee Quadrangle, New Hampshire. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, LXIII, 381—426, 1952.
- Chase R. L. El complejo de Imatacc, la amfibolita de Panamo y la tronjemita de Guri: rocas precámbricas del cuadrilatero de las Adjuntas — Panamo, edo. Bolívar, Venezuela. *Bol. geol.*, 7, N 13, 105—215, 1965.
- Chatterjee N. D. Experiments on the phase transition Calcite + Wollastonite + epidote + grossular — andradite + CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O. *Contib. Min. a. Petr.*, v. 14, pp. 114—122, 1967.
- Chenevoy M. Le massif cristallin du Mont Pilat (Massif central). quelques problèmes et résultats. *Compt. rend. 89<sup>e</sup> Congr. nat. Soc. savant. Lyon. Sect. sci.*, t. 2, 131—142, 1964.
- Chesworth W. The biotite — almandite subfacies of the hornblende — granulite facies: a discussion. *Canadian Mineralogist*, v. 9, pp. 263—268, 1967.
- Chinner G. A. The distribution of pressure and temperature during Dalradian metamorphism. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 122, pp. 159—86, 1966.
- Clark S. H. Metamorphic and igneous rocks of the Priest River Area, Bonner County, Idaho. *Geol. Soc. Amer. Special. papers*, N 82, p. 323, 1964.
- Coates J. S. The geology of Ceylon. *Ceylon Journ. Sci. (B)*, 19, (2), 101—187, 1935.
- Compton R. R. Charnockitic rocks of Santa Lucia Range, California. *Am. Journ. Sci.*, v. 258, № 9, p. 609—636, 1960<sub>1</sub>.
- Compton R. R. Contact metamorphism in Santa Rosa Range, Nevada. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 71, № 9, 1960<sub>2</sub>.
- Coomaraswamy A. K. Occurrence of corundum in situ near Kandy, Ceylon. *Geol. Mag.*, LIX, pp. 348—356, 1903.
- Coombs D. S. The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand. *Roy. Soc. New Zealand. Trans.*, 82, pt. 1, p. 65—102, 1954.
- Coombs D. S. Zeolitized tuffs from the Kuttung glacial beds near Seaham, N. S. W. *Austral. Journ. Sci.*, v. 21, p. 18—19, 1958.
- Coombs D. S. Lower grade Mineral facies in New Zealand. *Report of 22—sess. Norden*, p. XIII, p. 339—351, 1960.
- Coombs D. S. Some recent work on the Lower grades of Metamorphism. *Austral. Journ. Sci.*, v. 24, № 5, p. 203, 1961.
- Coombs D. S., Ellis A. I., Fyfe W. S., Taylor A. M. The zeolite facies. With comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 17, 53—107, 1959.

- Cooper W. G. G. The geology and Mineral Resources of Nyasaland. Bull. geol. Surv., Nyasaland, 6, 1957.
- Cooray P. G. Charnockite — quartzite association in the Rangala — Madulkele area, Ceylon. J. Geol. Soc. India, 1, 126—135, 1959.
- Cooray P. G. Charnockites and their associated gneisses in the Pre — Cambrian of Ceylon. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 118, 239—266, 1962.
- Cooray P. G., Kum arapeli P. S. Corundum in biotite-sillimanite gneiss from near Polgahawela, Ceylon. Geol. Mag., v. 97, N 6, 1960.
- Cornelius H. P., Dittler E. Zur Kenntnis des Sapphirinvorkommens von Alpe Brasciadega in Val Codera, Italien. N. Jahrb., Bd. 59A, pp. 27—64, 1929.
- Crook K. A. W. The geological evolution of the southern portion of the Tamworth Trough. Ph. D. thesis, Univ. of New England, 1959.
- Daly R. A. Igneous rocks and their origin. New York, 1914.
- Dalziel I. W. D., Brown R. L. The structural dating of the sillimanite — grade metamorphism of the Moines in Ardgour (Argyll) and Moidart (Inverness — shire). Scottish Journ. Geol., v. 1, Pt. 3, p. 304—311, 1965.
- Dantier M., Brousse R., Rudel A. Extension du complexe de granulites et de charnockites a la verticale du Velay. Compt. rend. Soc. géol. France, N 3, 85—86, 1967.
- Davidson G. F. The Archaean rocks of the Rodil district, South Harris, Outer Hebrides. Roy. Soc. Edinburgh Trans., 61, pt. 1, p. 71—112, 1943.
- Delbos L. Les charnockites basique du massif des Vavato (Madagascar). C. r. somm. Soc. géol. France, 8, 300—2, 1958.
- Delhal J. Massif charnockitique im Kasai (Congo belge). Bull. Soc. Belge de Geol., Paleont. Hydrologie, 66, 10—20, 1957.
- Delhal J. Etude petrographique d'un complexe de roches vertes dans le Sud — Kasai. Bull. serv. géol., N 8, Fasc. 3, 1958.
- Delhal J. Le socle de la région de Luiza (Kasai). Ann. Mus. Roy. de l'Afrique Centrale, Turvuren, Sci. Geol., 45, 1963.
- Delhal J., Fieremans C. Extension d'un grand complex charnockitique en Afrique centrale. C. r. Acad. Sci., 259, N 16, 2665—2668, 1964.
- De Pol C. Migmatiti e metamorfiti della regione M. Corborant — M. Laroussa (Massiccio dell' Argenta). Rend. Soc. Miner. ital., 19, 79—97, 1963.
- Dewly H. and Flett I. S. Some British pillow — lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag., v. 8, 5, 1911.
- Dickinson W. R. Petrology and diagenesis of Jurassic andesitic strata in central Oregon. Amer. Journ. Sci., v. 260, N 7, 1962.
- Dobretsov N. L. Paragenetic types and compositions of metamorphic pyroxenes. Journ. of Petrology, v. 9, № 3, 358—377, 1968.
- Dodd R. T. Garnet — Pyroxene Gneisses in the Hudson Highlands at Bear Mountain, New York. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, N 73, p. 140, 1962.
- Drysdall A. R., Newton A. R. Blue asbestos from Northern Rhodesia, Amer. Mineral., v. 45, № 1—2, 1960.
- Ebens R. J., Scott B. S. Petrography of Precambrian rocks from a 3.05 — kilometer borehole. Wind River, Wyoming. Wyoming, Univ. Dept. Geology, Contr. Geology, v. 5, № 1, 31—38, 1966.
- Ebert H. Suprakrustale Glieder der Charnockit — Familie in Nordwestsachsen. Geologie, Jhg. 17. H. 9, S. 1031—1050, 1968.
- Elles G. L., Tilley C. E. Metamorphism in relation to structure in the Scottish Highlands. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, v. 56, pp. 621—646, 1930.
- Ellis A. I., Fyfe W. S. Hydrothermal chemistry. Rev. Pure and Appl. Chem., v. 7, pp. 261—316, 1957.
- Ellitsgaard-Rasmussen K. On the geology of a Metamorphic Complex in West Greenland. Medd. om Grønland, CXXXVI, N 6, 1954.
- Engel A. E. J., Engel C. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 71, 1—58, 1960.
- Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Mineralogy of amphibolite interlayers in the gneiss complex, Northwest Adirondack Mountains, New York. Journ. Geol., v. 72, N 2, 131—156, 1964.
- Ernst W. G. Significance of Phengite micas from low grade schists. Am. Mineral., v. 48, p. 1357—1373, 1963.
- Eskola P. Die metamorphen Gesteine. In: Barth T. E. W., Correns C. W., Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939.
- Eskola P. The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr., 6, 1920.
- Eskola P. On the granulites of Lapland. Amer. Journ. of Sci., Bowen, p. 1, p. 133—171, 1952.
- Eskola P. Über finnische Granulite und ihren Mineralbestand. N. Jahrb. Miner. Abh., 96, pp. 172—7, 1961.
- Eugster H. P., Yoder H. S. The join muskovite — paragonite. Carn. Inst. Year Book, 54, p. 124, 1955.
- Evans A. M. The development of lit — par — lit gneiss at the Bicroft uranium Mine, Ontario. Canad. Min., 8, N 5, pp. 593—609, 1966.

- Evans B. W., Guidotti Ch. V. The sillimanite — Potash Feldspar Isograd in Western Maine, U. S. A. *Beitrag. Min. u. Petr.*, 12, N 1, 25—65, 1966.
- Fischer Neues Jahrb. f. Min., 796, 1860.
- Fisher L. W. Structure and metamorphism of Lewiston, Main. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 52, 107—160, 1941.
- Fisher J. S. Petrology and structure of the Bethel area, Maine. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 73, pp.1395—1420, 1962.
- Ford A. B. Cordierite — bearing hypersthene — quartz — monzonite — porphyry in the Thiel Mountains and its regional importance. In: *Antarctic Geology*. N. Holland, Publ. Comp, Amsterdam, 1964.
- Foster R. J. Precambrian corundum — bearing rocks, Nadison Range, southwestern Montana. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 73, N 1, 131— 138, 1962.
- Foullon H. Über Gesteine und Minerale von der Insel Rhodos. *Sitzungsberg. Akad. Wiss. Wien, Bd. 100*, 1891.
- Fowler-Billings K. Geology of Monadock region of New Hampshire. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 60, 1249—1280, 1949.
- Francis G. H. Facies boundaries in pelites in the middle grades of regional metamorphism. *Geol. Mag.*, 93, pp. 353—368, 1956.
- Friedel G. Observation sur les cristaux de sel gemme disformes. *Bul. Soc. Franc. Mineral.*, t. 53, 1930.
- Froese E. A chemical study of garnets from the Stony Rapids area, Saskatchewan. *Canad. Mineralogist*. v. 7, p. 5, 688—712, 1963.
- Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J. Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Memoirs.*, v. 73, 1958.
- Fyfe W. S., Turner F. J. Reappraisal of the Metamorphic Facies Concept. *Beitr. Miner. und Petr.*, v. 12, № 1, 354—364, 1966.
- Ganguly J., Newton R. C. Thermal stability of Chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity. *Journ. Petrology*, v. 9, № 3, 444—466, 1968.
- Gass I. G. Ultrabasic pillow lavas Cyprus. *Geol. Magazine*, v. 95, № 3, 1958.
- Gérard G., Gérard J. Stratigraphie du Précambrien de l'Oubangui — Chari occidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6 ser., 2, 467, 1952.
- Gevers T. W., Dunne J. C. Charnockite rocks near Port Edward in Alfred County, Natal. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 45, 183, 1942.
- Ghezzo Cl. Notizie petrografiche e geologiche sui terreni metamorfici rilevati nella tavoletta II S. O. del Foglio Castoreale (Monti Peloritani). *Rend. Soc. mineral. ital.*, 23, 47—57, 1967.
- Gilluly J. Keratophyres of Eastern Oregon and the spilite problem. *Amer. J. Sci.*, v. XXIX, № 171—172, 1935.
- Girandon R. La série basique de la Rianila, le complexe Gabbro — syénitique de l'Iharandahy et leur Cadre géologique sur la cote orientale de Madagascar. *Bur. Rech. Géol. et Minières, Mem.* 37, 1965.
- Giraud P. Les charnockites et les roches associées du Suggarien à faciès In Ouzal (Sahara algérien). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7e ser., III, N 2, 165—170, 1961.
- Gjelsvik T. Metamorphosed dolerites in the gneiss area of Sunnmøre on the west coast of Southern Norway. *Norsk., Geol. Tidsskr.*, v. 30, p. 33—134, 1952.
- Goldschmidt V. M. Die Gesetze der Mineralassoziation vom Standpunkt der Phasenregel. *Zeitschr. Anorgan. Chemie*, 1912.
- Goldsmith R. Geologic map of New England. U. S. Geol. Survey, 1964
- Greenwood H. J. The system  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 - \text{H}_2\text{O} - \text{argon}$ : total pressure and water pressure in metamorphism. *Journ. Gephys. Res.*, v. 66, No 11, 1961.
- Guidotti Ch. V. Metamorphism of the pelitic schists in the Bryant Pond Quadrangle, Maine. *The Am. Miner.*, v. 48, № 78, 1963.
- Guidotti C. V., Evans W. Petrochemical study of pelitic schists across the sillimanite+K — feldspar isograd in Western Main. *Geol. Soc. Amer. Spec. papers*, p. 79—80, 1964, N 82.
- Guidotti Ch. V. Variations of the basal spacings of muscovites in sillimanite — bearing pelitic schists of North — western Maine. *Amer. Miner.*, v. 51, N 11—12, 1778—1786, 1966.
- Guitard Gh. Y. Associations minérales, subfacies et types metamorphisme dans les micaschistes et les gneiss pélitiques du massif du Canigou (Pyrénées — Orientales). *Bull. Soc. géol. de France*, (7), VII, p. 356—382, 1965.
- Guitard M. G. Les types de métamorphisme régional à andalousite, cordiérite et almandin, et à andalousite cordiérite, almandin et staurotide, dans la zone axiale des Pyrénées — Orientales. *C. r. Acad. Sc.* 261, N 23, 5161, 1965.
- Grastry R. L., Leelanandam C. Isotopic ages of the basic charnockite and khondalite from Kondapalli, Andhra Pradesh, India. *Min. Mag.*, v. 35, № 271, 529, 1965.
- Green J. C. High — level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. *Amer. Mineral*, vol. 48. № 9—10, 1963.
- Green D. H. The metamorphic aureole of the Peridotite at the Lizard, Cornwall. *The Journal of Geology*, vol. 72, № 5, 1964.
- Green D. H. The Petrogenesis of the High — temperature Peridotite Intrusion in the Lisard Area, Cornwall. *Journal of Petrology*, vol. 5, № 1, 1964.

- Green D. H. Ringwood A. E. An experimental study of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. In: Petrology of the Upper Mantle. Dept. of Geophys. and Geochem. Australian Nation. University. Australia. Publ., N 444, 1966.
- Greenwood H. Y. The synthesis and stability of anthophyllite. *Journal of Petrology*, vol. 4, № 3, 1963.
- Grout F. E. Contact metamorphism of the Slates of Minnesota by granite and by gabbro magmas. *Bull. of the Geol. Soc. America*, vol. 44, № 5, 1933.
- Groves A. W. The charnockite series of Uganda, British East Africa. The quart. *Journ. of geol. Soc. of London*, v. XCI, 1935.
- Hachman V. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen Amerikanischen System. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, N 15, 1905.
- Hackman V. Der Pyroxen — Granodiorite von Kakskerta. *Comm. Geol. Finlande*, *Bull.*, 61, 1923.
- Hall A. L. On the contact metamorphism in the Pretoria Series of the Lydenburg and Zoutpansberg district. *Geol. Soc. South Africa, Trans.*, vol. 11, p. 1—17, 1908.
- Hamilton W., Myers W. B. The Nature of Batholiths. *Geol. Surv., Prof. Geol. Paper*, S54—C, Washington, 1967.
- Hapuarachchi D. J. A. Hornblende — Granulite Subfacies Mineral Assemblages from Areas in Ceylon. *Geol. Mag.*, v. 104, № 1, pp. 29—34, 1967.
- Harker A. Metamorphism. Methuen, London, 147—151. P. Eskola (1934). A note on diffusion and reaction in solids. *Comm. geol. Finlande, Bull.*, 104, p. 150—154, 1932.
- Harker R. I. Further Data on the Petrology of the Pelitic Hornfelses of the Carn — Chuinneag — Inchbae Region, Ross — shire, with special reference to the status of Almandine. *Geol. Mag.*, XCI, 445—462, 1954.
- Harker R. I. The occurrence of orthoclase and microcline in the granitic gneisses of the Carn Chuinneag — Inchbae Complex, E. Ross — shire. *Geol. Mag.*, 91, 129, 1954.
- Harker R. J., Tuttle O. F. Studies in system CaO — MgO — CO<sub>2</sub>. Part 2. *Amer. Journ. Sci.*, v. 253, No 5, 1955.
- Harpum J. R. Granitic and metamorphic associations in Tanganyika. 21st Internat. Geol. Congr., 1960, p. 26. Copenhagen, 42—53, 1961.
- Hattori H. Late mesozoic to recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism in New Zealand and in Japan. Rep. N 229. *Geol. Surv. Japan*, 1968.
- Haughton S. H. The stratigraphic history of Africa south of the Sahara. *Edinburgh — London*, 1963.
- Hawkins J. W. Jr., Ragan D. M. Relict charnockitic rocks, granulite — facies gneisses, and migmatites in a polymetamorphic Complex, Gulkana glacier Region, Easter Alaska Range: p. 2, Petrology. *Geol. Soc. Amer. Spec. papers*, N 82, p. 257, 1964.
- Hayama Y. Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district Nagano pref., Central Japan. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. II, v. 15, p. 3, 1964.
- Heald M. T. Structure and petrology of the Lovewell Mountain quadrangle, New Hampshire. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 61, pp. 43—89, 1950.
- Henderson E. P. Notes on some Minerals from the Rhodolite Quarry near Franklin, North Carolina. *Amer. Min.*, v. 16, p. 563, 1931.
- Hensen B. J. Experimental data on cordierite and garnet granulite relationships. Intern. Symp. on phase Transformations. *Abstr.*, Canberra, pp. 74—75, 1969.
- Herz N. Metamorphic history of the Quadrilatero Terrifero, Minas Gerais, Brasil. *Geol. Soc. Amer. Spec. paper*, N 68, 196—197, 1961.
- Hess H. H. A primary peridotite magma. *Amer. Journ. of Sci.*, vol. 35, № 209, 1938.
- Hietanen A. Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im Südwestlichen Finnland. *Ann. Akad. Sci. Fennicae*, ser. A, geol. — geogr., 6, 1943.
- Hietanen A. Archean geology of the Turku district. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 58, pp. 1019—1084, 1947.
- Himmelberg G. R., Phinney Wm. C. Granulite — facies metamorphism, Granite — Falls — Montevideo Area, Minnesota. *Journ. Petrology*, v. 8, № 3, pp. 325—348, 1967.
- Hinrichsen Th. Über den Stabilitätsbereich der Mg—Fe—Al—Mischkristalle rhombischer Hornblenden. Teil 1. *N. Jahrb. Min., Mh.*, H. 1/2, 1967.
- Hinrichsen Th. Über den Stabilitätsbereich der Mg—Fe—Al—Mischkristalle rhombischer Hornblenden. Teil 2. *N. Jahrb. Min., Mh.*, H. 1/2, 1968.
- Hirschberg A. Relations Between Almandite and Cordierite. Upper Mantle Project. *Progr. Rep.* 1963—1967, p. 80, 1967.
- Holland T. H. The charnockite series: A group of Archaean hypersthene rocks in peninsular India. *Geol. Survey India. Mem.* v. 28, pt. 2, 1900.
- Hollister L. S. Metastable paragenetic sequence of andalusite, kyanite and sillimanite, Kwoick Area, British Columbia. (Abstr.). *Trans. Amer. Geoph. Union*, vol. 48, № 1, 1967.
- Holmes A. The Pre — Cambrian and Associated Rocks of the District of Mozambique. *Journ. Geol. Soc.*, LXXIV, I, 293, 1919.

- Holt D. N. The geology of part of Fort Johnson district east of Lake Nyasa. *Rec. Geol. Surv. Nyasaland*, 1, 23—39, 1959.
- Holte dahl O. Geology of Norway. *Norsk. Geol. Undersökelse*, N 208, 1960.
- Hoschek G. Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Beitrage Min. u. Petr.*, v. 14, № 2, 123—162, 1967.
- Howie R. A. Geochemistry of charnockite series of Madras, India. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 62, 725—68, 1955.
- Howie R. A., Subramaniam A. M. The paragenesis of garnet in charnockite, enderbite and related granulites. *Min. Mag.*, v. 31, No 238, 1957.
- Howie R. A. African charnockites and related rocks. *Congo Belge, 4e Direct. Générale Service geol. Bull.*, 8, fasc. 2, 1958.
- Howie R. A. Charnockites. *Sci. progress*, v. 52, № 208, 1964.
- Howie R. A. Some orthopyroxenes from Scottish metamorphic rocks. *Min. Mag.* 33, 903—911, 1964.
- Howie R. A. Charnockites and their colour. *Journ. Geol. Soc. India*, v. 8, pp. 1—7, 1967.
- Hsu K. J. Granulites and milonites of San Gabriel Mountains, California. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, v. 30, № 4, p. 223—253, 1955.
- Howland A. L. Relations of Regional and Thermal metamorphism near the Base of the Stillwater Complex, Montana. *Amer. Mineral.* vol. 40, № 3—4, 1955.
- Hubbard F. H. Antiperthite and mantled feldspar textures in charnockite (enderbite) from S. W. Nigeria. *Amer. Mineralogist*, v. 50, N 11—12, 2040—2051, 1965.
- Hubbard F. H. Myrmekite in charnockite from south—west Nigeria. *Amer. Miner.*, v. 51, 5—6, 762—773, 1966.
- Hudson D. R., Wilson A. F. A new occurrence of sapphirine and related anthophyllite from Central Australia. *Geol. Mag.*, 103, 4, 293—298, 1966.
- Hunahashi M. Contact metasomatism associated with the pyroxene peridotite of the Horoman region in the Hidaka metamorphic zone, Hokkaido. *Journ. Fac. Science, Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. 8, pp. 31—63, 1948.
- Hutchinson R. M., Sawatsky D. L., Edwards J. Jr., Calkin W. S. Petrographic reconnaissance of precambrian Swandylke and Idaho Springs formations, Central Colorado. *Geol. Soc. Amer. Special papers*, N 82, p. 333, 1964.
- Hutton C. O. The stilphomelane group of minerals. *Mineral. Mag.*, N 163, p. 172, 1938.
- Hutton C. O. Metamorphism in the lake Wakatipu region. *New Zealand Dept. Sci. and Industr. Res. Geol. Mem.*, 5, 1940.
- James H. L. Zones of regional metamorphism in the Pre—Cambrian of northern Michigan. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66, 1955.
- Jayaraman N. The cause of the colour of the blue quartzes of the charnockites of southern India and of the Champion gneisses and other related rocks of Mysore. *Proc. Indian Acad. Sci.*, IX, p. 265, 1939.
- Jérémime E. Sur un nouveau gisement de sapphirine. *Bull. Soc. Fr. Min.*, tm. 59, pp. 244—249, 1936.
- Jérémime E. Sur quelques eches intrusives et métamorphiques de la province de Quebec. *Mém. Soc. Vandoise Sci., Nat.*, 9, 1949.
- Johannes W. Bildung von Talk aus Quarz und Magnesit. *N. Jahrb. Min., Monatsh.*, 10, 305—308, 1966.
- Johnson M. R. W. Relations of movement and metamorphism in the Dalradians of Bauffshire. *Trans. Edinburgh. Geol. Soc.*, 19, 29—64, 1962.
- Jones K. B. Metamorphism of the Beu Am Binnein area, Western Perth'shire, Scotland. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, N 477, v. 120, 51—78, 1964.
- Joplin G. A. A petrography of Australian metamorphic rocks. Sydney and London Angus a. Robertson, Ltd., 1968.
- Jung J. Pétrographie et faciès de métamorphisme des leptynites du col des Bagatelles, près de Ste—Marie—aux—Munes (Haut—Rhin). *Compt. Rend. Somm. Soc. géol. Fr.*, 1955, N 3—4.
- Kalliokoski J. Geology of North—Central Guayana Shield, Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 76, 9, 1027—1049, 1965.
- Kano H., Kuroda Y. On the occurrence of staurolite and kyanite from the Abukuma Plateau, Northeastern Japan. *Proc. Japan Acad.* v. 44, № 2, 1968.
- Katada M. Petrography of Ryoike metamorphic rocks in northern Kiso district, central Japan. *Journ. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, v. 53, p. 77—90, 155—164, 187—204, 1965.
- Katada M., Sumi K. Stilpnomelane co—existing with biotite in a Ryoike metamorphic rock. *Journ. Geol. Soc. Japan*, vol. 72, p. 543—544, 1966.
- Kempe D. C. Mineralogical and Petrological notes. *Records of the geol. Surv. Tanganyika*, v. XI, 1961.
- Kennedy W. Q. On the significance of thermal structure in the Scottish Highlands. *Geol. Mag.*, 85, 229—234, 1948.
- Koizumi M., Roy R. Zeolite studies. *Journ. Geol.*, v. 68, 1960.

- Kolbel H. Die tektonische Entwicklung Australiens. Geotekt. Forschung, H. 7—8, Berlin, 1945.
- Kranck E. H. On the crystalline complex of Liverpool land. Medd. om Grønland, 95, 7, 1935.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution elements in coexisting minerals. J. Geol., 7, N 4, 1959.
- Kretz R. Analysis of equilibrium in garnet—biotite—sillimanite gneisses from Quebec. Journ. Petrology, v. 5, N 1, 1964.
- Kruger F. K. Structure and metamorphism of the Bellows Falls quadrangle of New Hampshire. Geol. Soc. Amer., Bull., v. 57, p. 161—206, 1946.
- Kuroda Y. On the Mg—Fe metasomatism in the Hitachi district, southern Abukuma Plateau. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, sec. C, v. 5, No 44, 1956.
- Kuroda Y. Petrological study of the metamorphic rocks of the Hitachi district, northeastern Japan. Sci. Rep. Tokyo Kyoku Daigaku, Ser. C, v. 7, 1—70, 1959.
- Kuroda Y. Mutual relation between the metamorphic rocks in northeastern Japan. Earth. Science (Chikyu Kagaku), N 67, 21—29, 1963.
- Kushiro I., Yoder H. S. Experimental Studies on the Basalt—Eclogite Transformation. Annual Report of the Director of the Geophysical Laboratory. Carnegie Inst. of Wash. Year Book 63, (1963—1964), 1964.
- Kushiro I., Yoder H. S. Anortite—Forsterite and Anortite—Enstatite reactions and their bearing on the Basalt—eclogite transformation. Journ. Petrology, v. 7, N 3, 1966.
- Lacroix A. Sur l'existence à la Côte d'Ivoire d'une série pétrographique comparable à celle de la charnockite. C. r. Acad. sci., 150, 1910.
- Lacroix A. Sur l'existence à la Côte D'Ivoire d'une série pétrographique comparable à celle de la charnockite. C. r. Acad. Sci., v. Cl, 1910.
- Lacroix A. Sur un schiste cristallin à saphirine de Madagascar et sur les roches à saphirine en général. Bull. Soc. Fr. Min., v. 52, p. 76, 1929.
- Lacroix A. Les roches dépourvues de feld spath du cortège des sakénites (Madagascar); compositions chimique de cet ensemble. C. R. Ac. Sc., v. 210, p. 193, 1940.
- Lambert R. St. I. The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart district of Inverness—shire. Trans. Roy. Soc. Edinburgh 63, 553—588, 1959.
- Lambert R. St. I. The metamorphic facies concept. Min. Mag., 34, Tilley, vol. 283—291, 1965.
- Landis C. A., Coombs D. S. Metamorphic belts and orogenesis in southern New Zealand. Tectonophysics, v. 4, 501—518, 1967.
- Lappin M. A. The field relationships of basic and ultrabasic masses in the basal gneiss complex of Stadlandet and Alurklovdalen, Nordfjord, Southwestern Norway. Norsk. Geol. Tidskr., vol. 46, p. 439—493, 1966.
- Larsen E. S. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey quadrangles, Southern California. Geol. Soc. Amer. Mem., 29, 182, 1948.
- Lebedev M. M., Tararin I. A., Ladovskaya E. A. Metamorphic zones of Kamchatka, as an example of the metamorphic assemblages of the inner part of the Pacific belt. Tectonophysics, v. 4, p. 445—461, 1967.
- Leo G. W. Cordierite paragenesis in some pelitic rocks of the Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. Geol. Soc. Amer., Spec. paper, 73, p. 196, 1962.
- Lobjoit W. M. Kyanite produced in granitic aureole. The Mineralogical Magazine, vol. 33, № 264, March, 1964.
- Lorenzen J. Undersøgelse au Mineralioc fra Grønland. Medd. om Grønland, v. 7, p. 1, 1884.
- Lowman P. D. Non—anatectic migmatites in Gilpin County, Colorado. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 76, 9, 1061—1064, 1965.
- Lundgren L. Jr. Progressive metamorphism, Southeastern Connecticut: orthoclase Isograd. Geol. Soc. Amer. Spec. papers, N 73, p. 200—201, 1962.
- Lundgren L. W. Muscovite Reactions and Partial Melting in South—eastern Connecticut. Journ. Petrology, v. 7, № 3, 421—453, 1966.
- Lion J. G. Contr. Min. Petrol., v. 27, N 4, 1970, Ibid., v. 31, N 3, 1971.
- Magnusson N. H. The origin of the Sörmland gneisses. Int. Geol. Congr. 18th, Great Britain, 1948, Rept. pt. 3, 14—19, 1950.
- Magnusson N. H. The Pre—Cambrian history of Sweden. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 481, 121, 1, 1—30, 1965.
- Mäkinen E. On the Pre—Cambrian Geology of Central Österbotten in Finland. Com. Geol. Finlande Bull., N 47, 1916.
- Marvier L. Notice Explicative de la Carte géologique d'ensemble de l'Afrique Occidentale Française. Bull. Dir. Mines Géol., A. O. F., 16, 1953.
- Mason B. Metamorphic zones in the Southern Alps of New Zealand. Amer. Mus. Novitaks, N 1815, 1—8, 1956.
- Mason B. Metamorphism in the Southern Alps of New Zealand. Bull. Amer. Museum Natur. History, v. 123, art. 4, 1962.

- McCarthy W. R., Trail D. S. The high — grade metamorphic rocks of the MacRobertson Land and Kemp Land Coast. Antarctic Geol. Amsterdam, 473—481, 1964.
- McChee R. V. Metamorphism of precambrian rocks, Southeastern Llano Uplift. Texas. Geol. Soc. Amer. Spec. papers, N 69, pp. 204—205, 1962.
- McNamara M. The lower greenschist facies in the Scottish Highlands. Geol. Fören. Stockholm Farh. 87, 347—389, 1965.
- Metz P. Die obere Stabilitätsgrenze von Tremolit bei der Metamorphose von Kiesigen Karbonaten. Cont. Mineral. and Petrology, v. 15, pp. 272—280, 1967.
- Metz P. Esperimentelle Bildung von Forsterit und Calcit aus Tremolit und Dolomit. Geochim. etcosmoch. acta, v. 31, № 9, 1517—1532, 1967.
- Metz P., Trommsdorff V. On Phase Equilibria in Metamorphosed siliceous Dolomites. Contr. Min. a. Petrol., v. 18, № 4, 305—309, 1968.
- Middlemiss C. S. Records Geol. Surv. of India, v. 31, p. 38, 1904.
- Mikkola E., Sahama T. G. The region to the south — west of the «Granulite series» in Lapland and its ultrabasics. Comm. geol. Finlande Bull., 115, pp. 357—371, 1936.
- Millard Y. Le massif metamorphiques et ultrabasiques de la zone paleozoique interne de Rif. Notes et memoires serv. Geol. Maroc. (Royayme du Maroc, Rabat), N 147, t. 18, 1959.
- Misch P. Stable Association wollastonite — Anorthite and other Calc — Silicate Assemblages in Amphibolite — Facies Crystalline Schists of Nanga Parbat, North — West Himalayas. Beitr. Mineral. Petrogr., 10, 3, 315—356, 1964.
- Mitchell-Thome R. C. The Precambrian of West — Africa. Geol. Rundschau, 54 (2), 1088—1143, 1965.
- Mitra R. Pelitic metamorphites around Kandra, Singhbhum. Quart. Journ., geol. Mining a. Metallurg. Soc. of India, v. 24, № 3—4, 149—168, 1954.
- Miyashiro A. Calcium — poor garnet in relation to metamorphism. Geoch. et cosmoch. Acta, 4, pp. 179—208, 1953.
- Miyashiro A. Regional metamorphism of the Gosaisyo — Takanuki district in the central Abukuma Plateau. Journ. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec. 2, v. 11, p. 219—272, 1958.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. Journ. Petrol., v. 2, p. 277—311, 1961.
- Miyashiro A. Oxidation and reduction in the earth's crust with special reference to the role of graphite. Geochim. Cosmoch. Acta, v. 28, p. 717—729, 1964.
- Miyashiro A. Chemical composition of rocks in relation to metamorphic facies. Japanese Journ. Geol. Geogr., v. 38, p. 149—157, 1967.
- Miyashiro A. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese islands. Medd. Dansk Geol. Forening. Kobenhavn. Bd. 17, 390—446, 1967.
- Montella S. Osservazioni sulle rocce kinzigitiche della zona di Miglierina in provincia di Catanzaro. Acta geologica Alpina, Bologna, 9, 443—473, 1962.
- Montenegro de A. M., Rebelho L. A. J. Contribucao para o estudo das rochas metamórficas do deserto de Mocamedes. Garcia Orta, 11, N 2, 315—331, 1963.
- Morel S. W. Biotite in the Basement Complex of Southern Nyasaland. Geol. Mag., v. 92, № 3, 241—254, 1955.
- Morel S. W. Amphibolite — granulite facies assemblages in southern Nyasaland. Mineral. Mag. 32, N 252, 725—730, 1961.
- Mountain E. D. Sapphirine crystals from Blinkwater, Transvaal. Min. Mag., v. 25, p. 277, 1939.
- Muthuswami T. N. Amphibolite — granulite facies charnockites. Proc. Ind. Acad. Sci., 37, 730, 1953.
- Murthy M. V. N., Siddiqui H. N. Studies on zircons from some garnetiferous sillimanite gneisses (Khondalites) from Orissa and Andhra Pradesh, India. Journ. Geology, v. 72, № 1, p. 123—127, 1964.
- Murty M. S. Role of Titanium in Orthopyroxenes of Charnockite Series. Nature, v. 202, pp. 283—284, 1964.
- Murty M. S. The effect of temperature on the feldspars of the charnockite series. Current Sci., 33, N 15, 466—467, 1964.
- Murty M. S. Feldspars and pyroxenes from the charnockite series of Visakhapatnam area, Andhra Pradesh, India. Min. Mag., v. 35, v. 270, 393—400, 1965.
- Naidu P. R. J. Minerals of charnockites from India. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 34, 1955.
- Narayanawamy P. L. Wollastonite bearing calc — silicate rocks of Tinnevely district. J. Geol. Soc. India, 3, 147—156, 1962.
- Narayanawamy S., Lakshmi P. Charnohitic rocks of Tinnevely district, Madras. Journ. Geol. Soc., India, v. 8, pp. 38—50, 1967.
- Nitsch K. H. Stabilitätsbeziehungen von Prehnit und Pympeylit-haltigen Paragenesen. Contr. Min. Retrol., v. 30, N 3, 1971.
- Nureki T. Structural investigation of the Ryoike metamorphic rocks of the area between Iwakuni and Yanai. S. W. Japan. Journ. Sci. Hiroshima Univ., ser. C, v. 3, pp. 69—141, 1960.

- Oakeshott G. B. Precambrian granulite in the western San Gabriel Mountains, California (abstr.). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 68, N 12, pt. 2, p. 1839, 1957.
- O'Connor J. T. Metamorphic rocks of the staurolite — almandine subfacies from Southern Buckhorn Mountain, Larimer County, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Special papers*, N 68, p. 96, 1961.
- Okamura Y. Structural and petrological Studies on the Ryoike gneiss and granulite complex of the Yanai district, southwest Japan. *Journ. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C., v. 3, 143—213, 1960.
- Oki Y. Metamorphism in the northern Kiso Range, Nagano Prefecture Japan. *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, v. 32, p. 479—496, 1961.
- Oliver R. L., Jones J. B. A chlorite — corundum rock from Mount Painter, South Australia. *Min. Mag.*, v. 35, № 269, 140—145, 1965.
- Onuki H. Petrochemical research on the Horoman and Miyamori ultramafic intrusives, northern Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, Ser. III, 9, pp. 217—276, 1965.
- Oosterom M. G. The ultramafites and layered gabbro sequences in the granulite facies rocks on Stjerneoy (Finnmark, Norway). *Leidse Geol. Meded. Deel.*, 28, blz. 177—296, 1963.
- Oyawoye M. O. The petrology of the district around Bauchi, Northern Nigeria. *Journ. Geol.*, 70, 604—615, 1962.
- Oyawoye M. O. The contact relationship of charnockite and biotite gneiss at Bauchi, Northern Nigeria. *Geol. Mag.*, 101, 138—144, 1964.
- Packham G. H., Crook K. A. W. The principle of diagenetic facies and some of its implications. *Journ. Geol.*, v. 68, p. 392—407, 1960.
- Parkinson J. On a group of metamorphic sediments situated between Michakos and Lake Magadi in British East Africa. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, v. 69, 228—263, 1913.
- Parras K. Das Gebiet der pyroxenführenden Gesteine im westlichen Unsimaa. *Geol. Rundschau*, B. 32, 484—507, 1941.
- Parras K. On the coarse — grained garnet — cordierite gneisses of South and Southwest Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 138, 1—7, 1946.
- Parras K. On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in south — western Finland. *Comm. Géol. Finlande Bull.*, 181, 137 p., 1958.
- Peacock M. A. The nature and origin of the amphibole asbestos of South Africa. *Amer. Mineralogist*, 13, 1928.
- Pehrman G. Über cordierit — führende Gesteine aus dem Migmatitgebiet von Abo (S. W. Finland). *Medd. från. Abo Akad. Geol. Inst.* N 20, 1—26, 1936.
- Pellias P. Etude sur la recristallisation thermique des zircons metamictes. *Met. Museum nat. histoire natur.*, C 12, N 5, p. 227—253, 1965.
- Phemister T. C., Fraser W. E., Williamson D. H. Dalradian metamorphism and structure — Stonehaven to Aberdeen. *Intern. Geol. Congr. Report of 21 ses.*, p. XIII, Copenhagen, 352—361, 1960.
- Phillips F. C. Some mineralogical changes induced by progressive metamorphism in the Green Bed Group of the Scottish Dalradian. *Mineral. Mag.*, v. 22, 239, 1930.
- Pichamuthu C. S. The charnockite problem. *Mysore Geol. Assoc. Bangalore, India*, 1953.
- Pichamuthu C. S. Charnockite in Making. *Nature*, 188, 135—136, 1960.
- Pitcher W. S., Sinha R. Ch. The Petrochemistry of the Ardara Aureole. *The Quarterly Journal of the Geolog. Soc. of London*, v. CXIII, N 451, part 3, 1958.
- Pitcher W. S., Read H. H. The Main Donegal Granite. *The Quart. Journ. of the Geol. Society of London*, v. 114, № 454, part 2, 1959.
- Pitcher W. S., Read H. H. Aureole of the Main Donegal Granite. *The Quart. Journ. of the Geolog. Society of London*, v. CXVI, N 461, part 1, 1960.
- Pitcher W. S., Read H. H. Contact metamorphism in relation to Manner of emplacement of the Granites of Donegal, Ireland. *Journ. of Geology*, v. 71, N 3, 1963.
- Poldervaart A., von Backström J. M. A study of an area at Kakamas (Cape Province). *Trans. Geol. Soc. South Africa*, v. 52, pp. 433—495, 1949.
- Poldervaart A., Hess H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Journ. of Geology*, v. 59, № 5, pp. 472—489, 1951.
- Poncelet G. M., Brindley G. W. Experimental formation of kaolinite from montmorillonite at low temperatures. *Am. Mineral.*, v. 52, № 7—8, pp. 1161—1173, 1967.
- Pridler R. T. Cordierite — anthophyllite rocks associated with spinel — hyperstenites from Toodyay, Western Australia. *Geol. Mag.*, v. 77, pp. 364—382, 1940.
- Pridler R. T. Sapphirine from Dargin, Western Australia. *Geol. Mag.*, v. 82, pp. 49—54, 1945.
- Rajagopalan C. Studies in charnockites from St. Thomas mount, Madras. *Proceedings Ind. Acad. Sci.*, v. 24, S. A., № 315—331, 1946.
- Ramberg H. On sapphirine — bearing rocks in the vicinity of Sukkertoppen (west Greenland). *Medd. om Grønland*, Bd. 142, N 5, 1948.
- Ramberg H. Radial diffusion and chemical stability in gravitational field. *Journ. Geology*, v. 56, 448—458, 1948.
- Ramberg H. On petrogenesis of the gneiss complexes between Sukkertoppen and Christianshaab, West Greenland. *Medd. dansk. geol. Foren.*, 11, 312—327, 1948.
- Ramberg H. The facies classification of rocks. *Journ. Geology*, v. 57, pp. 18—54, 1949.

- Ramberg H. Remarks on the average chemical composition of granulite facies and amphibolite — to — epidote amphibolite facies gneisses in West Greenland. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, Bd. 12, H. 1, 1951.
- Rankama K. (ed.) *The Precambrian*. v. 1. Intersc. Publ. I. Willey a. Sons Inc., N. Y. — Lond. — Sydney, 1963.
- Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. 1952.
- Rao J. S. R., Krishna. Die Petrographie der Khondalite als Begleiter von Mangawisen im Gebiet von Srikakulam und Visakhapatnam. *Indien. Chem. Erde*. 22, 485—499, 1962.
- Rao J. S. R. K., Sastry A. V. R. Mineralogy of the calc-granulites from Srirakulam district. *Proc. Ind. Acad. Sci.*, v. 59, sec. B, No 4, 1964.
- Rao J. S. R., Murty T. R. Hypersthene quartzites from Waltair, Andhra Pradesh, India. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 118, N 18, 719—724, 1965.
- Rast N. Structure and metamorphism of the Dalradian rocks of Scotland. In: *The British Caledonides*. (Ed. Johnson, Stewart). Edinburgh, Oliver and Boyd, pp. 123—142, 1963.
- Razafiniparany A. Les charnockites de Betafo — Soavinandriana à Madagascar. *Ann. géol. Madagascar*, N 33, 115—198, 1963.
- Razafiniparany A. Etude générale des charnockites de Madagascar. Note sur les charnockites du Massif du Marojezy pres de Sambava (Nord — Est de l'île). *Rapp. annuel. Serv. géol. Rép. Malagasy*, 111—114, 1965.
- Razafiniparany A. Sur la présence de charnockites à cordiérite dans le massif des Marojezy (nord — est de Madagascar). *Comp. rend. semaine géol.* 1966. Tananarive, 77—78, 1966.
- Read H. H. The petrology of the Arnage district in Aberdeenshire: a study in assimilation. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 79, 446, 1923.
- Read H. H. The geology of the country around Banff, Huntly, and Turiff. *Mem. Geol. Surv. Scotland*. 1923.
- Read H. H. Metamorphism and migmatization in the Ythan Valley, Aberdeenshire. *Trans. Edinburgh. Geol. Soc.*, 15, 265—279, 1952.
- Read H. H. Introductory and cautionary remarks (to the symposium: Depr. and tectonics as factors in regional metamorphism). *Proc. geol. Soc. London*, 1594, 13, 1962.
- Reed I. I. Petrology of the lower Mesozoic rock of the Wellington district, New Zealand. *Geol. Surv. Bull.* 57, 1957.
- Reed I. I. Regional metamorphism in south — east Nelson, New Zealand. *Geol. Surv. Bull.*, N 60, 1958.
- Reed I. C. Geology of the Linville Falls Quadrangle, North Carolina. *Geol. Surv. Bull.*, 1161—13, 1964.
- Reinhardt E. W. Phase relations of cordierite, garnet, biotite of ganoque area, Ontario. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 47, N 1, 216, 1966.
- Ribero A. C. A., Figueiredo G. C. S. Rochas do corte da estrada Quizenga — Lucala — Sambacaju — Salazar (Angola). *Mem. e notic. Museu e lab. mineral. e geol. Univ. Coimbra e Centre eshed. geol.*, N 53, 53—73, 1962.
- Richardson S. W., Bell P. M., Gilbert M. C. Kyanite — sillimanite equilibrium between 700° and 1500°C. *Am. Journ. Sci.*, v. 266, № 7, p. 513—541, 1968.
- Richardson S. W. The stability of Fe — Staurolite + Quartz. *Carnegie Inst., Year Book*, 66, 1968.
- Richardson S. W. Staurolite stability in a part of the system Fe—Al—Si—O—H. *Journ. Petrology*, v. 9, № 3, 467—488, 1968.
- Ringwood A. E., Green D. H. An experimental investigation of the gabbroeclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics*, v. 3, No 5, 1966.
- Robertson T. The crystalline metamorphic rocks of South — western Togoland. *Min. Mag.*, v. 61, № 717, pp. 116—135, 1924.
- Roques M. Le Précambrien de l'Afrique Occidentale Française. *Bull. Soc. Geol. de France*, 5, t. 18, 589—628, 1948.
- Rosenbusch H. Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr — Andlau und Hohwald. *Geol. Specialkarte von Elsass — Lothringen. Abhandlung*, B. 1, H. 2, S. 79—393, Strassburg, 1877.
- Roux M. L. Polymétamorphisme dans le massif de Castillon (Ariège). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 266, Ser. D, pp. 752—754, 1968.
- Roy S., Purkait P. K. Stability relations of Manganese Oxide Minerals in metamorphic Orebodies Corresponding to Sillimanite Grade in Gowardindhom. *Econ. Geology*, v. 60, № 3, p. 601, 1965.
- Sabine P. A., Watson J. V. Isotopic age — determinations of rocks from the British Isles, 1954—64, with an introduction. *Quart. Journ. Geol. Soc. Lond.*, v. 121, № 484, p. 4, 1965.
- Sagon I. P. A propos du chloritoïde dans les schistes devoniens du bassin de Chateaulin (région d'Uzel, Saint — Gilles — du — Vieux — Marche), *Compt. rend. Soc. géol. France*, N 8, 269—270, 1965.
- Salotti C. A. Petrology and structure of precambrian metasedimentary rock near Howard, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Spec. paper*, N 69, 259, 1962.

- Sandius N. On the spilitic rocks. *Geol. Mag.*, v. 67, 1930.
- Savolahi A. On the schists and associated intrusive rocks of the Vieremä — Kiurunvesi region. *Bull. Comm. Geol. de Finlande*, N 218, 1—83, 1965.
- Schreyer W., Seifert F. High — pressure phases in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . *Internat. Symp. on Phase Transformations*, Abstr. Canberra, pp. 72—73, 1969.
- Sederholm J. J. On migmatites and associated pre — Cambrian rocks of southwestern Finland. Part III. The Åland Islands. *Comm. Géol. Finlande, Bull.*, 107, 1934.
- Segnit E. R. Sapphirine — bearing rocks from MacRobertson Land, Antarctica. *Mineralog. Mag.*, 31, 690—697, 1957.
- Seki Y. Petrological study of hornfelses in the Central part of the Mediane zone of Kitakami Mountainland, Iwate Prefecture. *Sci. Rep. Saitawa Univ.*, ser. B, v. 2, № 3, 307—362, 1957.
- Seki Y. Calcareous Hornfelses on the Arisu District of the Kitakami Mountains, North — eastern Japan. *Japanese Journ. of Geol. and Geogr.*, vol. 32, № 1, 1961.
- Seki Y., Kuriyagawa S. Pumpellyites in Metabasaltic. *Journ. Geol. Soc. Japan*, v. 68, № 804, 1962.
- Seki Y., Oba T., Mori R., Kuriyagawa S. Sanbagawa metamorphism in central part of Kii Peninsula, central Japan. *Journ. Soc. Petr. Mineral. Econ. Geology Japan*, v. 52, p. 73—89, 1964.
- Seki Y. Prehnite in low — grade metamorphism. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, ser. B, v. 5, № 1, 1965.
- Seki Y. Wairakite in Japan. *Journ. Japan. Assoc. Min., Petr. Econ. Geol.*, v. 56, № 1, 1966.
- Sen Gupta K. K. On the hypersthenisation of monoclinic pyroxenes. *J. Asiat. Soc. Bengal*, 12, 1916.
- Sen S. Charnockites of Manbhum and the charnockite problem. *Journ. Geol. Soc. India*, v. 8, pp. 8—17, 1967.
- Shido F. Plutonic and metamorphic rocks of the Nakaso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, v. 11, p. 131—217, 1958.
- Shido F., Miyashiro A. Hornolendes of basic metamorphic rocks. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, v. 12, 85—102, 1959.
- Simpson E. S., Tregidga J. A. The Archaen rocks of the Marble Delta district, Natal. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, v. 59, 1956.
- Simonen A. On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the Svecofennic territory of southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 141, 1948.
- Sims P. K., Gable D. J. Petrology and structure of precambrian rocks central City Quadrangle, Colorado. *U. S. Geol. Surv. Prof. paper* 554, 1967.
- Sinclair W. E. Asbestos. Its origin, production and utilization, 2 edition London, 1959 (1960).
- Singh S. Orthopyroxene-bearing rocks of charnockitic affinities in the South Savanna — Kanuku complex of British Guiana. *Journ. Petrology*, v. 7, No 2, 1966.
- Sitter de L. U., Zwart H. J. Excursion to the central Pyrenees, september 1959. *Leidse Geol. Meded. deel* 26, blz 1—49, 1961.
- Sitter de L. U., Zwart H. J. Geological Map of the Paleozoic of the Central Pyrenees. *Leidsche geolog. meded.*, D. 27, pp. 191—236, 1962.
- Smith Ch. H., MacGregor G. D. Ultrabasic Intrusive conditions illustrated by the Mount Albert Ultrabasic Pluton, Gaspe, Quebec. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 71, № 12, part 2, Abstr. and Index pp. 1978, 1960.
- Smith I. V., Howie R. A., Rucklidge I. C. Microprobe X — ray emission analyses of olivines, pyroxenes and amphiboles. *Geol. Soc. America Spec. Paper*, N 82, 189—190, 1965.
- Snelling N. J. Notes on the petrology and mineralogy of the Barrovian metamorphic zones. *Geol. Mag.*, 94, 297—304, 1957.
- Sprigg R. C., Wilson R. B. The Musgrave Mountain belt in South Australia. *Geol. Rundschau*, 47, N 2, 531—542, 1958.
- Sørensen H. On sapphirine from west Greenland. *Medd. om Grønland*, Bd. 137, N 1, 1955.
- Stevenson I. M. Leaf River map — area, Quebec and District of Keewaten. *Paper geol. Surv. Canada*, 1964 (1965), N 28, 6, 10, pp. 1965.
- Stillwell F. Metamorphic rocks of Adelle land. *Austral. — Antarct. Exped.*, 1911—1914, *Sci. Rep.*, Ser. A, v. 3, Geology, p. 1, 1918.
- Strens R. G. J. Stability and relations of the Al — Fe epidots. *Min. Magazine*, vol. 35, 1965.
- Subramaniam A. P. Charnockites of the type area near Madras (a reinterpretation). *Amer. Journ. Sci.*, 257, N 5, p. 321—353, 1959.
- Sutton J., Watson J. The pre — Torridonian metamorphic history of the Loch Torridon and Scourie areas in north — west highlands. *Geol. Soc. London Quart. Journ.*, 106, p. 241—307, 1951.
- Szadeczký-Kardoss E. A. Genetical system of igneous rocks. Report of the XX ses., part XIII, 1960.
- Szeky-Fyx V. Propylitization and potassium metasomatism. *Acta Geologica*, t. VIII, F. 1—4, p. 97—117, 1964.

Taylor F. C., Skinner R. Fort Chimo, New Quebec. Paper Geol. Surv. Canada, N 47, 1963 (1964).

Temple A. K. Zoisite—rutile rock from Los Angeles County, California. Amer. Mineralogist, v. 51, № 7, 1028—1034, 1966.

Thayer T. P. Some Critical Differences between Alpine—Type and Stratiform Peridotite—Gabbro Complexes. Report of the 21 Sess. Internat. Geol. Congr. (Norden). (1960). part 13, Petrogr. provinces, igneous and metamorph. rocks. Copenhagen, 1963.

Thompson J. B. Graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. Am. Miner., 42, p. 842—858, 1957.

Tilley C. E. The granite gneisses of Eyre Peninsula and their associated amphibolites. Geol. Soc. London, Quart. Journ., 77, p. 75—134, 1921.

Tilley C. E. Precambrian paragneisses of southern Eyre Peninsula, South Australia. Geol. Mag., LVIII, 251—259, 305—312, 1921.

Tilley C. E. The facies classification of metamorphic rocks. Geol. Mag., 61, p. 167, 1924.

Tilley C. E. A preliminary study of metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 71, 100—112, 1925.

Tilley C. E. The role of Kyanite in the «hornfels zone» of the Carn Chiuinneag granite (Ross—shire). Mineral. Magazine, vol. 24, № 149, 1935.

Tilley C. E. Enderbite, a new member of the charnockite series. Geol. Mag., 73, 1936.

Tilley C. E. Anthophyllite—Cordierite—Granulites of the Lizard. Geol. Mag., 74, 300—309, 1937.

Tobi A. C. Fieldwork in the charnockitic Precambrian of Rogoland (SW Norway). Geol. en Mijnbouw, 44, N 6, 208—217, 1965.

du Toit A. L. The geology of South Africa. Edinburgh: Oliver and Boyd. 2nd ed., 539 pp., 1939.

Touret J. Sur la présence de mangérite à fayalite au NW de Gjerstad (Norvège Méridionale). Compte rendu somm. seances, Soc. Geol. France, fasc. 6, 252—253, 1967.

Trail D. S. Schist and granite in Southern Prince Charles Mountains, Antarctic Geol. Amsterdam. 492—497, 1964.

Tschermak. Ueber den Smirgel von Naxos. Miner. petrogr. Mitt., N.F., 14, 311—42, 1895.

Tsujii Sh. Petrology of Higo Metamorphic complex in Kosa-Hamamati, Area, Hamamoto Prefecture. Kyusyu. Japan. Journ. geol. a. geogr., V. 38, № 1, pp. 13—26, 1967.

Turner F. J. Metamorphism of the Te Anau Series in the region north—west of Lake Wakatipu. Trans. Roy. Soc. N. Z., 65, p. 329—49, 1935.

Turner F. J. Contribution to the interpretation of mineral facies in metamorphic rocks. Amer. J. Sci., XXIX, 1935.

Turner F. J. Progressive regional metamorphism in Southern New Zealand. Geol. Mag., 75, p. 160—174, 1938.

Turner F. J. Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Mem. Geol. Soc. Amer., 30, 1948.

Turner F. J., Verhoogen Y. Igneous and metamorphic petrology. 2 ed. New—York, Toronto, London, 1960.

Turner F. J. Thermodynamic appraisal of steps in progressive metamorphism of siliceous dolomitic limestones. Neues Jahrb. Mineral. Mh. 1, 1—22, 1967.

Turner F. J. Metamorphic Petrology, Mineralogical and Fields Aspects. McGraw—Hill, London—New York, N. Y., 1968.

Ueta S. Two contrasted regional metamorphic terrains in the Yatusiro district, Kumamoto prefecture. Journ. Geol. Soc. Japan., v. 67, pp. 526—539, 1961.

Uno T. Metamorphic rocks of the Tukuba district, Ibaraki Prefecture. Journ. Geol. Soc. Japan, v. 67, p. 228—236, 1961.

Ussing N. V. Untersuchungen der Mineralien von Fiskernäs in Grönland. Zeitschr. f. Kryst., v. 15, p. 596, 1889.

Vajner V. The geological and petrographical conditions of the Lišov granulite. Sborn. geol. věd., 1964, 6, 65—87, 1964.

Velde B. Low—grade metamorphism of micas in pelitic rocks. Carnegie Inst. Washington Year Book 63, 142—147, 1964.

Velde B. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. Amer. Mineralogist, v. 50, N 3—4, 436—450, 1965.

Velde B. Upper stability of muscovite. Amer. mineral., v. 51, № 5—6, p. 924, 1966.

Velde B., Kornprobst J. Stabilité des silicates d'alumine hydratés. Contr. Min. a. Petr., v. 21, No 1, 1969.

Verdier J. Les charnockites du Salto Neçuima (Sierra de Imataca, Guyane vénézuélienne). Compte Rendu Somm. Seanc., Soc. Géol. Fr., 8, 271, 1965.

Verhoogen J. Radial diffusion and chemical stability in the gravitational field: a discussion. Journ. Geology, v. 57, 93—94, 1949.

Vogt T. Sulitelmefeltets geologisk petrografi. Norges Geol. Unders., № 121, 1927.

Vogt T. Mineral assemblages with sapphirine and kornerupine. Comm. geol. Finlande Bull., N 140, p. 15—24, 1947.

Vuagnat M. Variolites et spilites. Archiv. Sci., 2, 1949.

- Waard de, D. Structure and composition of the Little Moose Mountain syncline in the Southwestern Adirondack Mountains, New York. Geol. Soc. Amer. Spec. papers, N 68, p. 162, 1961.
- Waard de, D. The occurrence of garnet in the granulite — facies Terrane of Adirondack Highlands. Journ. Petrology, v. 6, № 1, pp. 165—191, 1965.
- Waard de, D. A proposed subdivision on the granulitic facies. Amer. J. Sci., 263, N 5, 455—461, 1965.
- Waard de, D. The biotite — cordierite — almandite subfacies of the hornblende — granulite facies. Canad. Mineral., 8, N 4, 481—492, 1966.
- Waard de, D., Walton M. Precambrian geology of the Adirondack highlands, a reinterpretation. Geol. Rundschau, B. 56, H. 2, S. 596, 1967.
- Wager L. R. Geological investigations in East Greenland. Medd. Grønland, 105, 3, 1934.
- Wager L. R. Geological investigations in East Greenland. Medd. om Grønland, 105, 2, 1939.
- Wager L. R., Deer W. A. Geological Investigations in East Greenland. Part III, The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. Meddelelser om Grønland, Bd. 105, N 4, 1939.
- Waldmann L. Der sapphirinführende Gabbro von Stallen. Vorh. Geol. Bundesanstalt Wien, pp. 79—84, 1931.
- Walker T. L., Collins W. H. Petrological Study of Some Rocks from the Hill Tracts, Vizagapatam District, Madras Presidency. Records geol. Surv. of India, v. 36, p. 1, 1907.
- Walls R. R. The geology of Portugese Nyasaland. Geol. Mag., v. 59, № 695, 1922.
- Ward R. E. Petrology and metamorphism of the Wilmington complex, Delaware, Pennsylvania and Maryland. Geol. Soc. Amer. Bull. v. 70, 1425—58, 1959.
- Warren C. H. The Ilmenite Rocks near St. Urbain, Quebec: a New Occurrence of Rutile and Sapphirine. Am. Journ. Sci., 4 ser., v. 32, p. 263, 1912.
- Washington H. S. The charnockite series of igneous rocks. Am. J. Sci., 41, 1916.
- Watson T. L., Cline J. H. Hypersthene syenite and related rocks of the Blue Ridge region, Virginia. Bull. Geol. Soc. Amer., 27, 1916.
- Watson J. Late sillimanite in the migmatites of Sutherland. Geol. Mag. Lond., 85, 149—62, 1948.
- Weisbrod A. Sur la structure de la Cordillère de l'Europe moyenne dans le Massif Central Français. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 261, p. 4457, 1965.
- Weisbrod A. Les conditions du métamorphisme dans les Cévennes médianes (Massif Central, France). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 266, ser. D+, 755—757, 1968.
- Wells A. K. The nomenclature of the spilitic rocks. Geol. Mag., part 1, and 11, v. 60, 1923.
- Wells A. J. Corundum from Ceylon. Geol. Mag., XCIII (93), 25—31, 1956.
- White D. E., Muffler L. I. P. Metamorphism of Upper Cenozoic sediments to greenschist mineral assemblages, Salton Sea Geothermal Area, California. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1965. N 82, 221—222, 1965.
- Whittaker E. J. W. The structure of Bolivian crocidolite. Acta Crystallogr, 2, N 5, p. 312, 1949.
- Williamson D. H. Petrology of chloritoid and staurolite rocks north of Stonehaven, Kincardineshire. Geol. Mag., vol. XC, pp. 445—462, 1953.
- Wilson A. F. The charnockitic rocks of Australia. Geol. Rundschau, 1958 (1959), 47, N 2, p. 491—510, 1958.
- Wilson A. F. The significance of Sapphirine in the granulite Terrains of Western Australia. Min. Soc. Amer. Spec. Pap., N 1, Intern. Min. Assoc. Papers and Proc. of 3th general Meeting, 313—314, 1963.
- Wilson A. F., Hudson D. R. The discovery of beryllium — bearing sapphirine in the granulites of Musgrave Ranges (central Australia). Chemical Geology, v. 2, № 3, pp. 209—215, 1967.
- Winkler H. G. F. Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin—New York, 1965 (1 ed.), 1967 (2 ed.).
- Wise W. S., Eugster H. P. Celadonite: Synthesis, thermal stability and occurrence. Amer. Mineralogist, v. 49, № 7—8, 1031—1083, 1964.
- Wiseman I. D. H. The central and north — west Highland epidiorites: a study in progressive metamorphism. Q. Journ. Geol. Soc. London, v. 90, p. 354, 1934.
- Wolfe W. I. The Blue River ultramafic intrusion, Cassiar District, British Columbia. Paper Geol. Surv. Canada, N 48, IV, 1964 (1965).
- Woodland B. G. A petrographic study of thermally metamorphosed pelitic rocks in the Burke area, North — Eastern Vermont. Amer. Journ. of Sci., vol. 261, № 4, 1963.
- Wones D. R. Phlogopite — annite join. Carnegie Inst. Washington Year Book 58, p. 127—132, 1958.
- Wynne-Edwards H. R., Hay R. W. Coexisting cordierite and garnet in regional metamorphosed rocks from the Westport area, Ontario. Canad. Mineralogist, v. 7, part 3, 1963.
- Yamamoto H. Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki — Yatsushiro tectonic line in the western part of central Kyushu. Bull. Fukuoka Gakugei Univ., vol. 12, p. 93—172, 1962.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	4
Глава I. Фация двупироксеновых гнейсов (гранулитовая фация). Общие вопросы характеристики фации. <i>В. В. Хлестов</i>	6
§ 1. Определение и границы фации	6
§ 2. Минералы и минеральные ассоциации фации двупироксеновых гнейсов	8
§ 3. Термодинамические условия образования пород фации двупироксеновых гнейсов	16
§ 4. Вопросы подразделения двупироксен-гнейсовой фации	19
§ 5. Влияние колебаний <i>PT</i> -условий на минеральные парагенезисы фации двупироксеновых гнейсов. <i>В. С. Соболев, В. В. Хлестов</i>	25
§ 6. «Проблема чарнокитов» и другие геологические вопросы	37
Глава II. Минералого-петрографический обзор основных районов развития пород фации двупироксеновых гнейсов. <i>В. В. Хлестов</i>	43
§ 7. Балтийский щит	43
§ 8. Украинский кристаллический щит	53
§ 9. Другие районы Европы	59
§ 10. Америка	61
§ 11. Алданский щит и некоторые другие районы юга Сибири	69
§ 12. Анабарский щит	76
§ 13. Индия и о. Цейлон	79
§ 14. Африка	82
§ 15. Австралия	87
§ 16. Антарктида	91
Глава III. Амфиболитовая фация (фация биотит-силлиманитовых гнейсов)	
Общие вопросы характеристики фации. <i>В. В. Хлестов</i>	96
§ 17. Определение и границы фации	96
§ 18. Минералы и минеральные ассоциации амфиболитовой фации	97
§ 19. Термодинамические условия образования пород амфиболитовой фации	102
§ 20. Влияние внешних условий на минеральные парагенезисы амфиболитовой фации	104
§ 21. Соотношение высокотемпературных метаморфических зон и гранитов	110
Глава IV. Эпидот-амфиболитовая фация (фация мусковит-ставролитовых сланцев). Общие вопросы характеристики фации. <i>В. В. Хлестов</i>	112
§ 22. Определение и границы фации	112
§ 23. Минералы и минеральные ассоциации фации эпидотовых амфиболитов	114
§ 24. Термодинамические условия образования пород эпидот-амфиболитовой фации	124
§ 25. Содержание марганца в гранате как индикатор температур метаморфизма	127
Глава V. Минералого-петрографический обзор важнейших районов развития метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового типа. <i>Н. Л. Добрецов, В. В. Хлестов</i>	130
§ 26. Зональные комплексы андалузит-силлиманитового типа на Балтийском щите. <i>В. В. Хлестов</i>	131
§ 27. Зональные комплексы андалузит-силлиманитового типа (тип Бахен) в Шотландии. <i>Н. Л. Добрецов</i>	133
§ 28. Метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа в Пиренеях и на юге Франции. <i>В. В. Хлестов</i>	137
§ 29. Метаморфизм андалузит-силлиманитового типа на территории США и Канады. <i>В. В. Хлестов</i>	141
§ 30. Метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа в Сибири. <i>В. В. Хлестов</i>	147
§ 31. Зональные комплексы андалузит-силлиманитового типа на Камчатке и в Японии. <i>Н. Л. Добрецов</i>	157

§ 32. Зональность в метаморфизованной железистой формации. Н. Л. Добрецов	166
Глава VI. Фация зеленых сланцев. Н. Л. Добрецов	171
§ 33. Минералогическая характеристика фации	171
§ 34. Минеральные ассоциации и субфации фации зеленых сланцев. Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев	180
§ 35. Зеленосланцевая фация в зональных метаморфических комплексах	191
§ 36. Зеленосланцевые однородно метаморфизованные толщи	205
§ 37. Диафориты зеленосланцевой фации	219
Глава VII. Низкотемпературные метасоматические процессы и региональный эпигенез. Н. Л. Добрецов	224
§ 38. «Цеолитовая фация»	224
§ 39. Региональный эпигенез	231
§ 40. Обзор низкотемпературных метасоматических процессов, сопутствующих низкотемпературному региональному метаморфизму и эпигенезу	239
§ 41. Спилиты	242
§ 42. Некоторые вопросы минералогии и физико-химические условия низкотемпературных процессов	249
Список литературы	258

§ 1	166	Зональность в метаморфизованной железистой формации. Н. Л. Добрецов
§ 2	171	Глава VI. Фация зеленых сланцев. Н. Л. Добрецов
§ 3	171	Минералогическая характеристика фации
§ 4	180	Минеральные ассоциации и субфации фации зеленых сланцев. Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев
§ 5	191	Зеленосланцевая фация в зональных метаморфических комплексах
§ 6	205	Зеленосланцевые однородно метаморфизованные толщи
§ 7	219	Диафориты зеленосланцевой фации
§ 8	224	Глава VII. Низкотемпературные метасоматические процессы и региональный эпигенез. Н. Л. Добрецов
§ 9	224	«Цеолитовая фация»
§ 10	231	Региональный эпигенез
§ 11	239	Обзор низкотемпературных метасоматических процессов, сопутствующих низкотемпературному региональному метаморфизму и эпигенезу
§ 12	242	Спилиты
§ 13	249	Некоторые вопросы минералогии и физико-химические условия низкотемпературных процессов
§ 14	258	Список литературы
§ 15	166	Зональность в метаморфизованной железистой формации. Н. Л. Добрецов
§ 16	171	Глава VI. Фация зеленых сланцев. Н. Л. Добрецов
§ 17	171	Минералогическая характеристика фации
§ 18	180	Минеральные ассоциации и субфации фации зеленых сланцев. Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев
§ 19	191	Зеленосланцевая фация в зональных метаморфических комплексах
§ 20	205	Зеленосланцевые однородно метаморфизованные толщи
§ 21	219	Диафориты зеленосланцевой фации
§ 22	224	Глава VII. Низкотемпературные метасоматические процессы и региональный эпигенез. Н. Л. Добрецов
§ 23	224	«Цеолитовая фация»
§ 24	231	Региональный эпигенез
§ 25	239	Обзор низкотемпературных метасоматических процессов, сопутствующих низкотемпературному региональному метаморфизму и эпигенезу
§ 26	242	Спилиты
§ 27	249	Некоторые вопросы минералогии и физико-химические условия низкотемпературных процессов
§ 28	258	Список литературы
§ 29	166	Зональность в метаморфизованной железистой формации. Н. Л. Добрецов
§ 30	171	Глава VI. Фация зеленых сланцев. Н. Л. Добрецов
§ 31	171	Минералогическая характеристика фации
§ 32	180	Минеральные ассоциации и субфации фации зеленых сланцев. Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев
§ 33	191	Зеленосланцевая фация в зональных метаморфических комплексах
§ 34	205	Зеленосланцевые однородно метаморфизованные толщи
§ 35	219	Диафориты зеленосланцевой фации
§ 36	224	Глава VII. Низкотемпературные метасоматические процессы и региональный эпигенез. Н. Л. Добрецов
§ 37	224	«Цеолитовая фация»
§ 38	231	Региональный эпигенез
§ 39	239	Обзор низкотемпературных метасоматических процессов, сопутствующих низкотемпературному региональному метаморфизму и эпигенезу
§ 40	242	Спилиты
§ 41	249	Некоторые вопросы минералогии и физико-химические условия низкотемпературных процессов
§ 42	258	Список литературы

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!  
В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»  
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИЖКИ

КОСТЕНКО Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в прогибном рельефе. 30 с. 3 р. 40 к.

В монографии на основании сравнительного изучения геологического строения и рельефа выясняются общие закономерности и приводятся методы геологического строения и рельефа складок и разрывных деформаций. Особое внимание уделено изучению складчатых структурных форм. Особое внимание уделено изучению складчатых структурных форм. Особое внимание уделено изучению складчатых структурных форм.

Добрицов Николай Леонтьевич  
Соболев Владимир Степанович  
Хлестов Владимир Васильевич

ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА  
УМЕРЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ

Редактор издательства Л. В. Власова

Техн. редактор Т. Г. Сивова

Корректор Р. Я. Ускова

Сдано в набор 17/VI 1971 г.  
Подписано в печать 10/III 1972 г.  
Т-04190 Формат 70×108<sup>1/16</sup> Печ. л. 18,0 Усл. печ. л. 25,2  
Уч.-изд. л. 26,5 Бумага № 1 Индекс 1-4-1 Заказ 329/2660-1  
Тираж 2300 экз. Цена 3 р. 10 к.

Издательство «Недра».

Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Московская типография № 6 Главполиграфпрома

Комитета по печати при Совете Министров СССР.

Москва, Ж-88, 1-й Южно-портовый пр., 17.

В работе критически рассмотрены теория геосинклиналей и ее значение, что современная геология и тектоника должны развиваться на новой систематике, построенной по геофизическим данным. В этом аспекте рассмотрена деятельность земной коры на самостоятельные тектонические зоны с новыми структурными элементами. Особое внимание уделено изучению складчатых структурных форм. Особое внимание уделено изучению складчатых структурных форм. Особое внимание уделено изучению складчатых структурных форм.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «Книга — народ» магазинов: № 17 — 199178 Ленинград, В. О. Срединный проспект, 61 № 39 — 127412 Москва, И-412, Коровинское шоссе, 30.

Издательство «Недра»

## **УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!**

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»  
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ**

**КОСТЕНКО Н. П.** Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. 30 л., 3 р. 40 к.

В монографии на основании сравнительного изучения геологического строения и рельефа выясняются общие закономерности и предлагается методика анализа процесса морфологического становления складок и разрывов в рельефе. В качестве примера рассматривается строение горных стран юга Средней Азии. Особенное внимание уделяется рельефообразующей роли литолого-стратиграфического и структурного факторов. Приведены конкретные примеры применения выявленных закономерностей развития структурных форм для исследовательских и прикладных целей — при кондиционной геологической съемке, палеогеографических реконструкциях и т. д.

Рассчитана на широкий круг геологов и геоморфологов, может быть использована студентами и преподавателями геологических и географических вузов и факультетов.

**КРАСНЫЙ Л. И.** Проблемы тектонической систематики. 12 л. 1 р. 40 к.

В работе критически рассмотрена теория геосинклиналей и показано, что современная геология и тектоника должны базироваться на новой систематике, построенной по геофизическим данным. В этом аспекте рассмотрена делимость земной коры на самостоятельные геоблоки с шовными структурами между ними. Описаны подвижные области различного типа, вулканические пояса, их звенья. Сделана попытка классификации структур подвижных областей и более общей геологотектонической систематизации структур Земли.

Книга представляет значительный интерес для геологов широкого профиля.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «книга — почтой» магазинов:*

№ 17 — 199178. Ленинград, В. О. Средний проспект, 61

№ 59 — 127412. Москва, И—412, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

358